Бондарев В.И.



СЕЙСМОРАЗВЕДКА

Екатеринбург - 2007

ОНИ СОЗДАВАЛИ ОСНОВЫ ОТЕЧЕСТВЕННОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ



ГОЛИЦЫН БОРИС БОРИСОВИЧ
(1862–1916)
Академик Российской академии наук, создатель первого сейсмографа



ГАМБУРЦЕВ ГРИГОРИЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ
(1903–1955)
Академик АН СССР, создатель корреляционного метода преломленных волн, автор одного из первых учебников по сейсморазведке.



ПУЗЫРЕВ НИКОЛАЙ НИКИТОВИЧ
(1914–2005)
Академик АН СССР, автор первой в СССР фундаментальной монографии по методу МОВ, создатель основ многоволновой сейсморазведки



ГОЛЬДИН СЕРГЕЙ ВАСИЛЬЕВИЧ
(1936–2007)
Академик АН СССР, автор фундаментальных работ по кинематике и динамике сейсмических волн



РЕЗНИЧЕНКО ЮРИЙ ВЛАДИМИРОВИЧ
(1911–1993)
Член-корреспондент АН СССР, автор фундаментальных работ в области методов решения прямых и обратных задач сейсморазведки



РЯБИНКИН ЛЕВ АЛЕКСАНДРОВИЧ
(1910–1983)
Профессор, заведующий выпускающей кафедрой МИНХ, создатель метода РНП, автора ряда учебников для ВУЗов по теории сейсморазведки



ГУРВИЧ ИЛЬЯ ИСИДОРОВИЧ
(1916–1995)
Профессор МГРИ, автора основных учебников по сейсморазведке для студентов техникумов и вузов СССР второй половины 20 века



ЕПИНАТЬЕВА АПОЛЛОНИДА МИХАЙЛОВНА
(1916–1994)
Профессор МГУ, автор фундаментальных работ в области физических основ методов сейсмической разведки



БЕРЗОН ИННА СОЛОМОНОВНА
(1907–1983)
Профессор, инвентор методов КМПВ, автор фундаментальных работ в области физических основ высокочастотной сейсмической разведки



ПОЛЫШКОВ МИХАИЛ КОНСТАНТИНОВИЧ
(1924–1990)
Профессор, заведующий выпускающей кафедрой МГУ, директор ведущего НИИ разведочной геофизики, автор капитальных работ по теории и методике сейсморазведочной аппаратуры



ГАЛЬПЕРИН ЕВСЕЙ ИОСИФОВИЧ
(1924–1990)
Профессор, создатель метода ВСП, поляризационного метода сейсмических исследований, автор ряда всемирно известных монографий по методу ВСП



ТИМОШИН ЮРИЙ ВАСИЛЬЕВИЧ
(1951–1998)
Профессор, заведующий выпускающей кафедрой КГУ, автора метода дифракционного преобразования сейсмограмм и изображение геологической среды, около 100 изобретений в области сейсморазведки

РУКОВОДИТЕЛИ ВЕДУЩИХ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ КОМПАНИЙ РОССИИ

ГРУППА КОМПАНИЙ "ХАНТЫМАНСИЙСКГЕОФИЗИКА"

(55 сейсморазведочных партий)



МУРТАЕВ
ИСА СУЛТАНОВИЧ
Генеральный директор ОАО "Ханты-Мансийскгеофизика"



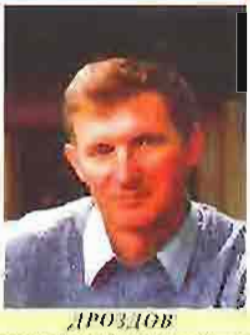
ЯГКОВ ВЛАДИМИР
АЛЕКСЕЕВИЧ
Генеральный директор ОАО "Енисейгеофизика"



ПАЛАМОШИН ВЛАДИМИР
КОНСТАНТИНОВИЧ
Генеральный директор ОАО "Оренбургская геофизическая экспедиция"



БЕЛОУС ВЛАДИМИР
НИКОЛАЕВИЧ
Генеральный директор ОАО "Печорская геофизическая экспедиция"



ДРОЗДОВ
АНАТОЛИЙ ПЕТРОВИЧ
Генеральный директор
ОАО "Сибнефтегеофизика"
(17 СП)



АЛИЕВ
ЯВДАТ РАВИЛОВИЧ
Генеральный директор
ОАО "Башнефтегеофизика"
(18 СП)



ХАРИСОВ
РИНАТ ГИТИНОВИЧ
Генеральный директор
ООО "ТНГ-Групп"
(16 СП)

ГРУППА КОМПАНИЙ "ИНТЕГРА" - 52 сейсморазведочные партии

ОАО "Тюменнефтегеофизика"
20 СП

ОАО "Ямалгеофизика",
18 СП

ОАО
"Ставропольнефтегеофизика"
4 СП

Томская
геофизическая компания-
3 СП.

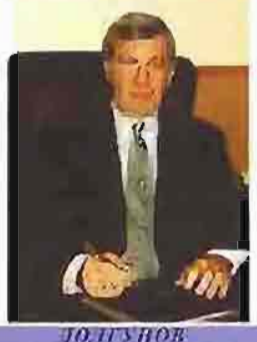
АО "Азимут
Энерджи Сервисез"
(Казахстан)-7 СП



БЫСТРИЦКИЙ ГРИГОРИЙ
АЛЕКСАНДРОВИЧ
Советник Президента компании и Главный менеджер по развитию сейсмического бизнеса



МОРСКИЕ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫЕ КОМПАНИИ РОССИИ



ЗОЛГУНОВ
КОНСТАНТИН АЛЕКСАНДРОВИЧ
Генеральный директор
ОАО "Севморнефтегеофизика"
(7 НИС)



КАЗАНИН
ГЕННАДИЙ РАВИЛОВИЧ
Генеральный директор
ОАО "Морская Арктическая геофизическая экспедиция" (4 НИС)



КРОПП
ЭДУАРД ЯКОВЛЕВИЧ
Генеральный директор
ОАО "Дальморнефтегеофизика"
(3 НИС)

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО ОБРАЗОВАНИЮ

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ

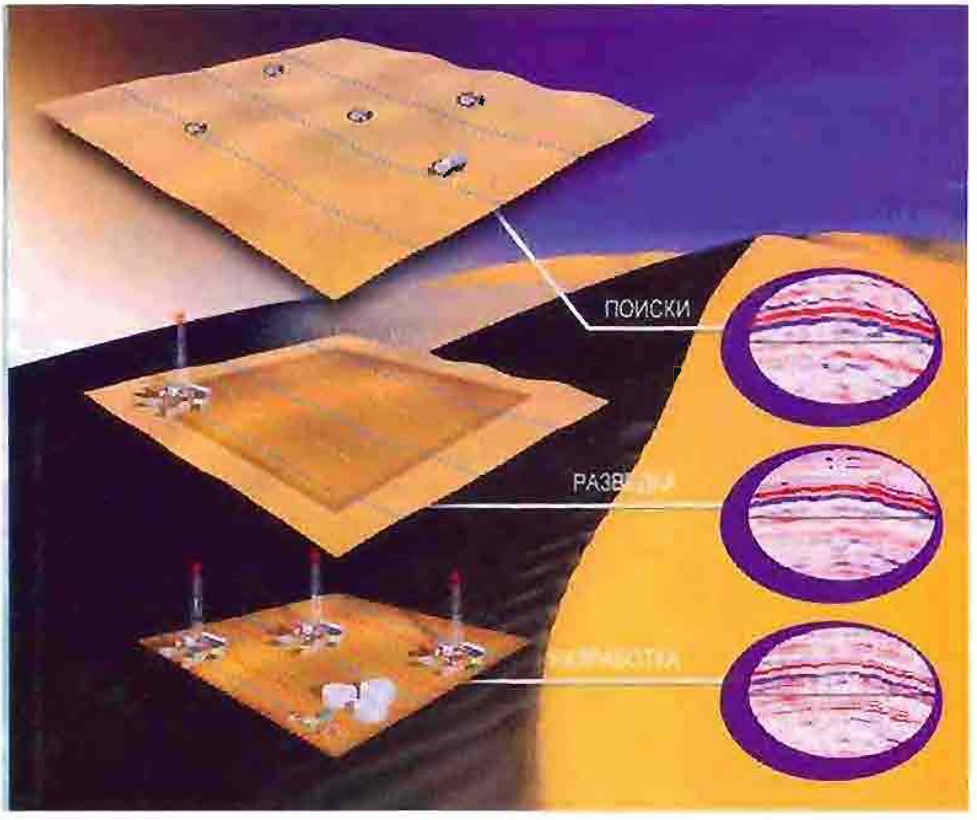
"УРАЛЬСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГОРНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ"

Посвящается 75 летию ОАО " Башнефтегеофизика" - ведущей отечественной геофизической компании, в которой автор начинал свою профессиональную деятельность в области сейсморазведки

БОНДАРЕВ В. И.

СЕЙСМОРАЗВЕДКА

Допущено УМО Министерства образования и науки Российской Федерации по образованию в области прикладной геологии в качестве учебника по дисциплине "Сейсморазведка" для студентов высших учебных заведений, обучающихся по специальности 130201 - "Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых" направления 130200 - "Технологии геологической разведки"
(решение № 14-14-УМО/313 от 14.03.2007г.)



ЕКАТЕРИНБУРГ 2007

ПРЕДИСЛОВИЕ

Сейсмическая разведка (***сейсморазведка***) является одним из ведущих геофизических методов исследования структуры, строения и состава горных пород. *Сейсмические исследования земной коры* являются общепризнанным способом ее изучения. Достаточно высока роль сейсморазведки в решении задач *рудной и инженерной геологии*. Однако главной и наиболее эффективной сферой применения сейсморазведки является ***поиск месторождений нефти и газа***. Поиски и разведку залежей углеводородов в настоящее время трудно представить без широкого использования сейсморазведки. Особенно важна роль сейсморазведки при *поисках залежей углеводородов на море*. Здесь сейсморазведка является не только практически единственным, но и весьма эффективным методом исследований. Именно поэтому объемы морских сейсморазведочных работ в мире в настоящее время более чем в четыре раза превышает объемы работ на суше. При этом объемы сейсморазведочных работ, выполняемых на море, растут из года в год.

Для проведения сейсморазведочных работ и выполнения геологического истолкования получаемых результатов вузы России готовят специалистов - геофизиков. В программу их подготовки обязательно входит изучение специальной геофизической дисциплины – ***сейсмической разведки***. Предлагаемый учебник по дисциплине ***"Сейсморазведка"*** предназначен для студентов высших учебных заведений, обучающихся по специальности ***130201 –"Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых"*** направления ***130200 – "Технологии геологической разведки"***. Этот учебник также может быть использован при изучении специального курса аналогичного названия ***"Сейсморазведка"*** студентами вузов, обучающимися по специальности ***020302–"Геофизика"***. В учебных планах вышеназванных специальностей ***Государственными образовательными стандартами высшего профессионального образования*** (Москва, 2000) в настоящее время на изучение дисциплины ***"Сейсморазведка"*** отводится достаточно значительный объем времени – 260 и 168 часов соответственно. По этой причине автор счел возможным и необходимым уделить достаточно большое внимание *физико-геологическим основам сейсмического метода разведки*. При этом главное внимание уделено фундаментальным основам сейсморазведки – кинематической теории распространения сейсмических волн в относительно простых моделях сред. Во всех случаях особо подчеркивается необходимость знания кинематических особенностей различных волн в современных сейсмических способах изучения геологических сред – в способах многократных перекрытий.

Большое значение, по мнению автора, в подготовке специалистов - сейсморазведчиков должно отводиться изучению современных *технических средств сейсмической разведки*. В соответствии с этим в учебнике достаточно подробно описаны современные сейсморегистрирующие комплексы. При этом автор сознательно уделил много внимания как линейным, так и телеметрическим сейсморазведочным комплексам. Во всех случаях достаточно подробно описываются не только зарубежные, но и отечественные сейсморегистрирующие системы.

Знакомство студентов с современными *системами наблюдений в сейсморазведке* является важнейшей компонентой сейсморазведочного образования. По этой причине значительное место в учебнике уделено описанию применяемых на практике систем наблюдений. Особое внимание при этом уделено системам наблюдений, применяемым в сейсморазведке *3D*. Учитывая все возрастающие объемы нефтегазопоисковых работ на шельфе морей и океанов, автор счел возможным и необходимым в учебнике уделить заметное место описанию *технологии морских сейсморазведочных работ*.

Обработка и интерпретация данных полевых наблюдений - важнейшие разделы курса сейсмической разведки. Качество выполнения обработки и интерпретации данных сейсморазведки определяет конечную результативность метода. По этой причине в учебнике большое внимание уделено изложению основ теории обработки данных сейсморазведки - фильтрации сейсмических колебаний, определению скоростей распространения упругих волн в покрывающей среде, миграции сейсмических записей, обоснованию и технологии выполнения специальных процедур обработки сейсмической информации. Дается общее представление о структуре процесса обработки, составе кинематической и динамической обработки. Описываются существующие графы и системы обработки, приводится сравнительная характеристика используемых на практике сейсмических обрабатывающих и интерпретационных систем как отечественного, так и, преимущественно, зарубежного производства. Изложение вопросов интерпретации данных сейсморазведки начинается с рассмотрения элементов геологического разреза и анализа возможности их изучения сейсмическим методом. Даются краткие сведения об основных типах ловушек залежей углеводородов, излагаются начальные понятия сейсмостратиграфического анализа рисунка сейсмической записи. Описываются современные интерпретационные технологии, использующиеся как при структурных построениях, так и при детальном изучении залежей углеводородов. Приводятся примеры отображения различных геологических образований в сейсмических волновых полях, к которым обычно приурочены залежи углеводородов.

В отдельных главах приводятся примеры успешного применения сейсмической разведки при решении различных геологических задач по изучению строения земной коры, рудной и инженерной геологии.

Учебник написан на основе многолетнего опыта чтения *полного цикла лекций* по дисциплине "*Сейсморазведка*" студентам, обучавшимся по специальности ***130201 – "Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых"*** (в недалеком прошлом эта специальность при том же названии имела другой номер - ***080400***) в Уральской государственной горно-геологической академии - Уральском

государственном горном университете. Основу данного учебника составляет авторский учебник по дисциплине *"Сейморазведка"*, вышедший в 2006 году ограниченным тиражом, а также *дополненные и переработанные*, изданные ранее, учебные пособия *"Анализ данных сейморазведки"* (2002г.) и *"Основы сейморазведки"* (2003г.), которые были опубликованы с разрешающим грифом Учебно-методического объединения по образованию в области прикладной геологии России в *качестве учебных пособий* для студентов специальности *080400 –"Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых"*.

При написании данного учебника автором принято во внимание содержание целого ряда зарубежных монографий, которые в какой то мере можно рассматривать в качестве учебных пособий по курсу сейсмической разведки. Их перечень приведен в дополнительном библиографическом списке.

Изложение учебного материала сопровождается достаточно большим числом рисунков, которые призваны облегчить студенту восприятие текста. Особое место в учебнике автор отводит интересным временным разрезам, которые демонстрируют большие потенциальные возможности сейморазведки. Эти материалы должны способствовать пониманию особой роли современной сейморазведки в изучении земных недр. К сожалению, по ряду причин в учебнике ограничены возможности размещения различных рисунков в цвете, что существенно обедняет учебник при демонстрации всех результатов современных сейсмических технологий. Все иллюстрации, с точки зрения автора, можно разделить на три категории. Первая – это рисунки, принадлежащие автору, вторая – рисунки, взятые из опубликованных работ, в том числе и из иностранных изданий. Эти рисунки не имеют ссылок на авторство, но публикации, откуда они заимствованы автором, обязательно приводятся в списке дополнительной литературы. Такой принцип использования рисунков в учебнике автору показался вполне допустимым. Лишь при демонстрации неопубликованных материалов, которые любезно предоставлены автору отдельными специалистами, указывается их авторство.

Подготовка и издание учебника в столь непростое время оказались бы невозможными без моральной и финансовой поддержки на разных этапах работы многих руководителей ряда геофизических организаций страны и, прежде всего, ведущих отечественных геофизических предприятий России *Мурташева Исы Султановича* – генерального директора *ОАО "Ханты-Мансийскгеофизика"*, *Дроздова Анатолия Петровича* - генерального директора *ОАО "Сибнефтегеофизика"*, *Козака Владимира Георгиевича* - Председателя Совета директоров ЗАО "Тюменьпромгеофизика ".

Работа над учебником и его издание были бы сильно затруднены без внимания и материальной поддержки сына - *Бондарева Олега Владимировича*.

Некоторые главы последнего раздела учебника - основы обработки и интерпретации данных сейморазведки - автором написаны совместно с доцентом, канд. геол - мин. наук Крылатковым Сергеем Михайловичем. При подготовке ряда рисунков к тексту учебника автору оказала большую помощь Крылаткова Н. А.

Любые критические замечания и деловые пожелания по улучшению качества учебника автор просит направлять в бумажном виде или по электронной почте соответственно по адресам:

Россия, 620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30, Уральский государственный горный университет, кафедра геофизики нефти и газа;

E-mail: bondarev_v@mail.ru

* * * * * * *

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ОБРАЗОВАТЕЛЬНЫЙ СТАНДАРТ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ

Направление подготовки дипломированного специалиста
650200. ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ РАЗВЕДКИ

Квалификация выпускника – горный инженер

ОПД.Ф.03 Электроразведка: 220
физико-геологические основы методов электроразведки; электроразведочная аппаратура и оборудование; методика полевых работ и обработки результатов наблюдений; теоретические основы методов; приемы интерпретации результатов, применение электроразведки при решении геологических задач.

СД.Ф.08 Сейморазведка* 260
распространение упругих колебаний, продольные и поперечные волны; лучи, изохроны, годографы прямых, отраженных, преломленных волн; волновые уравнения, кинематика и динамика волн разных типов; сейсморазведочная аппаратура, цифровая регистрация, цифровые сейсмические станции, регистрация естественных и искусственных сейсмических колебаний; системы наблюдений; метод общей глубинной точки; поверхностные и глубинные сейсмические условия;
обработка сейсморазведочных материалов на ЭВМ; процедура динамической обработки и интерпретации данных, решение структурных задач; анализ волновых картин; выделение полезных волн и типов.

СД.Ф.09 Радиометрия и ядерная геофизика: 180
естественная и искусственная радиоактивность; радиоактивные процессы, их распад, взаимодействие излучений с веществом; детекторы излучения; лабораторные и полевые

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ОБРАЗОВАТЕЛЬНЫЙ СТАНДАРТ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ

Специальность 011200 Геофизика

Квалификация "геофизик"

ОПД.Ф.01	Магниторазведка Магнитное поле Земли; аномалии магнитного поля Земли; методы измерения элементов земного магнетизма. Магнитостатические, индукционные, прямые и квантовые методы. Методика и техника полевых наблюдений. Решение прямых и обратных задач магниторазведки. Применение магниторазведки	92
ОПД.Ф.02	Сейморазведка Физические и теоретические основы сейморазведки, динамические теории упругости, волновые процессы в упругих средах. Сейморазведочная аппаратура, методика и техника проведения полевых наблюдений, обработка и интерпретация сейсмических данных. Решение прямых и обратных задач сейморазведки. Применение сейморазведки	168
ОПД.Ф.03	Электроразведка Постоянное электрическое поле, естественное электрическое поле. Поле выделений электрических неоднородностей. Переменное электрическое поле.	118

ВВЕДЕНИЕ

В.1. Сущность сейсморазведки

Сейсмическая разведка (***сейсморазведка***) является одним из важнейших видов геофизической разведки земных недр. Она включает в себя комплекс методов исследований геологического строения земной коры, основанных на изучении *особенностей распространения* в ней искусственно возбужденных ***упругих волн***. Вызванные взрывом или другим способом упругие волны, распространяясь во всех направлениях от источника колебаний, проникают в толщу земной коры на большие глубины. В процессе распространения в земной коре *упругие волны* претерпевают процессы ***отражения*** и ***преломления***. Это приводит к тому, что часть сейсмической энергии возвращается к поверхности Земли, где вызывает дополнительные сравнительно слабые колебания. Эти колебания регистрируются специальной, достаточно сложной аппаратурой. Полученные записи подвергаются глубокой обработке с применением самой современной вычислительной техники. Анализируя полученные после обработки результаты, квалифицированный специалист-геофизик может определить глубину залегания, форму и свойства тех слоев, на поверхности которых произошло отражение или преломление упругих волн.

Сейсмические методы широко используются при решении задач *региональной геологии, поисках и разведке различных твердых полезных ископаемых*, при выполнении разнообразных *инженерно-геологических изысканий*. Однако особенно широко и эффективно сейсморазведка используется *при поисках и разведке месторождений* ***нефти*** и ***газа***.

Сейсморазведочные работы, как правило, проводят по отдельным линиям или их группам – ***сейсморазведочным профилям***. На профиле наблюдений с определенным интервалом друг от друга бурят взрывные скважины глубиною 8...30 м, в которые помещают заряд ***взрывчатого вещества*** (***ВВ***) вместе с ***капсюлем - детонатором*** (***средством взрывания—СВ***). Посылая в капсюль-детонатор электрический ток, можно инициировать взрыв взрывчатого вещества. В качестве ***ВВ*** чаще всего используется *тротил*. На профиле до момента производства взрыва раскладываются ***сейсмические косы*** (жгуты проводов), к которым подключаются расставляемые равномерно по профилю с шагом 20...100 м ***сейсмоприемники*** упругих колебаний. Эти сейсмоприемники позволяют улавливать даже слабые сотрясения поверхности земли, вызванные взрывом. Электрические сигналы, генерируемые сейсмоприемником, по косе передаются на вход специальной регистрирующей аппаратуры – ***сейсморазведочной станции***, размещенной обычно в специальном кузове автомобиля (рис.В.1). Поступившие сигналы в сейсморазведочной станции *усиливаются, фильтруются* и *записываются* на магнитный носитель. Далее после некоторой обработки эти записи могут быть воспроизведены на бумаге. Получающиеся записи принято называть

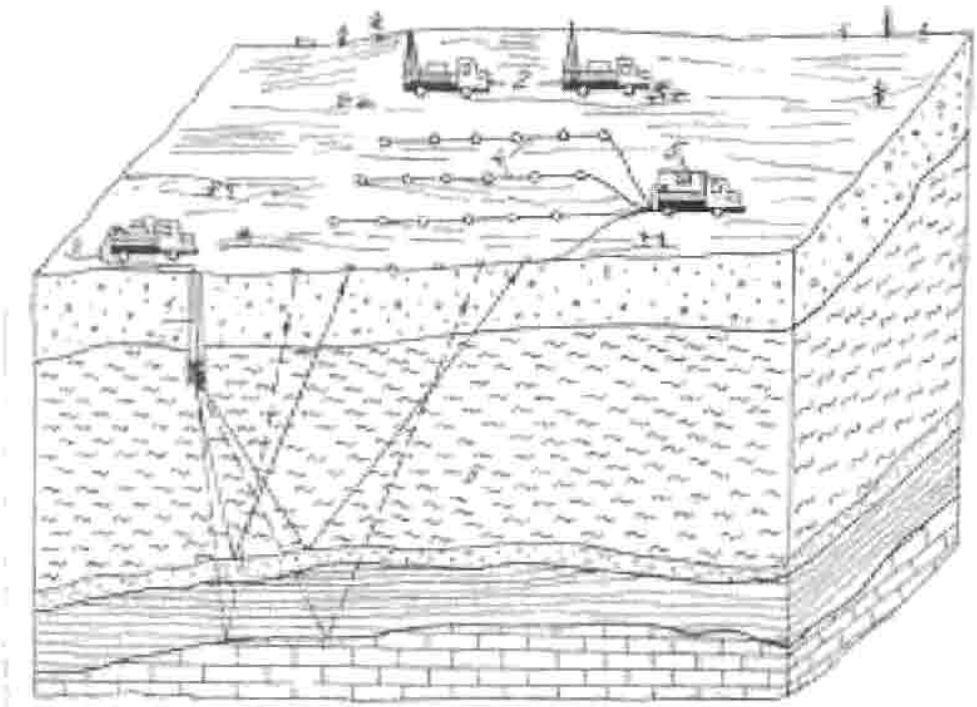


Рис. В.1. Схема выполнения сейсморазведочных работ на суше методом отраженных волн:
1 - взрывная скважина с зарядом *ВВ*, 2 - буровые станки, 3 - станция взрывного пункта, 4 - сейсмические косы с сейсмоприемниками, 5 - сейсморазведочная станция, 6 - геологический разрез с отражающими границами

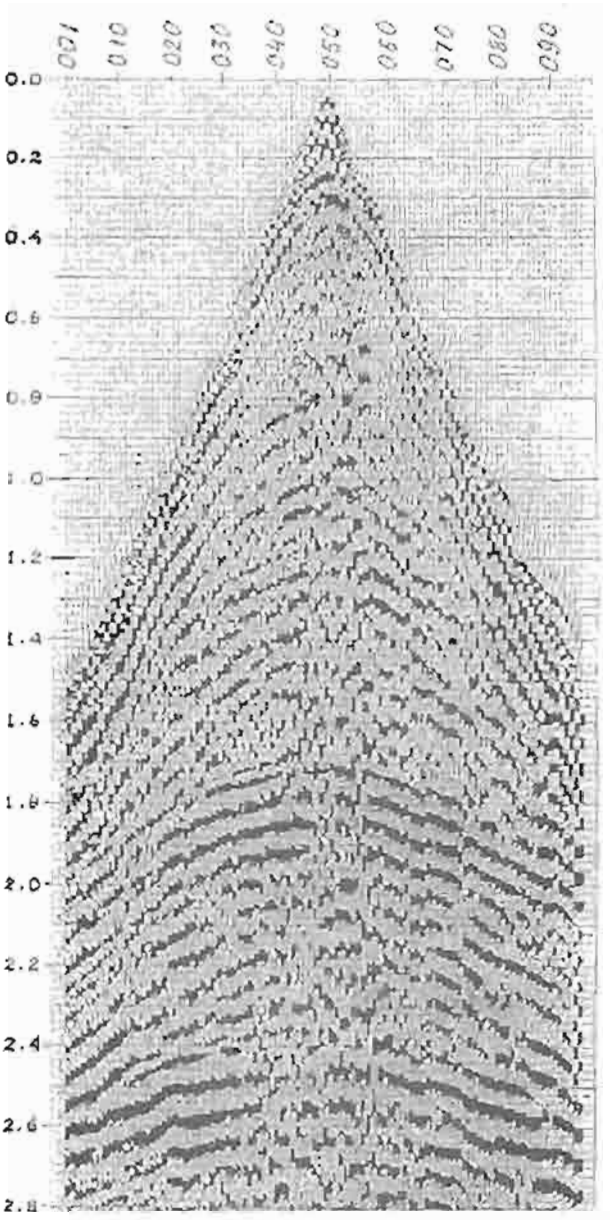


Рис. В.2. Типичная исходная 96-канальная сейсмограмма метода отраженных волн

сейсмограммами (рис.В.2). На сейсмограммах выделяются регулярные волны, энергия которых закономерно изменяется от трассы к трассе. Характерные особенности формы записи (максимумы или минимумы) выделенных упругих волн на сейсмограммах образуют ***оси синфазности***. В *процессе обработки* зарегистрированных *сейсмических записей* можно получить так называемые ***временные сейсмические разрезы – seismic section*** (рис.В.3). Анализируя временные разрезы, геофизик может определить пространственное положение ***сейсмических границ*** – границ, на которых произошло отражение или преломление сейсмических волн. Эти границы, как правило, имеют определенную литолого-стратиграфическую привязку в геологическом разрезе. Использование именно этой закономерности позволяет по данным сейсмических исследований устанавливать литолого-стратиграфические особенности изучаемого геологического разреза. В благоприятных геолого-геофизических ситуациях возможно даже прямое указание на местоположение в разрезе залежей углеводородов.

В практике сейсморазведки, наряду с взрывами, в настоящее время в качестве генераторов упругих волн широко используются и различные ***невзрывные источники***.

Возможность использования сейсморазведки для решения вышеназванных задач основана на том факте, что *разные горные породы*, как правило, имеют ***различные скорости распространения упругих волн***. Такое различие в скоростях распространения упругих волн, в ***сочетании с дифференциацией горных пород по другим физическим свойствам*** (плотности, пористости и т. п.), создает благоприятные предпосылки для возникновения на границах разных геологических образований процессов ***отражения*** *и/или* ***преломления упругих волн***. В соответствии с названием этих процессов в сейсморазведке существует *два основных метода – метод отраженных волн* (*МОВ*) и ***метод преломленных волн*** (*МПВ*).

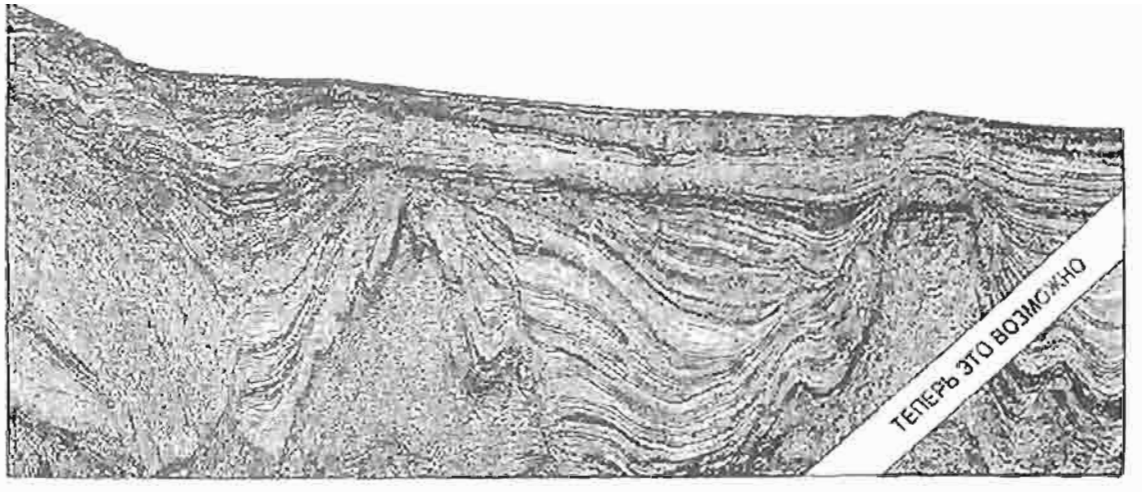


Рис. В.3. Временной сейсмический разрез по одному из региональных профилей на шельфе Бразилии

Метод отраженных волн основан на изучении особенностей распространения упругих волн, ***отразившихся*** от границы раздела двух геологических слоев, различающихся по своим физическим свойствам. Определив времена пробега упругой волны от источника до сейсмических границ и обратно к точкам наблюдения на поверхности земли, можно в процессе последующей обработки этих данных получить представление как о пространственном положении отражающих границ (глубины их залегания, углы наклона и т. п.), так и о некоторых свойствах среды, лежащей выше каждой отражающей границы.

Метод преломленных волн основан на регистрации вдали от источника колебаний ***преломленных*** упругих волн, скользящих вдоль кровли геологических образований. При этом большую часть своего пути упругие волны проходят приблизительно горизонтально по кровле слоев, в которых скорость их распространения выше, нежели в соседних вышележащих слоях. Изучая времена пробега преломленных волн вдоль кровли отдельных слоев, можно в процессе обработки получить данные о глубинах залегания этих слоев, их форме и, в отдельных случаях, о литологии таких слоев.

В.2. История возникновения сейсморазведки

Теоретические основы сейсморазведки были заложены фундаментальными работами ***Роберта Гука*** по теории упругости в 1678 году. Однако серьезные научные работы по теории распространения упругих волн были выполнены уже в XIX веке. В 1818 году появились первые работы ***Коши*** по теории упругих волн. ***Пуассон*** в 1828 году впервые доказал, что упругие возмущения в твердых телах могут существовать и распространяться ***независимо*** друг от друга в виде ***продольных*** (***compressional waves***) и ***поперечных*** (***shear waves***) волн. В 1899 году ***Кнотт*** опубликовал работу по теоретическому анализу явлений отражения и преломления плоских волн на плоской границе раздела. В 1885 году ***Релей*** впервые теоретически предсказал существование поверхностных волн, получивших впоследствии его имя.

Первый патент на применение сейсмических волн в разведочных целях был получен в ***США Р. Фессенденом*** в 1917 году. Он носил название – *"Метод и аппаратура для обнаружения рудных тел"*

В 1914 году в Германии ***Л. Минтроп*** сконструировал сейсмограф, с помощью которого ему удалось с достаточной точностью регистрировать времена прихода возбужденных взрывом упругих волн. В 1919 г он подал заявку на германский патент *"Метод определения геологических структур"*, который ему был выдан в 1926 г.

В 1922 году ***Дж. Иве*** и ***У. Уинн*** получили британский патент на метод отраженных волн. В ***СССР*** патент на метод отраженных волн был выдан в 1923 году ***В. С. Вощкому***. Однако практическое применение метода отраженных волн, как в ***СССР***, так и на ***Западе***, началось в 30-х годах прошлого века.

Начиная с 1920 года, основной объем сейсмических работ выполнялся ***методом преломленных волн***. В 1924 году в *штате Техас* (***США***) впервые по сейсморазведочным данным методом преломленных волн был открыт нефтеносный купол *Орчард*. Уже к 1929 году этим сейсмическим методом открыли более 50 соляных куполов, к бортам которых были приурочены крупные залежи углеводородов.

В ***СССР*** *метод преломленных волн* впервые был применен в 1929 году ***П. М. Никифоровым*** в окрестностях города *Грозный*. Широкое промышленное применение метода в ***СССР*** началось с 1931 года.

Первые записи отраженных волн были получены в ***США*** в 1921 году, но только в 1928 году в штате *Оклахома* этим сейсмическим методом обнаружили крупную антиклинальную структуру, в пределах которой впоследствии было открыто месторождение нефти *Моуд*. Затем последовали другие успехи, и с 1930 года метод отраженных волн постепенно начал вытеснять метод преломленных волн.

В ***СССР*** первые записи отраженных волн были получены в 1934 году ***Г. А. Гамбурцевым*** и ***Л. А. Рябинкиным*** на озере *Байкал* и ***Е. А. Коридалиным, С. И. Массарским, А. Е. Островским*** и ***С. Ф. Больших*** – в Башкирии и на Эмбе (Сорокин и др., 1949, 1950). В этом же году записи отраженных волн были получены и в других районах ***СССР***. Это позволило уже в 1935 году начать промышленное применение метода при поисках месторождений нефти и газа.

Для отечественной сейсморазведки предвоенные годы были весьма плодотворными. В эти годы были созданы основы теории группирования сейсмоприемников (***В. С. Вощкий***), полуавтоматические регуляторы усиления для сейсморазведочных станций (***В. С. Вощкий, А. А. Дроздов***) и целый ряд других важных аппаратурных разработок. Коренному пересмотру подверглись, начиная с 1939 года, теоретические основы метода преломленных волн (***Г. А. Гамбурцев, Ю. В. Ризниченко, И. С. Берзон, А. М. Епинатьева*** и др.). На основе этих работ впоследствии была создана более совершенная модификация метода преломленных волн - ***корреляционный метод преломленных волн*** (***КМПВ***), позволяющая существенно повысить эффективность сейсморазведки преломленными волнами.

Выполненные в годы Великой Отечественной войны сейсморазведочные работы позволили в короткий срок открыть новые нефтяные месторождения в районах *Эмбы, Азербайджана, Туркмении и Урало - Поволжья*.

В послевоенные годы сейсмическая разведка также развивалась особенно быстро. Были существенно усовершенствованы аналоговые сейсморазведочные станции, осуществлен переход на магнитную аналоговую запись (***А. М. Алексеев, М. К. Полшков, Л. А. Рябинкин*** и др.). Значительное развитие получила теория направленного приема сейсмических волн (***В. С. Вощкий, Ф. М. Гольцман, И. И. Гурвич, Ю. В. Навалкин,***

Л. А. Рябинкин и др.). Крупные теоретические исследования общемирового значения были выполнены в области теории распространения упругих волн (*Л. М. Бреховских, Н. В. Звалинский, Г. И. Петрашень* и др.).

Серьезным достижением отечественной сейсморазведки шестидесятых годов следует считать создание теории, методики и техники *вертикального сейсмического профилирования* (*ВСП*). Основные результаты в этой области были получены советскими геофизиками под руководством *Гальперина Е. И.*

В шестидесятые годы (в *США* в 1963 г., в *СССР* в 1966 г.) начался переход на цифровую запись полевой информации. Это открыло новую эру в сейсморазведке - эру широкого применения вычислительной техники. Начавшийся примерно в эти же годы переход на работу по новой технологии - *методу общей средней* (*глубинной*) *точки* (*МОГТ*) - позволил существенно повысить эффективность сейсморазведки. Полный переход на цифровую регистрацию полевой информации в СССР был осуществлен в 1982 - 1983 годах. С этого момента сейсморазведка в СССР стала наиболее технически оснащенным и совершенным геофизическим методом.

Историю становления сейсморазведки легче всего представить в виде хронологии появления тех или иных ключевых достижений, определяющих технологический уровень сейсморазведки. Представление о хронологической последовательности появления основных научно-технических и методических достижений в сейсморазведке можно получить из табл. В.1. Эти сведения приведены, *главным образом*, по данным зарубежных источников. Секретность и конкуренция, особенно на начальных этапах становления сейсморазведки, часто не позволяют точно установить дату создания и авторство того или иного технико-методического достижения. Этот список, к сожалению, *как правило*, не учитывает достижения советских геофизиков. Установление истины в вопросах приоритетов отечественных геофизиков в этом перечне – дело будущего.

Таблица В.1

Хронология появления основных технико-методических достижений в сейсморазведке
(по данным зарубежных исследователей (Liner, 1999), с некоторыми добавлениями и уточнениями автора)

1914. Механический сейсмограф *Л. Минтропа* (*Германия*).
1917. Патент *Р. Фессендена* на сейсмический метод разведки (*США*).
1919. Патент *Л. Минтропа* на метод преломленных волн (*Германия*).
1921. Получение *Карчером* первой сейсмограммы с записью отраженных волн (*США*).
1922. Патент *Дж. Иванса* и *У. Уинна* на метод отраженных волн (*Великобритания*).
1923. Патент *Воицкого В. С.* на метод отраженных волн (*СССР*).
1924. Первое открытие *МОВ* залежи углеводородов около купола *Орчард* (*США*).
1925. Электрический сейсмограф для регистрации преломленных волн.
1925. Использование радиосигналов для целей связи и получения отметки взрыва.
1926. Первое проведение сейсмического каротажа в глубокой скважине.
1928. Открытие с помощью *МОВ* нефтеносной структуры *Маud* (*США*).
1929. Начало применения *МПВ* в *СССР*.
1931. Начало использования передвижных буровых станков в сейсморазведке.
1932. Создание автоматических регуляторов усиления, сменных фильтров.
1933. Начало применения группирования сейсмоприемников.
1934. Получение первых записей отраженных волн в *СССР* (*Гамбурцев Г. А., Рябинкин Л. А.* и др.).
1936. Получение по методу *Рибера* воспроизводимой сейсмической записи на фотопленке.
1939. Создание *КМПВ* (*СССР*).
1942. Получение первых сейсмических временных разрезов.
1942. Электрические смесители сигналов.
1944. Проведение сейсмических работ на море.
1947. Начало использования радионавигационных систем в морской сейсморазведке.
1947. Выпуск первой серийной сейсморазведочной станции в *СССР*.
1950. Создание метода регулируемого направленного приема – *РНП* (*СССР*).
1950. Патент на метод общей глубинной точки (*У. Мейн, США*).
1952. Аналоговая регистрация на магнитную ленту.
1953. Получение первой записи вибросейсмического метода.
1954. Непрерывный акустический каротаж.
1955. Появление подвижных магнитных головок в аналоговой аппаратуре.
1956. Первые работы *МОГТ*.
1956. Создание первого специализированного сейсмического обрабатывающего центра.
1963. Первая цифровая сейсмическая запись.
1965. Появление пневматических излучателей в морской сейсморазведке.
1965. Вертикальное сейсмическое профилирование (*Гальперин Е. И., СССР*).
1967. Регуляторы глубины погружения морских сейсмических кос.

1972. Создание технологии *МПВ-ОГТ* (*СССР*).
1974. Вертикальное сейсмическое профилирование (*США*).
1976. Появление первых телеметрических сейсморегистрирующих систем.
1976. Появление технологии *3D*.
1986. Первые работы с глубоководными погружными сейсмическими косами.
1989. Первые работы по технологии *4D*.

В.3. Объемы сейсморазведочных работ, направленных на поиски месторождений нефти и газа

Объемы сейсморазведочных работ в мире в настоящее время достаточно велики. Сейсморазведка как основной метод поисков и разведки залежей углеводородов используется не только на *суше*, но и на *море* и в *транзитных* (переходных) *зонах*. В общей сложности в последнее десятилетие в среднем ежегодно в мире отрабатывается около 1,5 млн. км сейсморазведочных профилей, в том числе на море – более 1,2 млн. км. На производство полевых сейсморазведочных работ в среднем ежегодно затрачивается около 2,2 млрд. долларов, на обработку полученной информации – свыше 0,8 млрд. долларов (без учета объемов работ в *России*). Такой объем рынка геофизических услуг длительное время остается достаточно стабильным. Поэтому производители геофизических услуг – *сервисные геофизические компании* – уже более 20 лет успешно и стабильно развиваются, что позволяет им вести целенаправленное совершенствование техники и технологии сейсморазведочных работ. Среди технических достижений последних лет следует назвать, прежде всего, *сейсмические наблюдения высокой кратности* (кратности более 96), широкое *использование пространственных трехмерных систем наблюдений*, массовый *переход на применение многоканальных телеметрических систем сбора информации*, использование *повторяющихся во времени многокомпонентных наблюдений* и т. п.

История широкого применения сейсморазведки при поисках и разведке месторождений нефти и газа насчитывает уже более 80 лет. За это время техника и технология сейсморазведочных работ претерпели несколько этапов революционных изменений, что существенным образом сказывалось на ее результативности и производительности. По этой причине достаточно трудно сравнивать между собой объемы сейсморазведочных работ, выполненные в разные годы и в разных странах.

Наиболее информативным сравнительным показателем оценки масштабов использования сейсморазведки в той или иной стране может служить, на наш взгляд, лишь среднегодовое число работающих сейсморазведочных отрядов (партий). Этот параметр принято считать одним из основных показателей *геофизической активности* методов. К сожалению, полная информация обо всех сейсморазведочных отрядах, работавших в разные годы и в разных странах, отсутствует. Общее представление об этом можно получить лишь по опубликованным данным для отдельных стран. На рис.В.4 приводятся сравнительные данные об усредненном числе работавших сейсморазведочных отрядов в двух крупнейших странах мира – *США* и *СССР* (*России*). Как видно из приведенных материалов, геофизическая активность в *США* подвержена значительным колебаниям. Пики активности пришлись на начало пятидесятых и восьмидесятых годов. Большинство специалистов связывает последний пик геофизической активности восьмидесятых годов с резким ростом цен на нефть (до 35 и более долларов за баррель), вызванным революцией в *Иране* и *Иран-Иракской войной*. Сейсмическая активность в *СССР* достаточно стабильно росла в первые послевоенные годы. К началу шестидесятых годов число работающих в *СССР* сейсморазведочных отрядов превысило соответствующий показатель *США*. В последнее десятилетие прошлого века в обеих странах начался значительный спад численности работающих сейсмических отрядов. Это обстоятельство, вероятно, связано со

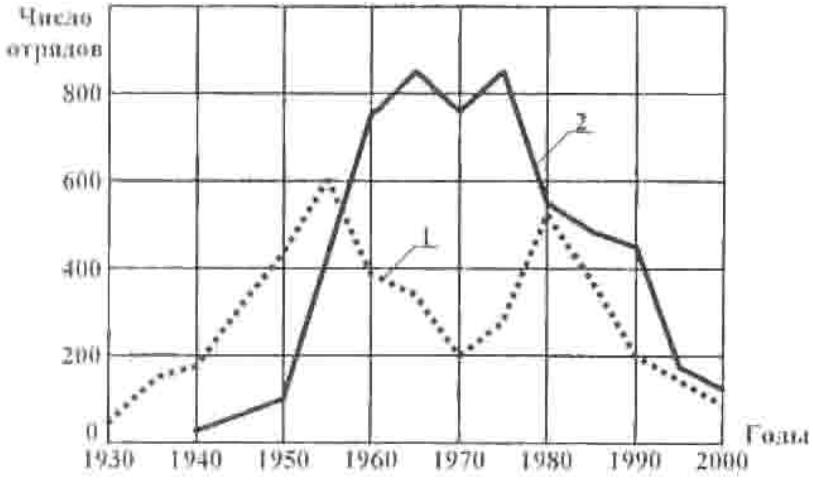


Рис. В.4. Усредненные сравнительные данные о численности сейсморазведочных отрядов в разные годы:
1 – для США, 2 – для СССР (России)

стабильным падением мировых цен на нефть с 35 долларов за баррель в 1980 году до 12 – 18 долларов – в 1998-м. При оценке степени достоверности вышеприведенных данных следует учитывать, что в каждой стране существуют разные формы учета числа работающих сейсмических отрядов в течение года. Для иллюстрации значимости влияния *фактора сезонности* на рис.В.5 приведены данные о динамике числа работавших сейсмических отрядов в *Канаде* за период с 01.10.1998 г. по 01.11.1999 г. На графике отчетливо видно, что колебания численности работающих отрядов в различные месяцы года весьма значительны – от 8 отрядов в апреле до 42 - в январе. Можно ожидать, что

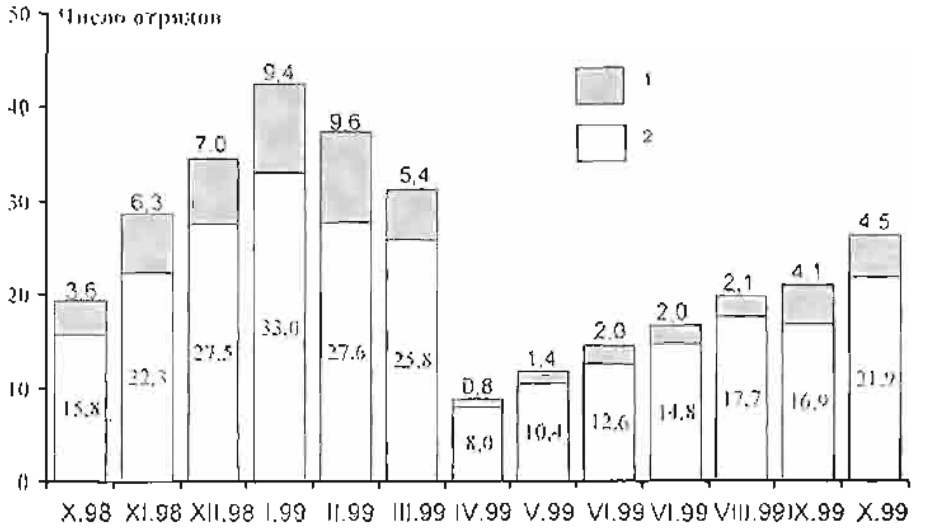


Рис. В.5. Помесячные усредненные данные о числе работавших сейсморазведочных партий в Канаде в 1998 - 1999 годах.
Численность партий, использующих источники колебаний: 1 – невзрывные; 2 – взрывные

характер изменения числа работающих сейсморазведочных отрядов в *СССР (России)*, в силу близости ландшафтно-климатических условий: начавших стран, будет примерно таким же.

Наиболее достоверным показателем сейсмической активности в рассматриваемый временной интервал служит число работающих сейсморазведочных отрядов *по состоянию на определенную дату*. Такие материалы регулярно публикуются в газете World Geophysiel News (США) и дублируются сайте SEG (www.seg.org/2007). При этом следует учитывать, что приводимая в табл.В.2. информация содержит сведения только о тех геофизических организациях, которые добровольно стали членами Международной ассоциации геофизических подрядчиков (International Association of Geophysical Contractors - IAGP).

Еще одним важнейшим показателем объемов выполненных сейсморазведочных работ следует считать количество километров отработанных сейсмических профилей. Ретроспективное представление об объемах выполненных сейсморазведочных работ *в СССР (России)* дают материалы, приведенные на рис.В.6.

Таблица В.2

Числа работавших сейсмических отрядов в регионах мира по состоянию на 1 августа 2007 г.

Регион мира	Число работающих сейсмических отрядов на 1.02.2007	% от общего числа работающих сейсмических отрядов на 1.02.2007	Число работающих сейсмических отрядов на 1.08.2007	% от общего числа работающих сейсмических отрядов на 1.08.2007
США	63	25	70	25
Латинская Америка	24	10	28	10
Африка	48	18	58	20
Дальний Восток	35	13	40	14
Европа	11	4	23	8
Страны СНГ	40	15	41	14
Ближний Восток	17	6	14	5
Канада	19	9	10	4
Итого	257	100	284	100

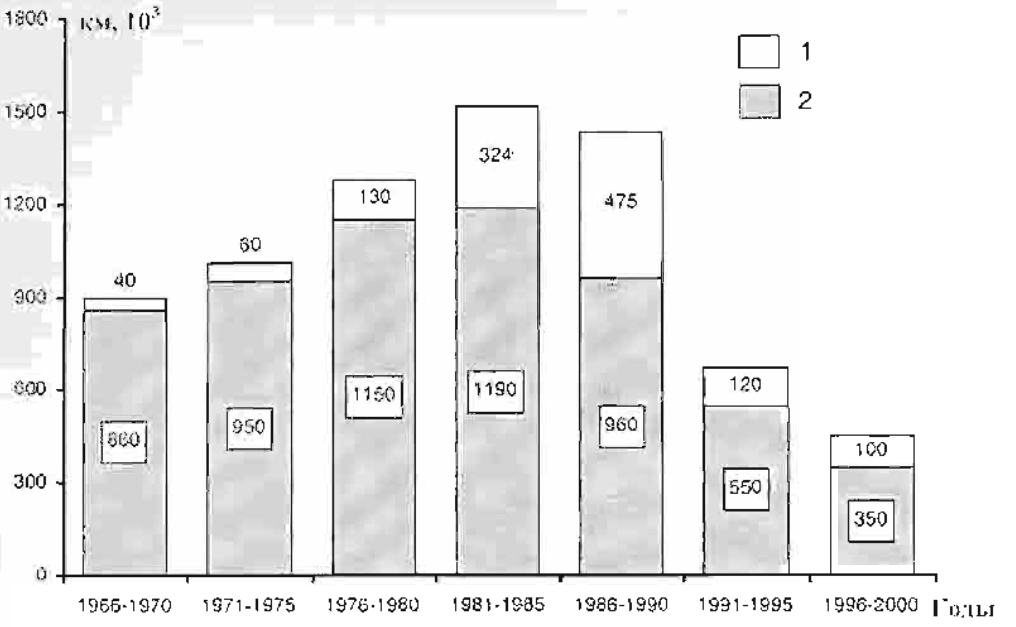


Рис. В 6. Суммарные объемы сейсморазведочных работ в СССР (России) по пятилетиям:
1 – на море, 2 – на суше

Из представленных графиков отчетливо видно, что после 1990 года начался резкий спад объемов выполняемых сейсморазведочных работ. Причиной такого спада стал переход России на новые экономические (рыночные) условия ведения хозяйственной деятельности. Созданный в предыдущие годы объем разведанных запасов нефти и газа позволил возникшим частным нефтяным и газовым компаниям временно резко сократить затраты на ведение поисковых сейсморазведочных работ. Резко упали и объемы разведочного бурения. Однако в начале 21 века по разным причинам в мире начался быстрый рост цены на нефть и газ. Это вызвало бурный рост их добычи в России. Очень скоро нефтедобывающим компаниям стало ясно, что имеющиеся у них разведанные запасы нефти и газа быстро сокращаются, что может в скором времени привести к резкому падению добычи. Крупные и дальновидные отечественные нефтяные компании (Сургутнефтегаз, Лукойл и др.) начали активно заказывать сервисным геофизическим компаниям значительные объемы поисковых и детальных сейсморазведочных работ. Начался рост объемов сейсморазведочных работ. В результате этого в 2005 году число работающих сейсморазведочных партий впервые за долгие годы превысило 200 партий, а объемы выполненных работ за год (профильные и площадные работы в суммарном пересчетном эквиваленте) превысили 150 тыс. км. сейсмических профилей.

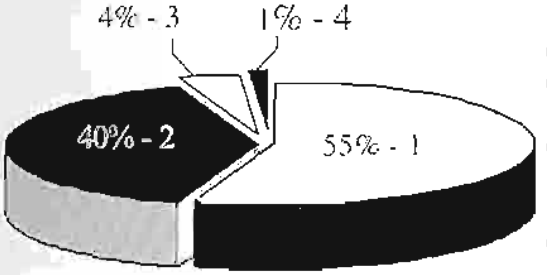


Рис. В.7. Прогнозные ресурсы перераспределенного фонда запасов нефти и газа:
1 – Восточная Сибирь; 2 – Западная Сибирь;
3 – Волго-Уральский регион; 4 – Европейский Север

Основными потенциальными районами повышенной сейсмической активности на суше в *России* являются те районы, где имеются наиболее значительные прогнозные *ресурсы перераспределенного фонда* запасов нефти и газа. Их относительные доли для территории *России* показаны на рис.В.7.

На шельфе *России* такими основными регионами максимальной сейсмической активности могут быть Западно-Арктическая нефтегазоносная область (*Баренцево и Карское моря*) и шельф *северо-восточного Сахалина*.

В.4. Научные исследования и высшее образование в области сейсморазведки в СССР (России)

Для научного обеспечения сейсморазведочных работ в послевоенные годы в *СССР* была создана широкая сеть отраслевых научно-исследовательских институтов во главе с Всесоюзным научно-исследовательским институтом геофизических методов разведки (*ВНИИГеофизика, г. Москва*). Этот институт имел сеть своих филиалов в городах *Баку, Краснодар, Тюмень, Октябрьский* и др. В них разрабатывались и совершенствовались различные аспекты аппаратуры, методики и теории сейсмической разведки.

Особая роль в развитии теории и практики обработки сейсмической информации принадлежит *Центральной геофизической экспедиции*, созданной в г. Москве в 1968 году (*А.С. Кашик, Г. И. Гогоненков, Г. Г. Табаков, В. И. Афанасенков* и др.).

Для проведения научно-исследовательских и опытно-конструкторских работ в области сейсмического приборостроения было создано и успешно работает *Саратовское специальное конструкторское бюро (Б. Л. Лернер, Н. А. Турлов* и др.).

Большой вклад в развитие теории и практики сейсмической разведки внесли ученые и специалисты геофизических институтов Академии наук СССР - Института физики Земли АН СССР, Института геофизики АН УССР, Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР и др.

Для выполнения морских сейсморазведочных работ и совершенствования их техники и технологии в СССР работали три крупных научно-производственных объединения: "Союзморгео" (г. Мурманск), "Южморгео" (г. Геленджик) и "Союзморинжгеология" (г. Рига), ядром которых были крупные научно-исследовательские институты геолого-геофизического профиля.

Значительная роль в развитии и становлении сейсморазведки принадлежит высшим учебным заведениям СССР. Среди них следует, прежде всего, назвать Российский государственный университет нефти и газа им. И. М. Губкина (проф. Л. А. Рябинкин, проф. А. К. Урупов, проф. М. Б. Рапопорт и др.), Российский государственный геологоразведочный университет (проф. И. И. Гурвич, проф. В. П. Номоконов, проф. Г. П. Богаинк и др.).

В конце двадцатых годов прошлого века с целью подготовки квалифицированных кадров для разведочной геофизики в *СССР* была организована сеть выпускающих геофизических кафедр в целом ряде вузов. В 1990 году в *СССР* подготовку геофизиков-разведчиков, в том числе и сейсморазведчиков, вели уже 32 вуза.

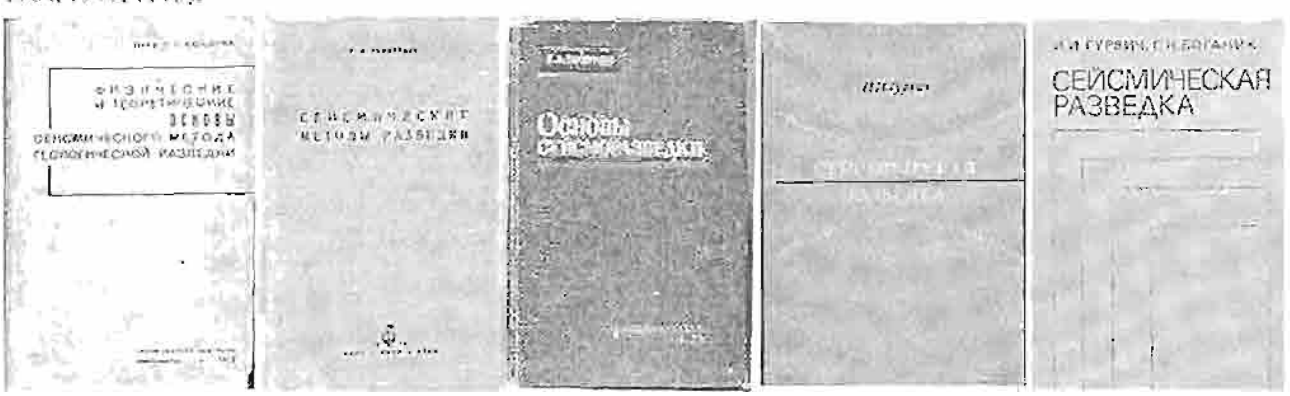
В настоящее время (Справочник: Подготовка специалистов.., 2004) 18 вузов России ведут подготовку горных инженеров-геофизиков в рамках специальности 130201 –"Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых": четыре классических университета (Университет "Дубна", Казанский, Саратовский, Якутский) и 14 технических университетов (Грозненский государственный нефтяной институт, Дальневосточный государственный технический университет, Иркутский государственный технический университет, Российский государственный геологоразведочный университет, Российский государственный университет нефти и газа им. И. М. Губкина, Санкт-Петербургский государственный горный институт (технический университет), Северо-Кавказский государственный технический университет, Томский государственный политехнический университет, Уральский государственный горный университет, Уфимский государственный нефтяной университет, Ухтинский государственный технический университет, Тюменский государственный нефтегазовый университет, Читинский государственный технический университет, Южно-Российский государственный технический университет). Еще девять вузов России ведут подготовку специалистов-геофизиков в рамках родственной специальности 020302 - "Геофизика": 8 классических государственных университетов (Башкирский, Воронежский, Кольский филиал Петрозаводского университета, Кубанский, Московский, Новосибирский, Пермский, Петрозаводский) и один педагогический (Камчатский педагогический университет). Лишь в 5 – 6 вузах осуществляется углубленная подготовка в области сейсмической разведки.



Гурвич
Илья Исидорович
(1916 - 1983 гг.)

Для подготовки инженеров-геофизиков по сейсморазведке в СССР уже в 1933 году проф. *Соколовым П. Т.* (Соколов, 1933) был издан первый официальный учебник. В предвоенные и первые послевоенные годы прошлого века сейсмическую разведку студенты вузов нашей страны изучали по учебнику "*Сейсмические методы разведки*" проф. *Гамбурцева Г. А.* (Гамбурцев, 1937, 1938). В последующем, после смерти Гамбурцева Г. А. этот учебник был переиздан под названием "*Основы сейсморазведки*" (Гамбурцев,1959). Однако в истории сейсморазведки *Гамбурцев Г.А.* (Гамбурцев и др., 1952) прежде всего остался как автор основной модификации метода преломленных волн - корреляционного метода преломленных волн (*КМПВ*) - ведущего сейсмического метода того времени.

В последующие годы в *техникумах* и *вузах* нашей страны при изучении сейсморазведки широко использовались прекрасные учебники проф. *Гурвича И. И.* (Гурвич, 1954, 1960, 1964, 1970, 1975).

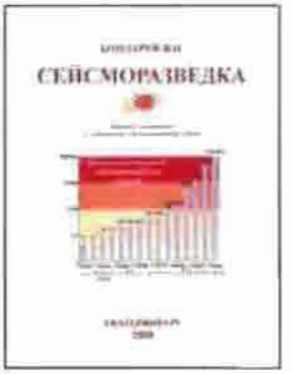




Последние два десятилетия прошлого века основным вузовским учебником по курсу сейсмической разведки в СССР (России) являлся издаваемый с официальным грифом еще в 1980 году учебник ***"Сейсмическая разведка"***, написанный проф. ***Гурвичем И.И.*** совместно с доц. ***Богаником Г.Н.*** (Гурвич и др., 1980). В 2006 году ***Боганик Г.Н.*** (с включением в соавторы проф. ***Гурвича И. И.***) после его доработки и модернизации выпустил с грифом Минобразования новое издание этого учебника по сейсморазведке для вузов (Боганик и др., 2006).







В начале нового века во многих вузах России сейсмическую разведку стали изучать по учебным пособиям автора ***"Основы сейсморазведки"*** (Бондарев, 2000) и ***"Основы обработки и интерпретации данных сейсморазведки"*** (Бондарев и др., 2001). На их основе после исправления и дополнения вскоре были выпущены с официальным грифом учебного пособия книги ***"Анализ данных сейсморазведки"*** (Бондарева В.Н. и др., 2002) и ***"Основы сейсморазведки"*** (Бондарев, 2003). В последующем (2006г.) на основе этих учебных пособий по курсу сейсмической разведки был выпущен в трех книгах авторский учебник ***"Сейсморазведка"*** (Бондарев, 2006). В начале 2007 года это издание также получило от УМО Минобразования официальный гриф учебника по сейсморазведке для студентов вузов России. Это решение и послужило основой для подготовки настоящего издания учебника.



В 1987 году на русский язык была переведена и издана в двух томах книга известных американских геофизиков ***Р. Шериффа*** и ***Л. Гелдарта "Сейсморазведка"*** (Шерифф и др., 1987). В конце прошлого века она также широко использовалась в качестве учебника по курсу сейсмической разведки во многих вузах страны. Следует, однако, заметить, что она была написана в 1982 году и, следовательно, отражает уровень развития сейсмической разведки того периода.



Для творческого общения в профессиональной среде специалисты-геофизики ***России*** в 1992 году объединились в добровольное сообщество – ***Евро-Азиатское геофизическое общество*** (***ЕАГО***). Членами ***ЕАГО*** состоят более 2 тыс. отечественных и зарубежных специалистов. Благодаря большой энергии и инициативам первого президента ***ЕАГО Савостьянова Н. А.*** общество регулярно проводит для специалистов геофизической службы России различные научно - технические конференции и выставки. По инициативе президента ***ЕАГО*** в 2001году была издана, а в 2005 переиздана в дополненном варианте книга ***"Геофизики России"*** (Геофизики России, 2001, 2005), в которых приведены краткие биографии всех достаточно известных геофизиков России двадцатого века. Большое внимание и разнообразную помощь выпускающим геофизическим кафедрам вузов России оказывает ***ЕАГО*** и лично президент ***Савостьянов Н. А.***

ЕАГО с 1993 года издает два профессиональных журнала России – ***"Геофизика"*** (периодичность шесть номеров в год) и ***"Геофизический вестник"*** (ежемесячно).









Савостьянов
Николай Андреевич
(род. 1930г.)



В 2002 году *Саратовское отделение* ***ЕАГО*** по инициативе ***Турлова Н. А.*** начало ежеквартально издавать новый журнал ***"Приборы и системы разведочной геофизики"***, в которых значительное место отводится описанию сейсморазведочной аппаратуры и оборудования.

У геофизиков зарубежных стран существует много профессиональных сообществ, наиболее известными из которых являются:

- ***Общество геофизиков разведчиков*** (*Society of Exploration Geophysicists – SEG*) со штаб-квартирой в ***США***;

- ***Европейская ассоциация геоученых и инженеров*** (*European Association of Geoscientists & Engineers – EAGE*), со штаб-квартирой в ***Голландии***

Старейшее профессиональное сообщество геофизиков ***SEG*** (основано в 1930 году) насчитывает в своих рядах более 24 тыс. членов из 120 стран мира. Оно издает и рассылает каждому члену общества в бумажной или электронной форме два профессиональных геофизических журнала – ***"Geophysics"*** (6 раз в год) и ***"The Leading Edge"*** (ежемесячно).



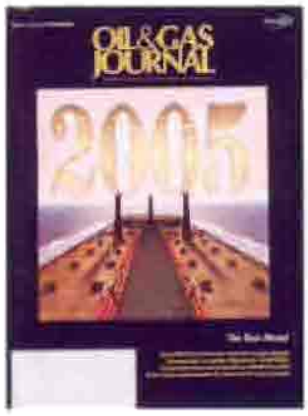


Европейская ассоциация геоученых и инженеров ***EAGE*** объединяет в своих рядах более 10 тыс. (июнь 2007г.) членов из разных стран мира. Отдел геофизики этого сообщества издает и рассылает в бумажной или электронной форме каждому члену общества два профессиональных геофизических журнала – ***"Geophysical Prospecting"*** (издается 6 раз в год) и ***"First Break"*** (издается ежемесячно).

Среди технических журналов, издаваемых другими профессиональными сообществами, близкими по профилю деятельности, для специалистов-сейсморазведчиков определенный интерес могут представлять журналы ***"Oil & Gas Journal"*** (выходит еженедельно) и ежемесячник ***"Offshore"***.









Вопросы для самопроверки

1. Поясните сущность сейсмического метода разведки месторождений полезных ископаемых.
2. Какие существуют две основные модификации сейсмического метода разведки?
3. Когда и где впервые были получены записи отраженных волн?
4. Кем и когда был создан метод общей средней (глубинной) точки?
5. Назовите время полного перехода на цифровую регистрацию в ***СССР***.
6. Кто написал и издал первый в ***СССР*** учебник по сейсмической разведке?
7. В каких вузах ***России*** ведется подготовка специалистов-геофизиков?
8. Перечислите основные профессиональные сообщества геофизиков-разведчиков.

★ ★ ★ ★ ★ ★ ★



ЧАСТЬ 1. ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

РАЗДЕЛ 1.1. МАТЕМАТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

1. УПРУГИЕ ВОЛНЫ В БЕЗГРАНИЧНОЙ СРЕДЕ

1.1. Общие понятия

Теоретическую основу сейсмического метода разведки составляют знания об особенностях ***распространения упругих волн*** (волн от сотрясений) в Земле. Источником сотрясений при сейсморазведочных работах, то есть источником ***сейсмических волн***, могут быть либо ***взрывы***, либо иные ***механические воздействия*** на горные породы. Эти *внешние силы* воздействуют на горные породы, стремясь изменить их размеры и форму. Им всегда противостоят внутренние силы сцепления частиц горных пород. Наличие этих внутренних сил заставляет частицы горных пород стремиться возвратиться к своему первоначальному состоянию. Свойство горных пород сопротивляться изменениям размеров или формы и возвращаться в первоначальное недеформированное состояние принято называть ***упругостью***.

Мерой изменения *формы и размеров* тела служит понятие ***относительной деформации***. Количественно меру воздействия на горные породы источников сейсмических волн принято измерять ***напряжением*** - силой, действующей на единицу площади. Связь, между величиной приложенного напряжения и параметрами возникшей деформацией устанавливается ***законом Гука***. Если эта связь линейна, то такие тела принято называть *абсолютно упругими*. Если связь между напряжением и деформацией в теле имеет более сложный, чем линейный, вид зависимости, то такие тела принято называть *пластическими*, или *не абсолютно* упругими. При малых и кратковременных деформациях, обычно возникающих при сейсмических исследованиях, большинство горных пород можно считать идеально (абсолютно) упругими.

Напряжения, возникшие в районе действия источника, распространяются (передаются) в среде от точки к точке во все стороны от источника. ***Процесс распространения напряжений - деформаций*** в горных породах от источника колебаний принято называть ***процессом распространения упругих волн*** в среде. Физические законы (правила), описывающие этот процесс, вытекают из известных законов физики о *динамическом (подвижном) равновесии элементов среды*. Основой для вывода уравнений динамического равновесия элемента объема абсолютно упругой среды является ***обобщенный закон Гука***. Вид этого закона зависит от степени сложности строения среды. С этой точки зрения все среды принято делить на ***изотропные*** и ***анизотропные***. В первом случае упругие (и другие) свойства среды *одинаковы по всем направлениям* распространения упругих волн. В анизотропной среде упругие свойства *различны по различным направлениям*. Оба класса сред в свою очередь могут быть ***однородными*** либо ***неоднородными***. В однородных средах упругие свойства одинаковы во всех точках рассматриваемой части горных пород. В неоднородных средах упругие свойства могут меняться от точки к точке. Для полной характеристики упругих свойств *изотропной среды* достаточно знания ***двух упругих констант - модулей упругости***. Для *анизотропных сред*, в зависимости от степени сложности их строения, описание процесса распространения упругих волн требует знания ***от трех до 21 упругого модуля***.

Итак, при воздействии источника упругих волн на горные породы происходит процесс передачи его энергии в горные породы и распространение ее во все стороны от него в виде *сейсмических волн*. Теория распространения упругих волн утверждает, что в безграничном ***изотропном*** пространстве могут возникать и распространяться *два независимых типа* сейсмических волн. Первый тип волн принято называть ***продольными сейсмическими волнами***. Им присвоен индекс *P* (первая буква латинского слова ***prima*** – первый), поскольку они являются наиболее быстрыми и, следовательно, приходят от источника к любой точке наблюдения первыми. Скорость распространения упругих волн этого типа принято обозначать символом V_p. Второй тип сейсмических волн принято называть ***поперечными сейсмическими волнами***, или *S*-волнами (первая буква слова ***secunda*** – второй). На сейсмических записях они всегда регистрируются вторыми, после записей продольных волн. Скорость распространения волны *S* обычно обозначают V_s. Кроме *различия в скорости* распространения, эти два типа волн также различаются и *характером смещения частиц среды* в момент прохождения сейсмических волн. Для продольных *P* - волн *направление движения частиц* среды всегда *совпадает* с направлением распространения волны (рис.1.1,а). Для поперечных волн *направление движения частиц* среды всегда *перпендикулярно* направлению распространения волны (рис.1.1,б).

В *изотропном твердом теле* для теоретического описания процесса распространения упругих волн принято использовать ***упругие модули Ламе*** λ и μ. Через эти модули *скорости* распространения *продольных и поперечных волн* определяются по формулам

$$V_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}\ ; \qquad V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}\ . \tag{1.1}$$

где ρ – плотность среды. Из взаимного сравнения формул (1.1) следует, что скорость распространения продольных волн *всегда больше* скорости распространения поперечных волн. *Отношение* $V_п/V_с$ может принимать любое значение, большее величины $\sqrt{2}$.

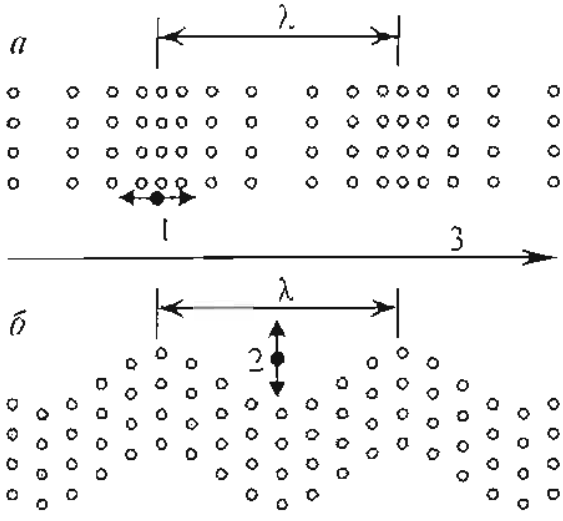


Рис. 1.1. Характер смещения частиц горных пород при прохождении продольных (а) и поперечных (б) сейсмических волн.
Направление движения частиц горных пород в момент прохождения.
1 – волна *P*; 2 – волны *S*; 3 – направление распространения волн *P* и *S*

Нередко при изучении процесса распространения упругих волн в изотропных средах используют более известные в механике и технике *инженерные модули – модуль Юнга E, коэффициент Пуассона* σ, *модуль сдвига G* и *модуль всестороннего сжатия K*. Они определенным образом связаны с модулями *Ламэ*

$$E = \frac{\mu \cdot (3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu} \quad ; \qquad (1.2)$$

$$\sigma = \frac{\lambda}{2 \cdot (\lambda + \mu)} \quad ; \qquad (1.3)$$

$$G = \mu \quad ; \qquad (1.4)$$

$$K = \frac{1}{3}(3\lambda + 2\mu) \qquad (1.5)$$

Упругие модули *E, G, K*, λ и μ имеют *размерность напряжения* – силы, приходящейся на единицу площади. Они всегда положительны. На этом основании из формулы (1.3) следует, что значение *безразмерного* коэффициента *Пуассона* всегда лежит в интервале от нуля до 0,5.

Формула (1.4) позволяет утверждать, что скорость распространения поперечных волн будет равна нулю для жидких и газообразных тел, которые не могут самостоятельно сохранять свою форму ($G = 0$). Это означает, что *поперечные волны* в таких средах *не распространяются*.

1.2. Сферические волны

Источники сейсмических волн разной конструкции могут возбуждать в однородной безграничной среде упругие волны *различной формы*. Среди мыслимо возможных конструкций источников наиболее просто себе можно представить источники *плоских, цилиндрических и сферических сейсмических волн*. И хотя фактическая реализация источников двух первых видов затруднительна, тем не менее, *теоретическое* рассмотрение таких источников, особенно первого вида, весьма упрощает используемый аналитический аппарат и делает доступными для понимания достаточно сложные явления.

Наиболее простым для понимания и для первого знакомства с основными понятиями теории сейсморазведки является *сферический источник сейсмических волн*. Физическая реализация такого источника наиболее проста – взрыв в небольшом объеме некоторого количества взрывчатого вещества. От такого источника, действующего некоторое время Δt, во все стороны безграничного изотропного пространства будет распространяться *объемная сферическая волна*.

В силу сложности протекающих волновых процессов в небольшой части среды вблизи источника, для простоты, исключим ее из рассмотрения. Тогда всю остальную наиболее интересную с практической точки зрения часть среды можно разделить на три части (рис.1.2):

- внутреннюю сферу радиусом $r_к$, в котором возмущения, вызванные источником, *уже* прекратились;
- сферический слой с внутренним радиусом $r_к$ и толщиной $\Delta r = V_P \cdot \Delta t$, в котором возмущения *существуют*;
- наружную область радиусом $r_н = r_к + \Delta r$, в которую возмущения *еще* не пришли.

Поверхность, ограничивающую снаружи слой, в котором существуют возмущения, называют *передним фронтом волны*. Волновые фронты являются поверхностями (для данного типа источников - сферами), на которых *смещения, скорость смещения* или их производные по времени терпят *разрыв непрерывности*. Линии, исходящие из источника и всюду ортогональные волновым фронтам, называют *сейсмическими лучами*. Для сферических источников в однородной среде лучи совпадают с радиусами, исходящими из источника.

Рассмотрим смещения частиц горных пород вдоль одного из лучей, исходящих из источника в фиксированный момент времени. По оси абсцисс отложим расстояние *r*, а по оси ординат – амплитуду смещения частиц среды от положения равновесия. Такой график назовем *профилем волны*. Для принятого к рассмотрению сферического источника, действующего в течение некоторого интервала времени Δt, качественный вид профиля волны показан на рис.1.3,а.

Точка среды, в которой в данный момент условно наблюдается положительное наибольшее смещение, называется *"горбом"* волны, а точка, в которой наблюдается отрицательное наибольшее смещение, – *"впадиной"* волны. Расстояние по лучу между двумя соседними горбами или впадинами называется видимой (преобладающей) ***длиной волны*** $\lambda_в$.

Если рассматривать смещение некоторой произвольной частицы среды, расположенной на фиксированном расстоянии r от источника, то график, отражающий зависимость величины амплитуды смещений частиц среды от времени, будет называться *графиком колебаний*. Время начала колебания частицы среды называется *временем первого вступления волны* в данную точку пространства - $t_в$ (рис.1.3,б). Наибольшее отклонение частицы среды от положения равновесия на этом графике принято называть ***видимой амплитудой*** $A_в$. Промежуток времени $T_{вр}$ между двумя одноименными соседними экстремумами (максимумами или минимумами) колебаний называют ***видимым*** (*преобладающим*) ***периодом колебаний***. Между введенными понятиями *видимой длины волны* $\lambda_в$, *видимым периодом* $T_{вр}$ *и видимой частотой колебаний* $f_в$ существует следующая взаимосвязь

$$f_в = 1/T_{вр}; \quad \lambda_в = V_p \cdot T_{вр}. \tag{1.6}$$

Упругая волна в процессе распространения осуществляет перенос энергии от источника в среду. Плотность потока переносимой при этом энергии определяется *вектором* ***P*** (***Умова Н. А., Россия***). Его модуль для гармонических колебаний определяется следующим образом

$$|P| = \frac{1}{2}\rho \cdot V_p \cdot \omega^2 \cdot A_в^2, \tag{1.7}$$

где $\omega = 2\pi f$ - видимая круговая частота; ρ - плотность среды.

По мере удаления от источника в колебательный процесс вовлекаются сферические слои все большего радиуса и объема. Поскольку энергия, сообщенная сейсмической волне источником, остается постоянной, то плотность энергии должна убывать пропорционально росту поверхности сферического слоя. Это означает, что *плотность энергии сферических волн уменьшается* обратно пропорционально *квадрату расстояния* от источника. Данное явление принято называть ***сферическим расхождением***. Отсюда же на основе анализа формулы (1.7) вытекает, что видимая амплитуда колебаний должна уменьшаться с удалением от источника как $1/r$. Это означает, что амплитуда смещения частиц в сферической волне вследствие *расхождения* (увеличения) фронта волны убывает обратно пропорционально расстоянию r от источника.

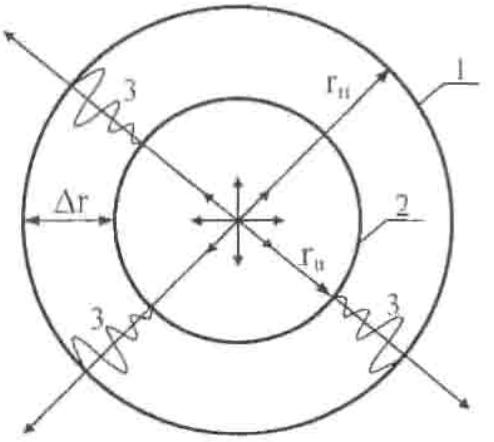


Рис. 1.2. Схематическое изображение переднего фронта (1), тыла сферической волны (2) и волнового цуга (3) точечного источника упругих волн

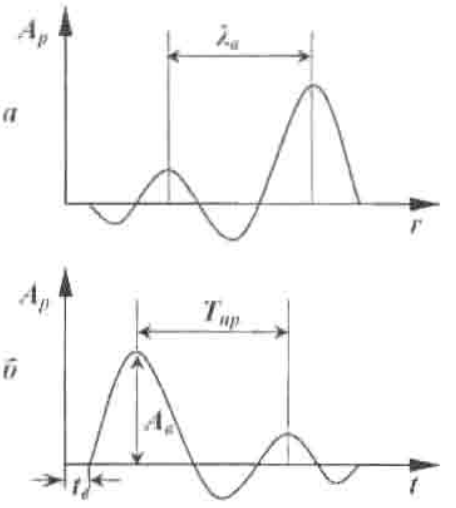


Рис. 1.3. Профиль (а) и график (б) колебаний частиц среды в момент прохождения сейсмической волны

1.3. Основные постулаты теории распространения сейсмических волн

Процесс распространения сейсмических волн в упругих средах подчиняется (Пузырев, 1997) ряду важных для теории и практики *принципов* (*постулатов*).

Согласно ***принципу Ферма***, форма сейсмического луча должна совпадать с формой траектории (пути), время пробега волны вдоль которой из одной точки среды в другую ***минимально*** (реже – просто экстремально). На основе этого принципа во многих случаях сравнительно просто удается определить форму сейсмических лучей. Знание формы сейсмических лучей позволяет определять положение фронтов (вступлений) и других кинематических характеристик волн. В *однородных изотропных средах* соблюдение ***принципа Ферма*** требует, чтобы сейсмические *лучи* были ***прямыми линиями***. В *неоднородных изотропных средах*, т. е. в средах, упругие модули которых зависят от координат пространства, в соответствии с этим принципом форма сейсмических лучей существенно усложняется, поскольку они становятся ***криволинейными***. Поиск траектории таких лучей осуществляется на основе ***принципа Ферма*** и математически сводится к решению вариационной задачи на отыскание минимума времени пробега волны между двумя точками A и B

$$t = \int_{A(x,y,z)}^{B(x,y,z)} \frac{ds}{V(x,y,z)}, \tag{1.8}$$

где ds - элемент длины дуги линии, соединяющей точки A и B.

С *принципом Ферма* тесно связан *принцип взаимности* (Гурвич И.И., 1970), который в кинематической трактовке утверждает, что в однородных средах время распространения монотипной волны из одной точки в другую не изменится, если поменять местами источник и приемник.

В соответствии с *принципом Гюйгенса* вдали от источников характер колебания в точке наблюдения является суммой колебаний, создаваемых элементарными (точечными) источниками, находящимися на поверхности фронта. *Принцип Гюйгенса* в его простейшей форме можно использовать для определения положения фронтов волн в среде для разных моментов времени. Пусть фронт волны в некоторый момент времени $t = t_1$ представлен поверхностью Q_1 (рис.1.4). Согласно этому принципу, форма фронта волны Q_2 в момент времени $t_2=t_1+\Delta t$ будет представлять собой поверхность, которая будет являться огибающей поверхностью серии сферических поверхностей радиуса $\Delta r=\Delta t \cdot V_p$, центры которых лежат на поверхности Q_1. Принцип Гюйгенса является фундаментом группы способов, условно называемых *методом полей времен*. Этот метод позволяет сравнительно просто решать ряд прямых и обратных задач сейсморазведки. Метод полей времен достаточно широко применяется при интерпретации сейсмических волновых полей.

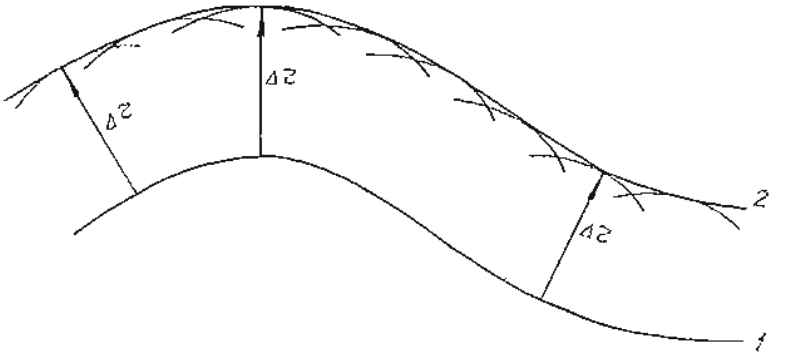


Рис. 1.4. Схема построения фронта волны на основе принципа Гюйгенса:
1 – положение исходного фронта волны Q_1 в момент времени t_1;
2 – положение фронта волны Q_2 в момент времени $t_2 = t_1 + \Delta t$

Френель на основе *принципа Гюйгенса* первым сформулировал *количественный подход* к оценке размеров части среды, активно участвующей в передаче энергии волновых колебаний от источника к заданной точке наблюдения. Если между источником и приемником мы построим плоскость, ориентированную перпендикулярно линии, соединяющей источник колебаний O и точку приема M, то на этой плоскости можно задать (построить) *зоны Френеля* (рис.1.5) - систему концентрических колец такой ширины, чтобы при переходе от внутреннего контура к внешнему контуру каждого кольца время прихода колебаний в точку M изменялось бы *на половину периода*. В таком случае можно считать, что каждая из зон порождает в точке M колебания противоположных знаков. При сложении в точке M эффектов от всех зон получается *знакопеременный ряд* с постоянно убывающими по абсолютной величине членами. Структура этого ряда близка к бесконечной геометрической прогрессии со знаменателем, абсолютная величина которого меньше единицы. Сумма членов такой прогрессии приблизительно равна половине величины первого члена. Поэтому результирующий эффект в точке M будет равен примерно половине воздействия от *первой (центральной) зоны Френеля*. Радиус круга, площадь которого равна *половине площади первой зоны Френеля*, будет определяться формулой

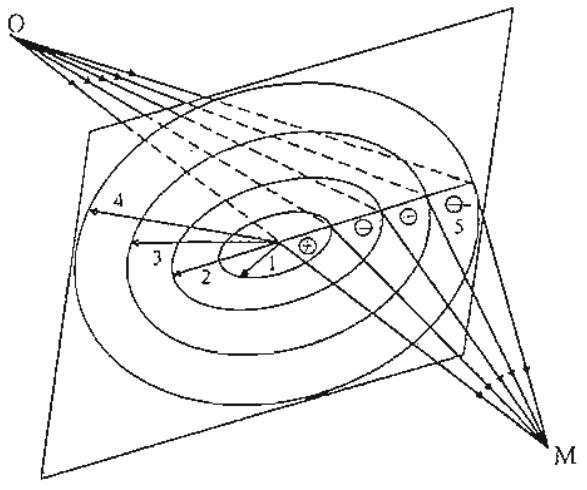


Рис. 1.5. Схема расположения различных зон Френеля, участвующих в передаче сейсмической энергии от источника O к приемнику M:
1, 2, 3, 4 - радиусы соответствующих зон Френеля;
5 - знак вклада каждой зоны Френеля в результирующий сигнал в точке приема M

$$R_0 = \sqrt{\frac{\lambda}{2} \cdot \frac{rl}{r+l}}, \qquad (1.9)$$

где r – расстояние от источника до рассматриваемой плоскости; l – расстояние от рассматриваемой плоскости до точки наблюдения; λ – преобладающая длина волны.

Максимального значения величина R_0 в однородной среде достигает в середине пути от источника до приемника

$$R_{0max} = \frac{1}{2}\sqrt{\lambda \cdot l}. \qquad (1.10)$$

Именно эта формула и позволяет оценить *максимальный размер зоны*, активно влияющей на характер передачи энергии от источника к данной точке наблюдения.

1.4. Распространение сейсмических волн в не абсолютно упругих средах

Все реальные среды можно рассматривать как абсолютно упругие только в некотором приближении, позволяющем более или менее точно описывать изменения параметров сейсмических волн при прохождении ими сравнительно небольших расстояний. Экспериментальное исследование процесса распространения упругих волн на большие расстояния от источника показывает на их более сильное ослабление, чем это вытекает из расчетов, основанных на формулах теории распространения упругих волн в абсолютно упругих средах. Изменение интенсивности упругих волн сопровождается также значительным изменением формы их колебаний. Эти явления могут быть объяснены, если предположить существование некоторого дополнительного механизма *поглощения энергии* сейсмических волн путем перехода ее в другие виды, например, в тепловую энергию. Среды, в которых происходит такое преобразование энергии упругих колебаний, принято называть ***поглощающими***.

Поглощающие свойства пород относительно продольных и поперечных колебаний являются их неотъемлемыми физическими характеристиками, такими же, как скорости распространения колебаний или плотность. Для количественной оценки поглощающих свойств пород используют величины ***коэффициентов поглощения продольных и поперечных волн***, а также связанные с ними другие величины - ***параметры поглощения***. Находят применение в сейсморазведке и такие понятия из физики как *логарифмический декремент поглощения* и ***добротность среды*** (Справочник геофизика, книга I, 1990).

Все существующие в настоящее время теории, объясняющие процесс поглощения упругих волн, приходят к выводу, что амплитуда смещения сейсмической волны в поглощающем слое должна дополнительно ослабляться в соответствии с зависимостью

$$A_p(r) = A_p(r_0) \cdot e^{-\alpha_p(\omega)(r-r_0)} \quad , \tag{1.11}$$

где $A_p(r)$ – амплитуда волны в расчетной точке; $A_p(r_0)$ – амплитуда волны в опорной точке; r_0 – расстояние от источника до опорной точки; $r > r_0$ – расстояние до рассматриваемой точки; ω - круговая частота колебаний.

Коэффициент $\alpha_p(\omega)$, стоящий в показателе степени этой формулы, принято называть ***амплитудным коэффициентом поглощения***. Коэффициент поглощения $\alpha_p(\omega)$ характеризует относительное уменьшение амплитуды колебаний на единицу пути и измеряется в 1/м. В зависимости от типа колебаний различают коэффициенты поглощения для продольных $\alpha_p(\omega)$ и поперечных $\alpha_s(\omega)$ волн. Из этой формулы также видно, что коэффициент $\alpha_p(\omega)$, определяющий степень ослабления колебаний с расстоянием, всегда предполагается зависящим от частоты колебаний. Существующие разные теории предполагают различные формы этой зависимости.

Теория вязкого трения, например, требует, чтобы эта зависимость была квадратичного вида

$$\alpha_p(\omega) = \alpha_0 \omega^2, \tag{1.12}$$

где α_0 - ***параметр поглощения***, характеризующий поглощающие свойства упругой среды.

Теория упругого последействия приводит к линейной зависимости этого коэффициента от частоты:

$$\alpha_p(\omega) = \alpha_1 \cdot \omega \quad , \tag{1.13}$$

где α_1 – ***параметр поглощения***.

В настоящее время отсутствует устоявшиеся взгляды на природу механизмов поглощения. Однако практика подтверждает, что для большинства горных пород возможная зависимость коэффициента поглощения от частоты близка к зависимости (рис. 1.6), промежуточной между двумя выше названными. Во всех случаях коэффициент поглощения $\alpha(\omega)$ является возрастающей функцией частоты. Это обстоятельство приводит к избирательному поглощению, при котором происходит постепенное ослабление относительной доли высокочастотных составляющих сейсмического сигнала. Названная особенность вызывает изменение формы записи волны по мере увеличения пройденного ею расстояния от источника колебаний. Это неизбежно приводит к изменению ее частотного спектра. Из сказанного следует, что в поглощающей среде возникает новая особенность упругих волн – *явление дисперсии сейсмических волн* – зависимости фазовой и групповой скоростей распространения от их видимой частоты. При этом под *фазовой скоростью* обычно понимается скорость распространения вдоль линии наблюдения какой - либо конкретной фазы или особенности сейсмической записи. *Групповой скоростью* принято называть скорость движения вдоль линии профиля наблюдений ***максимума огибающей*** волнового импульса – *максимума энергии волнового пакета*.

Логарифмическим декрементом поглощения и называют безразмерную величину, характеризующую изменение (ослабление) амплитуды плоского гармонического колебания на расстоянии, равном длине волны. С учетом (1.11) *логарифмический декремент поглощения* может быть вычислен по формуле

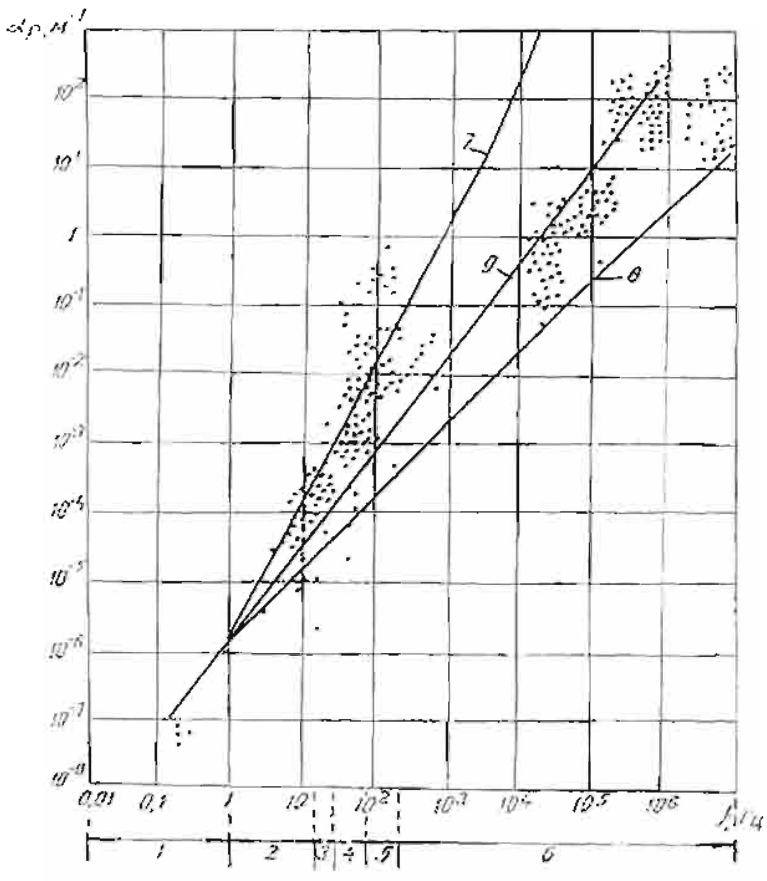


Рис. 1.6. Обобщенные экспериментальные данные о зависимости коэффициента поглощения продольных волн для пород различного литологического состава от частоты.

Области частот, используемые при:
1 – сейсмологических исследованиях;
2 – глубинных сейсмических зондированиях (*ГСЗ*);
3, 4, 5 – низко-, средне- и высокочастотной сейсморазведке;
6 – лабораторных исследованиях.
Аппроксимирующие линии, проведенные в соответствии с теорией:
7 – вязкого трения; 8 – упругого последействия; 9 – осреднения

$$\theta = \alpha_p(\omega) \cdot V / f \,, \qquad (1.14)$$

где V - скорость распространения колебаний, f –частота колебаний.

Добротность среды Q характеризует отношение упругой энергии E к ее потерям ΔE за один период колебаний

$$Q = 2\pi \cdot \frac{E}{\Delta E} \,. \qquad (1.15)$$

Все вышесказанное относится как к продольным, так и к поперечным волнам. При этом практика показывает, что в большинстве горных пород поглощение поперечных волн происходит интенсивнее, чем продольных.

Изучение поглощающих свойств горных пород во многих случаях позволяет выявлять важные особенности строения геологической среды. Нередко аномально высокие значения поглощающих свойства в разрезе позволяют прогнозировать местоположение в нем залежей углеводородов, особенно газовых залежей. Наиболее надежно такой прогноз можно делать по результатам совместного изучения двух коэффициентов поглощения $\alpha_p(\omega)$ и $\alpha_s(\omega)$.

Вопросы для самопроверки

1. Дайте классификацию твердых тел по степени сложности их строения с точки зрения теории распространения упругих волн.
2. Охарактеризуйте физический смысл модулей упругости, их размерность.
3. Поясните физический смысл понятий, описывающих колебательный процесс в упругой среде.
4. Изложите смысл *принципа Ферма*.
5. Сформулируйте сущность *принципа Френеля*.
6. В чем суть содержания *постулата Гурвича*?
7. Поясните теоретическую основу метода полей времен.
8. Что характеризует коэффициент поглощения сейсмических волн?
9. Охарактеризуйте физический смысл основных параметров поглощения
10. Объясните, с точки зрения теории поглощения, явление дисперсии сейсмических волн.
11. Что характеризует логарифмический декремент поглощения?
12. Какова размерность добротности среды, какую особенность геологической среды она отражает?

★ ★ ★ ★ ★ ★ ★

2. ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ В ТЕОРИИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ УПРУГИХ ВОЛН

2.1. Основные понятия теории упругости

При рассмотрении различных задач о распространении упругих волн в *реальных средах* обычно исходят из предположения, что в первом приближении процессы распространения сейсмических волн описываются уравнениями математической теории идеальной упругости. Идеально упругая среда - это такая среда, которая после прохождения в ней упругих волн полностью восстанавливает свое исходное состояние. Ключевыми понятиями в теории идеальной упругости являются понятия ***напряжения и деформации***. Для математического описания напряжения в твердом теле, в силу сложности рассматриваемого явления, прибегают к использованию понятий *тензорных величин*. На начальном уровне изложения теории можно считать, что для полного описания ***тензора напряжения*** (тензора второго порядка) можно обойтись заданием в каждой точке твердого тела ***трех векторов напряжения*** P_x, P_y и P_z. Каждый из этих векторов, в свою очередь, может быть задан тремя скалярными величинами - *компонентами тензора напряжения* P_{xx}, P_{xy}, P_{xz}, P_{yx}, P_{yy}, P_{yz}, P_{zx}, P_{zy}, P_{zz}. В силу действия принципа симметрии, существует лишь ***шесть независимых компонент тензора напряжения*** P_{xx}, P_{yy}, P_{zz}, P_{xy}, P_{yz} и P_{xz}.

Аналогичным образом, для полного описания *процесса деформации твердого тела* достаточно задавать ***шесть компонент тензора деформации*** e_{xx}, e_{yy}, e_{zz}, e_{xy}, e_{xz}, e_{yz}. Эти *компоненты тензора деформации* определенным образом связаны с *компонентами вектора смещения*. Если вектор смещения любой частицы твердого тела обозначить через $S(x,y,z,t)$, а его компоненты по декартовым осям соответственно через U, V и W, то их связь с компонентами тензора деформации будет иметь вид

$$e_{xx} = \frac{\partial U}{\partial x}, \qquad e_{yy} = \frac{\partial V}{\partial y}, \qquad e_{zz} = \frac{\partial W}{\partial z},$$

$$e_{xy} = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x}\right), \qquad e_{xz} = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial W}{\partial x} + \frac{\partial U}{\partial z}\right), \qquad e_{yz} = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial V}{\partial z} + \frac{\partial W}{\partial y}\right). \tag{2.1}$$

В курсах теории упругости доказывается, что обязательным условием *динамического равновесия* любого произвольно малого объема среды (в пределе – материальной точки) является *одновременное* равенство нулю трех скалярных уравнений (*условий Коши*), каждое из которых является суммой проекций на каждую из осей всех действующих внешних и внутренних сил и сил инерции

$$F_x + \mathrm{div}P_x - \rho \cdot \frac{\partial^2 U}{\partial t^2} = 0, \qquad F_y + \mathrm{div}P_y - \rho \cdot \frac{\partial^2 V}{\partial t^2} = 0, \qquad F_z + \mathrm{div}P_z - \rho \cdot \frac{\partial^2 W}{\partial t^2} = 0, \tag{2.2}$$

где F_x, F_y, F_z - компоненты вектора внешних сил F, действующих в рассматриваемом объеме среды; P_x, P_y, P_z - векторы, характеризующие напряжения в твердом теле; U, V, W - компоненты вектора смещения; ρ - объемная масса среды; t - время.

Порядок дальнейших преобразований приведенных основных уравнений теории распространения упругих волн сильно зависит от того, каков вид взаимосвязи в изучаемом твердом теле компонент тензора деформации и компонент тензора напряжения. Практика показывает, что в твердых средах при малых напряжениях и деформациях, вызываемых, например, процессом распространения сейсмических волн, всегда справедлив ***закон Гука***, согласно которому малые напряжения в среде вызывают и пропорционально малые им деформации (и наоборот!). Обобщенная формулировка закона Гука - ***обобщенный закон Гука*** - предполагает, что в таких условиях должны существовать и линейные взаимозависимости компонент тензоров напряжения и деформации. Такую связь можно записать в следующем виде

$$\begin{aligned}
P_{xx} &= C_{11}\cdot\varepsilon_{xx} + C_{12}\cdot\varepsilon_{yy} + C_{13}\cdot\varepsilon_{zz} + C_{14}\cdot\varepsilon_{xy} + C_{15}\cdot\varepsilon_{xz} + C_{16}\cdot\varepsilon_{yz},\\
P_{yy} &= C_{21}\cdot\varepsilon_{xx} + C_{22}\cdot\varepsilon_{yy} + C_{23}\cdot\varepsilon_{zz} + C_{24}\cdot\varepsilon_{xy} + C_{25}\cdot\varepsilon_{xz} + C_{26}\cdot\varepsilon_{yz},\\
P_{zz} &= C_{31}\cdot\varepsilon_{xx} + C_{32}\cdot\varepsilon_{yy} + C_{33}\cdot\varepsilon_{zz} + C_{34}\cdot\varepsilon_{xy} + C_{35}\cdot\varepsilon_{xz} + C_{36}\cdot\varepsilon_{yz},\\
P_{xy} &= C_{41}\cdot\varepsilon_{xx} + C_{42}\cdot\varepsilon_{yy} + C_{43}\cdot\varepsilon_{zz} + C_{44}\cdot\varepsilon_{xy} + C_{45}\cdot\varepsilon_{xz} + C_{46}\cdot\varepsilon_{yz},\\
P_{yz} &= C_{51}\cdot\varepsilon_{xx} + C_{52}\cdot\varepsilon_{yy} + C_{53}\cdot\varepsilon_{zz} + C_{54}\cdot\varepsilon_{xy} + C_{55}\cdot\varepsilon_{xz} + C_{56}\cdot\varepsilon_{yz},\\
P_{xz} &= C_{61}\cdot\varepsilon_{xx} + C_{62}\cdot\varepsilon_{yy} + C_{63}\cdot\varepsilon_{zz} + C_{64}\cdot\varepsilon_{xy} + C_{65}\cdot\varepsilon_{xz} + C_{66}\cdot\varepsilon_{yz},
\end{aligned} \tag{2.3}$$

где C_{ij} - величины (константы), независимые от значений деформации и напряжения, называемые в сейсморазведке ***модулями упругости***.

Твердые среды, математическое описание процесса распространения упругих волн в которых основывается на использовании в полной мере вышеприведенной взаимосвязи компонент тензоров напряжения и деформации, принято называть *анизотропными средами*. *Анизотропные среды* характеризуются тем, что их *упругие свойства зависят от направления*, по которому они изучаются. Это автоматически означает, что скорости распространения упругих волн в таких средах также зависят и от направления их распространения. Анизотропия в *"чистом виде"* присуща кристаллам отдельных горных пород. Такие среды принято рассматривать как *собственно анизотропные среды*.

В соответствии с вышеприведенной формулой (2.3) линейная связь между шестью компонентами тензоров напряжения и деформации определяется 36 коэффициентами, или модулями упругости C_{ij}. В силу закона сохранения энергии в среде возникает *симметрия матрицы модулей* $C_{ij} = C_{ji}$. В результате число независимых модулей упругости оказывается равным только 21. Наличие *симметрии физических свойств у кристаллов* дополнительно приводит к уменьшению числа независимых модулей (Кашубин, 2001). При наличии одной плоскости симметрии свойств (кристаллы моноклинальной симметрии) число независимых упругих модулей становится равным 13. Существование трех взаимно перпендикулярных плоскостей симметрии (кристаллы орторомбической симметрии) уменьшает число независимых модулей до 9. Наличие одной оси симметрии и постоянства свойств в плоскости, которая перпендикулярна этой оси (поперечно - изотропная симметрия, или гексагональная симметрия), приводит к тому, что число независимых модулей становится равным 5.

Однако эффект анизотропии может проявляться не только в кристаллах, но и в горных породах, имеющих внутреннюю упорядоченную структуру (горные массивы с закономерным расположением кристаллических зерен, трещин, пор, ритмическое чередование слоев и т. п.). Поскольку для горных пород с таким строением анизотропия проявляется *только для упругих волн*, длина волны которых существенно больше размера характерных неоднородностей (мощности отдельных слоев, расстояния между трещинами и др.), то в этих случаях подобные среды принято называть *квазианизотропными*.

Для сейсмической разведки в реальных геологических средах наибольшее практическое значение имеет рассмотрение квазианизотропии с *орторомбическим* и *гексагональным (поперечно - изотропным)* видом симметрии.

Если в массиве горных пород имеются *три системы взаимно перпендикулярных* трещин или система трещин развита в тонкослоистом массиве пород перпендикулярно поверхностям напластования, то данные среды с точки зрения теории упругости можно рассматривать как среды с *орторомбической* симметрией. Для среды этого типа независимыми упругими модулями являются: $C_{11}, C_{22}, C_{33}, C_{44}, C_{55}, C_{66}, C_{12}, C_{13}, C_{23}$.

Примером *поперечно - изотропной среды*, в первом приближении, следует назвать плоско параллельную слоистую среду с осью симметрии, ориентированной перпендикулярно поверхностям напластований, однородный массив горных пород с плоско параллельной системой трещин и др. В таких средах независимыми упругими модулями являются следующие 5 констант: $C_{11}, C_{33}, C_{44}, C_{66}, C_{13}$. Среды с таким видом симметрии в сейсморазведке чаще принято называть *трансверсально - изотропными средами*.

В изотропных средах число независимых модулей равно двум: $C_{11} = C_{22} = C_{33} = \lambda + 2\mu$, $C_{12} = C_{23} = C_{13} = \lambda$, $C_{44} = C_{55} = C_{66} = (C_{11} - C_{12})/2 = \mu$. Упругие модули λ и μ принято называть *модулями Ламе*.

По экспериментальным данным, получаемым в полевых условиях, выделить причины анизотропного поведения горных пород обычно затруднительно. Для описания различия в наблюдаемых значениях упругих свойств горных пород по различным направлениям обычно предпочитают употреблять более правильный термин *"анизотропия скоростей"*. Анизотропия скоростей в осесимметричных средах может быть охарактеризована *коэффициентом анизотропии*, численное значение которого определяется отношением скоростей распространения сейсмических колебаний поперек и вдоль оси симметрии среды. Если эта ось симметрии вертикальна, то под *коэффициентом анизотропии скоростей* понимается отношение значений скорости по горизонтали к скорости по вертикали. При этом в качестве измеряемой скорости можно рассматривать как скорость распространения продольных волн *P*, так и скорость распространения поперечных волн *SH*. Наибольшей анизотропией скоростей обладают глины, в которых отношение значений скорости по напластованию к значению скоростей по вертикали для волн *P* составляет не менее 1.10 - 1.15 (иногда достигает значений 2.0 - 2.2). Для поперечных волн типа *SH* в глинистых породах это отношение обычно может достигать 1.5. В песчаниках коэффициент анизотропии скоростей для волн *P* редко превышает 1.05 - 1.10 (иногда достигаются значения порядка 1.3 - 1.4). Для карбонатных пород анизотропия скоростей минимальна (Справочник геофизика, 1990).

Экспериментальное изучение анизотропии посредством установления зависимости сейсмических скоростей от направления распространения упругих волн позволяет достаточно надежно определять целый ряд важных для практики физических свойств горных пород: наличие трещиноватости в горных породах, ее пространственную ориентировку и др. Эта информация весьма важна при изучении детального строения залежей углеводородов. Поэтому разработка эффективных методов изучения анизотропии горных пород - важная задача современной сейсморазведки.

Если мы знаем структуру взаимосвязи компонент тензоров деформации и напряжения для рассматриваемой модели среды, то решение задачи о распространении упругих волн в среде конкретного вида можно выполнить следующим образом. Принятая форма взаимосвязи компонент тензоров напряжения и деформации подставляется в уравнения динамического равновесия элементарного объема среды – в формулы 2.2. После необходимых преобразований, решается получившаяся система дифференциальных уравнений. По итогам такого решения обычно находят значения скоростей распространения упругих волн и компоненты вектора смещения изучаемого волнового процесса. Как правило, сложность получения решения сильно зависит от степени сложности рассматриваемой модели среды, используемых методов решения и структуры начальных и граничных условий задачи. В качестве примера, иллюстрирующего принципы решения динамических задач сейморазведки, обратимся к простейшему случаю - случаю однородной изотропной среды.

Как уже упоминалось, упругие свойства в *однородной изотропной среде* описываются двумя упругими модулями λ и μ. В соответствии с этим ***обобщенный закон Гука*** (формулы 2.3) для такой среды, устанавливающий связь между компонентами тензора напряжения и компонентами тензора деформации, приобретает следующий вид

$$\begin{aligned} P_{xx} &= \lambda\cdot\theta + 2\mu\cdot e_{xx}\ ; \quad P_{xy} = \mu\cdot e_{xy}\ ; \\ P_{yy} &= \lambda\cdot\theta + 2\mu\cdot e_{yy}\ ; \quad P_{xz} = \mu\cdot e_{xz}\ ; \\ P_{zz} &= \lambda\cdot\theta + 2\mu\cdot e_{zz}\ ; \quad P_{yz} = \mu\cdot e_{yz}\ ; \end{aligned} \tag{2.4}$$

где $\theta = e_{xx} + e_{yy} + e_{zz}$ относительное изменение объема среды, или ***дилатация***; λ и μ - упругие модули ***Ламэ***.

Подставляя формулы (2.4) в уравнения (2.2) и выполняя несложные, но громоздкие преобразования, можно получить для *однородной изотропной* среды следующее ***векторное дифференциальное уравнение***, решение которого и позволяет находить вектор смещения $\boldsymbol{S}$

$$(\lambda+\mu)\cdot\operatorname{grad}(\operatorname{div}\boldsymbol{S}) + \mu\cdot\Delta\boldsymbol{S} + \boldsymbol{F} = \rho\cdot\frac{\partial^2\boldsymbol{S}}{\partial t^2}\ , \tag{2.5}$$

где $\operatorname{div}\boldsymbol{S} = \theta$; $\Delta\boldsymbol{S}$ - *векторный лапласиан*.

Это уравнение является исходным для решения целого ряда задач теории распространения сейсмических волн в однородных изотропных средах. Его решение сводится к задаче нахождения вектора смещения $\boldsymbol{S}(x, y, z, t)$ для каждой точки среды в любой момент времени. При этом предполагается, что строение среды известно (заданы всюду модули λ, μ и ρ) и известен вектор внешних сил $\boldsymbol{F}$, вызывающий колебания в среде.

Полученное уравнение относится к классу неоднородных дифференциальных уравнений второго порядка с постоянными коэффициентами. В качестве решения такого уравнения обычно берется сумма двух решений, одно из которых – общее решение этого уравнения без учета фактора действия внешних сил (решение однородного уравнения), второе – любое частное решение неоднородного уравнения. В соответствии со сказанным поиск решения таких уравнений производится в два этапа: вначале находится *общее решение однородного уравнения*, а затем осуществляется поиск любого подходящего *частного решения неоднородного уравнения*.

При отсутствии действия внешних сил ($\boldsymbol{F}\equiv 0$) колебательные процессы, описываемые приведенным волновым уравнением, правомерно относить к так называемым *собственным колебаниям* твердого тела. Количественные характеристики этих колебаний: скорости их распространения, тип возникающих сейсмических волн, характер распределения амплитуд и т. п. – являются реакцией среды на "*единичное*" ударное воздействие. Колебания такого типа наиболее легко возбуждаются в среде и являются типичной реакцией среды на кратковременные сейсмические воздействия.

Если воспользоваться известной формулой векторного анализа для выражения *лапласиана*

$$\Delta\boldsymbol{S} = grad(div\boldsymbol{S}) - rot(rot\boldsymbol{S}), \tag{2.6}$$

то уравнение (2.4) можно преобразовать к виду

$$(\lambda + 2\cdot\mu)\cdot\operatorname{grad}(\operatorname{div}\boldsymbol{S}) - \mu\cdot\operatorname{rot}(\operatorname{rot}\boldsymbol{S}) + \boldsymbol{F} = \rho\cdot\frac{\partial^2\boldsymbol{S}}{\partial t^2}\ . \tag{2.7}$$

Применяя к полученному уравнению последовательно операции нахождения ***дивергенции*** и ***вихря***, можно получить следующие два независимых уравнения

$$(\lambda + 2\cdot\mu)\cdot\Delta\theta + \operatorname{div}\boldsymbol{F} = \rho\cdot\frac{\partial^2\theta}{\partial t^2}\ , \tag{2.8}$$

$$\mu\cdot\Delta\boldsymbol{\Omega} + \operatorname{rot}\boldsymbol{F} = \rho\cdot\frac{\partial^2\boldsymbol{\Omega}}{\partial t^2}\ , \tag{2.9}$$

где $\theta = div\boldsymbol{S} = e_{xx} + e_{yy} + e_{zz}$ – дилатация вектора $\boldsymbol{\Omega} = rot\boldsymbol{S}$.

В первом скалярном уравнении (2.8) участвует только *объемная деформация*, во втором векторном (2.9) – *деформация вращения элементов* среды. Это означает, что в однородной изотропной и безграничной среде возможно *независимое* распространение таких деформаций. Отсюда и вытекает, что в такой среде ***продольные и поперечные*** волны распространяются ***независимо*** друг от друга.

2.3. Методы решения динамических задач сейморазведки

Существует *три различных* подхода к решению задач о нахождении из полученных выше уравнений вектора смещения.

Первый подход заключается в непосредственном определении вектора смещения из уравнений (2.5) или (2.7) и (2.8) при заданных начальных и граничных условиях. Он обладает большой физической наглядностью. В этом его достоинство. Но в математическом плане он не всегда прост и удобен.

Второй подход предполагает использование некоторых вспомогательных функций – *упругих потенциалов* φ и ψ, связанных с искомым вектором смещения S следующим образом

$$S = grad\varphi + rot\psi \,. \tag{2.10}$$

Подставляя выражение (2.10) в уравнение (2.5) и предполагая, что внешние силы F отсутствуют, можно получить два новых дифференциальных уравнения для упругих потенциалов

$$(\lambda + 2\cdot\mu)\cdot\Delta\varphi = \rho\cdot\frac{\partial^2\varphi}{\partial t^2} \,; \tag{2.11}$$

$$\mu\cdot\Delta\psi = \rho\cdot\frac{\partial^2\psi}{\partial t^2} \,. \tag{2.12}$$

Это и есть так называемые *волновые уравнения* для потенциалов продольных и поперечных волн. Уравнение (2.12) при этом является векторным. Его обычно заменяют тремя скалярными уравнениями для компонент ψ_x, ψ_y, ψ_z. Найдя из уравнений (2.11) и (2.12) упругие потенциалы, вектор смещения S легко вычисляется путем операции дифференцирования в соответствии с уравнением (2.10). Для нахождения потенциалов граничные и начальные условия для вектора смещения должны быть предварительно определенным образом трансформированы в соответствующие условия для упругих потенциалов. Этот прием нахождения вектора смещения хотя и менее нагляден, но во многих случаях позволяет относительно просто получить искомое решение.

Третий подход состоит в том, что для уравнения (2.5) ищется *приближенное решение* для высокочастотных колебаний. Этот способ, составляющий сущность так называемого лучевого метода, позволяет при некоторых предположениях о характере поля заменить точное *векторное волновое уравнение* двумя *приближенными уравнениями* относительно *времени* вступления волны и ее *амплитуды*. Для определения *времени вступления волны*, согласно лучевому методу, из волнового уравнения (2.5) можно получить следующее скалярное дифференциальное уравнение

$$\left(\frac{\partial t}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial z}\right)^2 = \frac{1}{V^2} \tag{2.13}$$

Решение этого уравнения, обычно называемого уравнением поля времен (*уравнением эйконала, уравнением Гамильтона*), позволяет, при известном распределении в среде упругих свойств, определить положение фронта волны. Оно является аналитическим выражением *принципа Гюйгенса*. Решение уравнения *Гамильтона* сводится к интегрированию системы трех обыкновенных дифференциальных уравнений. Это уравнение является идейной основой так называемой *кинематической сейсмики* - совокупности правил определения времен пробега сейсмических волн в средах известного строения в высокочастотном приближении, т.е. в предположении малости видимой длины волны в сравнении с характерными размерами неоднородностей среды. Этот метод, несмотря на его упрощенность и примитивность, позволяет сравнительно просто решать широкий класс важных прикладных задач теории сейморазведки.

Для решения задачи о распространении упругих волн в среде, во всех случаях, помимо знания ее строения, необходимо задание так называемых *краевых (граничных) и начальных условий*.

Однородное безграничное пространство – это наиболее простая модель среды, облегчающая рассмотрение основных исходных понятий теории распространения сейсмических волн. Для практических целей эта модель среды мало пригодна, поскольку в реальных средах всегда присутствуют *сейсмические границы*. *Сейсмическая граница* – это поверхность L произвольного вида, по разные стороны которой параметры упругих свойств V_p, V_s и ρ (или соответствующие им другие упругие модули) имеют различные численные значения. При этом различаться могут как один или два из них, так и все три параметра одновременно. Форма границы раздела сред может быть любой. На начальных этапах изучения *чаще всего* рассматривают *плоские границы раздела*. При этом, конечно, всегда имеют в виду, что таковой граница является только в окрестности области рассмотрения. Число границ в среде может быть произвольным, однако при этом должны быть соблюдены некоторые очевидные ограничения на их взаимное расположение. Часть среды, заключенную *между двумя соседними границами* L_{j-1} *и* L_j, принято называть *сейсмическим слоем*. Сейсмические слои, как уже упоминалось, в зависимости от характера распределения в нем упругих свойств могут быть либо изотропными, либо анизотропными. В обоих случаях слои могут быть либо однородными, либо неоднородными.

Среди всех сейсмических границ особую роль играет граница L_0, совпадающая с поверхностью Земли. В силу малости численных значений параметров упругих свойств воздуха (в сравнении с горными породами) эту границу принято называть *свободной*. Она играет особую роль в формировании регистрируемого поля упругих волн.

Режим граничных условий зависит от типа контактируемых сред (твердое тело, жидкость, вакуум). На границе двух твердых тел законы физики требуют ***непрерывности*** вектора смещения S и вектора напряжения P_n, нормального к границе раздела сред

$$\begin{aligned} S(x,y,z,t)_1 &= S(x,y,z,t)_2 \quad ; \\ P_n(x,y,z,t)_1 &= P_n(x,y,z,t)_2 \quad , \end{aligned} \tag{2.14}$$

где цифры 1 и 2 означают две сколь угодно близкие точки, находящиеся по разные стороны границы L_{ij}.

На свободной границе L_0 во всех точках, кроме точек нахождения источников упругих волн, всегда должно выполняться условие

$$P_n(x,y,z) = 0 \quad . \tag{2.15}$$

Кроме сформулированных граничных условий, всегда необходимо соблюдать условия конечности (ограниченности) колебательного процесса в бесконечности. Это означает, что в качестве функций для описания вектора смещения можно брать лишь такие функции, которые обращаются в нуль при неограниченном возрастании любой из координат

$$S(x,y,z,t) \to 0 \qquad \text{при} \qquad r = \sqrt{x^2+y^2+z^2} \to \infty \quad . \tag{2.16}$$

Очевидно, что характер колебания частиц почвы должен зависеть и от *начального состояния среды* – от начального значения вектора смещения S и его первой производной в начальный момент времени. Обычно полагают, что до момента включения источника колебаний в среде был покой

$$S(x,y,z,t)\big|_{t=0} = 0; \qquad \left.\frac{\partial S(x,y,z,t)}{\partial t}\right|_{t=0} = 0 \tag{2.17}$$

В отдельных случаях возможно задание и других начальных условий.

Приведенные краевые условия сформулированы в терминах смещения и напряжения. Если конкретная задача решается с использованием упругих потенциалов, то все вышеуказанные условия должны быть преобразованы в соответствующие условия для потенциалов.

2.4. Примеры решения волнового уравнения

Предположим, что процесс распространения плоских сейсмических волн осуществляется вдоль одной оси координат, например, вдоль оси OX. Это означает, что вектор смещения в такой волне имеет только одну компоненту $U(x)$, зависящую только от координаты x. При этих предположениях $S(x,y,z,t) = S[U(x,t), 0, 0]$, а волновое уравнение (2.4) принимает вид

$$(\lambda+\mu)\cdot\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \mu\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + F = \rho\frac{\partial^2 U}{\partial t^2} \qquad \text{или} \qquad \frac{1}{V^2}\cdot\frac{\partial^2 U}{\partial t^2} - \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} = \frac{1}{\rho}\cdot F \,, \tag{2.18}$$

где V – скорость распространения колебаний вдоль оси OX.

В качестве общего решения однородного уравнения (2.18), как легко непосредственно проверить, можно взять любые непрерывные дважды дифференцируемые функции аргументов $t \pm x/V$

$$U(x,t) = A\cdot f_1\left(t - \frac{x}{V}\right) + B\cdot f_2\left(t + \frac{x}{V}\right) \tag{2.19}$$

где A и B – произвольные константы задачи.

Для решения конкретной задачи нужно подобрать такие функции f_1 и f_2, которые удовлетворяли бы граничным условиям рассматриваемой задачи.

Если направление распространения плоской волны не совпадает с направлением оси OX, то решение однородного волнового уравнения для каждой из компонент смещения может быть взято в виде

$$\left.\begin{matrix} U(x,y,z,t) \\ V(x,y,z,t) \\ W(x,y,z,t) \end{matrix}\right\} = A\cdot f_{1(U,V,W)}\left(t - \frac{lx+my+nz}{c}\right) + B\cdot f_{2(U,V,W)}\left(t - \frac{lx+my+nz}{c}\right) \quad , \tag{2.20}$$

где l, m, n – направляющие косинусы углов наклона нормали к плоскости волнового фронта соответственно с осями OX, OY и OZ, а c – скорость распространения плоской волны. Конкретный вид функций f_1 и f_2 также определяется при выполнении граничных условий задачи. Решения в форме (2.19) и (2.20) представляют собой суперпозицию (наложение) двух колебательных процессов, распространяющихся во взаимно противоположных направлениях.

Во многих практически интересных задачах сейсморазведки используются сейсмические волны со *сферической* формой волновых фронтов. В простейшем случае сферической симметрии описание такого волнового поля продольных волн можно осуществить с помощью одной радиальной компоненты вектора смещения $U_R(R,t)$, зависящей только от радиальной координаты R и времени t. В этом простейшем случае волновое уравнение (2.10) переходит в волновое уравнение для потенциала продольной волны $\varphi(R,t)$

$$\frac{1}{R^2}\frac{\partial}{\partial R}\left(R^2\frac{\partial\varphi}{\partial R}\right)=\frac{1}{V_P^2}\frac{\partial^2\varphi}{\partial t^2}. \qquad (2.21)$$

Его общее решение (Шериф и др., 1987) можно представить в виде

$$\varphi(R,t)=\frac{1}{R}\cdot f\left(t-\frac{R}{V_P}\right)+\frac{1}{R}\cdot g\left(t+\frac{R}{V_P}\right), \qquad (2.22)$$

где f и g – непрерывные дважды дифференцируемые функции произвольного вида. Их конкретный вид может быть найден на основе выполнения каких-нибудь граничных условий. При этом, как обычно, первый член формулы описывает сейсмическую волну, исходящую из начала координат, а второй – волну, идущую к их началу.

Если представить себе, что на некоторой поверхности небольшого радиуса $R = l$ аналитически задано смещение частиц горных пород в виде функции, приближенно имитирующей действие взрыва в начале координат

$$\underset{\text{при } R=l}{U(R,t)=U_0(t)}=\begin{cases}U_0\exp(-at), & t\ge 0\\ 0, & t<0\end{cases}, \qquad (2.23)$$

то потенциальную функцию $\varphi(R, t)$ можно взять в виде

$$\varphi(R,t)=\frac{l}{R}\cdot f\left(t-\frac{R-l}{V_P}\right). \qquad (2.24)$$

Вычисляя на основе этой формулы радиальную компоненту смещения

$$U_R(R,t)=\frac{\partial\varphi(R,t)}{\partial R} \qquad (2.25)$$

и приравняв ее на границе выделенной сферы заданному смещению, получим следующее дифференциальное уравнение первого порядка для определяемой функции $f(t)$

$$f'(t)+\frac{V_P}{l}f(t)=V_P U_0\exp(-at). \qquad (2.26)$$

Решая известными в математике приемами это дифференциальное уравнение первого порядка с правой частью, получим

$$f(t)=\frac{V_P U_0}{V_P/l-a}\cdot\left[\exp\left(-\frac{V_P}{l}t\right)-\exp(-at)\right]. \qquad (2.27)$$

Это позволяет записать окончательное выражение для упругого потенциала в следующем виде

$$\varphi(R,t)=\frac{V_P U_0 l}{(V_P-al)\cdot R}\cdot\left[\exp\left(-\frac{V_P}{l}T\right)-\exp(-aT)\right], \qquad (2.28)$$

где $T=t-(R-l)/V_P$.

С учетом написанного функция, определяющая характер смещения частиц среды в данной задаче, будет иметь вид

$$U_R(R,t)=\frac{V_P U_0 l}{(V_P-al)\cdot R}\cdot\left[\left(\frac{l}{l}\exp\left(-\frac{V_P}{l}T\right)-\frac{a}{V_P}\exp(-aT)\right)-\right.$$
$$\left.-\frac{l}{R}\cdot\left(\exp\left(-\frac{V_P}{l}T\right)-\exp(-aT)\right)\right]. \qquad (2.29)$$

Первый член этого выражения определяет форму колебаний в дальней зоне ($R>>l$), а второй – в ближней ($R< l$). Непосредственной проверкой убеждаемся, что функция (2.29) при $R = l$ будет иметь следующее значение

$$\underset{\text{при } R=l}{U(R,t)=U_0(t)}=\begin{cases}U_0\exp(-at), & t\ge 0\\ 0, & t<0\end{cases},$$

что полностью эквивалентно значению смещения, определяемого формулой (2.23).

Как следует из формулы (2.29), потенциал $j(R, t)$ будет обращаться в нуль как при значении $t = (R–l)/Vp$, так и при $t \to \infty$. Отсюда следует, что величина $U_R(R, t)$ будет обязательно *хотя бы один раз* менять знак при некотором промежуточном значении времени t. Это означает, что даже однополярный импульс вида (2.24) *обязательно* порождает в среде *колебательный* процесс.

С целью иллюстрации технологии решения задач о распространении упругих волн на *основе использования волнового уравнения* для вектора смещения, рассмотрим в качестве примера процесс получения формул, описывающих распространение плоских волн в безграничной изотропной среде.

Компоненты вектора смещения S плоской гармонической волны должны, в соответствии с ранее сказанным, иметь вид

$$U = f_1\left(t - \frac{lx + my + nz}{c}\right); \quad V = f_2\left(t - \frac{lx + my + nz}{c}\right); \quad W = f_3\left(t - \frac{lx + my + nz}{c}\right), \tag{2.30}$$

где f_1, f_2, f_3 - произвольные дважды дифференцируемые функции, определяющие форму колебаний, l, m, n - направляющие косинусы углов наклона нормали к плоскости волнового фронта; c – разрешенная скорость распространения волнового фронта.

Ради простоты допустим, что в рассматриваемой части среды отсутствует вектор внешних сил - источник первоначальных колебаний находится вдали от области рассмотрения. Требуется найти такой вектор смещения S, компоненты которого имели бы вид (2.30), а сам вектор S удовлетворял бы волновому уравнению (2.5), которое мы запишем для его компонент в следующем виде

$$\begin{aligned}
(\lambda+\mu)\frac{\partial}{\partial x}(\mathrm{div}S) + \mu\cdot\left(\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2}\right) &= \rho\frac{\partial^2 U}{\partial t^2}, \\
(\lambda+\mu)\frac{\partial}{\partial y}(\mathrm{div}S) + \mu\cdot\left(\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2}\right) &= \rho\frac{\partial^2 V}{\partial t^2}, \\
(\lambda+\mu)\frac{\partial}{\partial z}(\mathrm{div}S) + \mu\cdot\left(\frac{\partial^2 W}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 W}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 W}{\partial z^2}\right) &= \rho\frac{\partial^2 W}{\partial t^2}.
\end{aligned} \tag{2.31}$$

Выполним некоторые подготовительные вычисления

$$\mathrm{div}S = \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} = \frac{\partial f_1(P)}{\partial P}\frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial f_2(P)}{\partial P}\frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial f_3(P)}{\partial P}\frac{\partial P}{\partial z} =$$
$$= \left(-\frac{l}{c}\right)f_1' + \left(-\frac{m}{c}\right)f_2' + \left(-\frac{n}{c}\right)f_3'$$

где $P = t - (lx + my + nz)/c$ (дифференцирование всюду происходит по аргументу функции).

С учетом написанного выше легко вычислить компоненты градиента дивергенции вектора смещения и *оператора Лапласа* из формулы (2.5)

$$\begin{aligned}
\frac{\partial}{\partial x}(\mathrm{div}S) &= \frac{l^2}{c^2}f_1'' + \frac{lm}{c^2}f_2'' + \frac{ln}{c^2}f_3'', \\
\frac{\partial^2 U}{\partial t^2} &= \frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\partial U}{\partial t}\right) = \frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\partial U}{\partial P}\frac{\partial P}{\partial t}\right) = \frac{\partial}{\partial t}(f_1') = f_1'' \\
\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} &= \left(\frac{l^2 + m^2 + n^2}{c^2}\right)f_1'' = \frac{1}{c^2}f_1''
\end{aligned}, \tag{2.32}$$

где принято во внимание очевидное условие $l^2 + m^2 + n^2 = 1$.

Полученные формулы (2.32) позволяют уравнения динамического равновесия (2.31) записать в виде

$$\begin{aligned}
(\lambda+\mu)\left(\frac{l^2}{c^2}f_1'' + \frac{lm}{c^2}f_2'' + \frac{ln}{c^2}f_3''\right) + \frac{\mu}{c^2}f_1'' &= \rho\cdot f_1'' \\
(\lambda+\mu)\left(\frac{lm}{c^2}f_1'' + \frac{m^2}{c^2}f_2'' + \frac{mn}{c^2}f_3''\right) + \frac{\mu}{c^2}f_2'' &= \rho\cdot f_2'' \\
(\lambda+\mu)\left(\frac{ln}{c^2}f_1'' + \frac{mn}{c^2}f_2'' + \frac{n^2}{c^2}f_3''\right) + \frac{\mu}{c^2}f_3'' &= \rho\cdot f_3''.
\end{aligned} \tag{2.33}$$

Данная система уравнений эквивалентна нижеследующей системе

$$\begin{aligned}
(l^2 - k)\cdot f_1'' + l\cdot m\cdot f_2'' + l\cdot n\cdot f_3'' &= 0, \\
m\cdot l\cdot f_1'' + (m^2 - k)\cdot f_2'' + m\cdot n\cdot f_3'' &= 0, \\
n\cdot l\cdot f_1'' + n\cdot m\cdot f_2'' + (n^2 - k)\cdot f_3'' &= 0,
\end{aligned} \tag{2.34}$$

где обозначено

$$k = (\rho\cdot c^2 - \mu)/(\lambda+\mu). \tag{2.35}$$

При произвольных функциях f_1, f_2 и f_3 система уравнений (2.34) может иметь *совместное ненулевое решение* в том и только в том случае, если главный *определитель* этой системы *равен нулю*. Из этого условия получаем обязательное уравнение для определения искомой скорости распространения плоских волн в безграничной среде

$$\begin{vmatrix} l^2-k & lm & ln \\ ml & m^2-k & mn \\ nl & nm & n^2-k \end{vmatrix} = 0 . \qquad (2.36)$$

Выполнив все необходимые преобразования, получим

$$k^3 - k^2 = k^2 \cdot (k-1) = 0 . \qquad (2.37)$$

Отсюда видно, что корни этого уравнения соответственно: $k_1 = 1$, $k_2 = 0$, $k_3 = 0$. Принимая во внимание формулу (2.35), можно утверждать, что в рассматриваемой среде могут распространяться упругие волны только со следующими возможными значениями скоростей

$$c_1 = V_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\cdot\mu}{\rho}} ; \qquad c_2 = V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} ; \qquad c_3 = V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} . \qquad (2.38)$$

Сравнивая эти выражения с ранее приведенными формулами (1.1), можно констатировать, что *первая различная скорость* распространения плоских объемных волн в данной задаче является *скоростью* распространения *продольных волн P*. *Второе и третье значения* возможной скорости движения упругих возмущений численно совпадают со значением *скорости распространения поперечных волн S*. Это дает право предположить, что в среде *может* существовать *два типа поперечных волн*, численные значения скорости распространения которых в однородной среде одинаковы. Последующая практика работ подтвердила эту гипотезу. В последующем одну из этих поперечных волн стали называть *вертикально поляризованной волной* и обозначать индексом *SV*. Для этой волны принято считать, что вектор смещения лежит в вертикальной плоскости, содержащей направление распространения волны. Вторую волну принято называть *горизонтально поляризованной волной* и обозначать индексом *SH*. Вектор смещения в этой волне направлен горизонтальной плоскости. В сложно построенных средах скорости распространения поперечных волн *SV* и *SH* могут несколько различаться.

2.6. Понятие об особенностях распространения плоских волн в анизотропных средах

Для начального ознакомления с особенностями распространения плоских волн сейсмических волн в анизотропных средах рассмотрим простейший случай - случай трансверсально–изотропной среды. Как уже упоминалось ранее, такие анизотропные среды называют еще поперечно-изотропными. Типичным примером такой изотропии является плоскопараллельная периодически слоистая структура с осью симметрии, перпендикулярной к поверхностям напластований или плоскопараллельной системой трещин. Массивы осадочных горных пород в некоторых случаях с высокой степенью правдоподобия могут быть отнесены к трансверсально - изотропным средам. Поэтому изучение особенностей распространения упругих волн в таких моделях сред является важным начальным шагом на пути детального изучения анизотропии распространения сейсмических волн в реальных, весьма сложно построенных средах (Справочник геофизика, 1990).

Предположим, что плоскость напластований слоев совпадает с плоскостью *XOY*. Эту плоскость будем считать одновременно и плоскостью изотропии упругих свойств. Ось *OZ* при этом будет осью симметрии, а любые сечения, ее содержащие, будут эквивалентны друг другу по упругим свойствам. Среду, обладающую именно такими свойствами, принято называть поперечно-изотропной. Какие-либо сейсмические границы в среде отсутствуют.

Пусть в безграничной анизотропной среде такого типа удаленный источник упругих волн возбудил сейсмические колебания, волновой фронт которых будем считать в рассматриваемой области плоским. Вектор смещения S в заданной точке плоской волны зададим тремя функциями известного нам вида (2.30)

$$U = f_1\left(t - \frac{lx + my + nz}{V}\right),$$
$$V = f_2\left(t - \frac{lx + my + nz}{V}\right), \qquad (2.39)$$
$$W = f_3\left(t - \frac{lx + my + nz}{V}\right),$$

где l, m, n – известные (заданные) направляющие косинусы нормали к фронту волны, определяющие в декартовой системе координат направление распространения сейсмических волн, f_1, f_2, f_3 – любые дважды дифференцируемые функции, V – возможная скорость распространения упругих колебаний. Не нарушая общности задачи, примем, что

нормаль волнового фронта ортогональна оси OY ($m = 0$). Требуется определить возможное число сейсмических волн и скорости V их распространения в данной среде в заданном направлении.

Обобщенный закон Гука, с учетом ранее сказанного о численных значениях упругих модулей для трансверсально – изотропной среды, может быть записан в виде

$$\begin{aligned} P_{xx} &= C_{11}\cdot e_{xx} + (C_{11} - 2C_{44})\cdot e_{yy} + C_{13}\cdot e_{zz} \quad ; \\ P_{yy} &= (C_{11} - 2C_{44})\cdot e_{xx} + C_{11}\cdot e_{yy} + C_{13}\cdot e_{zz} \quad ; \\ P_{zz} &= C_{13}\cdot e_{xx} + C_{13}\cdot e_{yy} + C_{33}\cdot e_{zz} \quad ; \\ P_{xy} &= C_{44}\cdot e_{xy} \quad ; \\ P_{xz} &= C_{66}\cdot e_{xz} \quad ; \\ P_{yz} &= C_{66}\cdot e_{yz} \quad . \end{aligned} \tag{2.40}$$

Подставим эти компоненты вектора напряжения в исходные уравнения равновесия элемента объема среды (условия Коши, формулы 2.2) и, после выполнения достаточно громоздких преобразований, получим следующую систему уравнения для определения компонент смещения u, v и w

$$\begin{aligned} \rho\cdot V^2\cdot f_1^* &= A\cdot f_1^* + H\cdot f_2^* + G\cdot f_3^* \quad , \\ \rho\cdot V^2\cdot f_2^* &= H\cdot f_1^* + B\cdot f_2^* + F\cdot f_3^* \quad , \\ \rho\cdot V^2\cdot f_3^* &= G\cdot f_1^* + F\cdot f_2^* + C\cdot f_3^* \quad , \end{aligned} \tag{2.41}$$

где

$$\begin{aligned} A &= C_{11}\cdot l^2 + C_{55}\cdot n^2 \quad , \\ B &= C_{44}\cdot l^2 + C_{66}\cdot n^2 \quad , \\ C &= C_{55}\cdot l^2 + C_{33}\cdot n^2 \quad , \\ F &= 0 \quad , \\ G &= (C_{13} + C_{55})\cdot l\cdot n \quad , \\ H &= 0 \quad . \end{aligned} \tag{2.42}$$

Для обеспечения существования какого-либо *нетривиального (не нулевого) решения* этой системы трех линейных уравнений всегда необходимо, чтобы значение главного определителя этой системы равнялось нулю. Только равенство нулю этого определителя теоретически гарантирует возможность появления ненулевого решения, а значит и распространения в этой среде каких-либо реальных упругих волн. Приравнивая нулю значение этого определителя, мы можем получить уравнения для определения скорости распространения упругих волн в этой среде. Это уравнение (уравнение Кристоффеля) будет иметь следующий вид (Справочник геофизика, 1990)

$$\begin{vmatrix} A - \rho\cdot V^2 & 0 & G \\ 0 & B - \rho\cdot V^2 & 0 \\ G & 0 & C - \rho\cdot V^2 \end{vmatrix} = 0 \quad . \tag{2.43}$$

Данное уравнение является кубическим уравнением относительно квадрата величины искомой скорости. Следовательно, в общем случае всегда существуют *три различных действительного корня* этого уравнения. Из этого следует, что в такой анизотропной среде могут распространяться *три различных упругих волны* с различными значениями скоростей. Поскольку коэффициенты этого уравнения зависят от направления распространения упругих волн, то упругие волны будут распространяться в *разных направлениях с разной скоростью*. Для всех направлений, кроме вертикального (по направлению оси OZ) существуют три различные скорости распространения упругих волн. Обозначим через i угол между направлением распространения волн и осью OZ. При сделанном ранее предположении о направлении распространения упругих волн ($m = 0$) уравнение (2.43) распадается на два независимых уравнения, одно из которых – биквадратное относительно величины ρV^2

$$B - \rho\cdot V^2 = 0 \quad , \tag{2.44}$$

$$\left(\rho\cdot V^2\right)^2 - \rho\cdot V\cdot (A + C) + A\cdot C + C_1^2 = 0 \tag{2.45}$$

Из первого уравнения легко найти, что одна из упругих волн в данной среде будет распространяться со скоростью V_1, равной

$$V_1 = \sqrt{\frac{C_{66}\cdot\sin^2 i + C_{44}\cdot\cos^2 i}{\rho}} \quad . \tag{2.46}$$

Волну этого типа принято называть квазипоперечной и обозначать символом *qSH*.

Из второго уравнения можно найти, что две другие сейсмические волны будут иметь скорости распространения, определяемые формулой

$$V_{2,3} = \left[\sqrt{\frac{(A+C)\pm\sqrt{(A-C)^2+4G}}{2\rho}}\right]^{1/2}, \tag{2.47}$$

где $A = C_{11}\cdot\sin^2 i + C_{44}\cdot\cos^2 i\,;\; C = C_{44}\cdot\sin^2 i + C_{33}\cdot\cos^2 i\,;\; G = (C_{13}+C_{44})\cdot\sin i\cdot\cos i$. (2.48)

Самую быструю из этих волн (V_2) принято называть квазипродольной волной и обозначать символом *qP*. Более медленную волну (V_3) принято называть квазипоперечной волной и обозначать символом *qSV*. Волны этого вида всегда представляют собой смесь двух видов деформации - сжатия и сдвига. Если в такой анизотропной среде сейсмические волны будут распространяться строго в направлении оси *OZ*, то они будут иметь следующие значения скоростей распространения

$$V_P = \sqrt{\frac{C_{33}}{\rho}}\,;\; V_{SH} = V_{SV} = \sqrt{\frac{C_{44}}{\rho}} \quad . \tag{2.49}$$

Первая из них – чисто продольная волна, вторая и третья – чисто поперечные, имеющие одинаковые значения скоростей.

При распространении волн в любом направлении, *перпендикулярном* оси *OZ*, скорости этих волн будут иметь другие значения

$$V_P = \sqrt{\frac{C_{11}}{\rho}}\,;\; V_{SV} = \sqrt{\frac{C_{44}}{\rho}}\,;\; V_{SH} = \sqrt{\frac{C_{66}}{\rho}} \quad . \tag{2.50}$$

В этом направлении поперечные волны разной поляризации (*SV* и *SH*) будут распространяться с ***разными*** скоростями. Скорость распространения продольной волны в этом направлении всегда больше, чем в направлении оси *OZ*.

Из анализа теории распространения плоских волн в *безграничной анизотропной среде* можно сделать следующие основные выводы:

- в однородной анизотропной среде могут независимо друг от друга распространяться ***три вида объемных волн***, скорости распространения которых зависят от направления их распространения;

- самую быструю из трех объемных волн принято называть ***квазипродольной***, а две другие - ***квазипоперечными***;

- направления смещений, соответствующие этим трем волнам, всегда взаимно перпендикулярны.

Вопросы для самопроверки

1. Поясните понятие сейсмического слоя и сейсмической границы.

2. Охарактеризуйте понятия напряжения и деформации. Опишите их взаимосвязь в твердом теле.

3. Назовите основные методы решения волнового уравнения для вектора смещения, сформулируйте их преимущества и недостатки.

4. Напишите в декартовой системе координат краевые условия на границе слоев с использованием упругих потенциалов.

5. Решите задачу об определении радиальной компоненты вектора смещения в случае ее задания на поверхности эталонной сферы радиуса l в виде следующей гармонической функции:

$$U(R,t) = U_0(t) = \begin{cases} U_0\exp(i\omega t), & t \ge 0 \\ 0, & t < 0 \end{cases}$$
$$\text{при } R = l$$

6. Назовите возможные виды упругих деформаций в изотропной безграничной среде и скорости их распространения.

7. Каким числом упругих модулей характеризуется поперечно-изотропная среда?

8. Как и почему принято называть сейсмические волны, распространяющиеся в анизотропных средах.

9. Что характеризует коэффициент анизотропии?

10. Какими особенностями характеризуются скорости распространения упругих волн в поперечно-изотропной среде?

★ ★ ★ ★ ★ ★ ★

3. ОТРАЖЕНИЕ И ПРЕЛОМЛЕНИЕ ПЛОСКИХ ВОЛН НА ГРАНИЦЕ РАЗДЕЛА ДВУХ СРЕД

3.1. Законы отражения и прохождения

Наличие границ раздела внутри среды приводит к существенному усложнению структуры волнового поля. Чтобы понять основные закономерности изменений в структуре волнового поля при встрече им в разрезе сейсмических границ, нам придется рассмотреть на упрощенном примере явления, происходящие на границе раздела двух сред. Рассмотрение ***законов отражения – прохождения (преломления)*** начнем с анализа простейшей ситуации, возникающей на границе раздела двух безграничных полупространств (Гамбурцев, 1959).

На границу раздела L_1 двух безграничных полупространств W_1 и W_2, скорости продольных волн в которых равны V_{p1} и V_{p2}, падает *плоская продольная* сейсмическая волна. Фиксация направления падения сейсмического луча в рассматриваемых задачах всегда осуществляется путем задания угла между лучом падающей волны и нормалью к границе раздела сред. При падении упругой волны на границу раздела двух сред обязательно происходят *процессы отражения и прохождения* сейсмических волн во вторую среду. Одновременно с этим на границе могут происходить и процессы *преобразования падающей волны во вторичные волны иной поляризации*. Возникающие новые сейсмические волны принято называть ***обменными***.

Процесс образования на границе раздела сред вторичных отраженных волн является основополагающим для главного метода современной сейсморазведки - ***метода отраженных волн***. Знание законов образования отраженных волн необходимо для решения основных кинематических и динамических задач сейсморазведки.

Фундаментальным законом большинства теоретических построений в сейсморазведке является закон отражения, гласящий о том, что для *монотипной волны угол падения равен углу отражения*. Этот закон в соответствии с ***принципом Ферма*** обеспечивает минимум времени пробега из источника до приемника по траектории отражения. Действительно, время пробега сейсмической волны по траектории "источник S – точка отражения на границе M – приемник D", показанной на рис.3.1, определяется формулой

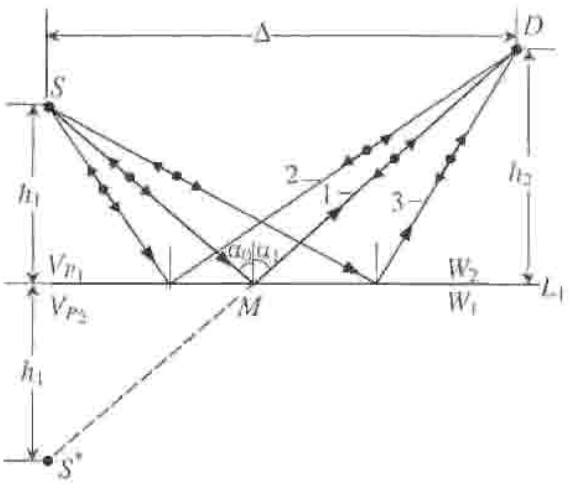


Рис. 3.1. Лучевая схема распространения монотипных отраженных волн из источника S в точку приема D:
1 – схема отраженного сейсмического луча, обеспечивающая соблюдение принципа Ферма,
2, 3 – сейсмические лучи, для которых не выполняется принцип Ферма

$$t_{SMD} = \frac{h_1}{V_{P_1}\cos\alpha_0} + \frac{h_2}{V_{P_1}\cos\alpha_1} \quad . \qquad (3.1)$$

Между углами α_0 и α_1 существует очевидная связь

$$\Delta = h_1 \cdot \mathrm{tg}\,\alpha_0 + h_2 \cdot \mathrm{tg}\,\alpha_1 . \qquad (3.2)$$

Как легко видеть, существует бесчисленное количество возможных траекторий отражения (например, траектории 1, 2, 3). Однако нам, в соответствии с ***принципом Ферма***, следует найти такую траекторию, время пробега по которой было бы минимальным. Взяв в качестве переменного параметра данной задачи угол α_0, уравнение для поиска минимума времени пробега будем искать из условия

$$\frac{\partial t}{\partial \alpha_0} = \frac{h_1 \sin\alpha_0}{V_{P_1}\cos^2\alpha_0} + \frac{h_2 \sin\alpha_1}{V_{P_1}\cos^2\alpha_1}\left(\frac{\partial \alpha_1}{\partial \alpha_0}\right) = 0 \quad . \qquad (3.3)$$

Производную $\frac{\partial \alpha_1}{\partial \alpha_0}$ найдем из равенства (3.2)

$$\frac{\partial \alpha_1}{\partial \alpha_0} = -\frac{h_1}{h_2}\frac{\cos^2\alpha_1}{\cos^2\alpha_0} \quad . \qquad (3.4)$$

Подставив (3.4) в уравнение (3.3), получим окончательно

$$\frac{\sin\alpha_0}{V_{P_1}} = \frac{\sin\alpha_1}{V_{P_1}} \quad . \qquad (3.5)$$

Из полученного условия неизбежно следует, что *угол отражения монотипной волны α_1 должен быть равен углу падения исходной волны α_0*.

Траектория (1), удовлетворяющая ***принципу Ферма***, может быть формально заменена прямолинейной траекторией S^*MD, соединяющей так называемый *мнимый пункт возбуждения* S^* с реальным приемником. При этом положение мнимого пункта возбуждения соответствует его зеркальному отражению в плоскости границы раздела сред. Введение и рассмотрение мнимого пункта возбуждения широко практикуется при решении задач

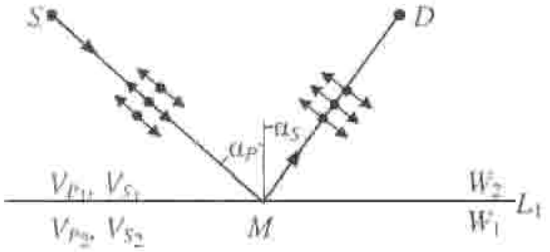


Рис. 3.2. Лучевая схема, поясняющая условие образования обменной поперечной отраженной волны

кинематической сейсмики. Естественно, что скорость распространения волны по такой траектории должна соответствовать реальной скорости в первой среде.

Если на границе раздела одновременно с процессом отражения происходит изменение типа волны, то углы отражения и падения находятся в более сложной зависимости. Рассматривая задачу о минимизации времени пробега волны по траектории отражения с изменением типа волны (рис.3.2), мы непременно придем к ***закону Снеллиуса*** в следующей форме

$$\frac{\sin\alpha_P}{V_{P_1}} = \frac{\sin\alpha_S}{V_{S_1}} \quad . \tag{3.6}$$

Минимум времени пробега проходящей (преломленной) волны от источника S до приемника D (рис.3.3), в соответствии с ***принципом Ферма***, обеспечивает линейная траектория (1), для которой углы сейсмических лучей с нормалью к границе раздела сред удовлетворяют ***закону Снеллиуса***

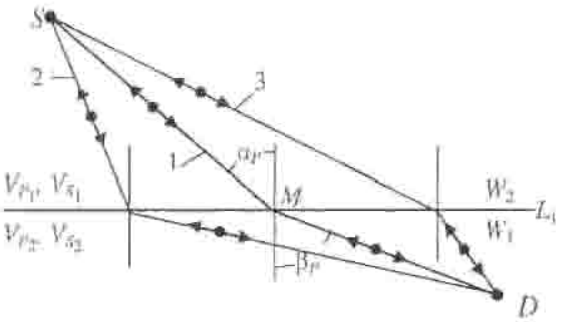


Рис. 3.3. Лучевая схема распространения монотипной проходящей волны из источника S в точку приема D:
1 – проходящий сейсмический луч, обеспечивающий соблюдение принципа Ферма; 2, 3 – сейсмические лучи, для которых не выполняется принцип Ферма

$$\frac{\sin\alpha_P}{V_{P_1}} = \frac{\sin\beta_P}{V_{P_2}} \quad . \tag{3.7}$$

Убедиться в справедливости данного утверждения можно непосредственным исследованием на экстремум функции времени пробега. Время пробега по любой другой траектории (2, 3) всегда будет при этом больше, чем по траектории (1).

Для обменной проходящей волны (рис.3.4) аналогичным образом можно написать

$$\frac{\sin\alpha_P}{V_{P_1}} = \frac{\sin\beta_S}{V_{S_2}} \tag{3.8}$$

Объединяя все четыре формулы в одно равенство, получим общепринятую запись ***закона Снеллиуса***

$$\frac{\sin\alpha_P}{V_{P_1}} = \frac{\sin\alpha_{PP}}{V_{P_1}} = \frac{\sin\alpha_{PS}}{V_{S_1}} = \frac{\sin\beta_P}{V_{P_2}} = \frac{\sin\beta_{PS}}{V_{S_2}} \tag{3.9}$$

Графической иллюстрацией этого закона является лучевая схема для всех возможных вторичных сейсмических волн, образовавшихся из падающей продольной волны (рис.3.5).

Если в качестве первичной падающей волны рассмотреть поперечную SV волну, то выражение ***закона Снеллиуса*** несколько изменится

$$\frac{\sin\alpha_{SV}}{V_{S_1}} = \frac{\sin\alpha_{SV,SV}}{V_{S_1}} = \frac{\sin\alpha_{SV,P}}{V_{P_1}} = \frac{\sin\beta_{SV,SV}}{V_{S_2}} = \frac{\sin\beta_{SV,P}}{V_{P_2}} \quad . \tag{3.10}$$

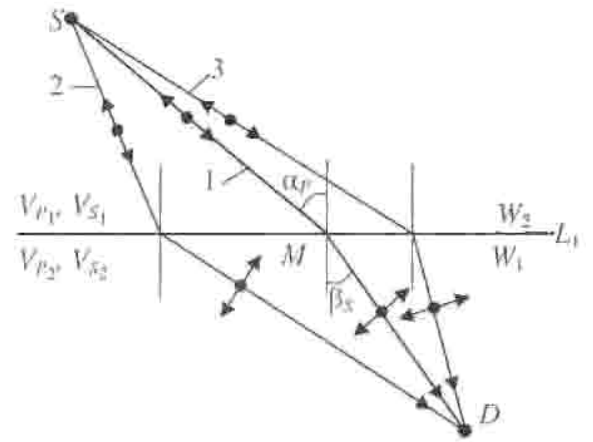


Рис. 3.4. Лучевая схема распространения обменной преломленной волны из источника S в точку приема D:
1 - лучевая схема обменной проходящей волны, обеспечивающая соблюдение принципа Ферма; 2, 3 - лучевые схемы, для которых не выполняется принцип Ферма

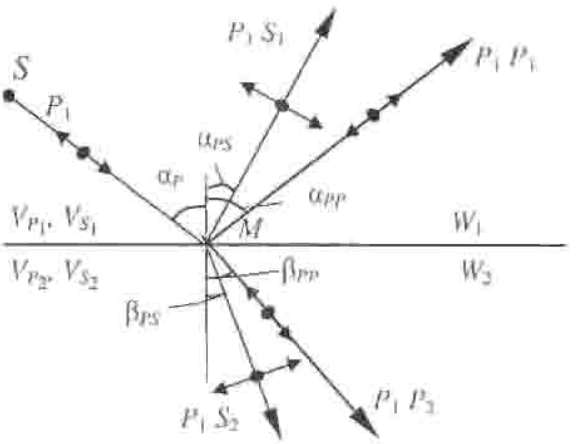


Рис. 3.5. Схема, поясняющая процесс образования всех вторичных упругих волн на границе раздела двух сред в случае генерирования источником S продольной сейсмической волны

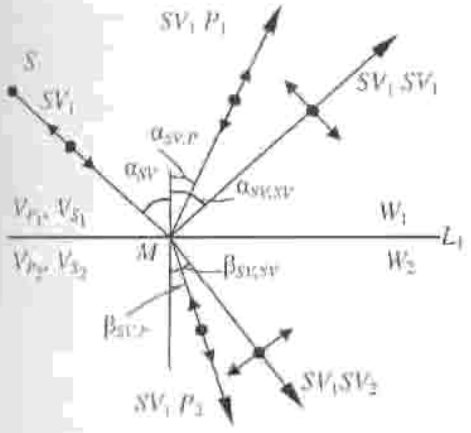


Рис. 3.6. Лучевая схема, поясняющая процесс образования всех вторичных упругих волн на границе раздела двух сред в случае генерирования источником *S* поперечной сейсмической волны типа *SV*

Лучевая схема для рассматриваемого случая приведена на рис.3.6.

Если исходная падающая волна относится к типу поперечных волн типа *SH*, то ***закон Снеллиуса*** будет иметь меньшее число составляющих, поскольку обменные волны в данном случае будут отсутствовать

$$\frac{\sin\alpha_{SH}}{V_{S_1}} = \frac{\sin\alpha_{SH,SH}}{V_{S_1}} = \frac{\sin\beta_{SH,SH}}{V_{S_2}} \qquad (3.11)$$

Лучевая схема, соответствующая этому случаю, будет иметь простейший вид (рис.3.7).

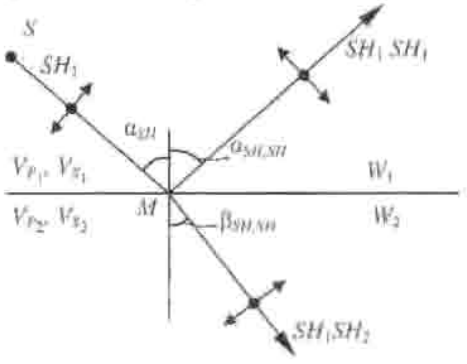


Рис. 3.7. Лучевая схема, поясняющая процесс образования всех вторичных упругих волн на границе раздела двух сред в случае генерирования источником *S* поперечной сейсмической волны типа *SH*

3.2. *Перераспределение энергии сейсмических волн в процессе отражения и прохождения*

Рассмотренный выше ***закон Снеллиуса*** позволяет определять углы отражения и прохождения (преломления) вторичных сейсмических волн, возникающих на границе раздела двух сред. Однако законы отражения прохождения *не дают* возможности определять *амплитуды возникающих отраженных и проходящих волн*. Закономерности перераспределения амплитуд (энергии) сейсмических волн могут быть получены на основе выполнения требований уже известных нам граничных условий.

Поместим начало декартовых координат на границе раздела в точке падения рассматриваемого сейсмического луча продольной волны (см. рис.3.5). Для упрощения задачи будем рассматривать только плоские гармонические волны, зависимость от времени в которых обеспечивается множителем $\exp(-i\omega t)$. Вектор смещения падающей гармонической волны может быть взят в уже известном нам виде

$$S_P = A_0 \cdot \exp\left[-i\omega\cdot\left(t - \frac{x\cdot\sin\alpha_{P_1} + z\cdot\cos\alpha_{P_1}}{V_{P_1}}\right)\right]\cdot t_P \ , \qquad (3.12)$$

где ω – круговая частота колебаний; A_0 – амплитуда смещения в падающей волне; t_P – единичный вектор по направлению смещения в падающей волне.

Падение продольной волны на границу раздела двух полупространств (двух сред) вызовет образование *четырех новых* (вторичных) волн: двух отраженных волн P_1P_1 и P_1S_1 и двух проходящих P_1P_2 и P_1S_2. Первая отраженная волна P_1P_1 называется *отраженной продольной*, а вторая P_1S_1 – *отраженной обменной* (поперечной). Аналогично, во второй среде волна P_1P_2 называется *проходящей продольной*, а волна P_1S_2 – *проходящей обменной* (поперечной). По аналогии, векторы смещения вторичных волн могут быть представлены в следующем виде

$$S_{P_1P_1} = A_{P_1P_1}\exp\left[-i\omega\left(t - \frac{x\sin\alpha_{P_1P_1} - z\cos\alpha_{P_1P_1}}{V_{P_1}}\right)\right]\cdot t_{P_1} \ ; \qquad (3.13)$$

$$S_{P_1S_1} = A_{P_1S_1}\exp\left[-i\omega\left(t - \frac{x\sin\alpha_{P_1S_1} - z\cos\alpha_{P_1S_1}}{V_{S_1}}\right)\right]\cdot t_{S_1} \ ; \qquad (3.14)$$

$$S_{P_1P_2} = B_{P_1P_2}\exp\left[-i\omega\left(t - \frac{x\sin\beta_{P_1P_2} - z\cos\beta_{P_1P_2}}{V_{P_2}}\right)\right]\cdot t_{P_2} \ ; \qquad (3.15)$$

$$S_{P_1S_2} = B_{P_1S_2}\exp\left[-i\omega\left(t - \frac{x\sin\beta_{P_1S_2} - z\cos\beta_{P_1S_2}}{V_{S_2}}\right)\right]\cdot t_{S_2} \ , \qquad (3.16)$$

где A, B – амплитуды вторичных волн; t – единичные вектора по направлению смещения во вторичных волнах.

Нахождение углов $\alpha_{PP}, \alpha_{PP_2}, \beta_{PS_1}, \beta_{PS_2}$ и амплитуд A_{PP_1}, A_{PS_1}, B_{PP_2}, B_{PS_2} осуществляется на основе выполнения граничных условий о непрерывности при переходе через границу раздела компонент полного (суммарного) вектора смещения и нормальных к границе компонент вектора напряжения. Из необходимости выполнения названных краевых условий при любых значениях координаты x следует уже известное нам условие соответствия углов отражения и преломления *закону Снеллиуса* (3.9).

Искомые уравнения для определения амплитуд вторичных волн впервые получены *Кноттом* (через упругие потенциалы) и *Цеппритцем* (для смещений). Введенные *Цеппритцем* относительные амплитуды смещения вторичных отраженных и проходящих волн

$$A_{PP} = \frac{A_{PP_1}}{A_0}, \qquad A_{PS} = \frac{A_{PS_1}}{A_0}, \qquad B_{PP} = \frac{B_{PP_2}}{A_0}, \qquad B_{PS} = \frac{B_{PS_2}}{A_0}, \tag{3.17}$$

называются соответственно *коэффициентами отражения* (A_{PP}, A_{PS}) и *прохождения* (B_{PP}, B_{PS}).

Величины коэффициентов отражения и прохождения сложным образом зависят от свойств среды и угла падения исходной продольной волны. Поэтому их анализ в общем случае затруднителен. Для такого анализа на практике широко используются численные расчеты.

В зависимости от соотношения величин скоростей $V_{P1}, V_{P2}, V_{S1}, V_{S2}$ углы падения, отражения и прохождения (преломления) могут находиться в различной взаимосвязи. Это же относится и к структуре формул для нахождения коэффициентов отражения и прохождения.

Особые сложности возникают в тех случаях, когда угол падения исходной продольной волны становится больше так *называемого критического угла*. В этом случае возникают особые *закритические отражения*, анализ которых достаточно сложен, но может давать много ценной для практики информации.

В последние годы в практике сейсморазведки все более широко и успешно используется количественный анализ *зависимости коэффициентов отражения* от величины *угла падения отраженных волн*. На этой основе сформировалась новая технология анализа физических свойств (скорости, плотности, коэффициента *Пуассона*) сред, *подстилающей границей* на основе изучения зависимости амплитуды (коэффициента) отражения от угла падения отраженных волн. Эта технология получила название *технологии AVO – Amplitude Variation with Offset*. Для практических расчетов по этой технологии на основе решения *Кнотта – Цеппритца* к настоящему времени (Шалаева, 2005) получены различные приближенные формулы для зависимости коэффициентов отражения от величины угла падения отраженных волн.

Для вывода практически наиболее значимых результатов, характеризующих процесс перераспределения энергии сейсмических волн в процессе отражения – прохождения, рассмотрим простейший случай *нормального падения продольной волны* на границу раздела двух сред. В этом случае существенное упрощение задачи наступает в связи с тем, что будут *отсутствовать вторичные обменные волны*. Векторы смещения всех продольных волн будут иметь только одну вертикальную компоненту

$$S_P = A_0 \exp\left[-i\omega\left(t - z/V_{P_1}\right)\right]; \quad S_{PP_1} = A_{PP_1} \exp\left[-i\omega\left(t + z/V_{P_1}\right)\right]; \; S_{PP_2} = B_{PP_2} \exp\left[-i\omega\left(t - z/V_{P_2}\right)\right]. \tag{3.18}$$

Условие равенства на границе раздела вертикальной компоненты векторов смещения может быть записано в виде (при $z = 0$)

$$A_0 \exp\left[-i\omega\left(t - z/V_{P_1}\right)\right] + A_{PP_1} \exp\left[-i\omega\left(t - z/V_{P_1}\right)\right] = B_{PP_2} \exp\left[-i\omega\left(t - z/V_{P_2}\right)\right]. \tag{3.19}$$

Поскольку это равенство должно выполняться в любой момент времени и для любых значений координаты x, то, с учетом *закона Снеллиуса*, написанное уравнение эквивалентно следующему

$$A_0 + A_{PP_1} = B_{PP_2}. \tag{3.20}$$

Вторым краевым условием является непрерывность нормальной к границе раздела компоненты вектора напряжения P_z. Из формулы (2.4) следует

$$(\lambda_1 + 2\mu_1)\left.\frac{\partial W_1}{\partial z}\right|_{z=0} = (\lambda_2 + 2\mu_2)\left.\frac{\partial W_2}{\partial z}\right|_{z=0}. \tag{3.21}$$

После преобразования это уравнение принимает вид

$$-\rho_1 V_{P_1} A_0 + \rho_1 V_{P_1} A_{PP_1} = -\rho_2 V_{P_2} B_{PP_2}. \tag{3.22}$$

Решая совместно уравнения (3.20) и (3.22), можно получить следующие формулы

$$R = \frac{A_{PP_2}}{A_0} = \frac{\rho_2 V_{P_2} - \rho_1 V_{P_1}}{\rho_2 V_{P_2} + \rho_1 V_{P_1}}; \tag{3.23}$$

$$T = \frac{B_{PP}}{A_0} = \frac{2\rho_1 V_{P_1}}{\rho_2 V_{P_2} + \rho_1 V_{P_1}}. \tag{3.24}$$

Формулы (3.23) и (3.24) соответственно определяют ***коэффициент отражения*** R и ***коэффициент прохождения*** T сейсмических волн. Произведение скорости на плотность среды при этом обычно при этом называют ***волновым сопротивлением,*** или ***акустической жесткостью*** среды.

Нередко отражательную способность границы двух сред оценивают по соотношению энергий колебаний отраженной и проходящей волн. Если учесть, что энергия гармонических колебаний пропорциональна квадрату амплитуды (см. формулу (1.7)), то энергия отраженной волны будет определяться выражением

$$E_R = \frac{\rho_1 V_{P_1} \omega^2 A_{P_1 P_1}^2}{\rho_1 V_{P_1} \omega^2 A_0^2} = \left(\frac{\rho_2 V_{P_2} - \rho_1 V_{P_1}}{\rho_2 V_{P_2} + \rho_1 V_{P_1}} \right)^2 = R^2 . \qquad (3.25)$$

Относительная энергия проходящей волны может быть определена по формуле

$$E_T = \frac{\rho_1 V_{P_1} \omega^2 B_{P_1 P_2}^2}{\rho_1 V_{P_1} \omega^2 A_0^2} = \frac{4\rho_1 V_{P_1} \rho_2 V_{P_2}}{\left(\rho_2 V_{P_2} + \rho_1 V_{P_1}\right)^2} = \frac{\rho_2 V_{P_2}}{\rho_1 V_{P_1}} \cdot T^2 . \qquad (3.26)$$

Из приведенных формул следует, что чем больше отличается от единицы отношение акустических жесткостей двух сред, тем больше сейсмической энергии отражается от границы между ними. Коэффициент отражения R является важнейшей характеристикой сейсмических границ в разрезе и в значительной мере определяет возможности применения метода отраженных волн для изучения тех или иных сейсмических границ. Отраженные волны всегда возникают на границе раздела акустических жесткостей. Амплитуда отраженной волны зависит, главным образом, от отношения акустических жесткостей на обе стороны границы. Когда коэффициент отражения R достаточно велик по модулю (>0.5), то образуются интенсивные отраженные волны, а соответствующая граница называется *сильной* (резкой) границей. При небольших абсолютных значениях R (< 0.05) на границе возникают отраженные волны небольшой амплитуды, а граница в этом случае называется *слабой*. В зависимости от знака разности значений акустических жесткостей коэффициент отражения может быть либо *отрицательным*, либо *положительным*. Это означает, что фаза отраженной волны может либо совпадать с фазой падающей волны, либо отличаться от нее на 180°. Приведенные выше результаты получены для нормального падения продольной волны. Практические расчеты убеждают, что отмеченные закономерности справедливы с достаточной точностью и при углах падения сейсмических лучей до 15...20°. Отражательная способность границ при больших углах падения на них сейсмических лучей (большое расстояние "источник - приемник") должна анализироваться по другим формулам уже упомянутой технологии ***AVO***.

Оценки отражательной способности границ при работах на поперечных волнах должны базироваться на формулах вышеприведенного типа (при углах падения до 20°) с заменой в них скорости распространения продольных волн на скорость распространения поперечных волн.

3.3. Понятие о головных волнах

Рассмотрим более подробно особенности *проходящих волн* во второй среде. Направление сейсмических лучей проходящих волн будет определяться ***законом Снеллиуса***, который в данном случае запишем в виде

$$\frac{\sin \alpha_{P_1}}{V_{P_1}} = \frac{\sin \beta_{P_1 P_2}}{V_{P_2}} = \frac{\sin \beta_{P_1 S_2}}{V_{S_2}} . \qquad (3.27)$$

Из анализа этих равенств вытекают ряд важных для практики следствий. Если на границу продольная волна приходит с границы раздела из среды, в которой скорость распространения продольных волн V_{P1} выше, чем скорость V_{P2} в нижележащей среде ($V_{P1} > V_{P2}$), то, в соответствии с формулой (3.27), угол преломления всегда будет меньше 90°. В этом случае волны, прошедшие через границу раздела, не могут стать источником каких - либо вторичных волн, уходящих в первую среду. Совсем другое положение дел может сложиться в случае обратного соотношения скоростей ($V_{P1} < V_{P2}$). В этом случае обязательно может существовать такой угол падения исходной продольной волны, при котором угол преломления станет равным 90°. Этот угол будет определяться формулой

$$\sin \alpha_{P_1} = V_{P_1} / V_{P_2} . \qquad (3.28)$$

Это значение угла принято называть *критическим углом* и обозначать индексом i_{PP}

$$\sin i_{PP} = \sin \alpha_{P_1} = V_{P_1} / V_{P_2} . \qquad (3.29)$$

В этом случае проходящая волна будет распространяться по кровле второй среды, и порождать так называемые ***головные волны***. Волны этого происхождения ранее назывались ***минтроповскими*** в честь немецкого геофизика ***Минтропа***, который впервые начал их широкое промышленное использование. Нередко их сейчас называют также *преломленными волнами*. Это обстоятельство и объясняет название второго сейсмического метода - ***метода преломленных волн***.

Распространение преломленной волны вдоль границы раздела порождает синфазные колебательные движения и в верхней среде. Допустим, что головная волна в некоторый момент времени достигла точки B (рис.3.8). В силу ***принципа Гюйгенса*** мы можем считать, что через интервал времени t полусферический волновой фронт в первой среде займет положение Q. Радиус этого полусферического фронта будет равен $t \cdot V_{P_1}$. Одновременно с этим мы должны учитывать, что вдоль границы это колебательное движение за это же время сместится в точку C на

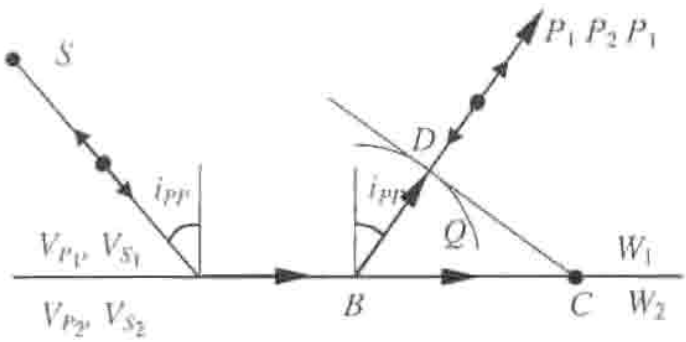


Рис. 3.8. Лучевая схема, поясняющая процесс образования монотипной продольной головной волны на границе раздела двух сред при $V_{P_1}<V_{P_2}$

расстояние, равное $t\cdot V_{P_2}$. Проведя касательную из точки C к волновому фронту Q, мы получим истинное положение волнового фронта, совпадающее с линией DC. Это и будет волновой фронт головной волны. Направление распространения этой волны будет определяться тем же самым критическим углом

$$\sin\ i_{PP} = \frac{\Delta t \cdot V_{P_1}}{\Delta t \cdot V_{P_2}} = \frac{V_{P_1}}{V_{P_2}}\ . \qquad (3.30)$$

Если все сказанное выше повторить в отношении падающей поперечной волны, то мы должны признать возможность существования еще одного критического угла

$$\sin\ i_{SS} = \sin\alpha_{S_1} = V_{S_1}/V_{S_2} \qquad (3.31)$$

Таблица 3.1

Возможные варианты структуры головных волн

Типы рассматриваемых волн	Критический угол на этапе падения	Критический угол на этапе выхода волны в первую среду
$P_1P_2P_1$	$\sin i_{PP} = V_{P_1}/V_{P_2}$	$\sin i_{PP} = V_{P_1}/V_{P_2}$
$P_1P_2S_1$	$\sin i_{PP} = V_{P_1}/V_{P_2}$	$\sin\ i_{PS} = V_{S_1}/V_{P_2}$
$P_1S_2P_1$	$\sin i_{PS} = V_{P_1}/V_{S_2}$	$\sin i_{SP} = V_{P_1}/V_{S_2}$
$P_1P_2S_1$	$\sin i_{PS} = V_{P_1}/V_{S_2}$	$\sin i_{SS} = V_{S_1}/V_{S_2}$
$SV_1SV_2SV_1$	$\sin i_{SS} = V_{S_1}/V_{S_2}$	$\sin i_{SS} = V_{S_1}/V_{S_2}$
$SV_1SV_2P_1$	$\sin i_{SS} = V_{S_1}/V_{S_2}$	$\sin i_{SP} = V_{P_1}/V_{S_2}$
$SV_1P_2P_1$	$\sin i_{SP} = V_{S_1}/V_{P_2}$	$\sin i_{PP} = V_{P_1}/V_{P_2}$
$SV_1P_2SV_1$	$\sin i_{SP} = V_{S_1}/V_{P_2}$	$\sin i_{PS} = V_{S_1}/V_{P_2}$
$SH_1SH_2SH_1$	$\sin i_{SS} = V_{S_1}/V_{S_2}$	$\sin i_{SS} = V_{S_1}/V_{S_2}$

при котором будет происходить образование головной поперечной волны. Принципиально возможно существование еще двух критических углов. Если мы учтем, что обмен типа сейсмической волны может происходить как на этапе падения первичной продольной (поперечной) волны на границу раздела сред, так и на этапе выхода в первую среду, то перечень возможных вариантов образования головных волн становится достаточно обширным (табл. 3.1). При этом для идентификации типа головной волны в данной таблице используется три индекса. Первый индекс указывает на тип поляризации волны на участке ее пути следования в первой среде до падения на границу. Второй индекс указывает на тип поляризации волны при скольжения ее вдоль границы, а третий – снова при выходе волны в первую среду.

3.4. Дифракция и рассеяние упругих волн

Изложенные выше законы отражения и прохождения (преломления) описывают процесс распространения (прохождения) сейсмических волн через плоские границы раздела сред. В реальных средах, помимо регулярных и протяженных (гладких) сейсмических границ - границ с большим радиусом кривизны, существуют геологические образования (границы) другой формы, порождающие вторичные сейсмические волны. Такими объектами, порождающими вторичные волны, прежде всего, являются локальные геологические образования с характерным

размером L, которые можно условно отождествлять с сейсмическими границами *с малым ($L/\lambda < 1$) и очень малым ($L/\lambda << 1$) радиусом кривизны*. При этой классификации эталоном для сравнения радиуса кривизны границ или размера неоднородности выступает преобладающая (видимая) длина волны (λ) сейсмических колебаний. Возникающие в первом случае сейсмические волны принято называть ***дифрагированными волнами***.

Вторым типом геологических объектов, порождающих еще один особый тип сейсмических волн, являются локальные совокупности хаотически расположенных неоднородностей в геологической среде, размер каждой из которых существенно меньше доминирующей длины волны. Возникающие в таких случаях сейсмические волны принято называть ***рассеянными волнами*** (Гольдин и др., 2004; Кузнецов О.Л. и др., 2004; Курьянов и др., 2004). При этом, как правило, интенсивность регулярных отраженных волн существенно превышает интенсивность и дифрагированных и рассеянных волн. Если на пути движения сейсмической волны встречается локальное геологическое образование - сейсмическая граница с малым радиусом кривизны или совокупность локальных неоднородностей очень малых размеров (по сравнению с длиной этой волны), то вышеприведенные законы отражения и прохождения сейсмических волн перестают работать. В этих условиях явление преобразования упругой энергии сейсмических волн одного типа в другой тип описывается уже другими физическими законами - законами ***рассеяния и дифракции***.

Рассеянные волны образуются на геологических неоднородностях, размеры которых существенно меньше длины сейсмических волн. Именно такие размеры чаще всего характерны для систем трещин в горных породах. Открытая трещиноватость горных пород может порождать наиболее интенсивные рассеянные волны. Именно поэтому рассеянные волны могут служить отличным индикатором открытой трещиноватости геологической среды. Для выделения рассеянных волн в сложном интерференционном волновом поле необходимо применять специальные системы наблюдения и обработки (Кузнецов О.Л. и др., 2004).

Дифракция - это явление перемещения энергии упругих колебаний *поперек направления* их распространения, обеспечивающее сглаживание резких изменений интенсивности колебаний вдоль фронта волны. Причиной (источником) дифракции условно можно считать некоторую, локально малую, в сравнении с видимой длиной волны, часть среды, после прохождения которой и возникает необходимость в сглаживании резких изменений интенсивности волнового поля вдоль фронта волны. Математический аппарат, описывающий динамические свойства дифрагированных волн достаточно сложен. Дифракция представляет собой механизм проникновения сейсмической энергии в области среды, куда по законам геометрической сейсмики (оптики) энергия попасть не может. С кинематической точки зрения для описания дифрагированных волн справедлив *модифицированный принцип Ферма*: путь распространения дифрагированной волны соответствует минимуму суммы времен пробега от источника волн в среде до точки (области) дифракции и от нее - до точки наблюдения. Наиболее изучена в сейсморазведке дифракция на "*ребре*", под которым обычно понимается излом пли обрыв сейсмической границы вследствие выклинивания, дизъюнктивного нарушения или иных подобных причин.

Дифракция возникает и при отражении от отражающих элементов, размеры которых равны или меньше диаметра первой зоны Френеля. В этом случае за счет синфазной интерференции дифрагированных волн с отраженной волной возникает заметное увеличение интенсивности колебаний над эпицентром объекта (рис.3.9).

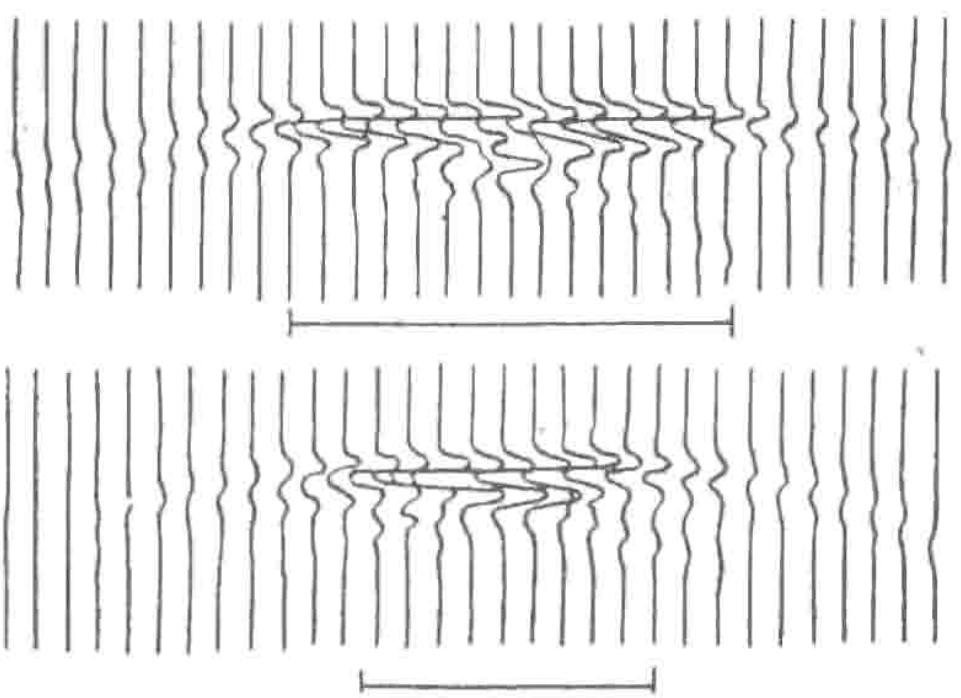


Рис. 3. 9. Модельные временные разрезы отраженных волн по профилям, проходящим над дифрагирующими элементами в виде дисков, диаметры которых соответственно равны диаметру (а) и половине диаметра (б) первой зоны Френеля.

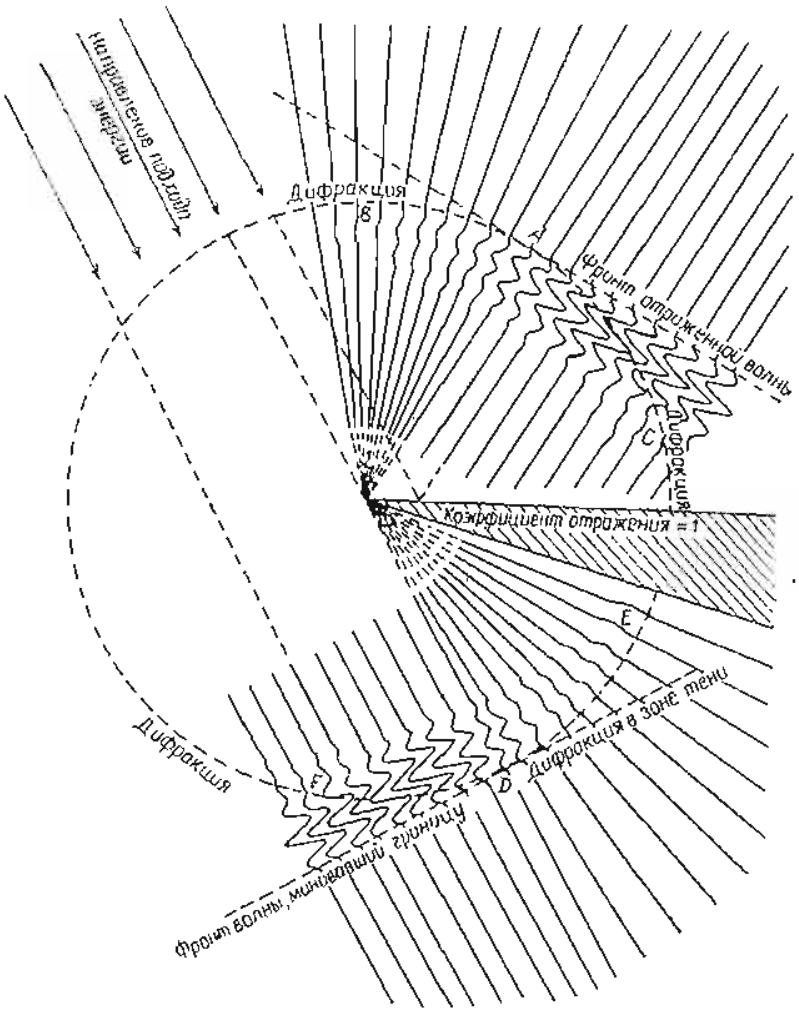


Рис.3.10. Схема формирования вторичных волновых фронтов отраженной и дифрагированной волн на идеально отражающем клине

Понять основные закономерности формирования дифрагированных волн можно на примере рассмотрения эффектов, возникающих при падении плоского волнового фронта на идеально отражающий пласт клиновидной формы. На рис.3.10 демонстрируются (Шерифф и др., 1987) условные амплитуды волновых фронтов спустя некоторое время после прохождения падающего плоского волнового фронта угловой точки клина с идеальной отражающей поверхностью. Фронт отраженной волны интерферирует с волновым фронтом дифрагированной волны *BAC*. Часть волнового фронта падающей волны, не попавшей на клин, также интерферирует с дифрагированной волной, ось синфазности которой занимает положение *FDE*. Участок *AE* характеризуется присутствием только дифрагированной волны, попадающей в зону тени, которая недоступна для падающих волн.

Теоретические исследования и практика сейсморазведочных работ позволяют сформулировать следующие общие закономерности, характерные для дифрагированных волн:

- фронт монотипной дифрагированной волны всегда касается фронтов регулярных отраженных или проходящих волн, вызывающих дифракцию;
- наибольшая интенсивность дифрагированных волн наблюдается в окрестности линии (точки) соприкосновения фронтов дифрагированной и падающей волн;
- по мере удаления от источника дифракции (линии, точки) интенсивность дифрагированных волн быстро убывает вследствие явления расхождения сейсмических волн;
- видимый период дифрагированных волн незначительно больше периода порождающей волны.

Обнаружение на сейсмических записях *дифрагированных волн и рассеянных волн*, установление их природы, а также их взаимосвязи с особенностями геологического строения изучаемой территории, является непростой, но актуальной и важной задачей в сейсморазведке.

Вопросы для самопроверки

1. Используя *принцип Ферма*, докажите справедливость *закона Снеллиуса* для обменных волн.
2. Поясните сущность и назначение технологии *AVO*.
3. Напишите формулы для определения коэффициентов отражения и преломления поперечных волн.
4. Приведите формулы для определения всех возможных значений критических углов для волн различного типа.
5. Поясните процесс образования головной обменной волны типа $P_1P_2S_1$.
6. Какие геологические образования способны порождать дифрагированные волны?
7. В чем сущность явления дифракции сейсмических волн?
8. Сформулируйте модифицированный принцип Ферма для дифрагированных волн.
9. Поясните механизм образования рассеянных волн и возможные пути их использования.

* * * * * * *

4.1. Исходные понятия

В однородной безграничной среде, как было показано выше, могут существовать три типа объемных сейсмических волн: одна продольная P и две поперечные - SV и SH. При появлении в среде сейсмических границ любая из этих волн в результате явлений отражения и преломления порождает класс вторичных объемных волн - отраженных и преломленных (головных) сейсмических волн. Существование свободной сейсмической границы L_0 – поверхности полупространства, контактирующего с вакуумом (или воздушной средой), обуславливает появление еще одного, особого, класса волн – ***поверхностных сейсмических волн.***

Упругие волны, возбуждаемые сейсмическим источником, находящимся на поверхности однородного изотропного полупространства с упругими модулями λ, μ и плотностью ρ впервые изучены *Лэмбом*. Из полученных им результатов вытекает, что в такой среде, наряду с уже известными нам объемными продольными P и поперечными SV и SH волнами, распространяющимися соответственно со скоростями V_P и V_S, появляется новый важный тип сейсмических волн - ***поверхностная волна Релея***. Это волна названа в честь английского физика ***Релея***, впервые теоретически предсказавшего ее существование.

При наличии слоистости (или неоднородности по вертикали) внутри полупространства вместо волны ***Релея*** возникает целая серия волн подобного типа с близкими свойствами. Эти поверхностные волны принято называть *гармониками* (*модами*) ***релеевского типа***.

Поверхностные волны *релеевского типа* в ***нефтяной сейсморазведке*** обычно рассматриваются как волны-помехи, а при решении задач ***инженерной сейсморазведки*** обычно служат достаточно надежным источником сведений о характере распределения скоростей распространения *поперечных волн* в верхней части разреза. Поэтому для успешной борьбы с ними или их использования необходимо знание свойств этих волн.

При ведении сейсмических работ на поперечных SH волнах в слоистом (неоднородном по вертикали) полупространстве возбуждаются *поперечные поверхностные волны*, которые принято называть ***волнами Лява***.

Для волн релеевского типа и волн типа *Лява* характерна зависимость фазовой скорости распространения от частоты регистрации. Это явление принято называть *частотной дисперсией*.

4.2. Поверхностные волны Релея

Совместим начало декартовой системы координат с поверхностью упругого однородного полупространства. Ось OZ направлена вовнутрь полупространства. Упругие модули среды λ, μ и плотность ρ будем считать всюду постоянными. Ось OX ориентируем по направлению распространения поверхностной волны ***Релея***. Будем рассматривать *двумерную задачу*, т. е. считать, что свойства волны *не зависят* от координаты y.

Если в волновое уравнение для вектора смещения подставить выражение вектора смещения через упругие потенциалы j и $\mathbf{y}$, то, как было показано ранее, оно распадется на два независимых друг от друга уравнения для упругих потенциалов φ и ψ

$$\Delta\varphi = \frac{1}{V_P^2}\frac{\partial^2\varphi}{\partial t^2} \quad ; \tag{4.1}$$

$$\Delta\psi = \frac{1}{V_S^2}\frac{\partial^2\psi}{\partial t^2}, \qquad (\mathrm{div}\ \psi = 0) \quad . \tag{4.2}$$

Граничное условие (2.15) на поверхности L_0 обратится в следующие два уравнения (для компонент P_{x0} и P_{z0} вектора P_0)

$$2\frac{\partial^2\varphi}{\partial x\,\partial z} - \frac{\partial^2\psi_y}{\partial z^2} + \frac{\partial^2\psi_y}{\partial x^2}\Bigg|_{Z=0} = 0 \quad ; \tag{4.3}$$

$$\lambda\cdot\left(\frac{\partial^2\varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2\varphi}{\partial z^2}\right) + 2\mu\cdot\left(\frac{\partial^2\varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2\psi_y}{\partial x\,\partial z}\right)\Bigg|_{Z=0} = 0 \quad . \tag{4.4}$$

Для соблюдения единственности решения задачи нам придется допустить, что вектор-потенциал $\mathbf{y}$ имеет всего одну (не нулевую) компоненту y_y, ориентированную по оси OY. Это допущение позволяет записать искомые потенциалы плоской гармонической поверхностной волны ***Релея*** в виде

$$\varphi(x,z,t) = A(z)\exp\left(-i\omega\ (t - x/V_R)\right) \quad ; \tag{4.5}$$

$$\psi(x,z,t) = j\cdot B(z)\exp\left(-i\omega\ (t - x/V_R)\right) \quad , \tag{4.6}$$

где V_R - искомая скорость волны *Релея*; $A(z)$ и $B(z)$ - функции, определяющие зависимость амплитуды колебаний искомой волны от координаты z. Подставив (4.5) и (4.6) соответственно в волновые уравнения (4.1) и (4.2), после преобразования получим

$$A''(z)-\left(\frac{\omega^2}{V_R^2}-\frac{\omega^2}{V_P^2}\right)A(z)=0 \quad ; \quad B''(z)-\left(\frac{\omega^2}{V_R^2}-\frac{\omega^2}{V_S^2}\right)B(z)=0 \ . \tag{4.7}$$

Для того чтобы колебания при неограниченном увеличении z затухали, необходимо предположить, что имеет место неравенство $V_R < V_S$. В этом предположении решения уравнений (4.7), удовлетворяющие физическому смыслу, и соответствующие им потенциалы должны иметь вид

$$A(z)=A_0\exp\left(-\sqrt{\frac{\omega^2}{V_R^2}-\frac{\omega^2}{V_P^2}}\cdot z\right) \qquad B(z)=B_0\exp\left(-\sqrt{\frac{\omega^2}{V_R^2}-\frac{\omega^2}{V_S^2}}\cdot z\right) ; \tag{4.8}$$

$$\varphi(x,z,t)=A_0\exp\left(-\sqrt{\frac{\omega^2}{V_R^2}-\frac{\omega^2}{V_P^2}}\cdot z\right)\cdot\exp\left(-i\omega\ (t-x/V_R)\right) \ ; \tag{4.9}$$

$$\psi_y(x,z,t)=B_0\exp\left(-\sqrt{\frac{\omega^2}{V_R^2}-\frac{\omega^2}{V_S^2}}\cdot z\right)\cdot\exp\left(-i\omega\ (t-x/V_R)\right) \ . \tag{4.10}$$

Подставив выражения для потенциалов (4.9) и (4.10) в граничные условия (4.3) и (4.4), после некоторых преобразований получим

$$2A_0\left(-\frac{i\omega}{V_R}\sqrt{\frac{\omega^2}{V_R^2}-\frac{\omega^2}{V_P^2}}\right)-B_0\left(\frac{2\omega^2}{V_R^2}-\frac{\omega^2}{V_S^2}\right)=0 \quad A_0\left(\frac{2\omega^2}{V_R^2}\frac{V_S^2}{V_P^2}-\frac{\omega^2}{V_P^2}\right)-2B_0\frac{i\omega}{V_R}\frac{V_S^2}{V_P^2}\sqrt{\frac{\omega^2}{V_R^2}-\frac{\omega^2}{V_S^2}}=0 \ . \tag{4.11}$$

Эта система двух линейных уравнений допускает нетривиальное решение, отличное от нулевого ($A_0 = B_0 = 0$), в том и только в том случае, если главный определитель этой системы будет равен нулю

$$4\left(\frac{i\omega}{V_R}\sqrt{\frac{\omega^2}{V_R^2}-\frac{\omega^2}{V_P^2}}\right)\left(\frac{i\omega}{V_R}\sqrt{\frac{\omega^2}{V_R^2}-\frac{\omega^2}{V_S^2}}\right)+\left(\frac{2\omega^2}{V_R^2}-\frac{\omega^2}{V_S^2}\right)^2=0 \ . \tag{4.12}$$

Введя для краткости обозначения $q = V_R/V_S$, $g = V_S/V_P$, уравнение (4.12) можно привести к виду

$$q^6-8q^4+\left(24-16\gamma^2\right)q^2-16\left(1-\gamma^2\right)=0 \ . \tag{4.13}$$

После возведения в квадрат и некоторых преобразований получаем следующее кубическое уравнение относительно

$$4\sqrt{1-q^2}\sqrt{1-q^2\gamma^2}-\left(2-q^2\right)^2=0 \ . \tag{4.14}$$

Исследования показывают, что уравнение (4.14) имеет всего один (и только один) действительный корень, лежащий в физически допустимом интервале от 0 до 1. Численное значение этого корня зависит от величины g и изменяется в сравнительно узких пределах.

Уравнение (4.14) часто используется для нахождения любой из трех величин (V_R, V_S, V_P) по любым двум заданным. Для быстрого решения уравнения (4.14) предложена приближенная (Пузырев, 1997) формула (ошибка менее 0,5 %)

γ	0	0,333	0,500
$q=V_R/V_S$	0,9554	0,9194	0,8741

$$q=1-\frac{1}{8\cdot\left(3-4\gamma^2\right)} \ . \tag{4.15}$$

Компоненты вектора смещения в волне *Релея* можно найти через потенциалы по следующим формулам

$$S_X = U = \frac{\partial \varphi}{\partial x} - \frac{\partial \psi_y}{\partial z} \qquad S_Z = W = \frac{\partial \varphi}{\partial z} + \frac{\partial \psi_y}{\partial x} \quad . \tag{4.16}$$

Подставляя в данные формулы потенциалы (4.9) и (4.10) и учитывая ранее введенные обозначения, получаем окончательные выражения для компонент смещения (без учета множителя $\exp[-i\omega(t - x/V_R)]$)

$$U(x,z) = A_0\left(\frac{i\omega}{V_R}\right)\left[\exp\left(-\frac{\omega}{V_R}\sqrt{1-q^2\gamma^2}\cdot z\right) - \frac{2\sqrt{(1-q^2\gamma^2)(1-q^2)}}{2-q^2}\exp\left(-\frac{\omega}{V_R}\sqrt{1-q^2}\cdot z\right)\right];$$

$$W(x,z) = A_0\left(\frac{\omega}{V_R}\right)\sqrt{1-q^2\gamma^2}\left[\frac{2}{2-q^2}\exp\left(-\frac{\omega}{V_R}\sqrt{1-q^2}\,z\right) - \exp\left(-\frac{\omega}{V_R}\sqrt{1-q^2\gamma^2}\,z\right)\right], \tag{4.17}$$

где q – корень уравнения (4.14); A_0 – произвольная константа; $g = V_S/V_P$. При этом принято во внимание, как это следует из уравнения (4.11), что

$$B_0 = -2iA_0\sqrt{1-q^2\gamma^2}\,/(2-q^2)\,. \tag{4.18}$$

На поверхности земли (при $z = 0$) с учетом (4.14) компоненты смещения можно представить в виде

$$U(x,z)\Big|_{z=0} = A_0\cdot\left(\frac{i\cdot\omega}{V_R}\right)\cdot\frac{q^2}{2}\cdot\exp\left[-i\omega\left(t-\frac{x}{V_R}\right)\right]; \tag{4.19}$$

$$W(x,z)\Big|_{z=0} = A_0\frac{\omega}{V_R}\sqrt{1-q^2\gamma^2}\,\frac{q^2}{2-q^2}\exp\left[-i\omega\left(t-\frac{x}{V_R}\right)\right]. \tag{4.20}$$

По физическому смыслу компоненты смещения должны быть действительными величинами. Найдя действительные части обоих выражений по *формуле Эйлера*, получим

$$U(x,t) = A_0\frac{\omega}{V_R}\frac{q^2}{2}\sin\left[\omega\left(t-\frac{x}{V_R}\right)\right]; \tag{4.21}$$

$$W(x,t) = A_0\frac{\omega}{V_R}\sqrt{1-q^2\gamma^2}\,\frac{q^2}{2-q^2}\cos\left[\omega\left(t-\frac{x}{V_R}\right)\right].$$

Отсюда видно, что траектория движения частиц почвы на поверхности земли при прохождении волны *Релея* в любой момент времени и в любой точке пространства будет представлять собой в осях OX и OZ эллипс

$$\frac{x^2}{\left(A_0\frac{\omega}{V_R}\frac{q^2}{2}\right)^2} + \frac{z^2}{\left(A_0\frac{\omega}{V_R}\frac{q^2}{2}\cdot\frac{1-q^2/2}{\sqrt{1-q^2}}\right)^2} = 1 \quad . \tag{4.22}$$

При этом, как легко убедиться путем непосредственных расчетов, вертикальная компонента *всегда* превосходит по амплитуде горизонтальную компоненту. Наглядное представление о характере колебаний в волне *Релея* можно получить из данных, приведенных на рис.4.1.

Во внутренних точках среды при увеличении глубины размеры осей эллиптической орбиты уменьшаются. Начиная с некоторой глубины ($z \approx 0.2\lambda$), горизонтальная компонента вектора смещения меняет свой знак, а направление движения частиц по эллипсу меняется на противоположное. Обе компоненты вектора смещения быстро затухают по мере увеличения координаты z. Это означает, что колебания в волне *Релея* очень быстро затухают по мере удаления от свободной поверхности в глубь среды. Если по формуле (1.7) вычислить плотность энергии в волне *Релея*, то нетрудно убедиться, что 95 % всей энергии волны *Релея* (Бондарев, 1972)

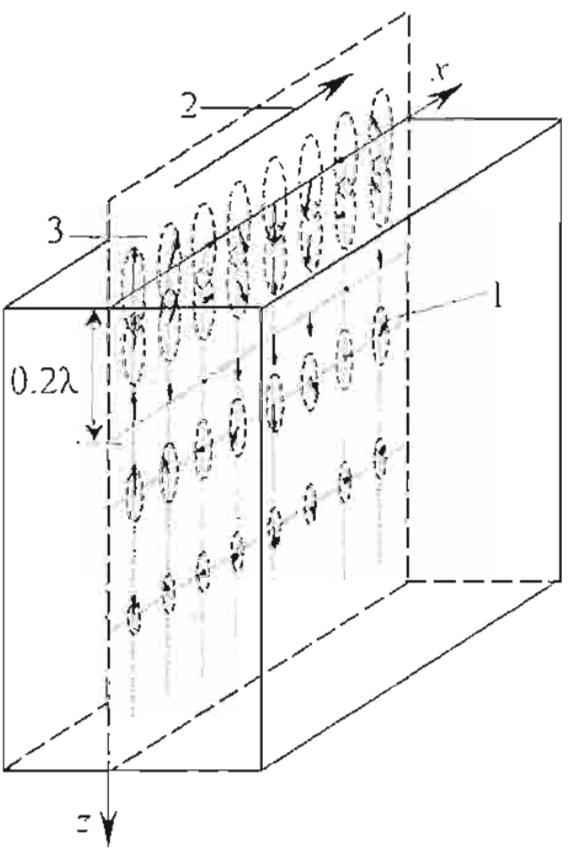


Рис. 4.1. Схематическое изображение траекторий движения частиц грунта по эллиптическим орбитам на разных глубинах при прохождении в среде волны Релея:
1 – графики изменения амплитуды смещения частиц,
2 – направление распространения волны Релея,
3 – вектор смещения частиц

сосредоточивается в приповерхностном слое, мощность которого можно приближенно определять по формуле

$$h_{пр.} = 0{,}6 \cdot (1+\sigma) \cdot \lambda_R \quad . \qquad (4.23)$$

где σ – коэффициент ***Пуассона***; λ_R – длина волны ***Релея***.

Приблизительно эта же зависимость между длиной волны и мощностью приповерхностного слоя, вовлеченного в колебательный процесс поверхностными волнами, сохраняется и для реальных геологических разрезов. Это означает, что основной поток упругой энергии от источника возбуждения, например от очага землетрясения, распространяется по относительно тонкому приповерхностному слою земли. Если еще принять во внимание, что поверхностные волны несут до 70% всей высвободившейся в источнике упругой энергии, то легко понять, что именно эти волны вызывают основные разрушительные последствия на поверхности земли. Момент прихода этих волн при землетрясениях всегда запаздывает относительно начала первых сотрясений, вызванных приходом продольных волн.

Существенно сложнее обстоит дело с теорией распространения поверхностных волн типа ***Релея*** при наличии слоистости полупространства или в случае возрастания с глубиной скоростей распространения продольных и/или поперечных волн. В этих случаях будут регистрироваться несколько поверхностных волн *релеевского типа*. Эти волны принято называть *гармониками* (модами, обертонами) и присваивать им номера, начиная с нулевого. При этом нулевой называют ту гармонику *релеевских* волн, которая по своим свойствам близка к волне ***Релея***. Отличительной чертой всех гармоник *релеевских* волн в этом случае является ***дисперсия***, т. е. зависимость их фазовой и групповой скоростей от частоты регистрации. При специальных методиках сейсмических исследований, когда *релеевские* волны используются в качестве *полезных волн*, на записях можно достаточно четко раздельно прослеживать две или более гармоник этих волн (рис. 4.2).

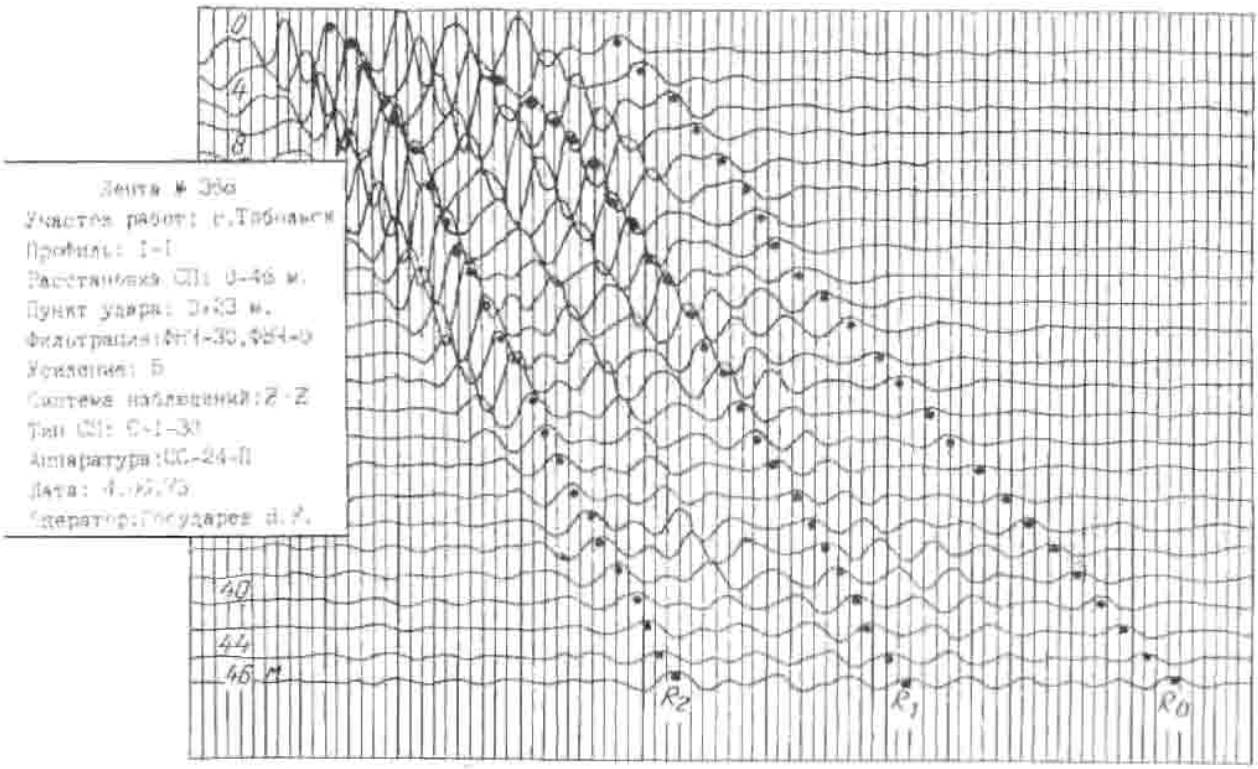


Рис. 4.2. Пример одновременной раздельной регистрации трех гармоник релеевских волн на сейсмограммах, получаемых в инженерной сейсморазведке

Количество надежно прослеживаемых на сейсмограммах гармоник *релеевских* волн в различных сейсмогеологических условиях различно. Обычно на сейсмограммах метода отраженных волн может наблюдаться группа (пучок) гармоник *релеевских* волн, которые затрудняют прослеживание полезных волн (рис.4.3).

На реальных сейсмограммах записях волны релеевского типа выделяются по следующим характерным признакам:

- отчетливо выделяется расходящийся из источника веер (конус) колебаний;

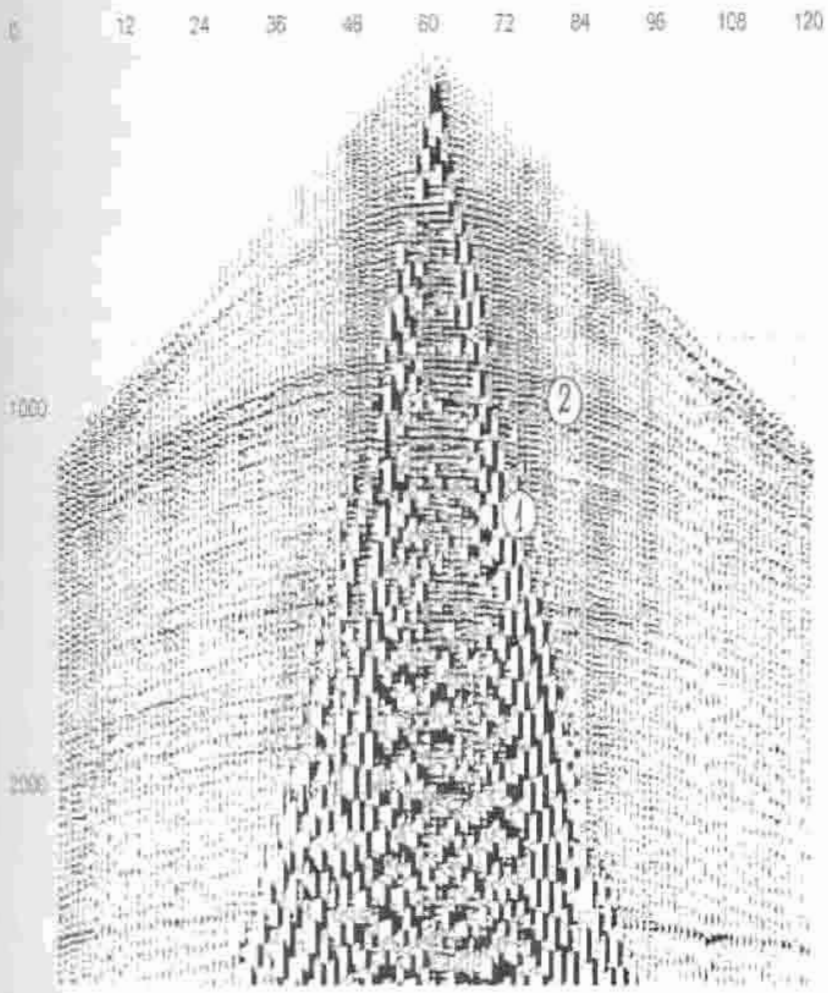


Рис.4.3. Типичный пример записи интенсивных волн-помех релеевского типа на 120-канальной сейсмограмме *МОВ*:
1 – пучок колебаний волн помех релеевского типа; 2 – отраженные волны

- наблюдаются интенсивные амплитуды колебаний в пределах выделенного веера;
- низкие (300 - 800 м/с) фазовые и групповые скорости;
- низкие (5 - 30 Гц) преобладающие видимые частоты колебаний.

4.3. Поверхностные волны Лява

Рассмотрим среду, состоящую из однородного полупространства, перекрытого однородным слоем мощности h. Кровля этого слоя является свободной границей. Сделаем естественное предположение, что скорость распространения поперечных волн в слое V_{s1} меньше скорости распространения поперечных волн V_{s2} в полупространстве. Предположим, что в таких условиях проводятся сейсмические работы с использованием поперечных волн типа *SH*. В этом случае наряду с объемными волнами *SH* могут существовать родственные им *поверхностные волны типа Лява*.

Начало декартовой системы координат поместим на дневной поверхности. Ось OZ направим вертикально вниз, ось OX – вдоль свободной границы по направлению распространения сейсмических волн. В соответствии с предположением о структуре сейсмических волн вектор смещения в искомой волне должен иметь вид

в слое $$V_1(x,z,t) = A(z)\exp(-i\omega(t - x/V_L)) ; \quad U_1 = W_1 = 0 \ ; \tag{4.24}$$

в полупространстве $$V_2(x,z,t) = B(z)\exp(-i\omega(t - x/V_L)) \ , \quad U_2 = W_2 = 0 \ , \tag{4.25}$$

где ω - круговая частота; V_L - скорость распространения искомой волны *Лява*. Как было показано ранее, вектор смещения и все его компоненты должны удовлетворять волновому уравнению вида

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = \frac{1}{V_S^2}\frac{\partial^2 V}{\partial t^2} \quad . \tag{4.26}$$

Подставляя в это уравнение соответственно компоненты $V_1(x, z, t)$ и $V_2(x, y, t)$, получим, что искомые функции $A(z)$ и $B(z)$ должны являться решением следующих дифференциальных уравнений

$$A''(z) + \left(\frac{\omega^2}{V_{S_1}^2} - \frac{\omega^2}{V_L^2}\right)A(z) = 0\,; \quad B''(z) + \left(\frac{\omega^2}{V_{S_2}^2} - \frac{\omega^2}{V_L^2}\right)B(z) = 0\,. \tag{4.27}$$

Из очевидных физических соображений следует допустить, что искомая скорость распространения волн *Лява* должна быть заключена в интервале

$$V_{S1} < V_L < V_{S2}. \tag{4.28}$$

При этих предположениях в качестве решений, обеспечивающих убывание амплитуды колебаний в волне *Лява* в бесконечности (по оси OZ), следует взять

$$A(z) = A_{01}\sin\sqrt{\frac{\omega^2}{V_{S_1}^2} - \frac{\omega^2}{V_L^2}}\,z + A_{02}\cos\sqrt{\frac{\omega^2}{V_{S_1}^2} - \frac{\omega^2}{V_L^2}}\,z \quad ; \tag{4.29}$$

$$B(z) = B_{01}\exp\left(-\sqrt{\frac{\omega^2}{V_L^2} - \frac{\omega^2}{V_{S_2}^2}}\,z\right) \quad . \tag{4.30}$$

где A_{01}, A_{02}, B_{01} - константы интегрирования.

Граничные условия на свободной поверхности требуют обращения в нуль всех компонент нормального вектора напряжения P_z. В силу сделанного ранее предположения о структуре компонент вектора смещения, это условие эквивалентно следующему

$$P_{zy} = \mu_1 \left.\frac{\partial V_1}{\partial z}\right|_{z=0} = 0 \quad . \tag{4.31}$$

На границе слоя и полупространства должна выполняться непрерывность компонент вектора напряжения и вектора смещения. Эти условия, как легко видеть, трансформируются в следующие два уравнения

$$V_1(x, z, t)|_{z=h} = V_2(x, z, t)|_{z=h} \quad , \tag{4.32}$$

$$\rho_1 V_{S_1}^2 \left.\frac{\partial V_1}{\partial z}\right|_{z=h} = \rho_2 V_{S_2}^2 \left.\frac{\partial V_2}{\partial z}\right|_{z=h} \quad . \tag{4.33}$$

С учетом (4.28) компоненты смещения могут быть представлены в виде

$$V_1(x, z, t) = \left(A_{01}\sin(mz) + A_{02}\cos(mz)\right)\exp\left[-i\omega\left(t - x/V_L\right)\right] \quad , \tag{4.34}$$

$$V_2(x, z, t) = B_{01}\exp(-nz)\exp\left[-i\omega\left(t - x/V_L\right)\right] \quad , \tag{4.35}$$

где $m = \sqrt{\frac{\omega^2}{V_{S_1}^2} - \frac{\omega^2}{V_L^2}}$, $n = \sqrt{\frac{\omega^2}{V_L^2} - \frac{\omega^2}{V_{S_2}^2}}$.

Подставляя выражение для смещения в первом слое в граничное условие (4.31), получим: $A_{01} = 0$.

С учетом этого результата из условия (4.32) легко получить уравнение

$$A_{02}\cos(mh) = B_{01}\exp(-nh) \quad . \tag{4.36}$$

Выполнив третье краевое условие (4.33), получим уравнение

$$\rho_1 V_{S_1}^2 m \cdot \sin(mh) = \rho_2 V_{S_2}^2 n \cdot \cos(mh) \quad . \tag{4.37}$$

Рассматривая (4.36) и (4.37) как систему двух линейных уравнений относительно двух неизвестных A_{02} и B_{01}, можно сделать заключение, что нетривиальное решение этой системы будет возможно только в случае равенства нулю ее главного определителя

$$\rho_1 V_{S_1}^2 A_{02} \cdot m \cdot \sin(mh) = \rho_2 V_{S_2}^2 B_{01} \cdot n \cdot \exp(-nh) \quad . \tag{4.38}$$

Это уравнение целесообразно представить в виде

$$\operatorname{tg}\left\{\frac{h\omega}{V_{S_1}}\sqrt{q^2-1}\right\}=\frac{\rho_2}{\rho_1}\frac{\sqrt{\gamma^2q^2-1}}{\gamma^2\sqrt{q^2-1}}\quad,\qquad(4.39)$$

где $\gamma=V_{S_2}/V_{S_1}$; $q=V_L/V_{S_1}$.

Если это уравнение записать в другом виде и учесть многозначность функции *arctg*, то *основное характеристическое уравнение* (4.39) решаемой задачи можно представить в виде

$$\frac{h\omega}{V_{S_1}}\sqrt{q^2-1}=k\pi+\operatorname{arctg}\left(\frac{\rho_2}{\rho_1}\frac{\sqrt{\gamma^2q^2-1}}{\sqrt{q^2-1}}\right)\quad,\qquad(4.40)$$

где k – некое число, определяющее порядок (номер) гармоники волны *Лява*. Значение $k=0$ соответствует первой, основной гармонике волн *Лява*. Полученное характеристическое уравнение является трансцендентным.

Оно определяет бесчисленное множество зависимостей $V_L^k(\omega)$ искомой скорости волн *Лява* от параметров разреза и частоты.

Найденная скорость волны *Лява* носит название *фазовой скорости* и ее величина, помимо прочего, зависит от частоты колебаний и номера гармоники k - номера корня уравнения (4.40). Это означает, что в изучаемом разрезе может наблюдаться целая серия гармоник волн *Лява*. В реальных условиях в зависимости от параметров разреза и частоты обычно могут наблюдаться две или более гармоник (рис.4.4).

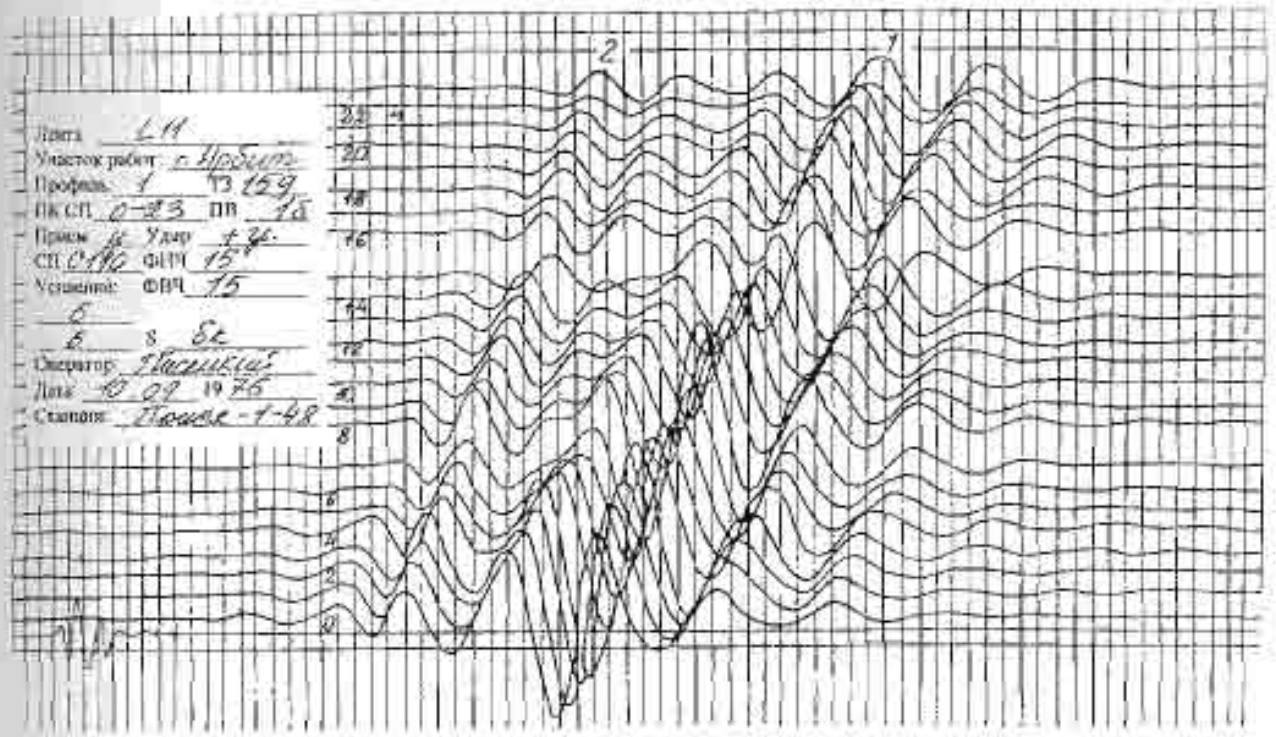


Рис. 4.4. Запись гармоник поверхностных волн Лява: 1 – первая гармоника; 2 – вторая гармоника.

Выполняя анализ уравнения (4.40) можно установить, что при неограниченном увеличении частоты сейсмических колебаний ($\omega \to \infty$) фазовая скорость любой гармоники волн *Лява* асимптотически приближается к величине скорости распространения поперечных волн в верхнем слое. Как и следовало ожидать, это соответствует известному в физике явлению "скин-эффекта". Глубинность сейсмических исследований с использованием волн Лява на таких частотах минимальна.

Наоборот, при неограниченном уменьшении частоты ($\omega \to 0$) фазовая скорость первой гармоники приближается к значению скорости распространения поперечных волн в полупространстве. Эта особенность характерна и для всех высших гармоник волн Лява. Однако следует иметь в виду, что для каждой высшей гармоники ($k=2$ и более) существует некоторая предельно малая частота существования, ниже которой эта гармоника не может наблюдаться (рис.4.5).

Глубинность сейсмических исследований с использованием низкочастотных волн Лява всегда максимальна, что позволяет, например, в сейсмологии изучать свойства земных слоев, залегающих на глубинах в несколько километров и более.

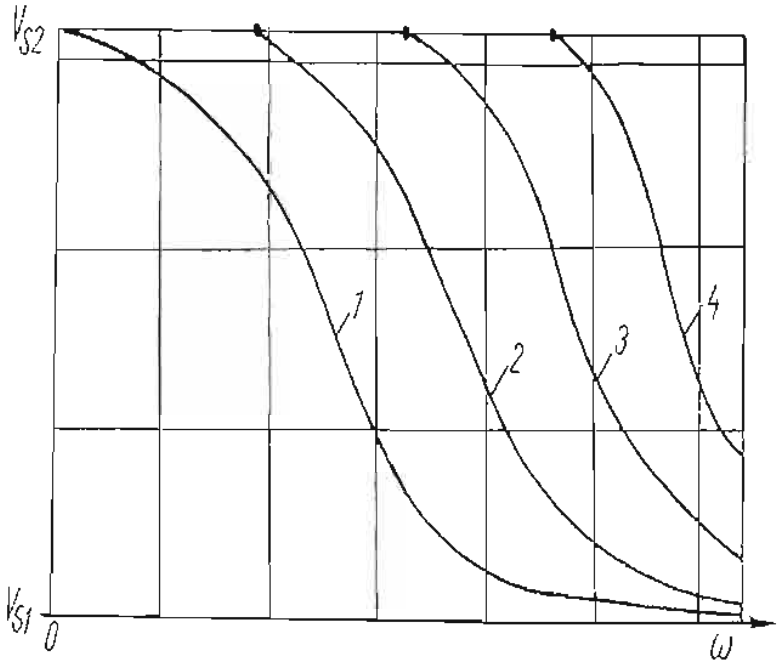


Рис. 4.5. Схематическое изображение графиков зависимости фазовой скорости гармоник волн Лява от частоты в двухслойной среде:
1 – для основной моды;
2, 3, 4 – высших гармоник

Найдя все корни характеристического уравнения (4.40) - численную *зависимость фазовой скорости от частоты* для компонент векторов смещения в слое и полупространстве *конкретной гармоники k* можно рассчитать по формулам

$$V_1^{(k)}(x,z,t) = B_{01}\left(\frac{\cos mz}{\cos mh}\right)\exp(-nh)\exp\left(-i\omega\left(t - x/V_L^k\right)\right); \qquad (4.41)$$

$$V_2^{(k)}(x,z,t) = B_{01}\exp(-nz)\exp\left(-i\omega\left(t - x/V_L^k\right)\right). \qquad (4.42)$$

Полученные выше формулы (4.40), (4.41) и (4.42) описывают все кинематические и динамические особенности распространения гармоник волн *Лява* в рассмотренной модели среды.

Вопросы для самопроверки

1. Поясните происхождение понятия поверхностной волны *Релея*.
2. Объясните принципиальное различие в свойствах поверхностных волн *Релея* и *Лява*.
3. Исходя из формул (4.17), исследуйте основные закономерности изменения по глубине амплитуд вертикальной и горизонтальной компонент вектора смещения в волне *Релея*.
4. Объясните смысл понятия эффективной мощности слоя, вовлеченного в колебательный процесс волной *Релея*.
5. Поясните причину повышенной разрушительной опасности, обусловленной приходом поверхностных волн от очагов землетрясений.
6. Назовите основные признаки обнаружения поверхностных волн *релеевского типа* на сейсмограммах МОВ.
7. Поясните главные особенности зависимости фазовых скоростей гармоник волн Лява от частоты колебаний.
8. Информацию о каких физических свойствах земных слоев несут гармоники волн Лява?

* * * * * * *

РАЗДЕЛ 1.2. СЕЙСМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СРЕД

5. СКОРОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

5.1. Скорости распространения сейсмических волн и литология горных пород

Скорости распространения продольных и *поперечных* сейсмических волн и *коэффициенты их поглощения* являются основными количественными параметрами, определяемыми по результатам обработки материалов полевых сейсмических исследований. Эти параметры в совокупности в той или иной мере характеризуют литологический состав горных пород в разрезе, их состояние, характер осадконакопления в разрезе, свойства флюидов, заполняющих поры горных пород и др. Кроме того, знание скоростей распространения упругих волн всегда необходимо для определения глубины залегания отражающих и преломляющих границ и углов их наклона.

Скорости распространения упругих волн в разных минералах и горных породах могут изменяться в весьма широких интервалах. Значение скорости распространения *продольных волн* в грунтах верхней части разреза иногда может опускаться до величин порядка 200 м/с. В то же время в кристаллах алмазов скорость VP может достигать значений 18 км/с.

Аналогичным образом, интервал изменения скорости распространения *поперечных волн* может изменяться от первых десятков метров в секунду (в донных осадках на шельфе морей) до 9 км/с (в кристаллах алмазов). Столь широкий диапазон изменения скоростей распространения упругих волн в горных породах объясняют влиянием большого числа одновременно действующих факторов геологического и физического происхождения. Чтобы разобраться в этом сложном явлении, необходимо на первом этапе изучения проанализировать *влияние* того или иного *фактора* на скорости распространения упругих волн *по отдельности*.

Литолого-петрографическая характеристика типа горной породы в значительной мере определяет численные значения скоростей распространения *продольных и поперечных волн*, свойственные этой породе. Это прекрасно видно по приводимым на рис.5.1 усредненным статистическим данным об интервалах распределения значений величин скоростей V_p и V_s для различных горных пород (Пузырев, 1997). Как видно из представленных материалов, *наименьшие значения* V_p и V_s характерны для *терригенных осадочных* горных пород, *наибольшие* - для *кристаллических измененных* горных пород. По величине скорости распространения продольных волн осадочные горные породы приближенно можно разделить на *три* основные группы: *терригенные* – 1000 - 3000 м/с, *карбонатные* – 2500 - 6500 м/с, *гидрохимические и органогенные породы* – 3500 - 5000 м/с.

По приведенным данным легко понять, что величины скоростей распространения упругих волн в горных породах различного литологического состава в значительной мере перекрываются. Это означает, что *величина скорости* распространения упругих волн *не может служить однозначным признаком*

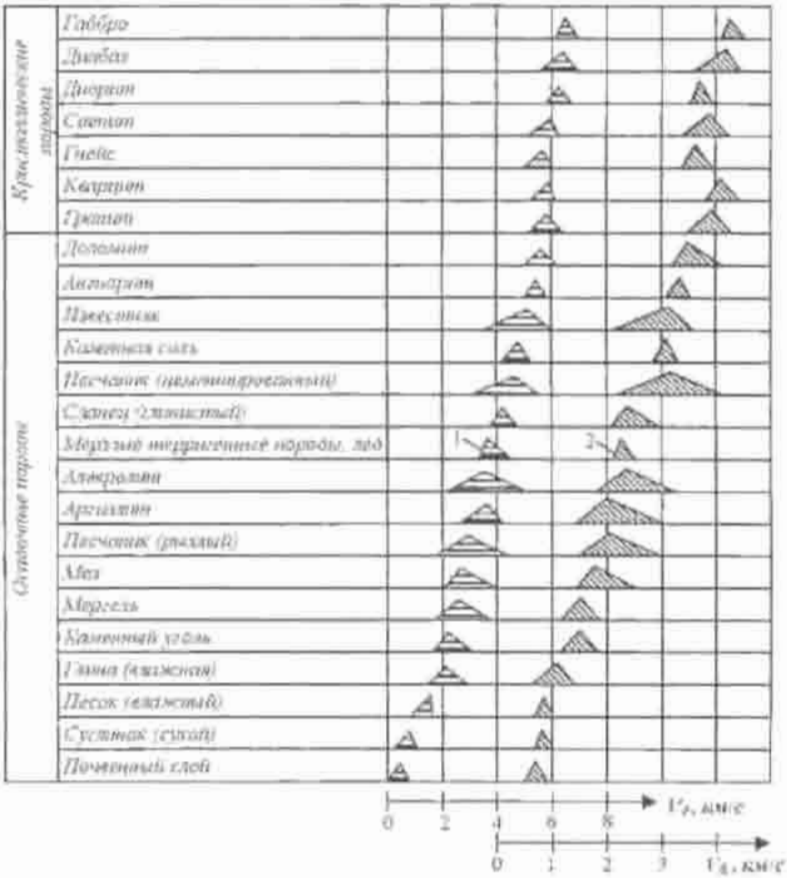


Рис. 5.1. *Схематическое отображение обобщенных статистических данных о скоростях распространения продольных (1) и поперечных (2) волн для некоторых типов кристаллических и осадочных горных пород*

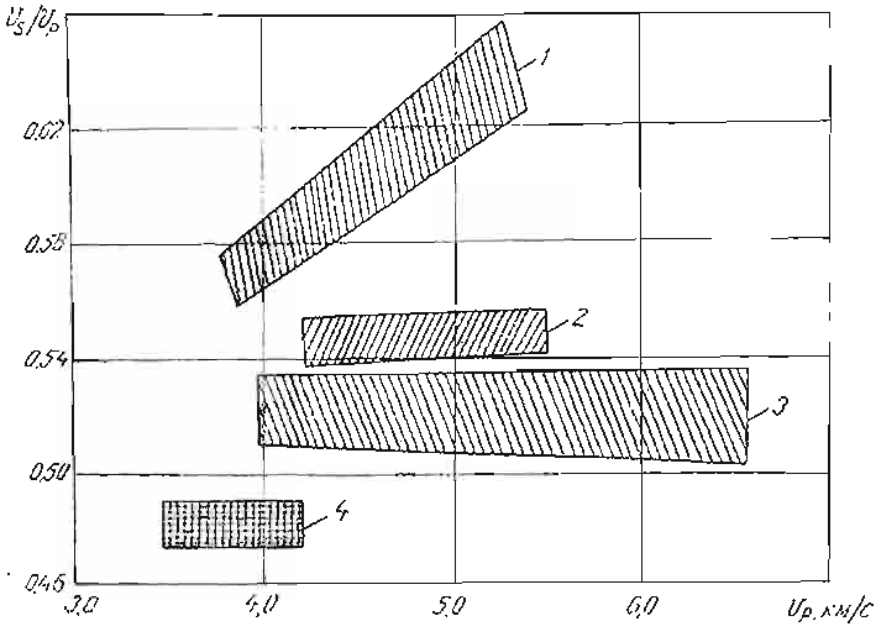


Рис. 5.2. Характер зависимости величины отношения скоростей распространения продольных и поперечных волн V_s/V_p от величины скорости распространения в них продольных волн для некоторых осадочных пород: 1 - песчаники, 2 - доломиты, 3 - известняки, 4 - гипсы

отнесения горной породы к тому или иному определенному типу.

Однако *одновременное знание* значений скоростей распространения *продольных и поперечных волн* уже существенно облегчает решение подобной задачи (рис.5.2).

5.2. Взаимосвязь скорости и плотности

Если проанализировать формулы (1.1), то, кажется, можно констатировать, что для более консолидированных пород, обладающих большей плотностью, скорости упругих волн должны быть *меньше*, чем для менее консолидированных пород с меньшей плотностью. Однако многочисленные экспериментальные данные свидетельствуют, что для большинства минералов и горных пород отмечается *противоположная* зависимость, а именно, *с увеличением плотности горных пород скорость распространения упругих волн в них возрастает*. Объясняется это тем, что уплотнение породы за счет горного давления, процессов метаморфизма и т. п. в существенно большей степени повышает численные значения модулей упругости (E, K, m) и тем самым увеличивает значения скоростей распространения упругих волн. Это приводит к тому, что между скоростью и плотностью горных пород могут существовать различного рода *прямые корреляционные зависимости*. Такая обобщенная для различных типов горных пород сводная зависимость между скоростью распространения упругих волн и их плотностью показана на рис.5.3.

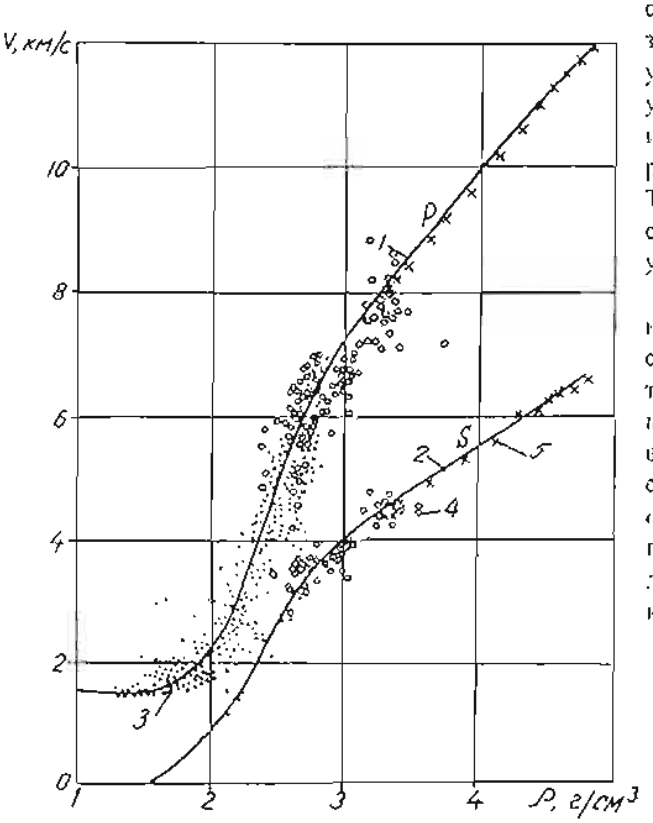


Рис. 5.3. Обобщенные зависимости скоростей распространения продольных P (1) и поперечных S (2) волн от плотности горных пород: 3 - для осадочных; 4 - метаморфических и изверженных горных пород; 5 - данные лабораторных измерений

Плотность горной породы зависит непосредственно от плотности минеральных зерен, слагающих породу. Согласно данным, приводимым в табл.5.1, *диапазон изменений* плотности *низок* для *изверженных пород* (до 10%), имеет *промежуточную* величину для *метаморфических пород* (12 - 18 %) и сравнительно ***высок*** (25-30 %) для большинства *осадочных пород*. В силу сказанного, для осадочных горных пород как для пород с достаточно широким диапазоном изменения плотности, различными исследователями установлены (и продолжают

Таблица 5.1

Плотности некоторых горных пород

Порода	Диапазон изменения плотности, г/см^3	Среднее значение плотности, г/см^3
Почва, аллювий	1,40 - 2,20	1,80
Гранит	2,51 - 2,82	2,67
Диорит	2,68 - 2,96	2,84
Габбро	2,85 - 3,12	2,98
Диабаз	2,80 - 3,11	2,96
Гнейс	2,59 - 3,00	2,71
Кристаллический сланец	2,70 - 3,03	2,80
Песчаник	2,17 - 2,70	2,42
Известняк	2,37 - 2,77	2,60
Глина	2,06 - 2,66	2,38

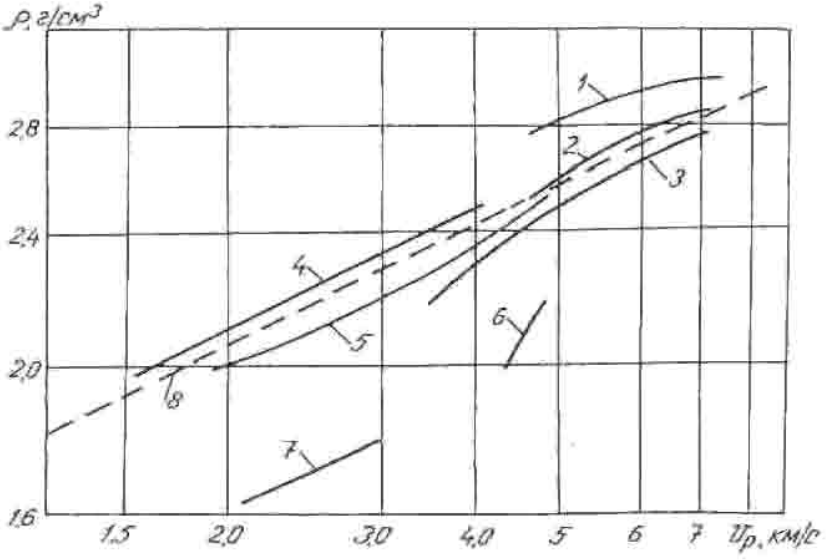


Рис. 5.4. Обобщенные взаимозависимости между плотностью и скоростью распространения продольных волн для некоторых типов осадочных горных пород: 1 – доломиты; 2 - доломиты; 3 – известняки; 4 - глины, 5 - песчаники; 6 - соли; 7 - угли; 8 - график корреляционной зависимости Гарднера вида $\rho = aV^{1/4}$

уточняться для пород конкретных регионов) относительно простые и достаточно точные корреляционные зависимости между их скоростью и плотностью.

В частности, *Нузыревым И. П.* (*СССР*) предложена весьма простая и универсальная линейная зависимость вида

$$V_p[\text{км/с}] = 6\rho\,[\text{г/см3}] - 11 \quad . \tag{5.1}$$

Другие существующие корреляционные зависимости для определенных горных пород в графическом виде показаны на рис.5.4, в том числе и широко используемая в зарубежной геофизической практике зависимость Гарднера.

5.3. Влияние пористости и порового флюида

Все горные породы обладают той или иной пористостью. В качестве количественной меры пористости мы будем использовать величину пористости n, выраженную в долях единицы. Поскольку поры любой горной породы, находящейся в естественном залегании, всегда заполнены флюидами (газ, вода, нефть), то величина пористости влияет на объемную массу согласно уравнению

$$\rho = n\rho_f + (1-n)\rho_m \quad . \tag{5.2}$$

где - ρ_f - плотность флюидов; ρ_m - плотность минерального скелета породы, n - пористость (в геофизической литературе нередко этот параметр называют коэффициентом пористости) породы.

Из уравнения (5.2) следует, что увеличение пористости горной породы уменьшает ее плотность, тем самым, уменьшая скорость распространения упругих волн. Однако пористость оказывает и непосредственное влияние на скорость, поскольку в такой породе сейсмическая волна вынуждена проходить часть пути в среде низкоскоростного флюида. Количественную меру оценки влияния пористости на скорость распространения упругих волн в соответствии с вышеназванным механизмом предложил ***Уайлли (США)***. Введенное им *эмпирическое уравнение* ***среднего времени*** для продольных волн весьма удовлетворительно описывает реальные закономерности

$$\frac{1}{V_p} = \frac{n}{V_f} + \frac{1-n}{V_m} \quad , \tag{5.3}$$

где V_p - скорость распространения продольных волн в среде; V_f - скорость распространения продольных волн во флюиде; V_m - скорость распространения продольных волн в скелете горной породы. Это уравнение позволяет достаточно точно вычислять эффективную скорость в сложно построенной двухфазной среде (рис.5.5.а) путем ее замены упрощенной моделью (рис.5.5.б).

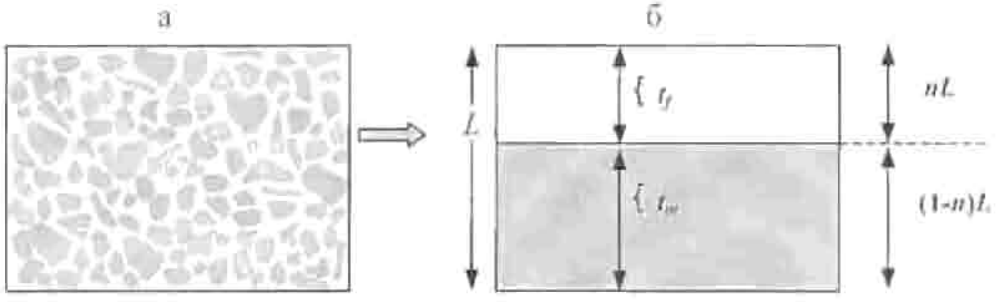


Рис. 5.5. К выводу уравнения среднего времени:
а - схематическое изображение сложнопостроенной двухфазной среды; б - упрощенная модель двухфазной среды

Описанная выше формула достаточно широко используется при совместной интерпретации данных сейсморазведки и акустического каротажа. Однако следует иметь в виду, что для ***поперечных волн*** подобная зависимость ***не применима***.

Из обеих вышеприведенных формул (5.2) и (5.3) следует, что увеличение пористости, при прочих равных условиях, непременно приводит к уменьшению скоростей распространения упругих волн. В качестве примера на рис.5.6 приведены экспериментальные данные о зависимости скорости распространения продольных волн от пористости для осадочных горных пород.

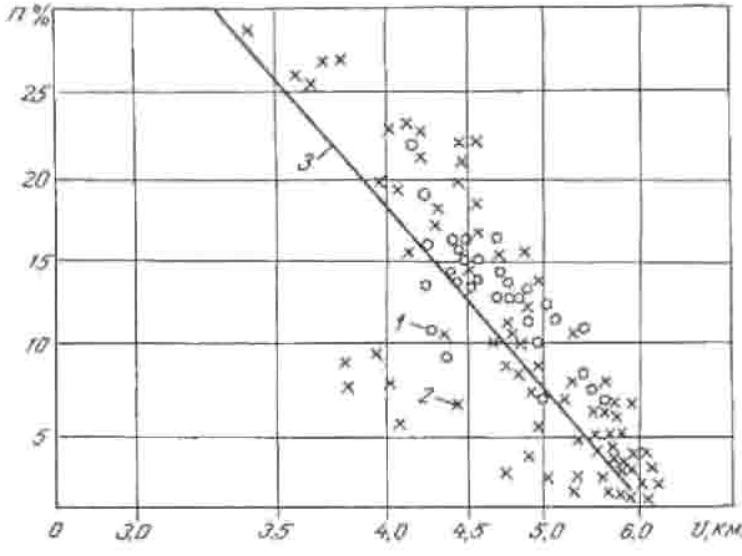


Рис. 5.6. Экспериментальные данные о взаимосвязи пористости и скорости распространения продольных волн для песчаников (1) и известняков (2).
Сплошная прямая линия (3) - взаимосвязь, по основе уравнения среднего времени, при V_m = 5,94 км/с и V_f=1,62 км/с

К сожалению, сама пористость сильно зависит от целого ряда геолого-генетических факторов. Среди этих факторов, прежде всего, следует отметить степень однородности материала, которая характеризует условия формирования горных пород, тип и качество цементации зерен горных пород, наличие явления уплотнения или разуплотнения, отражающее геологическую историю формирования осадочных бассейнов и т. п. Влияние этих факторов на величину пористости весьма трудно поддается количественному описанию, но тенденции их действий (Hilterman, 2001) прослеживаются весьма четко (рис.5.7).

Отмеченные выше закономерности о влиянии пористости на скорость распространения упругих волн существенно усложняются влиянием типа флюида, заполняющего поры, и величиной пластового давления. Экспериментальные данные свидетельствуют о том, что скорости

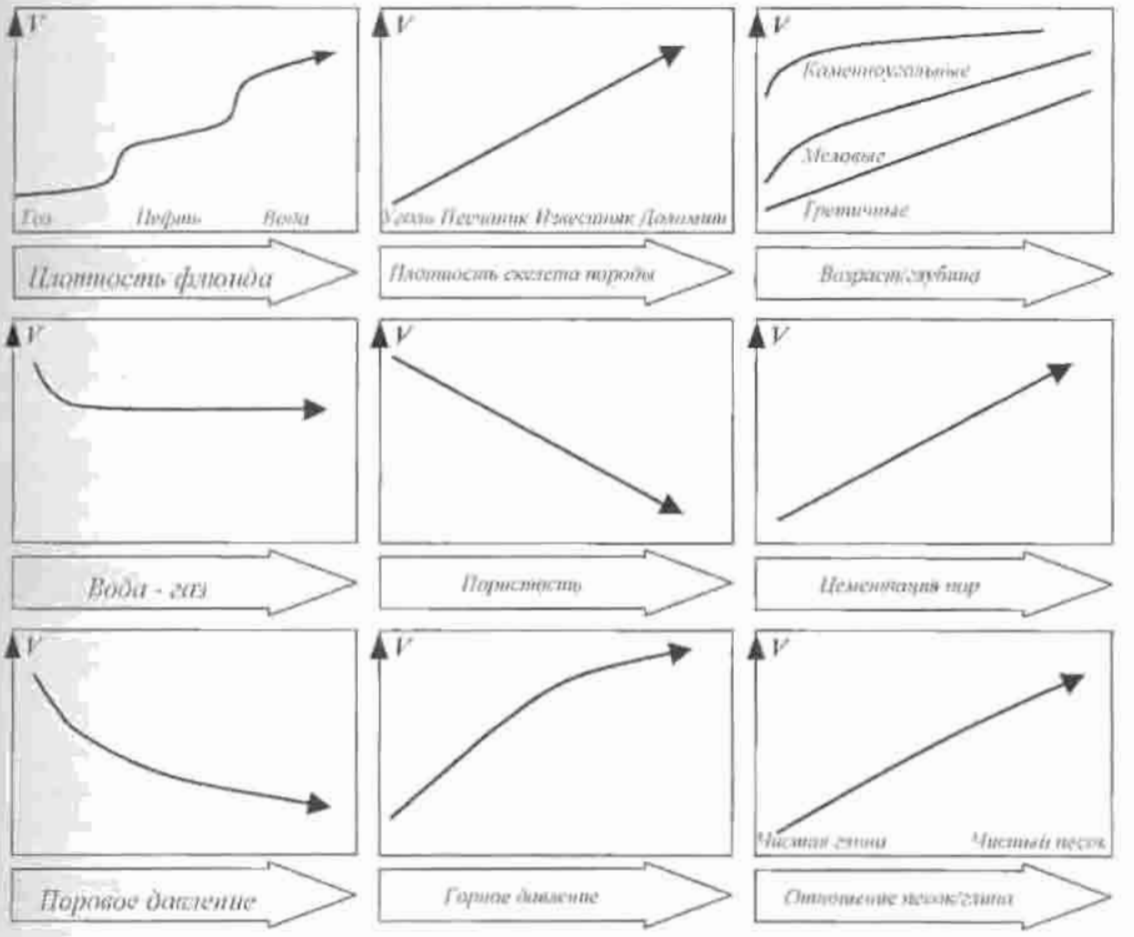


Рис. 5.7. Направление влияния различных факторов на величину пластовой скорости горных пород с учетом состава, возраста, состояния и условий их залегания

распространения продольных волн в газонасыщенной породе всегда значительно ниже, нежели в этой же породе, насыщенной жидкостью. В результате этого явления на сейсмических записях физическая границы раздела флюидов *"газ - вода"* нередко отчетливо проявляется в виде субгоризонтальных осей синфазности и повышенной амплитуды записи отраженных сигналов. Эти признаки сейсмической записи лежат в основе методики прямых поисков залежей углеводородов, получившей название метода ***"яркого пятна"***.

В терригенных породах относительное различие в величине скорости продольных волн V_P для водо - и газонасыщенных коллекторов достигает 15 - 25% на малых глубинах (до 1 км). На глубинах более 2,5 км это различие существенно уменьшается до 5 - 10 %. Замена воды нефтью дополнительно уменьшает это различие еще примерно в два раза.

Влияние этих же факторов на величину скорости распространения поперечных волн существенно меньше. Именно поэтому в качестве критерия распознавания в коллекторе типа флюида, заполняющего поровое пространство, предложено использовать отношение скоростей V_P/V_S (рис.5.8).

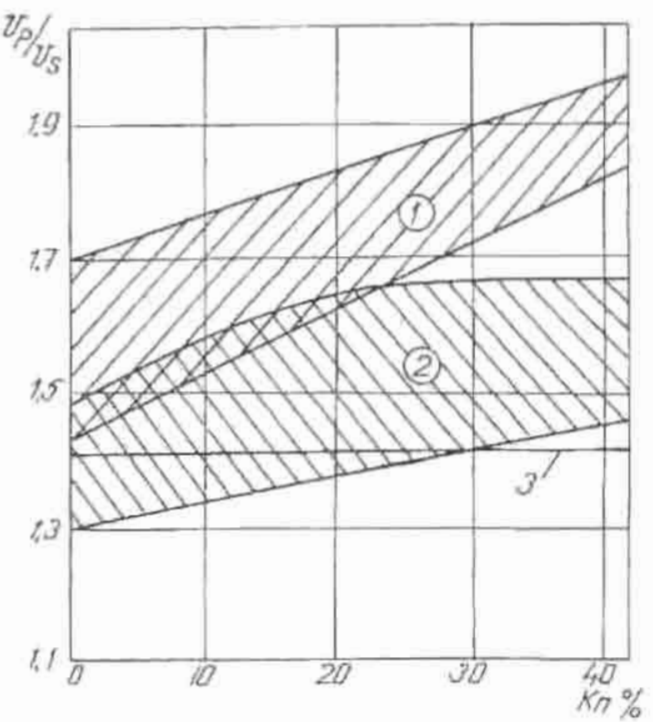


Рис. 5.8. Зависимость отношения V_P/V_S от пористости: 1 - для водонасыщенных, 2 - газонасыщенных осадочных пород при различном давлении; 3 - теоретически допустимое минимальное значение отношения V_P/V_S

5.4. Влияние глубины залегания, давления, возраста и температуры горных пород

Прежде всего, следует заметить, что с ростом глубины залегания горной породы и, как следствие, увеличение давления на нее уменьшается пористость пород. Поэтому скорости распространения упругих волн, как правило, возрастают с глубиной. Такие обобщенные графики зависимости скорости распространения продольных волн V_p от глубины их залегания показаны на рис.5.9. Однако влияние этих факторов несколько различно для различных горных пород. Для горных пород, которые можно рассматривать как сплошную среду (хемогенные породы, большинство изверженных и метаморфических пород), давление на глубинах, изучаемых в сейсморазведке, мало в сравнении с межатомными силами. По этой причине увеличение давления на 25 МПа (глубина до 1 км) приводит лишь к изменению скорости всего на (1 – 3) %. В то же время, для зернистых горных пород (пористые терригенные и карбонатные породы) численные значения скорости распространения упругих волн определяются, главным образом, величиной контактной упругости частиц. Увеличение внешнего давления приводит к сближению частиц и резкому возрастанию контактной упругости, а значит, и скорости. Особенно значительно это проявляется при больших значениях пористости (15 – 20)%, когда увеличение давления может привести к возрастанию скорости на (25 – 35)%. Поэтому, в таких породах на глубинах 0,1 - 3 км скорость весьма заметно возрастает. В большинстве же горных пород до глубин 2 - 3 км скорость увеличивается с глубиной нелинейно с уменьшением градиента нарастания скорости. Далее нарастание происходит практически линейно с небольшим градиентом порядка 0,1 (1/с). Принято считать, что в среднем увеличение скорости пропорционально глубине z в степени 1/6.

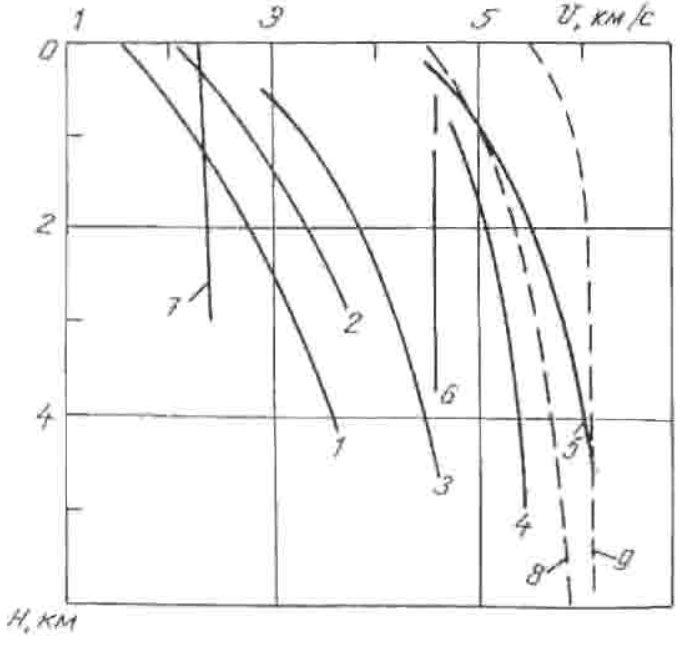


Рис. 5.9. Обобщенные графики зависимости скорости распространения продольных волн V_p от глубины их залегания:
1, 2, 3 – для терригенных пород кайнозоя, мезозоя и палеозоя; 4, 5 – карбонатных пород мезозоя и палеозоя; 6 – солей; 7 – углей; 8 — пород палеозойского фундамента; 9 - пород докембрийского фундамента

Повышение температуры горных пород на 80 - 100 °С приводит к относительно небольшим уменьшениям скорости на (1 – 2)%.

При одинаковой глубине залегания осадочных горных породах одного и того же состава *увеличение их возраста* непременно обусловливает в них *рост величин плотности и скорости.*

Обобщая влияние большинства факторов, можно утверждать, что скорости распространения продольных волн, как правило, увеличиваются с ростом глубины залегания горных пород. Это приводит к тому, что главной отличительной особенностью скоростных характеристик разреза является возрастание значений скоростей с увеличением глубины исследований. Поэтому графики зависимости скоростей распространения упругих волн от глубины (см.рис.5.9) или времени отражения для большинства горных пород, как правило, имеют вид плавно возрастающих с глубиной кривых.

5.5. Влияние особых условий залегания горных пород

Если значение скорости распространения продольных волн в горных породах меньше, чем значение скорости в воде (1550 м/с), это обычно указывает на то, что, по крайней мере, некоторая часть порового пространства пород заполнена газом. Такие низкие значения скорости наблюдаются, как правило, только вблизи земной поверхности в так называемой ***зоне малых скоростей - ЗМС*** (*Low Velocity Layer - LVL*). Этот слой, как правило, имеет мощность от 2 - 5 до 50 - 80 м и характеризуется скоростями сейсмических волн, которые не только малы по величине (от 200 до 1200 м/с), но и чрезвычайно изменчивы по площади. Часто подошва ЗМС совпадает с уровнем грунтовых вод. Существование ЗМС значительно влияет на характер сейсмической записи в силу следующих обстоятельств:

- в зоне малых скоростей наблюдается повышенное поглощение сейсмических волн;
- низкие значения скорости и их изменчивость в ЗМС оказывают большое влияние на времена пробега волн;

- резкий скачок скорости на подошве ЗМС сильно изменяет направления сейсмических лучей, делая их почти вертикальными независимо от направления прихода к подошве зоны;

- резкий перепад акустической жесткости на подошве ЗМС делает ее прекрасным отражателем, что приводит к образованию интенсивных кратных волн.

В силу такого интенсивного и многообразного влияния зоны малых скоростей на регистрируемое волновое поле, как правило, при сейсмических работах вынужденно проводятся специальные исследования для изучения ее строения. Полноценный и объективный учет влияния *ЗМС* на регистрируемое волновое поле позволяет существенно повысить итоговое качество результатов сейсмических работ.

Особо влияет на результаты сейсморазведочных работ наличие ***зоны многолетней мерзлоты***. Замерзание воды, содержащейся в порах горных пород, приводит к значительному возрастанию скоростей распространения как продольных, так и поперечных волн V_P и V_S. Это связано с тем, что скорость упругих волн у льда существенно выше (3,8 км/с), нежели в воде (1,55 км/с). Значения V_P в песках и глинах, залегающих вблизи поверхности земли, возрастают при промерзании от 1,7 - 2,0 до 3,5 - 4 км/с. Мощность замерзших пород может достигать нескольких сотен метров. Их наличие и неравномерное распределение по площади исследований усложняет проведение полевых сейсморазведочных работ, ухудшает качество получаемого материала и, что самое главное, существенно осложняет интерпретацию результатов наблюдений.

На характер сейсмических работ в морских условиях сильное влияние оказывает наличие в верхней части приповерхностного разреза специфического твердого субстрата - особого вида льдоподобного вещества - ***газового гидрата***, представляющего собой смесь метана и воды в особом состоянии. Один объем породы в гидратном состоянии связывает 270 объемов метана. Скорость продольных волн в газогидратах составляет около 3000 м/с. Даже малое количество кристаллов газогидрата в порах цементирует осадки, повышает их упругие характеристики и делает их более однородными. Газовые гидраты впервые в мире были открыты ***советскими учеными*** в семидесятых годах прошлого века. Запасы метана в газогидратах как на морском дне, так и на суше в зонах развития многолетнемерзлых пород чрезвычайно велики. Однако экономически выгодные способы извлечения метана до сих пор не найдены. Можно надеяться, что человечество в будущем найдет способ извлечения метана из газогидратов. Это может открыть перед человечеством весьма значительные, практически неисчерпаемые источники энергии.

Аномальные пластовые (поровые) *давления* также влияют на скорость распространения упругих волн. Если в слое существует ***аномально высокое*** (по сравнению с нормальным гидростатическим давлением) ***пластовое давление (АВПД)***, то это приводит к *увеличению* значения скорости в сравнении с тем, которое должно быть в этом слое при нормальном давлении. Прогноз наличия таких слоев по сейсмическим данным представляется весьма важным и трудным для практики делом.

5.6. Понятие о математическом моделировании процесса распространения упругих волн в горных породах и методах определения скоростей

Первой и наиболее простой моделью среды, которая использовалась в сейсморазведке, была ***модель однородного упругого изотропного тела***. В такой среде связь между упругими характеристиками среды и скоростью распространения упругих волн определяется уже не раз упоминавшимися формулами теории упругости. В дальнейшем эта модель была дополнена представлениями об ее *анизотропии - зависимости свойств среды от направления*. Это привело к тому, что для характеристики упругих свойств таких сред требуется анализировать не два упругих модуля, а существенно больше.

Следующей более совершенной моделью среды является ***модель однородной пористой среды***. При этом предполагается, что размеры пор существенно меньше длины сейсмических волн, а их распределение по объему равномерно. Использование этой модели позволяет понять целый ряд некоторых тонких особенностей процесса распространения упругих волн в реальных средах.

Важной моделью, особенно при изучении процесса распространения сейсмических волн в осадочных и терригенных горных породах, является ***модель зернистой среды***. Эта модель предполагает, что горная порода состоит из отдельных изолированных изометричных частичек (шаров), находящихся под действием естественных сил уплотнения. Свойства материала частичек (чаще всего кварцевых зерен) обычно предполагаются известными. Согласно этой модели, в таких горных породах обязательно должно наблюдаться увеличение скорости с глубиной пропорционально $z^{1/6}$. Во многих случаях это действительно наблюдается. Для всех моделей сред отмечается важная особенность: чем лучше мы хотим теоретически предсказывать значения скорости распространения упругих волн в среде, тем большее число различных первичных параметров среды мы должны знать. Однако часто это бывает

невозможным. Поэтому все модельные зависимости, как правило, выполняют лишь функцию предсказания и ориентируют исследователя в правильном направлении при анализе влияния тех или иных факторов на сейсмические свойства горных пород.

Знание скоростей распространения сейсмических волн в горных породах представляется исключительно важным для правильного понимания и истолкования результатов сейсмических работ. При этом следует иметь в виду, что знание скоростей распространения упругих волн в горных породах важно не только с точки зрения предсказания их типа и состояния в геологических напластованиях. Не менее важно знание скоростей распространения упругих волн и с точки зрения правильного определения глубин залегания основных сейсмических границ. По совокупности этих причин определение скоростей распространения продольных и поперечных волн в практике интерпретации материалов сейсмической разведки является весьма важным и ответственным этапом, обеспечивающим получение достоверной геологической информации об изучаемой среде.

Все существующие методы определения скоростей распространения волн в горных породах условно можно разделить на *четыре группы*.

В *первой группе методов* используется *ультразвук* для прямого измерения скорости распространения упругих волн *в образцах горных пород*. Эти методы, являясь самыми простыми и наглядными, обладают одним принципиальным недостатком. Они позволяют определять скорость распространения упругих волн в образцах горных пород, *которые изъяты из условий их естественного залегания*. Это, как правило, приводит к тому, что найденные значения скоростей распространения упругих волн могут заметно отличаться от значений, которые могли бы быть получены при измерении в условиях естественного залегания этих горных пород. Обычно получаемые с помощью ультразвуковых измерений значения скоростей распространения упругих волн заметно *завышаются*.

Вторая группа методов основана на *измерении времен* пробега упругих волн в условиях их *естественного залегания*. Эти методы дают более объективные сведения о значениях скоростей распространения упругих волн. Однако для их реализации нужны специальные горные выработки или скважины, которые не всегда могут быть в распоряжении сейсморазведчиков. Кроме того, для таких измерений нужна специальная регистрирующая аппаратура.

Третья группа методов основана на *использовании сейсмических материалов*, получаемых при стандартных наземных полевых работах. Это существенно облегчает процесс получения сведений о скоростях упругих волн. Различные способы этой группы методов является в настоящее время основным источником информации о скоростях распространения упругих волн в горных породах. Однако степень надежности и детальности получаемой информации нередко недостаточна.

В *четвертой группе методов* используются различные *стохастические* (вероятностные) *связи* между *сейсмическими* и другими *геофизическими параметрами* горных пород. Эта информация о скоростях упругих волн, полученная косвенным путем по данным других геофизических методов, имеет низкую достоверность и может быть использована лишь ограниченно.

Вопросы для самопроверки

1. Назовите вероятные диапазоны изменения скоростей распространения продольных волн для пяти наиболее типичных представителей осадочных горных пород.

2. Поясните причину принципиального различия теории и практики в оценке влияния плотности горных пород на скорость распространения упругих волн.

3. Объясните физический смысл уравнения среднего времени.

4. Чем вызвано существование вертикального градиента скорости, каковы пределы его изменения в реальных разрезах?

5. Каковы главные сейсмические особенности зоны малых скоростей, как они сказываются на характере записи отраженных волн?

6. Что такое газогидраты и каковы перспективы их использования в качестве источника энергии?

7. Перечислите основные методы определения скоростей распространения упругих волн в сейсморазведке и их главные достоинства и недостатки.

★ ★ ★ ★ ★ ★ ★

6. МОДЕЛИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СРЕД И ВОЛНОВЫХ ПОЛЕЙ, ПОЛЯ ВРЕМЕН И ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ СЕЙСМОГРАММЫ

6.1. Модели сред и сейсмические границы

Главнейшей особенностью осадочных горных пород является их слоистость. Это позволяет в теории сейсморазведки рассматривать отдельные комплексы пород, отличающиеся друг от друга по литологическому составу, пористости и другим свойствам, в виде плоских тел, горизонтальные размеры которых существенно больше длины используемых сейсмических волн. Мощность таких тел в реальных средах может меняться в весьма широких пределах - от нескольких сантиметров до нескольких километров. Углы наклона пластов в осадочных комплексах, как правило, не превышают нескольких градусов. Однако в предгорных и межгорных прогибах и в районах развития складчатой тектоники возможны и очень круто наклоненные границы. Для осадочных бассейнов, кроме слоистости разрезов, как правило, характерно и наличие зон несогласного залегания, дизъюнктивных нарушений различной амплитуды и т. п. Решение практических задач нефтяной геологии сейсмическим методом в таких условиях в принципе возможно только на основе некоторой идеализации объектов исследования. Такая идеализация осуществляется путем составления ***сейсмических моделей изучаемой*** среды.

Пространственное распределение скоростей распространения сейсмических волн в реальных средах определяется множеством факторов, главным из которых являются два - слоистость и горное давление. Действие других факторов, как правило, лишь осложняет характер распределения физико-геологических свойств горных пород по горизонтали и вертикали. В результате распределение значений скоростей распространения упругих волн в общем случае представляет собой очень сложную функцию координат пространства. Однако для обеспечения реальной возможности решения прикладных задач в сейсморазведке необходимо прибегать к построению *упрощенных* сейсмических моделей изучаемой среды. Основой для такого упрощения всегда является некоторое представление о *сейсмических свойствах слоев*, под которыми всегда понимают часть геологической среды, заключенной между двумя каким-либо поверхностями Ln-1 и Ln. Слои, используемые в качестве первичных элементов моделирования, по сейсмическим свойствам могут быть либо ***однородными*** (V_p = const, V_s = const, ρ = const), либо ***неоднородными*** ($V_p(x, y, z)$, $V_s(x, y, z)$, $\rho(x, y, z)$). На основе этих элементов в сейсморазведке наиболее часто строятся следующие виды сейсмических *моделей сред*: ***однородные, слоисто - однородные, градиентные и градиентно-слоистые.*** Во всех случаях возможно построения либо *двухмерных*, либо *трехмерных моделей сред*.

Однородной называется среда, в каждой точке которой все сейсмические характеристики одинаковы. Однородные среды подразделяются на *изотропные* и *анизотропные*. Чаще всего на практике рассматриваются *изотропные среды*. К однородным изотропным толщам, прежде всего, относят породы одинакового литологического состава с высокими значениями в них скоростей распространения упругих волн (карбонатные и галогенные породы осадочного комплекса).

Слоисто - однородной среда представляется в тех случаях, когда она состоит из серии однородных слоев различной мощности. Скорости V_p и V_s в таких слоях принято называть ***пластовыми***. По характеру залегания слоев можно выделить *параллельно - слоистые* и *непараллельно-слоистые* среды. Параллельно - слоистые среды могут быть *горизонтально - слоистыми* (когда границы слоев горизонтальны – это наиболее типичные модели) и *вертикально - слоистыми*, а также, в общем случае, *наклонно - слоистыми*.

Градиентной (неоднородной) среду называют в том случае, если ее упругие свойства являются некоторыми функциями координат точек пространства. Наиболее отчетливо в реальных условиях проявляется зависимость скорости от глубины. Величину принято называть *вертикальным градиентом скорости*. *Горизонтальные* градиенты скорости, как правило, значительно *меньше вертикального градиента* и характеризуют *горизонтальную (латеральную)* неоднородность среды.

Для количественного описания меры изменения скорости по вертикали и горизонтали в реальных разрезах при теоретических расчетах нередко используются различные аналитические зависимости. Наиболее часто употребляются следующие зависимости

линейная $$V(z) = V_0 (1 + bz), \qquad (6.1)$$

где V_0 - начальная скорость на поверхности слоя; b - коэффициент нарастания скорости;

экспоненциальные $$V(z) = V_0 e^{kz}, \qquad (6.2)$$

$$V(z) = V_n - (V_n - V_0) e^{-kz}, \qquad (6.3)$$

где V_0 и V_n - начальные и конечные значения скорости в слое; k - коэффициент убывания (нарастания) скорости.

Простейшей и важнейшей зависимостью, позволяющей *аналитически* представлять одновременное влияние вертикального и горизонтального градиентов скорости, является функция

$$V(x, z) = V_0 \cdot (1 + x \sin\varphi + z \cos\varphi), \qquad (6.4)$$

где φ – угол наклона изолиний скорости к горизонту.

Слоисто - градиентной среду называют в тех случаях, когда среда состоит из слоев, в каждом из которых скорость может быть либо постоянной, либо являться функцией координат пространства. Это наиболее общая модель среды.

Сейсмические границы L_i – это поверхности раздела двух слоев, которые по своим качествам могут характеризоваться с различных точек зрения. Наибольшее распространение получил взгляд на границу как на поверхность, где происходит *скачкообразное изменение скорости* распространения упругих волн. Такие границы принято называть *границами первого рода*. Если на поверхности L_i скачкообразно меняется *градиент изменения скорости* по нормали к границе, то такие границы принято называть *границами второго рода*.

Нередко сейсмическую границу представляют как некоторую *переходную толщу* мощностью меньше длины волны, находящуюся между двумя однородными слоями. Такие границы принято называть *транзитивными*.

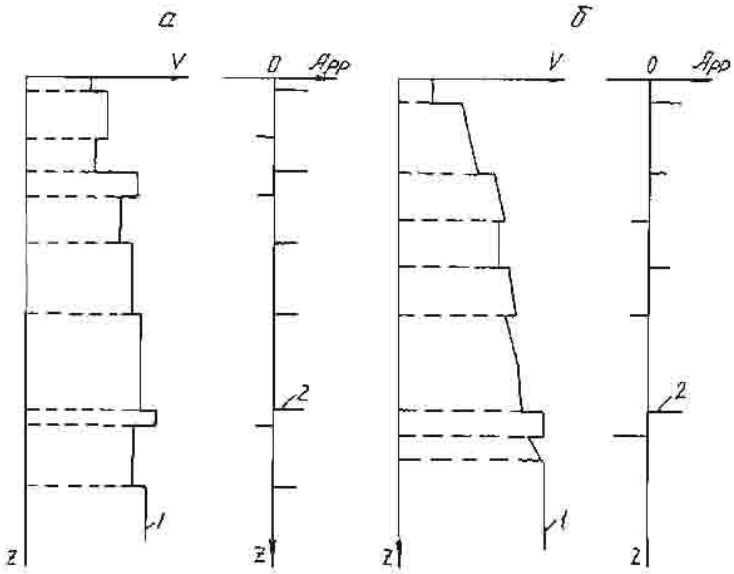


Рис. 6.1. Типичные примеры скоростных колонок и зависимостей коэффициентов отражения от глубины для слоисто-однородной (а) и слоисто-градиентной (б) моделей сред:
1 – скоростной разрез; 2 – коэффициенты отражения

Все сейсмические границы можно также классифицировать в зависимости от их *резкости*. Под резкостью границы понимают некоторую количественную характеристику быстроты изменения сейсмических свойств при переходе через границу. При работах с использованием продольных волн о качестве отражающих границ судят по величине *коэффициента отражения* A_{pp}. Различают *сильные* ($A_{pp} > 0,5$), *средние* ($0,1 < A_{pp} < 0,5$) и *слабые* ($A_{pp} < 0,1$) *отражающие границы*.

Преломляющие границы называют *сильными*, если отношение меньшей скорости к большей лежит в интервале $V_{p1}/V_{p2} < 0,5$, *промежуточными* при условии $0,5 < V_{p1}/V_{p2} < 0,8$ и *слабыми*, если отношение скоростей V_{p1}/V_{p2} превышает 0,8.

Для наглядного изображения выбранной скоростной модели среды принято использовать так называемые *скоростные колонки*, или *скоростные разрезы* - обобщенные графические изображения зависимости скорости от глубины. Типичные примеры скоростных колонок для слоисто-однородной и слоисто-градиентной моделей сред показаны на рис.6.1. Кроме того, дополнительно на таких разрезах обычно изображают график, показывающий зависимость величин коэффициентов отражения от глубины для всех сейсмических границ. В совокупности эти материалы являются основой для решения так называемых *прямых задач сейсморазведки* – задач теоретического предсказания кинематической и динамической структур ожидаемого волнового поля.

Помимо вышесказанного, все сейсмические границы дополнительно характеризуются *гладкостью*. Сейсмическая граница называется *гладкой*, если *радиус кривизны* ее неровностей на порядок *больше преобладающей длины волны* используемых сейсмических колебаний. Если *радиус кривизны* неровностей имеет *тот же порядок*, что и *длина волны*, то сейсмическую границу принято называть *шероховатой*. На шероховатой границе волны рассеиваются в различных направлениях, что может приводить к появлению не зеркально отраженных (побочных) волн.

Сейсмические границы обычно залегают согласно с литологическими и стратиграфическими границами разреза и часто совпадают с ними. Это обстоятельство имеет большое значение для сейсморазведки как метода изучения геологического строения среды. Однако при сильной фациальной изменчивости может наблюдаться *расхождение* между *сейсмическими* и *стратиграфическими границами*.

6.2. Интегральные характеристики сейсмических сред

Во многих задачах сейсморазведки, наряду с понятием истинных (дифференциальных) упругих характеристик среды, необходимо знание *ее интегральных скоростных характеристик*, в том числе и для сейсмических моделей.

Первым и очень важным понятием из этого ряда является понятие ***средней скорости в разрезе*** на пути распространения волны от источника до приемника. Наиболее простой является формула вычисления средней скорости до глубины, соответствующей подошве слоя с номером n, для горизонтально-слоистой однородной среды

$$V_{ср} = \frac{\sum_{k=1}^{n} h_k}{\sum_{k=1}^{n} \frac{h_k}{V_k}} = \frac{H}{t_в} \quad , \tag{6.5}$$

где h_k и V_k - мощность и скорость в слоях; H - суммарная мощность всех слоев; $t_в$ - время пробега волны через все слои по вертикали; n - общее число слоев.

В случае если скорость меняется в разрезе непрерывно, то средняя скорость до заданной глубины может быть вычислена по формуле

$$V_{ср}(z) = z / t_в(z) = z \Big/ \int_0^z \frac{dz}{V(z)} \quad . \tag{6.6}$$

Введение понятия средней скорости, прежде всего, преследует цель создания условий для упрощенного проведения расчетов по определению элементов залегания сейсмических границ. Поэтому в сейсморазведке для всех случаев сложно построенных сред среднюю скорость рассчитывают по вертикали. При этом она теряет непосредственный физический смысл, но такое абстрагирование во многих случаях, как показывает практика, вполне себя оправдывает.

Формула (6.6) позволяет решать и обратную задачу - находить истинную скорость на заданной глубине при известной функции средней скорости

$$V(z) = \frac{V_{ср}^2(z)}{V_{ср}(z) - z \dfrac{dV_{ср}(z)}{dz}} \quad . \tag{6.7}$$

Второй интересной интегральной характеристикой сейсмической модели среды является ***лучевая скорость***. Величину лучевой скорости $V_л$ измеряют по наклонному лучу в предположении о том, что распространения волны от источника до приемника происходит по прямой линии. При скважинных исследованиях, например, лучевую скорость определяют по формуле

$$V_л = \sqrt{l^2 + h^2} / t \quad , \tag{6.8}$$

где l - расстояние между устьем скважины и источником; h - глубина погружения сейсмоприемника; t - время пробега волны по лучу.

Наиболее важной интегральной характеристикой сейсмической среды является ***эффективная скорость*** $V_эф$. Под этой характеристикой понимается величина скорости в среде, покрывающей плоскую сейсмическую границу, которая находится по временам регистрации отраженной от границы волны, в предположении *однородности* среды между границей и плоскостью наблюдений. Поскольку величина $V_эф$ зависит от длины базы наблюдений и способа ее определения, то на практике обычно стараются иметь дело с ***предельной эффективной скоростью*** $V_{эф.пр}$ (***velocity Root-Mean-Square - V_{RMS}***). Предельная эффективная скорость получается из эффективной скорости расчетным путем на основе предположения о малости базы наблюдений отраженной волны. Предельная эффективная скорость однозначно связана с распределением истинной скорости в модели среды. Для горизонтально-слоистой среды эта связь имеет вид

$$\left(V_{эф.пр}\right)^2 = \sum_{k=1}^{n} \left(h_k \cdot V_k\right) \Big/ \sum_{k=1}^{n} \left(h_k / V_k\right) \quad , \tag{6.9}$$

где h_k - пластовая мощность k-го слоя; V_k - пластовая скорость в k-м слое.

Эффективная скорость обычно по величине близка к средней скорости. Однако, при наличии в разрезе слоев с резко различающимися значениями пластовой скорости, эффективная скорость может быть заметно выше средней скорости. Поэтому в таких случаях для достижения повышенной точности итоговых сейсмических построений возникает проблема учета такого различия.

6.3. Волновое поле сейсмических источников

Совокупность колебаний, возникающих в геологической среде после воздействия на нее сейсмического источника, образует ***векторное волновое поле*** $\vec{S}(x, y, z, t)$, свойства и особенности которого определяются свойствами ***сейсмического источника*** и ***распределением упругих свойств*** в изучаемой геологической среде. При этом ***наблюдаемое волновое поле*** можно рассматривать как *результат сложения* полей ***отдельных сейсмических волн***, механизмы возникновения и пути распространения которых различны.

Первичное поле источника определяется его типом, способом реализации и свойствами среды вблизи области возбуждения. Наибольшее применение в наземной сейсморазведке получили ***взрывы в неглубоких скважинах***. При этом возбуждаются *преимущественно продольные волны*. Однако в силу неоднородности среды, близости источника к поверхности земли и других причин могут возникать и более или менее интенсивные *поперечные и поверхностные волны*. Более сложным оказывается волновое поле, возбуждаемое ***невзрывными***

источниками колебаний. Они могут быть ориентированы на возбуждение либо *продольных*, либо *поперечных* волн. Однако эти источники всегда возбуждают не только *объемные*, но и ***интенсивные поверхностные волны***.

Несколько ***проще*** оказывается ***первичное поле*** сейсмических ***источников***, используемых при работах ***на акваториях***. Это объясняется тем, что в *жидкостях* распространяются лишь *продольные волны*. Кроме того, водная среда всегда достаточно однородна. Поэтому при правильной методике возбуждения в морской сейсморазведке достаточно легко удается создавать компактный и сравнительно простой по форме импульс первичной волны.

При распространении сейсмических волн *вдали от источника* в сложно построенной геологической среде с большим числом границ всегда образуется ***множество вторичных волн***. *Природа* и структура *вторичных волн* сильно зависят от *местоположения* области, в которой они рассматриваются.

В первой области – области ***вблизи источника*** возбуждения упругих колебаний – *основная роль* в составе вторичных волн принадлежит ***отраженным волнам***. *Во второй области* - ***вдали от источника*** колебаний - главная роль принадлежит ***преломленным волнам.***

Важнейшее влияние на структуру волнового поля в *первой* области оказывает *распределение в геологическом разрезе* ***коэффициентов отражения*** *Arr*, *Axx* и др. Распределение коэффициентов отражения продольных волн *Arr* в разрезе определяется его литолого-фациальными свойствами, зависящими от истории образования и генезиса пород. Интенсивность каждой отраженной волны существенным образом зависит от *величины коэффициента отражения* на границе. Соответственно этому *наиболее интенсивными* являются ***однократно отраженные волны***, образующиеся ***на сильных и средних*** по качеству отражающих границах. *Число* таких границ в разрезе обычно ***невелико. Большинство*** сейсмических границ являются ***слабыми***. Именно на них и возникает ***наибольшее число отражений***. В результате этого, в ***ближней зоне*** волновое поле обычно представляет собой результат сложения ***небольшого числа*** более или менее *интенсивных* ***однократно отраженных*** *волн* с ***многочисленными*** *слабыми* ***однократно и многократно отраженными волнами.***

Во второй (дальней) зоне при наличии в разрезе вертикального градиента скорости или преломляющих границ в разрезе, *помимо отраженных* волн, существуют ***рефрагированные и головные*** *волны, регистрирующиеся* вблизи *области первых вступлений*. Это означает, что в этой зоне регистрации в *начальной части* регистрируемого сейсмического поля существуют только *головные и/или рефрагированные волны*. В *последующих вступлениях* (на большем времени регистрации) здесь также могут регистрироваться *однократно и многократно отраженные волны*.

Особенности строения верхней части разреза (*ВЧР*) нередко благоприятствуют возникновению интенсивных *поверхностных волн*. Эти сейсмические волны наблюдаются как *в ближней*, так и, *нередко, в дальней зонах*. Некоторое представление о характере регистрируемого волнового поля на сейсмограммах МОВ можно получить по записи, показанной ранее (см. рис.4.2).

Все существующие *виды сейсмических помех* можно условно разделить на две категории – ***когерентные и некогерентные***. *Когерентными помехами* мы будем называть помехи, которые прослеживаются, по крайней мере, на нескольких соседних трассах и имеют похожую друг на друга форму записи.

Когерентные помехи подразделяются:

- на *помехи*, направление распространения энергии которых, главным образом, *горизонтально;*
- *помехи*, которые подходят к сейсмоприемникам по направлению, близкому к *вертикальному*.

Когерентные помехи включают в себя *поверхностные волны, отраженные* и *отражено-преломленные волны* от приповерхностных структур. К ним относятся также *преломленные волны*, образовавшиеся в *высокоскоростных близ поверхностных слоях, помехи от движения транспорта* и т. п.

Некогерентными помехами будем называть помехи (шумы) в сейсмических записях, вид которых случайным образом меняется от точки к точке (от трассы к трассе) и не может быть предсказан в последующие моменты времени. Некогерентный шум, который является пространственно-случайным, но обладает свойствами повторяемости на записях, обусловлен рассеянием волн на неоднородностях в самых приповерхностных слоях разреза. Источники такого шума столь малы и расположены так близко к сейсмоприемникам, что выходные сигналы на каждом канале различны. Случайный неповторяемый шум обусловлен обычно ветром, движением корней деревьев и т. п.

Для борьбы с волнами - помехами в сейсморазведке широко применяются различные специальные методы регистрации и обработки сигналов, способствующие улучшению (увеличению) ***соотношения "сигнал/шум"***. Среди таких способов борьбы с помехами следует, прежде всего, назвать различные ***виды фильтрации*** сейсмических колебаний по частоте.

Однако существенно более эффективно ослаблять влияние различных волн-помех удается путем ***накопления сигналов*** на основе использования при проведении полевых работ специальных технологий наблюдений. Это возможно, например, путем проведения многократных повторных возбуждений колебаний при *неизменном* положении источника и приемников. Такой вид накапливания принято называть ***вертикальным накапливанием*** *(суммированием)*.

Однако гораздо чаще в сейсморазведке используется накапливание (суммирование) сигналов путем проведения многократных возбуждений при *различном* положении источников и приемников. Такой вид накапливания принято называть ***горизонтальным накапливанием***. Наиболее распространенную на практике такую технологию проведения полевых работ принято называть ***методом общей средней (глубинной) точки***. Теоретической основой такого метода ослабления влияния волн - помех является ***теория интерференционного приема*** колебаний.

6.4. Спектральные особенности волнового поля и форма сейсмического импульса

Первоначально ***спектр возбуждаемых*** сейсмических волн определяется *свойствами источника* колебаний и прилегающей к нему области среды. Вследствие *влияния поглощения* по мере распространения сейсмических волн их преобладающая ***частота*** постепенно ***убывает.*** При работах МОВ и глубине исследований до 3...5 км *преобладающие частоты* регистрируемых *продольных* волн обычно составляют 35...70 Гц. *При морских работах*, где отсутствует зона малых скоростей, *частоты* регистрируемых волн *обычно несколько выше* и лежат в диапазоне 40...100 Гц. *Наиболее высокие* преобладающие частоты (до 150...200 Гц) наблюдаются при сейсмических работах в районах, *верхняя часть* разреза которых представлена *мерзлыми или скальными породами.* При региональных работах с использованием больших удалений от пунктов возбуждения колебаний преобладающие частоты продольных волн могут составлять 8...20 Гц.

Поперечные волны, как правило, характеризуются частотами, в 1,5...2 раза ***меньшими***, чем продольные волны, прошедшие тот же путь. ***Особо низкими*** преобладающими частотами характеризуются *поверхностные волны типа Релея и Лява*. Они могут иметь преобладающие частоты в диапазоне 5...15 Гц. Представление о типичных спектральных особенностях различных сейсмических волн можно получить из данных, приводимых на рис.6.2.

При создании эффективных приемов борьбы с помехами в процессе обработки зарегистрированных сейсмограмм теория сейсмической разведки отводит важную роль знанию формы зарегистрированных сигналов – *форме сейсмических импульсов.* Для выбора эффективных приемов обработки, прежде всего, необходимо знать характерные признаки реальных сейсмических импульсов. По опыту работ установлено, что для них типичными являются следующие особенности:

- *продолжительность колебаний* в импульсе, как правило, не превышает длительности 2 - 4 преобладающих периодов регистрируемой волны;

-импульсы имеют *плавную огибающую* с более слабыми по амплитуде начальными и конечными фазами;

- сейсмические импульсы характеризуются *плавным нарастанием амплитуды* первой фазы колебаний.

Типичные формы реальных сейсмических импульсов показаны на рис.6.3.

Рассмотрение формы сейсмических импульсов весьма важно и с точки зрения решения вопроса об определении *момента прихода волны* в заданную точку среды. К сожалению, у реальных сейсмических импульсов *первый различимый максимум* (или минимум) всегда наблюдается с *некоторой задержкой* по отношению к *истинному моменту вступления* (прихода) волны в заданную точку среды. Именно поэтому *все времена*, определенные по четко выраженным экстремумам сейсмической записи (по линиям одинаковых фаз), *содержат систематические ошибки*. Для компенсации влияния этих ошибок при

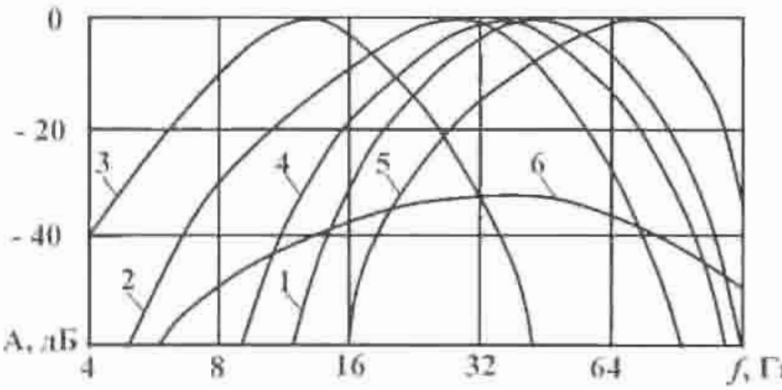


Рис. 6.2. Сравнительный вид относительных амплитудных спектров различных сейсмических волн, регистрируемых при работах *МОВ*.
Спектры волн:
1 – продольных; 2 – поперечных; 3 – поверхностных; 4 – кратных продольных; 5 – реверберационных помех на мелководье, 6 – микросейсм

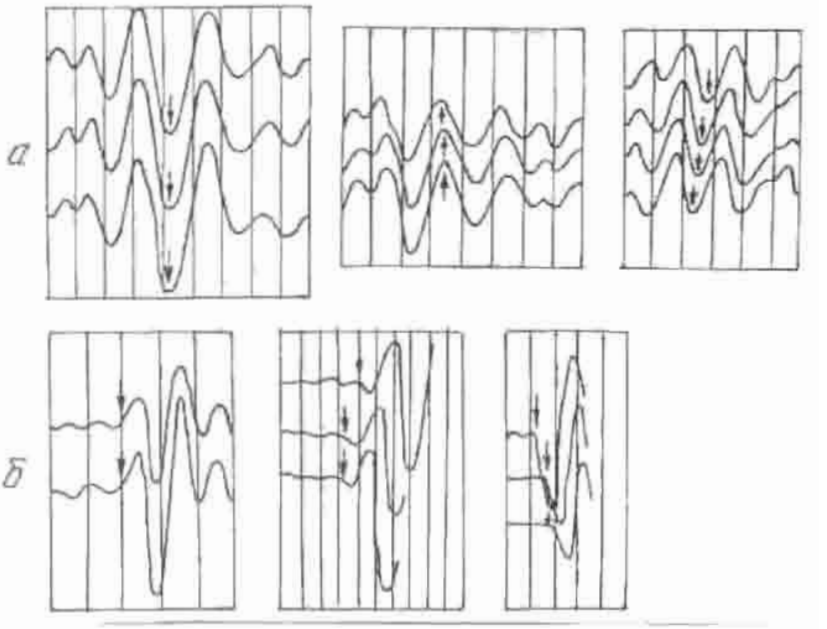


Рис. 6.3. Типичные формы реальных сейсмических импульсов:
а – отраженных волн; б – головных и/или рефрагированных волн

последующей обработке приходится вводить специальные поправки во времена прихода волны – ***поправки за фазу***. При этом следует учитывать, что, по мере увеличения времен прихода волн, увеличивается и доля поглощаемых в среде высокочастотных составляющих сейсмического сигнала. Поэтому видимый спектр регистрируемых колебаний с ростом времени регистрации сдвигается в сторону низких частот. Это приводит к тому, что увеличивается и задержка между истинным временем вступления волны и моментом ее регистрации. Поэтому в конечных результатах сейсморазведки возможно появление заметных ошибок.

Для математического описания формы реальных сейсмических импульсов в задачах моделирования в практике сейсмической разведки используется целый ряд упрощенных представлений о форме сейсмических сигналов, основанных, главным образом, *на внешнем сходстве* с реальными импульсами. Наиболее широко в отечественной практике для математического моделирования сейсмических сигналов на синтетических сейсмограммах используются формулы, предложенные ***Риккером, Берлаге*** и ***И. И. Пузыревым*** (Пузырев,1959). Графическое изображение этих импульсов показано на рис.6.4 (Бондарев и др.1998).

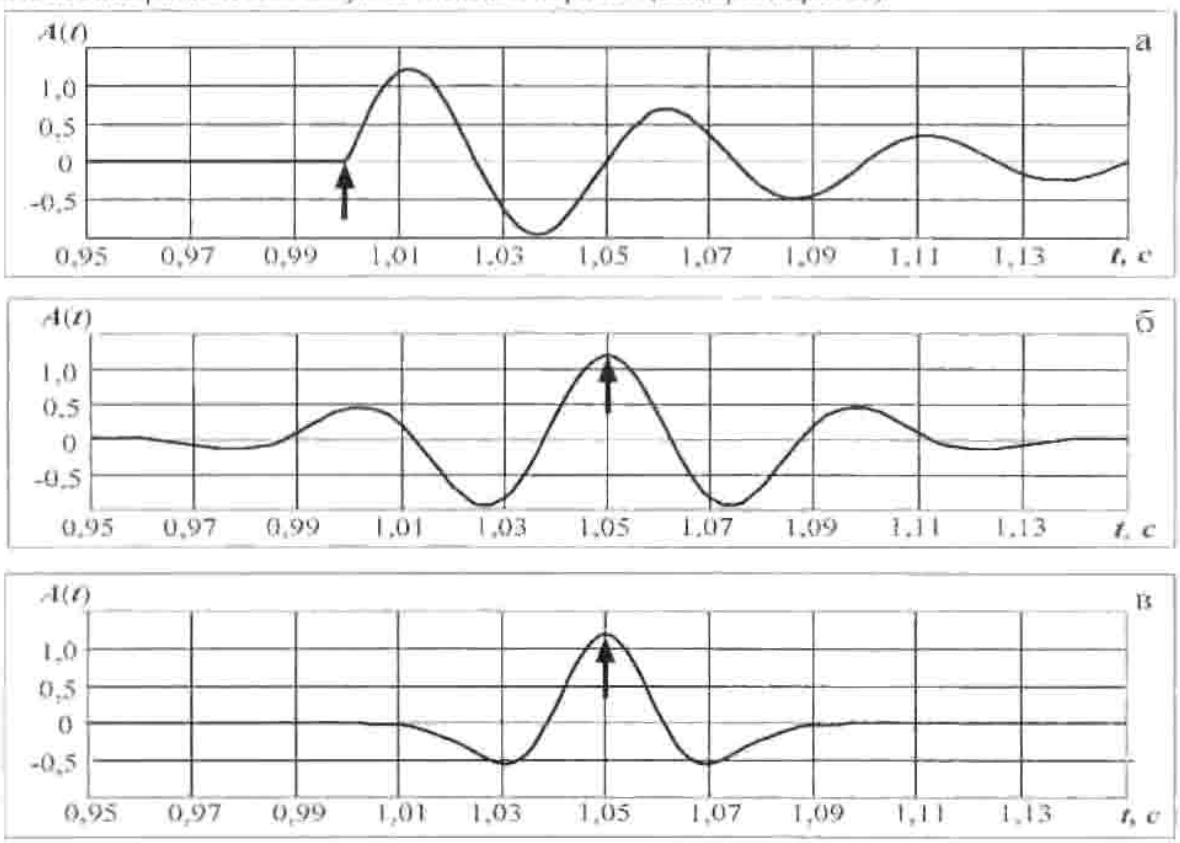


Рис. 6.4. Широко используемые при моделировании синтетических сейсмограмм теоретические импульсы: а – типа Берлаге; б – И.И. Пузырева; в – Риккера

Импульс ***Риккера*** задается формулой

$$S_1(t)=\left[1-2\pi^2 f^2 (t-t_{вст})^2\right]\cdot\exp\left(-\pi^2 f^2 (t-t_{вст})^2\right) \quad , \tag{6.10}$$

где f - видимая частота колебаний; $t_{вст}$ - время вступлений колебаний.

Импульс ***Берлаге*** описывается формулой

$$S_2(t)=\begin{cases}0 & ,t\le t_{вст}\\ a_0(t-t_{вст})\cdot\exp\left[-\beta\cdot(t-t_{вст})^2\right]\cdot\sin\left[2\pi\cdot f\,(t-t_{вст})\right] & ,t\ge t_{вст}\end{cases} \quad , \tag{6.11}$$

где a_0, b - константы, определяющие форму сигнала; f - видимая частота колебаний; $t_{вст}$ - время вступлений колебаний.

И. И. Пузырев подробно рассмотрел свойства сейсмического сигнала при его задании формулой

$$S_3(t)=a_0\cdot\exp\left[-\beta^2\cdot(t-t_{вст})^2\right]\cdot\sin\left[2\pi\cdot f(t-t_{вст})+\Phi\right] \quad , \tag{6.12}$$

где a_0, b, Φ - константы, определяющие форму сигнала; f - видимая частота колебаний; $t_{вст}$ - время вступлений колебаний.

Сравнение формы приведенных импульсов позволяет утверждать, что качественно они различаются тем, что у импульсов (6.10) и (6.12) преобладают по амплитуде центральные фазы колебаний, а у импульса (6.11) - первая фаза. Эта особенность формы импульсов объясняется различным видом их *фазовых частотных характеристик*.

У импульсов, *симметричных* относительно максимума амплитуды, фазовая характеристика *тождественно равна нулю*. Поэтому их принято называть *нуль - фазовыми импульсами*. Нуль - фазовые импульсы симметричны относительно основного экстремума, а *время* его *регистрации* соответствует *времени вступления волны*. У таких импульсов *половина их длительности предшествует времени вступления* волны (импульс ***Пузырева, Риккера***, рис.6.4а, в).

Сейсмические импульсы, у которых *основная энергия* сосредоточена *в первых фазах колебаний*, чаще всего близки к так называемым *минимально - фазовым импульсам*. У таких сигналов "геометрический центр тяжести" ***графика огибающей линии*** располагается ближе всего к моменту его вступления. С этих позиций их часто принято называть *"минимально - запаздывающими"* импульсами (импульс ***Берлаге***, рис.6.4 а).

Большинство *сейсмических источников* генерируют импульсы, которые по виду близки к *минимально - фазовым*. Однако в процессе распространения в среде их форма меняется. В результате этого можно констатировать, что *сейсмические сигналы головных волн* при не очень больших расстояниях от источников обладают свойствами, близкими к свойствам *минимально - фазовых сигналов*. Наоборот, *сейсмические сигналы отраженных волн* от границ, залегающих на средних и больших глубинах (более 1..2 км), как правило, *близки по форме к нуль-фазовым сигналам*.

Следует заметить, что в процессе обработки могут наблюдаться значительные изменения формы импульсов. Для правильного определения времени прихода сейсмических сигналов необходимо в процессе обработки контролировать степень деформации формы регистрируемых импульсов.

6.5. Поля времен и сейсмические годографы

Понятие ***поля времен*** впервые было введено ***Ю. В. Ризниченко*** (***СССР***) для решения задач интерпретации годографов отраженных и преломленных волн на основе принципа ***Гюйгенса***. При этом под полем времен он понимал функцию $t(x, y, z)$, описывающую распределение времен прихода той или иной волны в пространстве. В последующем ***И. Н. Пузыревым*** (Пузырев, 1979, 1997) было проведено обобщение и систематизация этих понятий применительно к современным системам наблюдений. Предложенная им классификация полей времен показана на рис.6.5.



Ризниченко
Юрий Владимирович
(1911-1981 гг.)



Пузырев
Николай Никитович
(1914 -2005 г.г.)

В современной трактовке поле времен - это функция, описывающая зависимость времени распространения сейсмической волны того или иного типа от координат источников и приемников. При этом предполагается, что характер распределения упругих свойств в среде известен. Эту функцию принято также называть ***уравнением поля времен***. Различают ***обобщенные*** и ***локальные*** *поля времен*.

Обобщенное поле времен в пространстве $П_3$ является функцией *шести переменных*

$$П_3 = t(x_0, y_0, z_0, x, y, z), \qquad (6.13)$$

где x_0, y_0, z_0 - координаты источника; x, y, z - координаты приемника.

В двумерной среде обобщенное поле времен $П_2$, естественно, уже является функцией *четырех* переменных

$$П_2 = t(x_0, z_0, x, z). \qquad (6.14)$$

Если источник сейсмических волн закрепить в *точке*, либо разрешить ему перемещаться по какой-либо *линии* или *поверхности*, то обобщенное поле времен $П_3$ переходит в ***локальное поле времен*** соответственно ***нулевого*** $П_{03}$, ***первого*** $П_{13}$ или ***второго*** $П_{23}$ порядков.

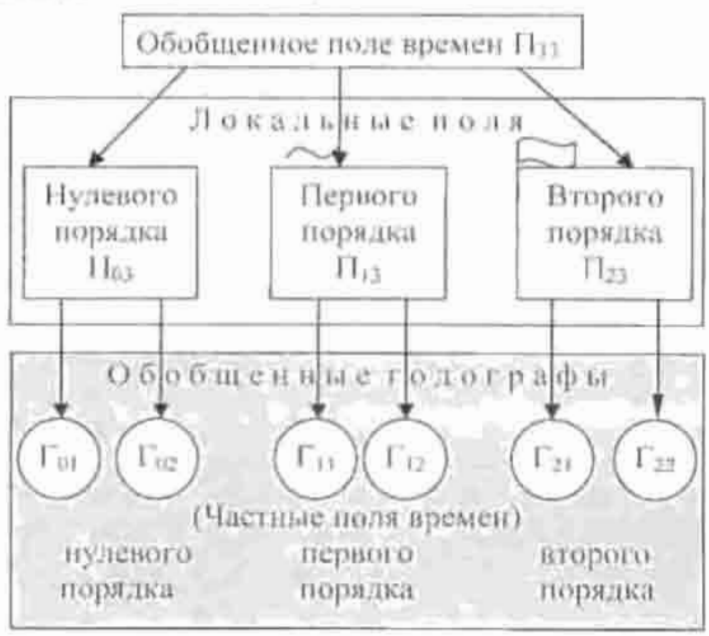


Рис.6.5. Классификация временных полей по Н.И. Пузыреву

Расположение сейсмоприемников на некоторой заданной линии или поверхности наблюдений позволяет получать временные функции, характеризующие *сечения локальных полей времен*. Эти функции принято называть *обобщенными годографами*.

Сечения локальных полей времен *нулевого* Γ_{0x}, *первого* Γ_{1x} и *второго* Γ_{2x} порядков при расположении сейсмоприемников на линии (Γ_{0x}, Γ_{1x}, Γ_{2x}) или плоскости (Γ_{0x}, Γ_{1x}, Γ_{2x}) принято называть соответственно *обобщенными годографами нулевого, первого или второго порядков*.

Поля времен называются *совмещенными*, если области точек расположения источников и приемников (линии, поверхности) совпадают полностью либо частично. Такие поля времен наиболее широко применяются на практике, поскольку чаще всего источники и приемники располагаются на поверхности (плоскости) наблюдения. В этом случае используются понятия обобщенных годографов нулевого порядка Γ_{0x}, Γ_{0x}, которые принято обычно называть соответственно *линейными и поверхностными годографами*.

Линейные годографы подразделяются на *продольные*, если источник находится на той же линии наблюдения, что и приемники, и *непродольные*, если источник сейсмических колебаний находится вне этой линии наблюдения (или ее прямолинейного продолжения). *Линейные продольные годографы* представляют собой зависимость времени прихода волны (или ее какой-либо фазы) от расстояния до источника. Линейные непродольные годографы выражаются либо в виде функции расстояния "*источник – приемник*", либо в виде некоторой функции от координат точек приема.

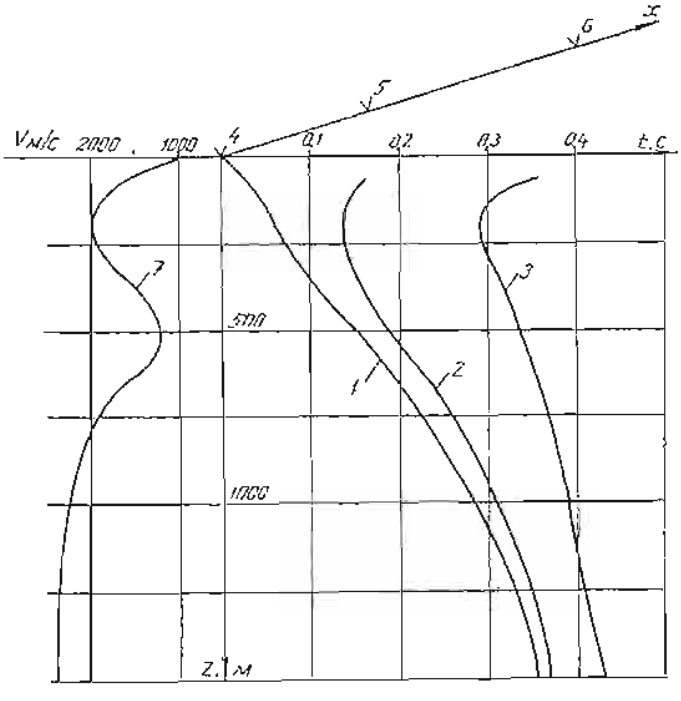


Рис. 6.6. Принципиальный вид продольных (1) и непродольных (2, 3) вертикальных сейсмических годографов. Положение пунктов взрыва: 4 - для продольного годографа; 5, 6 - непродольных годографов; 7 - закон изменения скорости с глубиной

Среди линейных годографов особую роль играют *вертикальные сейсмические годографы*. При сейсмических исследованиях с использованием скважин сейсмоприемники чаще всего располагают внутри среды, а источники - близ поверхности земли. Зависимость времен регистрации сейсмических волн от глубины в этом случае принято называть *вертикальным сейсмическим годографом*. *Продольные вертикальные годографы* получаются в случае, если источник находится вблизи устья скважины. Если же источник располагается на достаточно больших расстояниях от устья скважины (в сравнении с общей глубиной исследования), то получают *непродольные вертикальные годографы* (рис.6.6).

Поверхностные годографы представляют собой зависимость времени прихода волны или ее какой-либо фазы от координат точек поверхности наблюдений. Чаще всего поверхностные годографы изображают в виде *карт изохрон* - линий равных времен прихода конкретной волны на плоскость приема.

В методе отраженных волн линейные продольные годографы подразделяются на годографы:

- *общей точки возбуждения - ОТВ*,
- *общей точки приема - ОТП*,
- *общей средней точки - ОСТ*.

Во всех случаях для получения любых годографов предварительно получают или формируют соответствующие сейсмограммы. При этом обычно исходными сейсмограммами для формирования сейсмограмм любого типа являются сейсмограммы *общей точки возбуждения* - исходные материалы полевых наблюдений. Годографы ОТВ формируются (и получаются) по сейсмограммам исходных наблюдений при *фиксированном положении источника* и переменном положении приемника. Именно эти сейсмограммы в сейсморазведке всегда являются основой для формирования сейсмограмм и годографов любых других видов. Годографы ОТП строятся по сейсмограммам, сформированным из трасс сейсмограмм ОТВ, принадлежащих *фиксированному пикету приема* и разным пунктам возбуждения.

Годографы ОСТ представляют собой зависимости времен прихода отраженных волн от величины базы наблюдения (удаления "источник - приемник") при симметричном ее расположении относительно центра базы - *общей средней точки*. Если в этом случае вместо координат источника $x_и$ и приемника x ввести новые переменные $l = x - x_и$ и $X = (x + x_и) / 2$, где l - длина базы приема, а X - координата центра базы, то годограф ОСТ будет представлять собой сечения волнового поля по линии $X = const$ плоскостью, параллельной оси времен.

Если в уравнении поля времен первого порядка $t = t(X, l)$ для волны любого типа положить l = const, то получим уравнения линии $t(X)$, которую также принято называть линейным годографом. Среди таких зависимостей особую роль играют зависимости, полученные для совмещенных положений источников и приемников (l=0). Совокупность таких линий $t(X)$ (при l=0) принято называть ***временным разрезом***. Временной разрез в благоприятных условиях дает весьма наглядное представление (Seismic atlas..., 1991) о геологическом строении изученного профиля (рис.6.7).

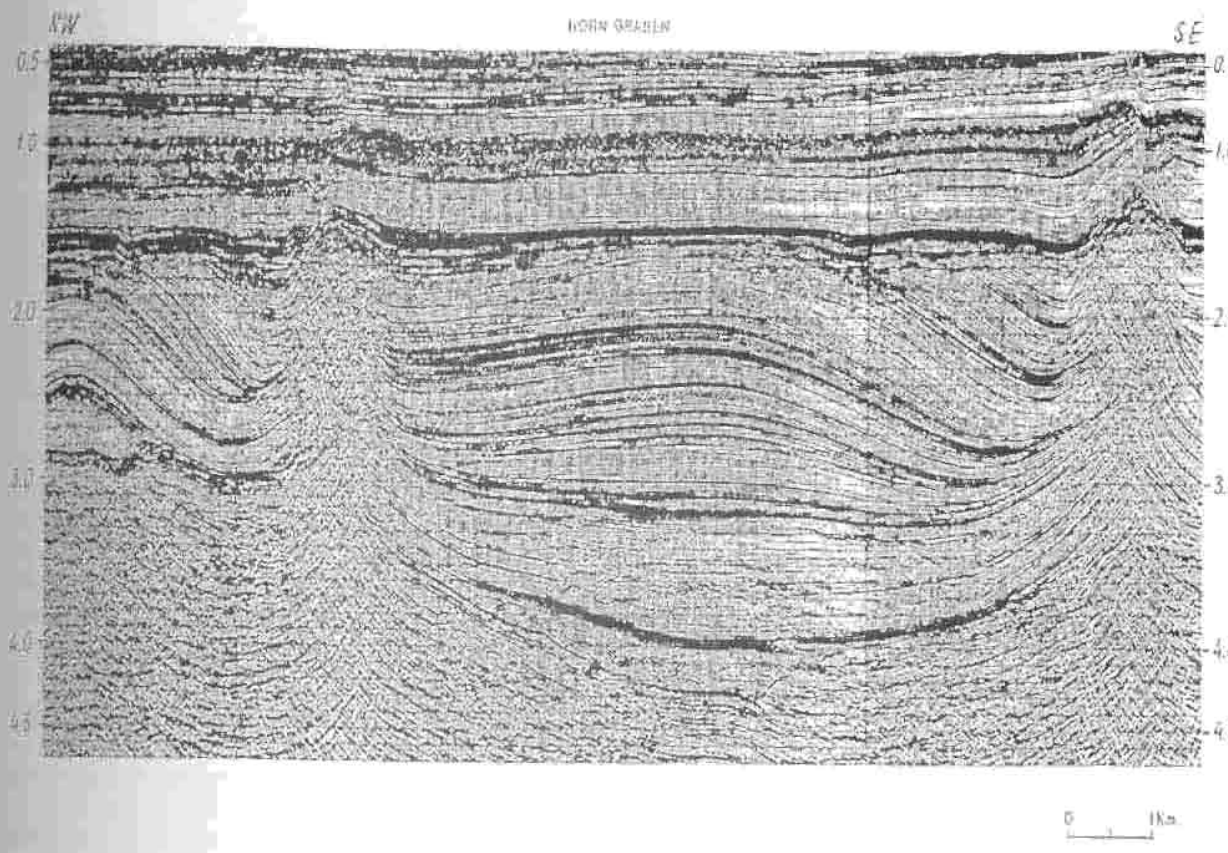


Рис. 6.7. Отображение межслевого прогиба на временном разрезе по одному из сейсмических профилей в Северном море

Понятие годографа сейсмической волны является в сейсморазведки ключевым и важнейшим понятием. В знак уважения к этому основному понятию сейсморазведки самодеятельные поэты нередко посвящали ему стихи. Известный в России сейсморазведчик и поэт ***Мушин И. А.*** (Полшков, 2004) образно определил, что годограф - это силуэт волны!

Грохочет взрыв и сферою упругой
Волна охватывает сонные слои,
А встретившись с границей, мощным пугом
Стремится вспять, к поверхности земли.
Ее уж ждет сейсмоприемник чуткий.
Запишет впечатления ее
О дальних горизонтах, встречах жутких,
А кое-что добавит и свое.
И слухи поползут по сейсмокосам,
А после усиленья 1000 крат
Редакторская служба на колесах
Их перепишет в принятый формат.
И вот она, простая сейсмолента
Лежит передо мною на столе.
В ней пыль веков, дыхание вселенной,
Как эхо, вновь пришедшее ко мне.
Грохочет взрыв и сферою упругой
Волна охватывает сонные слои,
Годограф - это силуэт волны!

Временные сейсмические разрезы являются основными результирующими материалами, которые получают по результатам обработки данных полевых исследований. Используя временные сейсмические разрезы, геофизик-интерпретатор осуществляет выделение и прослеживание по профилю исследований наиболее четко видимых сейсмических отражений. Сопоставляя эти результаты с уже известными сведениями о геологическом строении этой территории по всем ранее выполненным геологоразведочным работам, можно достаточно уверенно отождествить выделенные сейсмические границы с теми или иными геологическими горизонтами. Особенно большую помощь в этом оказывает совместный анализ результатов наземных работ и сейсмических исследований, выполненных в глубоких скважинах, находящихся на сейсмическом профиле или вблизи его. Временные сейсмические разрезы служат основой для последующего получения *глубинных сейсмических разрезов*.

6.6. Способы получения уравнений полей времен, расчета сейсмических лучей, годографов и теоретических сейсмограмм

В неоднородной изотропной среде время прихода волны от источника может быть найдено как результат решения уже известного нам (см. ф.2.12) нелинейного дифференциального уравнения эйконала

$$\left(\frac{\partial t}{\partial x}\right)^2+\left(\frac{\partial t}{\partial y}\right)^2+\left(\frac{\partial t}{\partial z}\right)^2=\frac{1}{V^2(x,y,z)} \quad . \tag{6.15}$$

Это уравнение эквивалентно соответствующему волновому уравнению (2.4) в высокочастотном приближении и является прямым следствием принципа ***Гюйгенса***. К сожалению, прямое аналитическое решение этого уравнения возможно лишь в ряде простейших случаев. С целью иллюстрации сказанного рассмотрим простейший случай. В однородной безграничной среде в точке с координатами $x0$, $y0$, $z0$ находится источник сейсмических волн. В момент времени $t=0$ включается источник колебаний. Требуется определить поле времен для этого источника, то есть функцию $t(x, y, z)$, описывающую время прихода сейсмической волны в любую заданную точку пространства. Если ввести в рассмотрение расстояние R между произвольной точкой пространства и источником

$$R=\sqrt{(x-x_0)^2+(y-y_0)^2+(z-z_0)^2} \quad , \tag{6.16}$$

то частные производные времени по одной из координат, например x, могут быть представлены следующим образом

$$\frac{\partial t}{\partial x}=\frac{\partial t}{\partial R}\cdot\frac{\partial R}{\partial x}=\frac{\partial t}{\partial R}\cdot\frac{x-x_0}{R} \quad . \tag{6.17}$$

После подстановки найденных таким образом частных производных по x, y и z в уравнение эйконала, можно получить следующее простое дифференциальное уравнение:

$$\frac{\partial t}{\partial R}=\frac{1}{V} \quad . \tag{6.18}$$

Общее решение этого уравнения имеет вид

$$t(x, y, z)=R/V+C \quad , \tag{6.19}$$

где C - постоянная интегрирования.

С учетом ранее сформулированного начального условия (при $t=0$ включается источник) функция поля времен для этой задачи будет иметь вид

$$t(x, y, z, x_0, y_0, z_0)=\frac{1}{V}\sqrt{(x-x_0)^2+(y-y_0)^2+(z-z_0)^2} \quad . \tag{6.20}$$

Полученный результат вполне предсказуем - поле времен представляет собой семейство сфер.

Для определения поля времен и формы траекторий лучей в *сложно построенных средах* обычно уравнение (6.15) предварительно преобразуют в систему более простых дифференциальных уравнений. Для этого существует несколько различных подходов, которые *отличаются друг от друга* только тем, что в качестве независимого параметра системы уравнений выбираются различные величины. В качестве независимых величин в таких задачах могут использоваться *параметр луча*, *путь* или *время*, проходимые волной по лучу и т. п. Если в основу системы дифференциальных уравнений положить *параметр луча* p, то уравнение (6.15) становится эквивалентным следующей системе дифференциальных уравнений

$$\frac{dx}{dz}=\frac{pV}{\sqrt{1-p^2V^2}} \quad ; \qquad \frac{dp}{dz}=-\frac{dV/dz}{V^2\sqrt{1-p^2V^2}} \quad ; \qquad \frac{dt}{dz}=\frac{1}{V\sqrt{1-p^2V^2}} \quad . \tag{6.21}$$

где p - параметр луча, равный $\left.\frac{dt}{dx}\right|_{x=0} = \frac{\sin\alpha_0}{V_0}$, α_0 - угол входа луча в полупространство, V_0-скорость упругих волн в области входа луча в среду.

Для решения данной системы, как правило, используются методы численного интегрирования, основанные на применении конечно-разностной схемы ***Рунге-Кутта***. При этом обязательно задание совокупности начальных условий. Наибольшее упрощение технологии решения этой задачи достигается в алгоритме, предложенном ***Обориной Т. И (СССР)***. В нем в качестве независимой переменной предложено использовать время пробега по лучу. Такая форма дифференциальных уравнений лучей облегчает нахождение изохрон поля времен и годографов сейсмических волн.

Во всех случаях одновременно с расчетом изохрон поля времен всегда рассчитываются и годографы полезных сейсмических волн - времена их прихода к точкам среды, находящимся на заданных линиях (профилях). Так, например, если в рассмотренном ранее случае профиль наблюдений представить в виде прямой линии, выходящей из источника сейсмических волн, то уравнение годографа прямой волны примет вид

$$t(R)=R/V_1, \qquad (6.22)$$

где R - расстояние по профилю от источника до точки наблюдения.

Возможность получения уравнений поля времен и годографов в явном виде решающим образом зависит от сложности строения среды по скорости распространения упругих волн, типа рассматриваемых волн, наличия сейсмических границ и вида начальных условий. Простые аналитические зависимости могут быть получены только в ряде некоторых простейших случаев, которые будут предметом рассмотрения в последующих разделах курса.

Полевые сейсмические записи служат основой для оценки качественных и количественных параметров изучаемой геологической среды. При этом такая оценка становится возможной лишь при условии *уподобления* *геологической среды* той или иной ***сейсмогеологической модели***. Дополнительно к этому непременно требуется делать ряд допущений о *структуре регистрируемого волнового поля*. *Совокупность* таких допущений принято называть ожидаемой ***математической моделью сейсмограммы***. Математическая модель сейсмограммы может быть использована в качестве некоторого эталона при обработке и интерпретации данных сейсморазведки, если она обладает следующими тремя свойствами:

- модель адекватна реальному полевому материалу, т. е. правильно отображает *наиболее существенные его особенности*; разнообразие и сложность наблюдаемых волновых полей требуют применения моделей с различным числом искомых параметров;

- она является *достаточно простой*, т. е. не содержит неоправданно большого количества параметров, подлежащих оценке;

- модель допускает применение различных и практически реализуемых *методов обработки* и анализа экспериментальных данных.

Решение прямых задач сейсмической разведки – нахождение кинематической и динамической структуры ожидаемого волнового поля для выбранной модели среды – может осуществляться двумя способами.

Первый способ предполагает получение интересующего нас результата путем строгого решения прямой динамической задачи сейсмической разведки. Метод решения заключается в нахождении аналитического или численного решения известного нам волнового уравнения при выбранных граничных и начальных условиях. На этом пути, несмотря на его строгость и обоснованность, имеется масса сложностей и трудностей. По этой причине во многих случаях на практике пока предпочитают идти другим путем.

Второй путь предполагает *раздельное определение кинематических и динамических* свойств ожидаемого волнового поля. Для определения кинематических свойств поля выполняются расчеты годографов всех интересующих нас сейсмических волн для выбранной модели среды на основе формул геометрической сейсмики. Динамические характеристики ожидаемого волнового поля приближенно задаются с использованием уже известных нам сейсмических импульсов выбранной формы. В некоторых случаях динамику волнового поля корректируют путем приближенного учета факторов поглощения и расхождения. Нередко этот подход позволяет получить прогнозные результаты достаточно высокой достоверности. Поэтому последующее изложение методов решения прямых и обратных задач относится именно к этому подходу.

Приводимые ниже математические модели сейсмической трассы и многоканальной сейсмограммы могут применяться при *упрощенном кинематическом подходе к решению прямых задач сейсморазведки*. Основное назначение такого подхода состоит в том, чтобы по заданному в разрезе распределению коэффициентов отражения с учетом скоростных свойств слоев уметь *рассчитывать ожидаемый вид сейсмической трассы или сейсмограммы* в целом. В последнем случае дополните...но *необходимо уметь рассчитывать годографы* соответствующих типов волн. Получаемые таким путем *трассы и сейсмограммы* носят название *синтетических*. Несмотря на то, что этот подход к расчету теоретических сейсмограмм является весьма упрощенным, тем не менее, получаемые таким путем результаты весьма полезны на стадии прогнозирования ожидаемой волновой картины и выполнения оценки влияния тех или иных параметров разреза на итоговое волновое поле. Типичный вид синтетической сейсмограммы метода отраженных волн представлен на рис. 6.8.

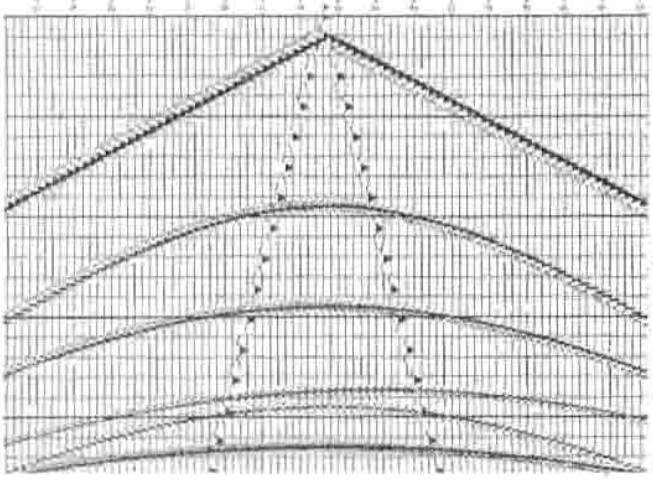


Рис. 6.8. Синтетическая сейсмограмма ОТВ в методе отраженных волн

Модель одиночной сейсмической трассы $Y(t)$ представляется как совокупность *полезных сигналов* $s(t)$ *и помех* $n(t)$

$$Y(t)=s(t)+n(t). \qquad (6.23)$$

Для метода отраженных волн компонента $s(t)$ есть сумма импульсов однократно отраженных волн:

$$s(t)=\sum_{i=1}^{n} A_i S_i(t-\Delta t_i), \qquad (6.24)$$

где Ai - амплитуда, S_i - форма i-го отражения; Δt_i - время вступления i-го отражения.

Компоненты $n(t)$ объединяет импульсы всех остальных (кроме однократно отраженных волн) классов волн:

$$n(t)=n_{кр}(t)+n_{пов}(t)+n_{с}(t), \qquad (6.25)$$

где $n_{кр}(t)$ - импульсы многократно отраженных волн-помех; $n_{пов}(t)$ - импульсы поверхностных волн-помех; $n_{с}(t)$ - импульсы микросейсм и других случайных волн-помех.

Полезный сигнал однократно отраженных волн при неизменной форме сигнала несет в себе информацию о временной последовательности коэффициентов отражения $\kappa(t)$, которую принято *называть импульсной сейсмограммой*

$$s(t)=S(t)\otimes\kappa(t). \qquad (6.26)$$

где знак $\otimes$ означает *операцию свертки* сигналов.

Все сказанное позволяет утверждать, что модель одиночной сейсмической трассы однократно отраженной волны имеет вид

$$Y(t)=S(t)\otimes\kappa(t)+n_{кр}(t)+n_{пов}(t)+n_{с}(t). \qquad (6.27)$$

Из этой записи видно, что обратная задача сейсморазведки - задача обработки и интерпретации такого сигнала состоит в том, чтобы максимально полно *избавиться от случайных компонент* зарегистрированного волнового поля и наиболее *правдоподобно определить* вид функции $\kappa(t)$ - функции, описывающей *временную последовательность коэффициентов отражений*.

Модель многоканальной сейсмограммы близка по структуре к модели, состоящей из совокупности одноканальных трасс, но в которых учтена дополнительная зависимость вида каждой трассы *от координаты профиля* x и *удаления приемника от источника* l

$$Y_x(t,l)=s_x(t,l)+n_x(t,l). \qquad (6.28)$$

При предположениях, аналогичных сделанным ранее, модель многоканальной сейсмограммы можно представить в виде

$$Y_x(t,l)=S_x(t)\otimes\kappa(t-\tau_l)+n_{кр.x}(t-\Delta t_{кр.l})+n_{пов.x}(t-\Delta t_{пов.l})+n_{с.x}(t-\Delta t_{с.l}), \qquad (6.29)$$

где τ_l - нормальный кинематический сдвиг для однократно отраженной волны; $\Delta t_{кр.l}, \Delta t_{пов.l}, \Delta t_{с.l}$ -остаточные кинематические сдвиги для многократных, поверхностных волн и случайных волн-помех.

Конечная генеральная задача обработки и интерпретации *многоканальной сейсмограммы* всегда сводится к проблеме *ослабления влияния волн-помех* и к получению по максимально правдоподобной оценки функции $\kappa_x(t)$ функции, описывающей временную *последовательность коэффициентов отражения* для каждой точки профиля наблюдений.

Вопросы для самопроверки

1. Что понимается под термином "*сейсмические границы*", по каким признакам они классифицируются?
2. Охарактеризуйте понятие средней скорости в слоистой и градиентной среде.
3. Дайте определение предельной эффективной скорости для слоистой среды.
4. Что называют обобщенным и локальным полем времен?
5. Дайте определение понятия обобщенного годографа нулевого порядка.
6. Назовите основные типы линейных продольных годографов.
7. Поясните содержание понятия "*временной разрез*".
8. Напишите уравнение эйконала и назовите основные методы его решения.
9. Поясните структуру первичного волнового поля источников различного типа.
10. Охарактеризуйте структуру волнового поля вторичных волн.
11. Дайте характеристики амплитудных спектров волн различного типа при работах МОВ.
12. Назовите главные характерные особенности реальных сейсмических импульсов.
13. Какие аналитические формулы используются для аппроксимации реальных сейсмических сигналов?
14. Что представляют собой синтетические трассы и сейсмограммы?
15. Какова главнейшая цель обработки и интерпретации сейсмических записей?

★ ★ ★ ★ ★ ★ ★

РАЗДЕЛ 1.3. ГОДОГРАФЫ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

7. КИНЕМАТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ДВУХСЛОЙНЫХ СРЕДАХ

7.1. Вывод уравнения годографа однократной монотипной отраженной волны для двухслойной модели среды

Для первоначального понимания *главных кинематических особенностей* упругих волн в реальных средах основополагающую роль играет знание *вида и формы годографов сейсмических волн*, возникающих в среде при наличии одной сейсмической границы. Такие среды для краткости принято называть *двухслойными средами*. Знание формы и свойств годографов в таких средах могут быть весьма полезны при рассмотрении особенностей распространения сейсмических волн и в более сложно построенных средах.

Рассмотрим *двухмерную модель двухслойной среды*, состоящей из *однородного пласта*, залегающего на *безграничном полупространстве*. Предположим, что верхняя граница пласта L_0 (поверхность земли) всюду *плоская и горизонтальная*, нижняя граница L_1 – *плоская*, но составляет угол j с границей L_0. Расстояния до сейсмической границы будем измерять по нормали к ней из начала координат и обозначать h_0. Допустим также, что известны скорости распространения *продольных* и *поперечных волн*, а также *плотности* в слое и в полупространстве. Они различаются между собой таким образом, что на границе L_1 обязательно происходит процесс образования *монотипных* ***отраженных*** волн. В начало координат поместим источник сейсмических волн. Ось OX совместим с линией профиля наблюдений и направим ее *параллельно проекции линии падения границы* L_1 на поверхность земли. Поставим себе задачу получить уравнение ***сейсмического годографа - аналитическую зависимость времени прихода*** отраженной сейсмической волны к любой точке линии профиля наблюдений.

Для решения поставленной задачи построим зеркальное отображение реального пункта возбуждения O в границе L_1 путем продолжения линии OB на расстояние h_0 (рис.7.1.). В результате такого построения получим точку $O^*(x^*, z^*)$ - положение *мнимого пункта возбуждения*. При этом треугольник OAO^* обязательно получается

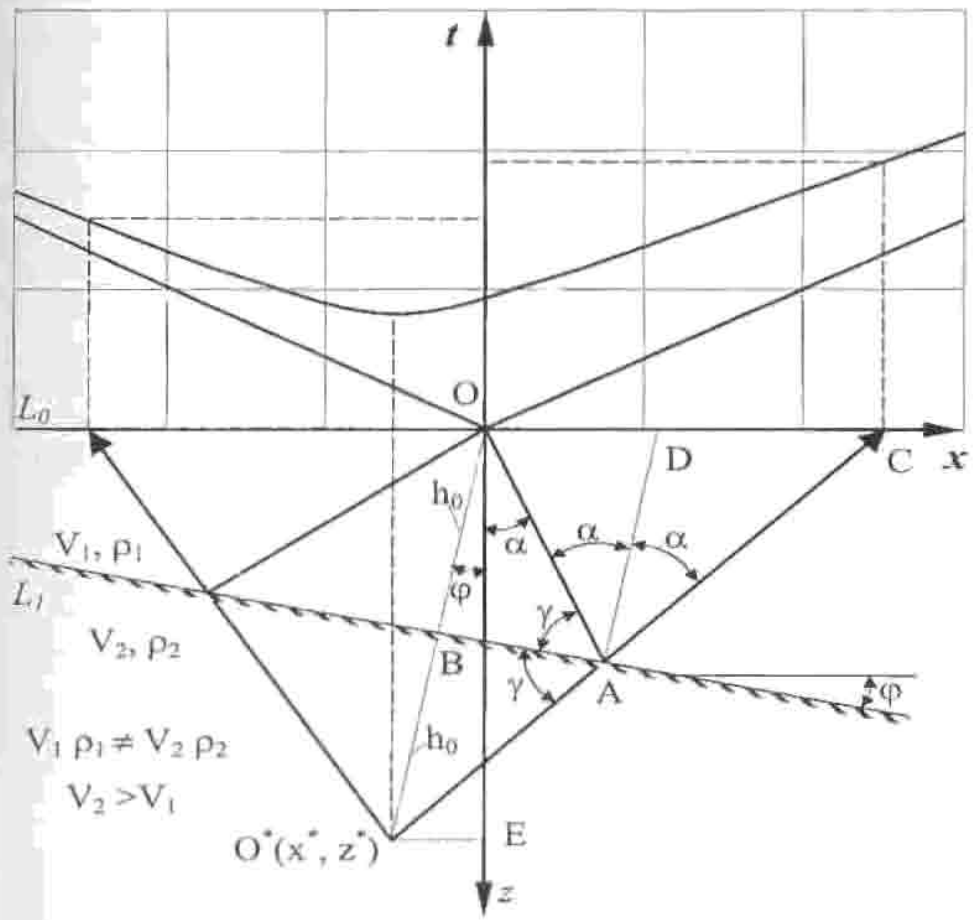


Рис. 7.1. Лучевая схема, поясняющая вывод уравнения годографа монотипной отраженной волны для двухслойной модели среды

равнобедренным. Это означает, что длина реального пути пробега волны OA формально численно равна возможному пути O^*A. Координаты мнимого источника O^* легко рассчитываются из прямоугольного треугольника OO^*E по очевидным формулам

$$x = -2h_0 \sin\varphi \; ; \qquad z^* = -2h_0 \cos\varphi \; . \tag{7.1}$$

Нетрудно доказать, что линия O^*AC - прямая линия. Действительно, угол падения $\angle OAD$ равен углу отражения $\angle DAC$. Из треугольника OBA следует

$$\gamma = \frac{\pi}{2} - (\alpha + \varphi) \; . \tag{7.2}$$

С учетом этого, очевидно, что угол $2 \cdot \alpha + 2 \cdot \gamma$ равен 180°. Это и означает, что линия O^*AC - прямая линия. Отсюда следует, что время пробега волны по реальному пути t_{OAC} должно быть полностью эквивалентно времени пробега волны из мнимого источника O^* до приемника C при условии, что скорость пробега волны по траектории O^*A будет всюду равна скорости пробега волны в первом слое

$$t_{OAC} = t_{O^*AC} \; . \tag{7.3}$$

Расстояние от точки $O^*(x^*,z^*)$ до $C(x,0)$ равно, как расстояние между двумя точками с известными координатами

$$R = \sqrt{(x - x^*)^2 + (0 - z^*)^2} \; . \tag{7.4}$$

Отсюда время пробега отраженной волны от источника O до точки приема $C(x,0)$ будет равно

$$t(x) = \frac{R}{V_1} = \frac{1}{V_1}\sqrt{(x + 2h_0 \sin\varphi)^2 + (2h_0 \cos\varphi)^2} \; . \tag{7.5}$$

После некоторых упрощений формула (7.5) примет вид

$$t(x) = \frac{1}{V_1}\sqrt{x^2 + 4h_0 x \sin\varphi + 4h_0^2} \; . \tag{7.6}$$

Полученное *уравнение есть уравнение годографа* отраженной *монотипной* волны, играющее важнейшую роль в сейсморазведке МОВ. Его принято, как уже говорилось, называть годографом ***общей точки возбуждения*** (***ОТВ***). Оно представляет собой в координатах x, t уравнение гиперболы с осью симметрии в виде прямой линии $x = -2h_0 \sin\varphi$. Уравнениями асимптот этой гиперболы будут две прямые линии

$$t_{as}(x) = \pm x/V_1 \; . \tag{7.7}$$

Точка минимума годографа (она соответствует минимальному времени пробега волны до границы и обратно) имеет координаты

$$x_{min} = -2h_0 \sin\varphi \; ; \quad t_{min} = 2h_0 \cos\varphi / V_1 \; . \tag{7.8}$$

Важную роль в теории сейсморазведки МОВ играет время пробега волны от источника по нормали до границы и обратно, которое принято называть t_0

$$t(x)_{x=0} = t_0 = 2h_0 / V_1 \; . \tag{7.9}$$

Для *плоской горизонтальной* границы уравнение годографа (7.6) упрощается и приобретает вид

$$t(x) = \frac{1}{V_1}\sqrt{x^2 + 4h_0^2} = \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{V_1^2}} \; . \tag{7.10}$$

Годограф отраженной волны в этом случае имеет вид гиперболы, симметричной относительно начала координат.

Помимо отраженной волны, на сейсмических записях будут также регистрироваться прямые волны, исходящие из пункта возбуждения и распространяющиеся вдоль профиля наблюдений вблизи поверхности наблюдений. Уравнения годографа прямой волны легко можно получить на основе интегрирования уравнения эйконала при нулевых начальных условиях $t\big|_{x=0,\, y=0,\, z=0} = 0$

$$t(x) = \pm x/V_1 \; . \tag{7.11}$$

Это уравнение по виду совпадает с уравнением (7.7) для асимптот годографа отраженной волны.

Приведенное уравнение годографа ОТВ совершенно аналогично по виду годографу ОГТ (общей точки приема) в силу действия уже упоминавшегося так называемого ***принципа взаимности***, гласящего, что время пробега волны будет одним и тем же, если мы поменяем местами источники и приемники.

Если рассматриваемый сейсмический профиль наблюдений ориентирован не по линии падения отражающей границы, то входящий в уравнение годографа угол наклона j приобретает смысл *кажущегося угла наклона* (падения) границы. В этом случае легко установить, что *кажущийся угол* наклона границы связан с *истинным углом* падения границы φ_0 следующим равенством

$$\sin\varphi = \sin\varphi_0 \cos\beta \; , \tag{7.12}$$

где β - угол между линией профиля наблюдений и проекцией линии падения границы на плоскость наблюдений. Из этой формулы видно, что угол падения границы, находимый по данным сейсмической разведки, может меняться от нуля (профиль ориентирован по простиранию границы) до значений, равных истинному углу падения границы (профиль ориентирован по линии падения границы).

В случае, когда отражающая граница является неплоской, форма годографа отраженной волны существенно усложняется. *Наименьшие осложнения формы годографа* отраженной волны наблюдаются для *выпуклых* (в сторону поверхности наблюдений) сейсмических границ. В этом случае осложнения, в основном, сводятся к нарушению гиперболичности годографа. *Существенно большие* осложнения наступают для случая *вогнутых сейсмических границ*. Характер этих осложнений в данном случае решающим образом зависит от *соотношения средней глубины* залегания границы и *радиуса ее кривизны*. Когда радиус кривизны сопзмерим со средней глубиной залегания границы или меньше ее, то возникают сильные *осложнения* на годографе в виде появления на нем *петель, разрывов* и т. п. явлений. Во избежание крупных ошибок при анализе и последующем использовании таких годографов необходим специальный анализ волнового поля.

7.2. Годографы кратных отраженных волн

Особо важную роль в сейсморазведке ***МОВ*** играют так называемые ***кратные отраженные волны*** - отраженные волны, претерпевшие *несколько* (*более одного*) *актов отражений* от границ раздела. Для понимания главных кинематических особенностей годографов общей точки возбуждения (ОТВ) кратных волн рассмотрим сначала простейший случай *одной горизонтально* расположенной отражающей границы (рис.7.2.). Ранее сделанные на рис.7.1. обозначения относительно направления профиля и распределения упругих свойств среды сохраняют свою силу.

В данной модели среды, наряду с уже привычной для нас *однократно* отраженной волной, будут существовать и *кратные отраженные* волны. Лучевая схема образования однократной отраженной волны соответствует траектории OAC_1. Лучевые траектории $OAC_1A_1C_2$ соответствуют *отраженной волне второй кратности*. Лучевая схема $OAC_1A_1C_2C_3$ соответствует *отраженной волне* третьей кратности и т. д. На рис.7.2. пунктиром показано, что траектория отраженной волны второй кратности по форме эквивалентна траектории однократно отраженной волны от границы, которая залегает на двойной глубине. Аналогичным образом из этой же схемы видно, что траектория лучей отраженной волны третьей кратности эквивалентна траектории однократно отраженной волны от границы, залегающей на утроенной глубине. Сказанное позволяет легко понять, что уравнение годографа *m - кратной отраженной волны* ($m>1$) должно иметь вид

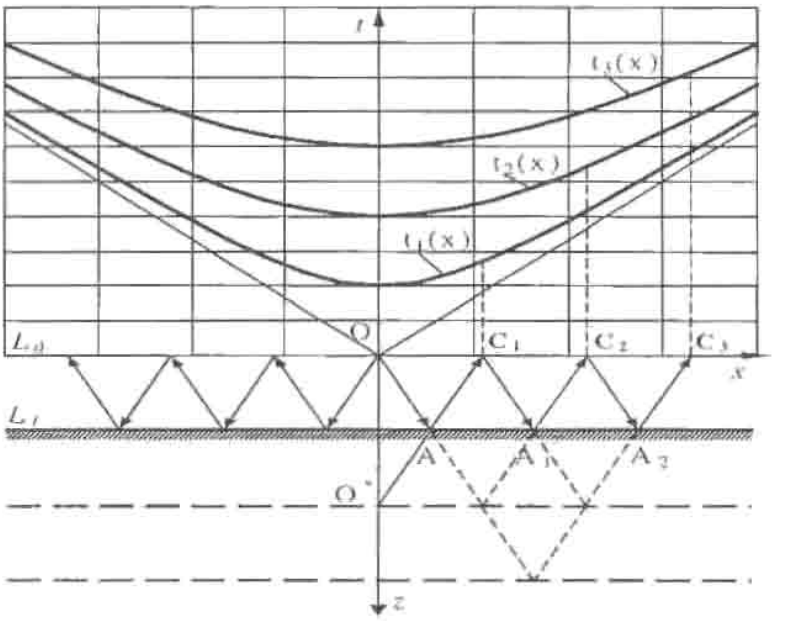


Рис. 7.2. Лучи и годографы отраженных волн для плоской горизонтальной границы раздела.

Годографы: $t_1(x)$ – первой кратности, $t_2(x)$ – второй кратности, $t_3(x)$ – третьей кратности. Пунктиром показаны гипотетические лучевые траектории двух и трехкратных отраженных волн

$$t^{(m)}(x) = \frac{1}{V}\cdot\sqrt{x^2+(2\cdot h\cdot m)^2} = \sqrt{\frac{x^2}{V^2}+t_0^{(m)2}} \quad , \tag{7.13}$$

где $t_0^{(m)} = m\cdot 2\cdot h/V$ время пробега кратной волны по нормали к границе.

Теперь рассмотрим вывод уравнения годографа кратных отраженных волн (Пузырев, 1959) для случая одной *плоской наклонной* отражающей границы L_1, залегающей под пунктом возбуждения на глубине h. Угол наклона этой границы к горизонту обозначим как φ. Пусть эта отражающая граница пересекает профиль наблюдений в точке P. Отобразим профиль наблюдений зеркально в границе L_1. Получившуюся при зеркальном отображении границу обозначим через L_2^*. Очевидно, что эта граница будет залегать под пунктом возбуждения на глубине h^* и углом наклона 2φ. Обе эти границы всегда пересекаются в их общей точке P на линии наблюдения. На рис.7.3., кроме сказанного, пунктиром показана еще траектория одного из лучей двукратно отраженной волны.

Из показанных геометрических построений становится понятным, что по своим кинематическим свойствам годограф двукратно отраженной волны от реальной границы раздела L_1 должен быть эквивалентен годографу однократно отраженной волны от фиктивной границы раздела L_2^*. Эта фиктивная отражающая граница должна залегать на *большей* глубине h^* и иметь угол наклона к горизонту, равный 2φ. Траектория кратного отражения OABCM по длине будет эквивалентна пути OAB*CM до фиктивной отражающей границе. В связи с этим отраженную

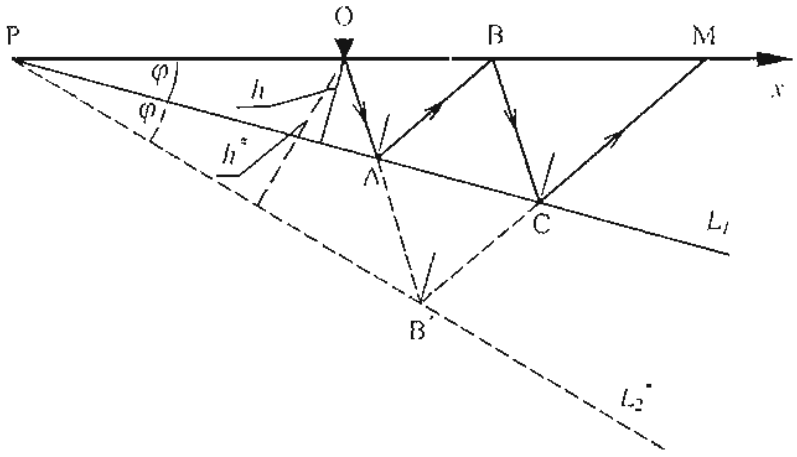


Рис. 7.3. Лучевая схема, поясняющая вывод уравнения годографа двукратно отраженной волны от наклонной отражающей границы, залегающей под углом φ к горизонту

волну с такой траекторией можно рассматривать как однократно отраженную волну от фиктивной границы L_2^*.

Для того чтобы написать уравнение годографа отраженной волны с такой траекторией лучей, необходимо найти глубину по нормали h^* до фиктивной границы. Очевидно, что имеет место равенство

$$h^* = h \cdot \frac{\sin 2\varphi}{\sin \varphi} . \qquad (7.14)$$

Из него следует, что

$$\frac{h}{\sin \varphi} = \frac{h^*}{\sin 2\varphi} . \qquad (7.15)$$

Используя полученную глубину h, уравнение годографа однократной отраженной волны от фиктивной границы L_2^* можно записать в виде

$$t^{(m)}(x) = \frac{1}{V} \cdot \sqrt{x^2 - 4 \cdot x \cdot h \cdot \frac{\sin^2 m\varphi}{\sin \varphi} + 4 \cdot h^2 \cdot \left(\frac{\sin m\varphi}{\sin \varphi} \right)^2} . \qquad (7.16)$$

Это и есть искомое уравнение годографа отраженной волны второй кратности.

Для отраженной волны любой кратности m уравнение годографа, по аналогии, можно записать в виде

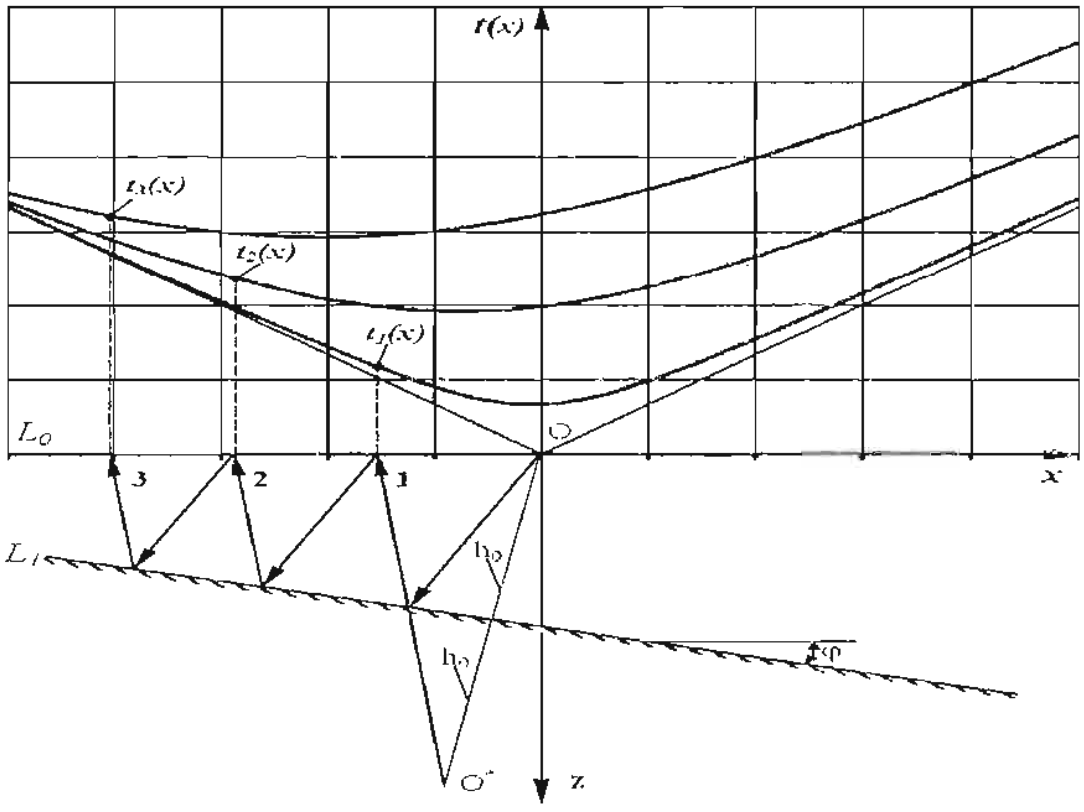


Рис. 7.4. Лучевая схема формирования однократной (1) и многократных (2,3) отраженных волн для одной наклонной отражающей границы:

$t_1(x)$, $t_2(x)$, $t_3(x)$ - годографы одно-, двух- и трехкратных отраженных волн; L_1 - отражающая граница с углом наклона φ.

$$t^{(2)}(x) = \frac{1}{V}\cdot\sqrt{x^2 - 4\cdot x\cdot h^*\cdot\sin 2\varphi + 4\cdot h^{*2}} = \\ = \frac{1}{V}\cdot\sqrt{x^2 - 4\cdot x\cdot h\cdot\frac{\sin^2 2\varphi}{\sin\varphi} + 4\cdot h^2\cdot\left(\frac{\sin 2\varphi}{\sin\varphi}\right)^2} \qquad (7.17)$$

Графическое изображение годографов кратных волн и их взаимное расположение показано на рис.7.4.

Данным уравнением (7.17) при любых кратностях m описываются гиперболы, положение минимума которых зависит от номера кратности. При этом всегда с увеличением кратности положение минимума годографа смещается в сторону восстания границы, а время в минимуме годографа увеличивается примерно пропорционально кратности. Годографы кратных волн по форме всегда подобны годографам однократных волн. Главным их отличием от годографов однократных волн является увеличенное примерно в m раз значение времени регистрации t_0 на пункте возбуждения

$$t_0^{(m)} = \left(m\cdot t_0^{(1)}\right)\cdot\left(\frac{\sin m\varphi}{m\cdot\sin\varphi}\right) \quad . \qquad (7.18)$$

При этом всегда выполняется следующее условие $t_0^{(m)} < m\cdot t_0^{(1)}$.

Имеет также место закономерное смещение минимума годографа в сторону восстания отражающей границы. Максимальная *кривизна* годографов кратных волн в минимуме всегда *меньше*, чем у годографов однократных волн. *Наклон асимптот годографов* однократной и кратных волн всегда *один и тот же*.

Знание кинематических и других особенностей кратных волн необходимо для построения правильной стратегии борьбы с этими волнами - помехами в процессе обработки результатов полевых наблюдений.

7.3. Уравнения годографов обменных отраженных волн

Если при падении на отражающую границу произойдет явление обмена типа волн, то на профиле наблюдений может быть зарегистрирована *обменная отраженная волна*. Рассмотрим простейший случай обмена на плоской горизонтальной границе раздела сред. Лучевая схема для этого случая показана на рис.7.5. Если существуют условия образования обменных волн, то в рассматриваемом случае возможны два варианта. Первый вариант соответствует *падению продольной волны*, а наблюдаемая обменная *отраженная волна* будет *поперечной*. Такую волну мы будем обозначать индексом P_1S_1. Второй возможный вариант очевиден. Индекс этой волны будет S_1P_1. Сделаем вывод уравнений годографов для таких обменных отраженных волн.

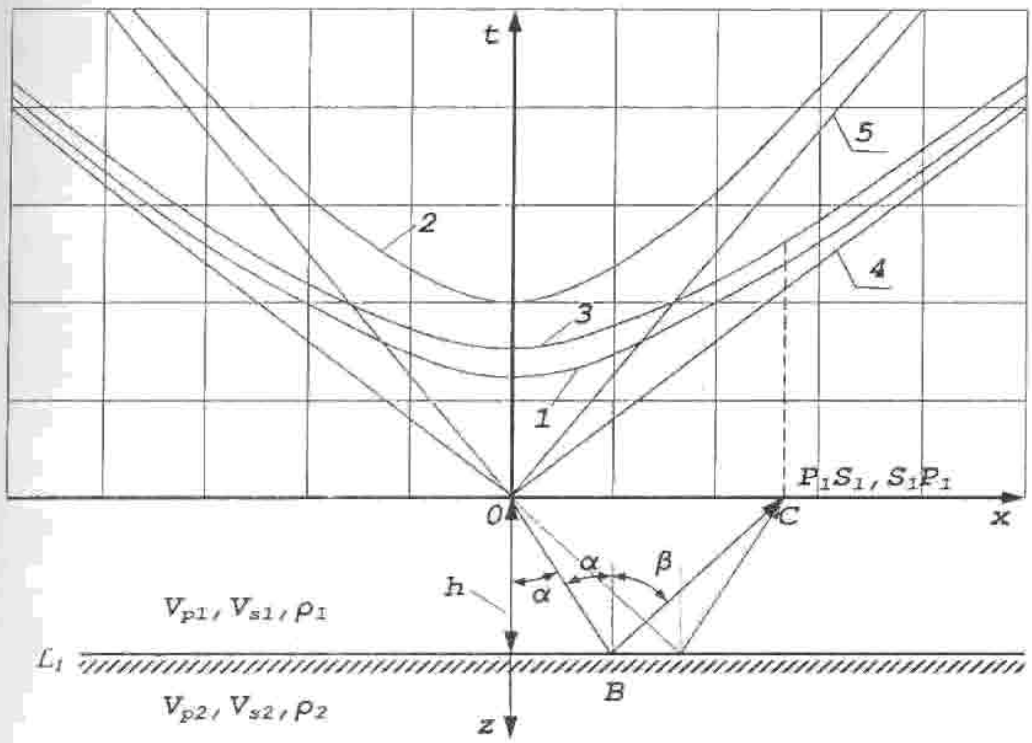


Рис. 7.5. Сравнительный вид годографов монотипных и обменных отраженных волн типа: 1 – P_1P_1; 2 – S_1S_1; 3 – S_1P_1, P_1S_1. Асимптоты годографов: 4 – P_1P_1, P_1S_1, S_1P_1; 5 – S_1S_1

Пусть из источника под углом α к вертикали выходит луч падающей волны. На отражающей границе угол выхода обменной волны обозначим через β. Эти углы (угол падения и угол отражения) связаны уже известным соотношением

$$\frac{\sin\alpha}{V_{\text{П}}} = \frac{\sin\beta}{V_{\text{О}}} \quad , \tag{7.19}$$

где $V_{\text{П}}$ - скорость распространения падающей волны (V_{P1} или V_{S1}); $V_{\text{О}}$ - скорость распространения отраженной волны (V_{S1} или V_{P1}). Время пробега обменной волны от источника до границы и от границы до сейсмоприемника будет определяться по формуле

$$t = \frac{OB}{V_{\text{П}}} + \frac{BC}{V_{\text{О}}} \quad . \tag{7.20}$$

После очевидных подстановок уравнение годографа обменной волны может быть представлено в следующей параметрической форме

$$t(x) = \frac{h}{V_{\text{П}}\cos\alpha} + \frac{h}{V_{\text{О}}\cos\beta} \quad ; \qquad x = h\cdot\operatorname{tg}\alpha + h\cdot\operatorname{tg}\beta \quad . \tag{7.21}$$

Эти формулы позволяют получить конкретные аналитические выражения для годографов анализируемых волн.

Годограф *обменной отраженной волны типа* P_1S_1 будет иметь вид

$$t = \frac{h}{V_{P1}\cos\alpha} + \frac{h}{V_{S1}\sqrt{1-(V_{S1}/V_{P1})^2\sin^2\alpha}} \quad ; \quad x = h\cdot\operatorname{tg}\alpha + \frac{h(V_{S1}/V_{P1})\sin\alpha}{\sqrt{1-(V_{S1}/V_{P1})^2\sin^2\alpha}} \quad . \tag{7.22}$$

Обменная отраженная волна типа S_1P_1 имеет уравнение годографа следующего вида

$$t = \frac{h}{V_{S1}\cos\alpha} + \frac{h}{V_{P1}\sqrt{1-(V_{P1}/V_{S1})^2\sin^2\alpha}} \quad ; \quad x = h\cdot\operatorname{tg}\alpha + \frac{h(V_{P1}/V_{S1})\sin\alpha}{\sqrt{1-(V_{P1}/V_{S1})^2\sin^2\alpha}} \quad . \tag{7.23}$$

Анализ приведенных уравнений показывает, что годографы обменных отраженных волн типа P_1S_1 или S_1P_1 имеют одинаковую квазигиперболическую форму, симметричны относительно пункта взрыва и асимптотически приближаются к прямой линии вида $t = \pm x/VP_1$. Времена на каждом пикете профиля у обеих обменных волн, как легко видеть, одинаковы:

$$t^{P_1S_1}(x) = t^{S_1P_1}(x) \quad . \tag{7.24}$$

При этом всегда выполняется неравенство

$$t_0^{P_1P_1} < t_0^{P_1S_1(S_1P_1)} < t_0^{S_1S_1} \quad . \tag{7.25}$$

Годографы волн S_1P_1 (P_1S_1) в минимуме имеют меньшую кривизну, чем годограф монотипной поперечной волны S_1S_1. Наоборот, годографы волн P_1S_1 (S_1P_1) имеют большую кривизну, чем годограф монотипной продольной волны P_1P_1.

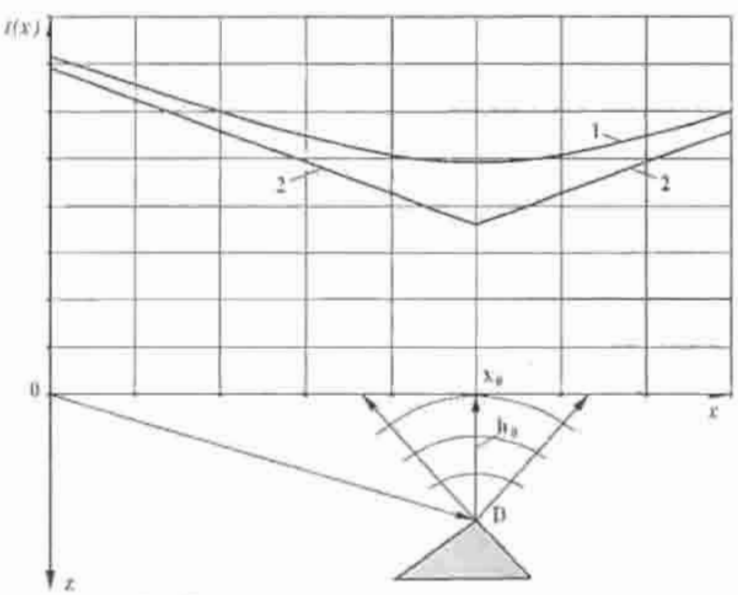


Рис. 7.6. Лучевая схема, поясняющая вывод уравнения годографа дифрагированной волны:
1 – годограф дифрагированной волны; 2 – асимптоты годографа

7.4. Вывод уравнения годографа дифрагированной волны

Кинематические особенности, аналогичные вышерассмотренным, имеют место и у годографов так называемых ***дифрагированных волн*** – волн рассеивания на локальных неоднородностях. Для понимания их сути рассмотрим простейшую схему их образования.

Предположим, что в однородном упругом полупространстве имеется локальный объект – зона трещиноватости, отдельные включения и т. п., размеры которого существенно меньше длины используемых волн. При наблюдении на профиле вблизи области проекции объекта на дневную поверхность будет наблюдаться дифрагированная волна, кинематическая схема образования которой показана на рис.7.6. Упругая энергия от источника O, распространяясь во все стороны, достигнет дифрагирующего объекта D за время

$$t_1 = \frac{\sqrt{h_0^2 + x_0^2}}{V_1} \quad . \tag{7.26}$$

Согласно принципа *Гюйгенса* точка D (область D) начнет излучать упругую энергию во все стороны, и время прихода части ее в точку наблюдения $C(x,0)$ будет определяться величиной

$$t_2 = \frac{\sqrt{h_0^2 + (x - x_0)^2}}{V_1} \quad . \tag{7..27}$$

Общее время прихода дифрагированной волны от источника в точку $C(x,o)$ определится по формуле

$$t_D(x) = t_1 + t_2 = \frac{\sqrt{h_0^2 + x_0^2}}{V_1} + \frac{\sqrt{(x - x_0)^2 + h_0^2}}{V_1} \quad . \tag{7.28}$$

Это и есть искомое *уравнение годографа дифрагированной* волны. Как нетрудно убедиться, приведенное уравнение является уравнением гиперболы. Минимальное время на годографе наблюдается в той точке профиля, которая является проекцией дифрагирующего объекта на профиль. Асимптотами годографа являются прямые линии

$$t_{as}(x) = \pm \frac{x - x_0}{V_1} + \frac{\sqrt{h_0^2 + x_0^2}}{V_1} \quad . \tag{7.29}$$

Характерной особенностью годографов дифрагированных волн является их неизменное положение (по профилю) при перемещении по профилю пункта возбуждения. Это свойство может быть использовано для их обнаружения.

7.5. Годографы головных волн

Для вывода уравнения годографа головной волны рассмотрим изображенную на рис.7.7 сейсмическую модель среды, которая содержит одну преломляющую границу (Богданов, 1960). На профиле наблюдений, ориентированном вкрест простирания преломляющей границы, зафиксируем три пункта возбуждения O_1, O_2, O_3. Соответствующие этой модели теоретические годографы прямых и головных волн для двух бат наблюдений показаны в верхней части рисунка.

Для понимания основных закономерностей годографов головных волн необходимо получить, а потом и проанализировать уравнения искомых годографов. В соответствии с законами образования *монотипных головных* волн время пробега от источника O_1 до точки приема O_2 может быть вычислено по формуле

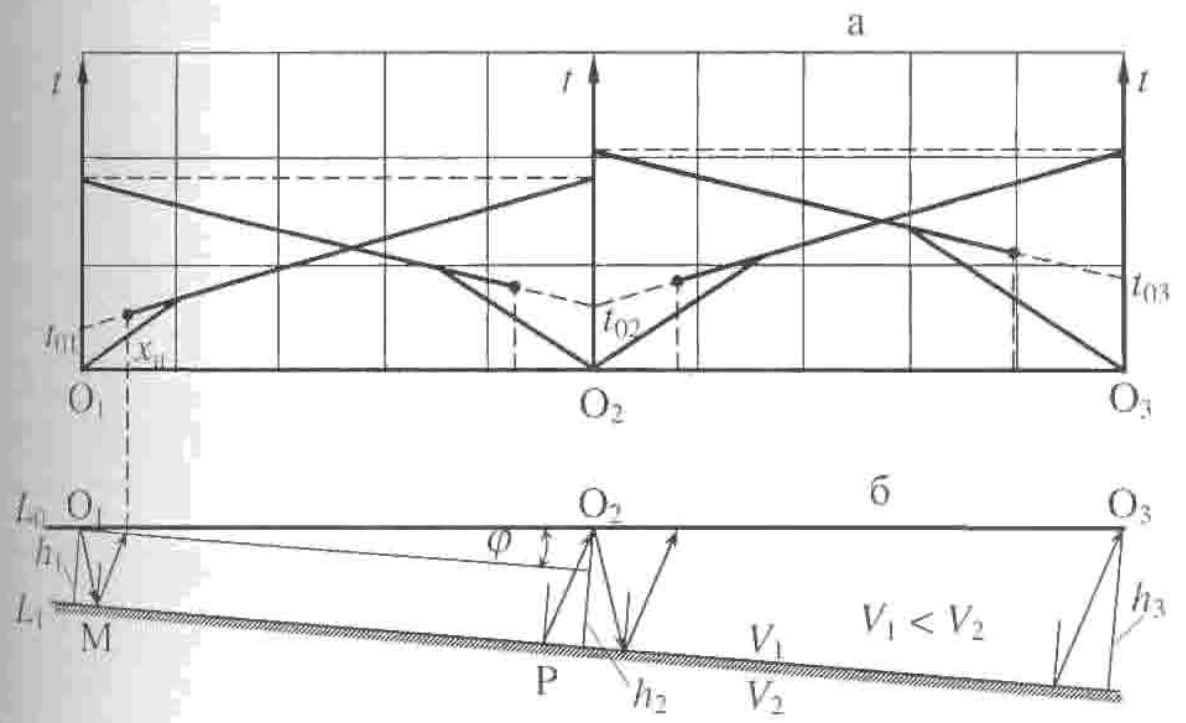


Рис. 7.7. Теоретические годографы (а) и лучевые траектории (б) монотипных головных волн на двух соседних расстановках для наклонной преломляющей границы

$$t = \frac{O_1M}{V_1} + \frac{MP}{V_2} + \frac{PO_2}{V_1} = \frac{h_1}{V_1 \cdot \cos i} + \frac{O_1O_2 \cdot \cos\varphi - (h_1 + h_2) \cdot \mathrm{tg}\, i}{V_2} + \frac{h_2}{V_1 \cdot \cos i} =$$

$$= \frac{h_1 + h_2}{V_1 \cdot \cos i} + \frac{l \cdot \cos\varphi}{V_2} - \frac{(h_1 + h_2) \cdot \mathrm{tg}\, i}{V_2} = \frac{l \cdot \cos\varphi}{V_2} + \frac{h_1 + h_2}{V_1} \cdot \cos i \quad . \tag{7.30}$$

Если в этой формуле исключить величину h_2 на основе очевидной формулы

$$h_2 = h_1 + l \sin\varphi \quad , \tag{7.31}$$

то получим уравнение головной волны в окончательном виде

$$t(l) = \frac{l \sin(i + \varphi)}{V_1} + \frac{2h_1 \cos i}{V_1} \quad . \tag{7.32}$$

Если будем рассматривать годограф в направлении восстания пласта, то все изменения сведутся к изменениям знака угла φ. Таким образом, окончательно время прихода головной волны в произвольную точку профиля с координатой x можно записать в виде

$$t(x) = t_{0k} + \frac{x \sin(i \pm \varphi)}{V_1} \quad , \tag{7.33}$$

где $t_{0k} = 2h_1 \cos i / V_1$ отрезок, который отсекается на оси времен продолжением годографа головной волны. При этом угол φ берется со знаком плюс при расчете годографа по падению и со знаком минус - по восстанию.

Анализ уравнения (7.33) показывает, что годограф головной волны представляет собой *прямую линию*, начинающуюся с точки, координата которой на профиле определяется формулой

$$x_{nk} = 2h_1 \sin i / \cos(i \pm \varphi) \, . \tag{7.34}$$

Кажущаяся скорость, соответствующая полученному годографу головной волны, находится из формулы

$$V^* = V_1 / \sin(i \pm \varphi) \quad . \tag{7.35}$$

Она различна для ветвей годографа по падению и по восстанию.

Приведенные формулы действительны для годографов как продольных $P_1P_2P_1$, так и поперечных $S_1S_2S_1$ монотипных преломленных волн. Различие заключается только в трактовке значений скоростей V_1 и V_2. В первом случае ($P_1P_2P_1$) под этими параметрами следует понимать скорости распространения продольных сейсмических волн, во втором случае ($S_1S_2S_1$) - скорости распространения поперечных волн. Это же относится и к понятию критического угла.

Наряду с монотипными головными волнами, в методе преломленных волн нередко используются обменные преломленные волны. Они подразделяются на два вида - *симметричные и несимметричные*. Симметричными называют такие *обменные головные волны*, для которых *критические углы на входе и выходе* одинаковы. Таких симметричных обменных волн для рассматриваемой модели существует только две - $P_1S_2P_1$ и $S_1P_2S_1$. *Несимметричных обменных головных волн* может быть четыре - $P_1P_2S_1$, $P_1S_2S_1$, $S_1S_2P_1$, $S_1P_2P_1$.

Наибольшее применение на практике из числа несимметричных волн получили сейсмические волны типа $P_1P_2S_1$. Рассмотрим вывод уравнения годографа этой волны для простейшей ситуации - горизонтальной преломляющей границы. Лучевая схема для этого случая показана на рис.7.8.

Для рассматриваемой волны будет характерна траектория $OABC$. Время пробега волны по этой траектории может быть найдено по формуле

$$t = \frac{OA}{V_{P_1}} + \frac{AB}{V_{P_2}} + \frac{BC}{V_{S_1}} \quad . \tag{7.36}$$

Первый и третий члены этого выражения определяют время $t_н$ прихода волны в так называемую *начальную точку обменной головной волны*. Это время может быть вычислено по формуле

$$t_н = \frac{h}{V_{P_1} \cos i_{P_1P_2}} + \frac{h}{V_{S_1} \cos i_{S_1P_2}} \quad , \tag{7.37}$$

где h - мощность слоя; i_{PP}, i_{SP} критические углы на входе и выходе. Значения критических углов при этом могут быть найдены по известным формулам

$$\sin i_{P_1P_2} = V_{P_1} / V_{P_2} \quad ; \quad \sin i_{S_1P_2} = V_{S_1} / V_{P_2} \quad . \tag{7.38}$$

Координата начальной точки $x_н$ рассматриваемого годографа будет определяться формулой

$$x_н = h \cdot \mathrm{tg}\, i_{P_1P_2} + h \cdot \mathrm{tg}\, i_{S_1P_2} \, . \tag{7.39}$$

С учетом всего сказанного уравнение годографа головной обменной волны типа $P_1P_2S_1$ будет иметь вид

$$t(x) = t_н + \frac{x - x_н}{V_{P_2}} \quad , \quad \text{при } x \geq x_н \, . \tag{7.40}$$

После несложных преобразований оно может быть представлено в таком виде

$$t(x) = \frac{h \cos i_{P_1P_2}}{V_{P_1}} + \frac{h \cos i_{S_1P_2}}{V_{S_1}} + \frac{x}{V_{P_2}} \, , \quad x \geq x_н \tag{7.41}$$

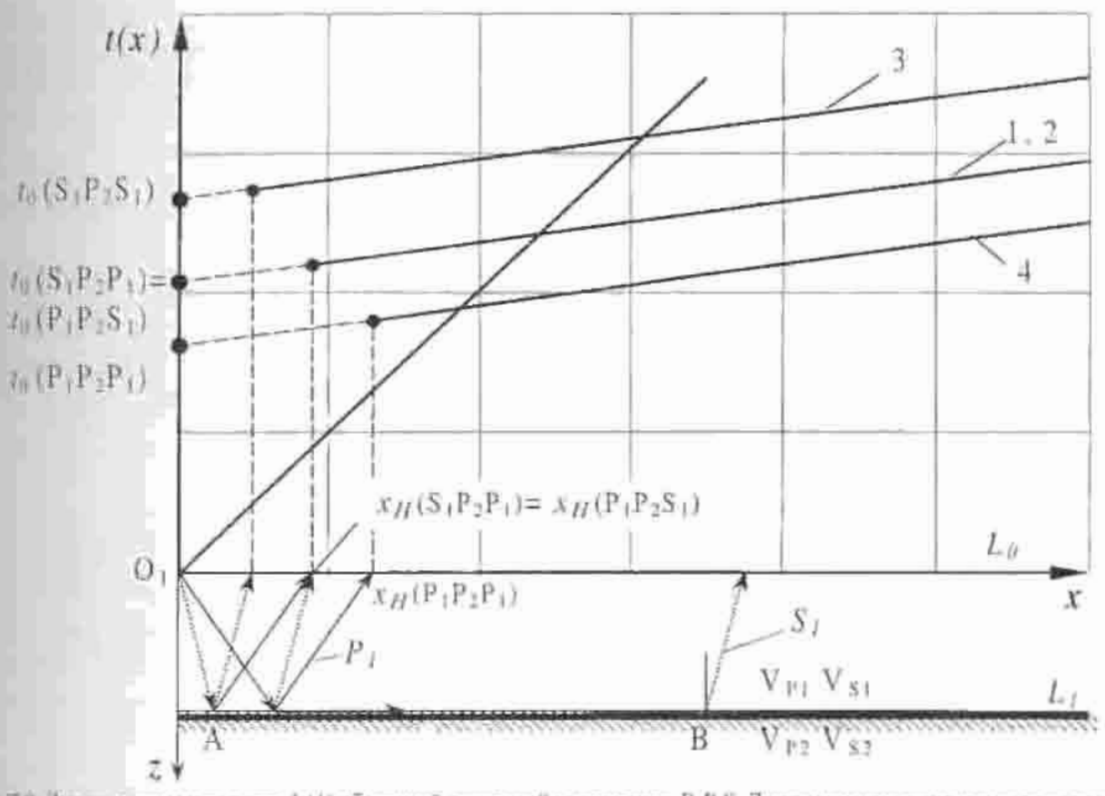


Рис. 7.8. Лучевая схема и годограф (1) обменной головной волны типа $P_1P_2S_1$. Для сравнения приведены годографы головных волн других типов: $2-S_1P_2P_1$; $3-S_1P_2S_1$; $4-P_1P_2P_1$

Из полученного выражения видно, что уравнение годографа представляет собой уравнение прямой линии, тангенс угла наклона которой равен $1/V_{cp}$, а отрезок по оси времен, отсекаемый продолжением годографа

$$t(x=0)=t_0=\frac{h\cdot\cos i_{P_1P_2}}{V_{P_1}}+\frac{h\cdot\cos i_{S_1P_2}}{V_{S_2}}\quad . \tag{7.42}$$

По виду годографа головной волны практически не отличим от годографов обменных и монотипных волн следующего типа $P_1P_2P_2$, $S_1P_2P_2$, $S_1P_2S_2$. Все различие заключается лишь в величинах t_0 и абсолютных временах прихода волн.

Годографы головных волн для границ *криволинейной формы* имеют существенно более сложную форму. *Кажущаяся скорость* на годографе *будет различной в разных частях профиля наблюдений*. Если преломляющая граница *выпуклая*, то кажущаяся скорость по мере удаления от источника будет *возрастать*, может стать бесконечно *большой* и даже *отрицательной*. Это может привести к *появлению на годографе петель* с точками возврата. Несколько более простая картина будет наблюдаться для *вогнутых границ*. Однако и здесь могут быть существенные осложнения в форме годографа. Критерием обнаружения упомянутых особенностей служит *сравнение формы* годографов на одном и том же участке профиля, полученных *из разных пунктов возбуждения*. В простейших случаях такие годографы должны быть подобны друг другу. В случае наличия границ сложной формы и явления проницания это подобие может отсутствовать. Некоторое представление о форме годографов в криволинейных средах можно получить по данным (Гурвич, 1970), приводимым на рис. 7.9. Из приведенного рисунка видно, что годографы головных волн от криволинейных

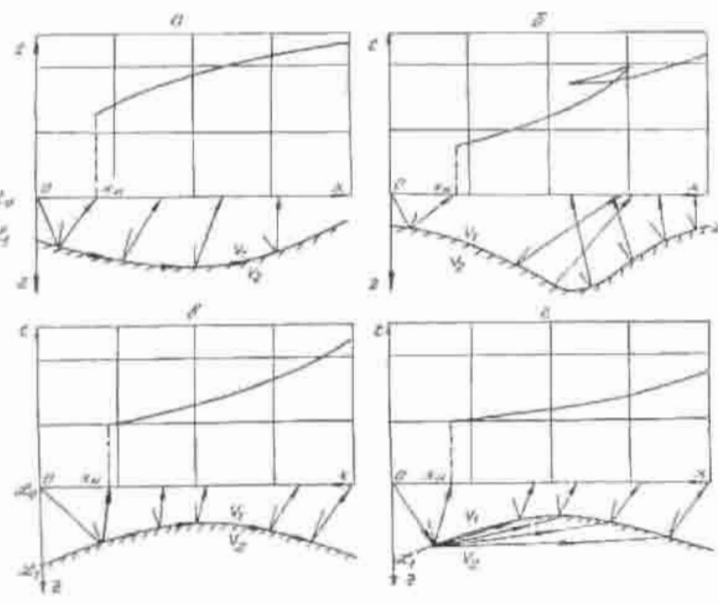


Рис. 7.9. Лучевые схемы и годографы монотипных головных волн для преломляющих границ:
а – слабо вогнутых, б – сильно вогнутых; в – выпуклых; г – выпуклых при наличии явления проницания сейсмических волн

преломляющих границ могут иметь как выпуклую, так вогнутую формы. Более того, в случае достаточно сильно вогнутых границ (радиус кривизны границы сопоставим с глубиной ее залегания) могут наблюдаться так называемые *"петли"* на годографах преломленных волн. Поскольку эти явления прослеживаются в последующих вступлениях, то они не всегда могут быть легко обнаружены. Это может привести к существенным ошибкам в процессе интерпретации результатов полевых наблюдений.

7.6. О взаимном положении годографов прямых, отраженных и головных волн

Особое значение для понимания характера регистрируемого сейсмического волнового поля имеет анализ взаимного положения годографов *монотипных прямых, головных и отраженных волн*. Представление об этом дает рис.7.10., на котором совместно представлены теоретические годографы этих трех типов волн. Из этого рисунка видно, что *на ближайшей* к источнику *части* профиля *первой* приходит прямая волна I_1. Затем, начиная с точки x_m, координата которой определяется формулой

$$x_m = \frac{2h_0 \cos i}{1 - \sin i}, \qquad (7.43)$$

первой начинает приходить *головная волна* I_2. *Отраженная волна* I_3 во всех случаях приходит позже и, следовательно, она всегда наблюдается в *последующих вступлениях*. Годографы головной и отраженной волн от одной и той же границы всегда имеют *одну общую точку с координатой* x_0 - так называемую начальную точку годографа головной волны. Координаты этой начальной точки при этом равны

$$x_0 = 2h_0 \cdot \operatorname{tg} i \quad ;$$

$$t_0 = 2h_0 / (V_1 \cos i). \qquad (7.44)$$

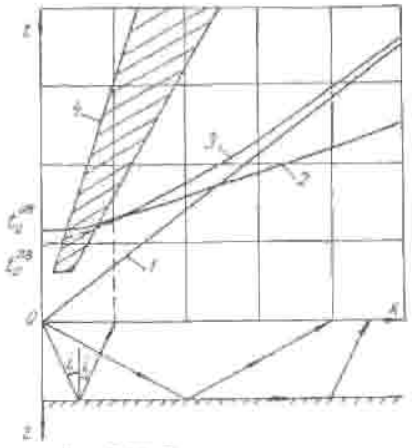


Рис. 7.10. Схема, поясняющая сравнительное положение годографов сейсмических волн:
1 – прямой; 2 – головной;
3 – отраженной; 4 - релеевского типа

На практике при регистрации сейсмических волн в средах, близких по строению к рассмотренной двухслойной модели, кроме вышеназванных *прямых, отраженных и головных волн*, могут наблюдаться интенсивные поверхностные *волны релеевского типа* (рис.7.11.). В тех случаях, когда работы ведутся с использованием отраженных или головных волн, волны релеевского типа являются волнами-помехами. Поэтому при регистрации надо принимать все меры к их ослаблению (группирование приемников и источников, заглубление зарядов и т. п.). В инженерной сейсморазведке поверхностные волны релеевского типа могут использоваться для детального изучения с их помощью строения верхней части разреза. При таких исследованиях принимаются специальные меры для их уверенной регистрации. Во всех случаях регистрации фазовые годографы этих волн по форме близки к прямым линиям. Отличительной особенностью их является то, что они регистрируются на некотором удалении от источника в последующих вступлениях и имеют низкочастотный спектр. Область их регистрации на сейсмограмме имеет конусообразную форму и, зачастую, значительный размер.

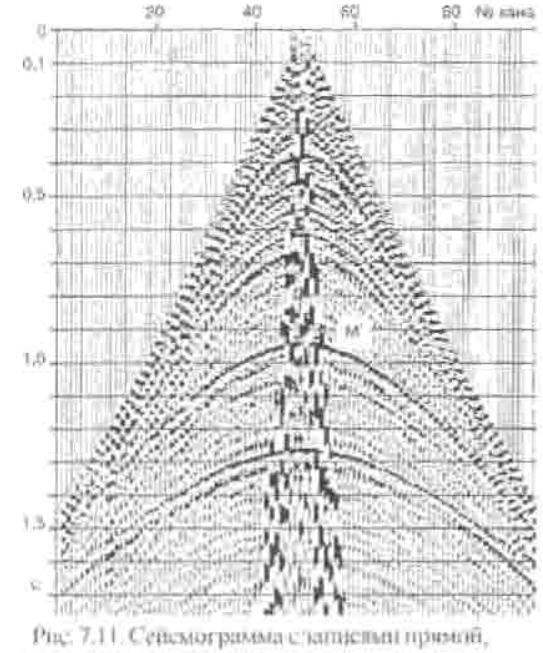


Рис. 7.11. Сейсмограмма с записями прямой, головной, отраженной и поверхностной волн релеевского типа

Вопросы для самопроверки

1. Дайте качественную характеристику формы годографа отраженной волны для плоской границы раздела в зависимости от величины и знака угла наклона, глубины до границы, скорости в покрывающей среде.

2. Приведите качественные особенности вида годографов отраженных волн для выпуклых и вогнутых границ раздела.

3. Назовите главные кинематические особенности годографов кратных отраженных волн.

4. Объясните физический смысл выражений (7.22) и (7.23).

5. Приведите вывод уравнения отраженной обменной волны типа S_1P_2.

6. Докажите, что уравнение годографа дифрагированной волны является уравнением гиперболы.

7. Объясните качественные особенности годографов головных волн для криволинейных преломляющих границ.

* * * * * * *

8. КИНЕМАТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В МНОГОСЛОЙНЫХ, ГРАДИЕНТНЫХ И СЛОИСТО - ГРАДИЕНТНЫХ СРЕДАХ

8.1. Годографы однократно отраженных волн в горизонтально-слоистой среде

Реальные геологические среды, особенно осадочные толщи, всегда состоят из большого числа слоев с различными свойствами. Это служит основанием в теории сейморазведки рассматривать их как ***многослойные среды***. При этом наиболее простые решения получаются тогда, когда среда рассматривается как ***горизонтально-слоистая***. Выводы и закономерности, полученные в этом случае, приближенно справедливы и для сред с углами наклона слоев до 10 - 15°. Реальные среды, углы наклона слоев которых существенно превышают 15 - 20°, обычно в теории сейморазведки рассматриваются как ***вертикально-слоистые среды***.

Для первичного понимания основных закономерностей распространения сейсмических волн в многослойных средах мы ограничимся рассмотрением простейшего случая - горизонтально-слоистой средой.

Допустим, что имеем дело с *полупространством*, содержащим $(m+1)$ *однородных* слоев W_0, W_1, ..., W_m с *плоскими горизонтальными границами раздела* L_0, L_1, ..., L_m. Мощность каждого из слоев равна соответственно h_0, h_1, ..., h_m, а акустическая жесткость этих слоев – ρ_0V_0, ρ_1V_1, ρ_2V_2, ..., ρ_mV_m. При этом будем предполагать, что $\rho_{m-1}V_{m-1} \neq \rho_mV_m$, т. е. *все границы* L_m являются ***отражающими границами***. Источник упругих колебаний и начало используемой декартовой системы координат совместим и расположим на поверхности L_0, ось OZ при этом направим в глубь среды (рис. 8.1). Обозначим через $\alpha_0, \alpha_1, \ldots, \alpha_m$ углы, составляемые лучом падающей или отраженной волны с осью OZ. Все эти углы связаны уже известным нам законом преломления-отражения (*законом* ***Снеллиуса***):

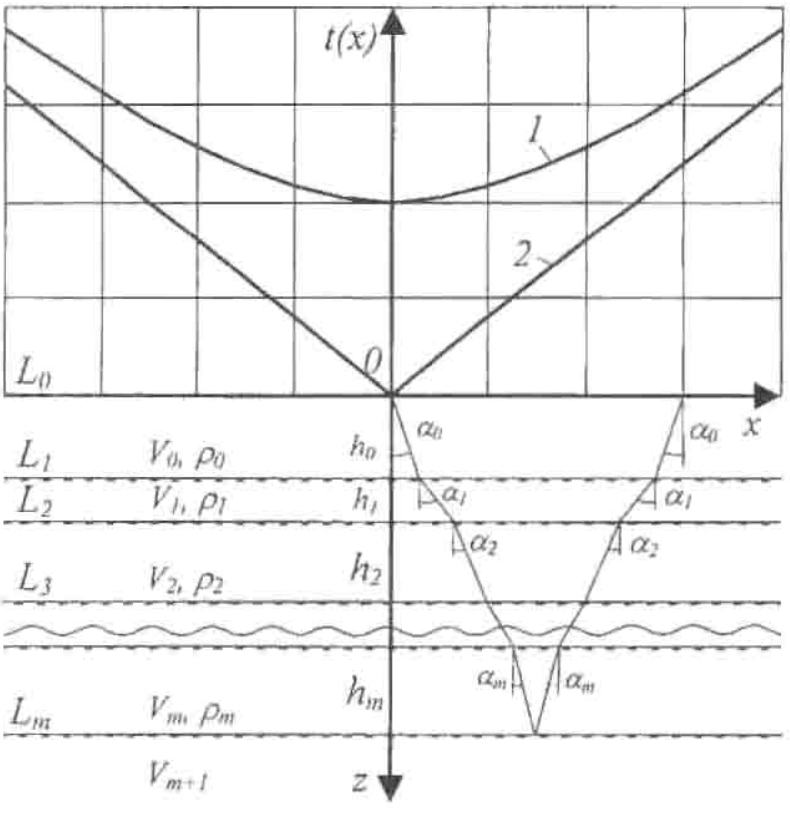


Рис. 8.1. Схема, поясняющая вывод уравнения годографа отраженной волны (OB) в слоисто - однородной среде:
1 – годограф OB; 2 – асимптоты годографа OB

$$\frac{\sin\alpha_0}{V_0} = \frac{\sin\alpha_1}{V_1} = \ldots = \frac{\sin\alpha_i}{V_i} = \ldots = \frac{\sin\alpha_m}{V_m} \quad . \tag{8.1}$$

Учитывая это соотношение, запишем координату x точки выхода луча, отраженного от поверхности L_m

$$x = 2\sum_{i=0}^{m} h_i \operatorname{tg}\alpha_i = 2\sum_{i=0}^{m} \frac{h_i \cdot (V_i/V_0)\cdot\sin\alpha_0}{\sqrt{1-(V_i/V_0)^2\sin^2\alpha_0}} \quad . \tag{8.2}$$

При этом следует учесть что, согласно (8.1)

$$\operatorname{tg}\alpha_i = \frac{\sin\alpha_i}{\cos\alpha_i} = \frac{(V_i/V_0)\sin\alpha_0}{\sqrt{1-(V_i/V_0)^2\sin^2\alpha_0}} \quad . \tag{8.3}$$

Удвоение в формуле (8.2) объясняется симметрией траекторий падающей и восходящей волн. Время пробега отраженной волны, аналогично предыдущему, может быть вычислено по формуле

$$t(x) = 2\sum_{i=0}^{m} \frac{h_i}{V_i\cos\alpha_i} = 2\sum_{i=0}^{m} \frac{h_i}{V_i\sqrt{1-(V_i/V_0)^2\sin^2\alpha_0}} \quad . \tag{8.4}$$



Больших Степан Фомич
(1899-1967гг.)

Формулы (8.2) и (8.4) представляют собой ***уравнение годографа отраженной волны в многослойной среде*** в параметрической форме. Роль параметра выполняет начальный угол α_0. К сожалению, исключение параметра α_0 из формул (8.2) и (8.4) невозможно, а значит, и невозможно получение уравнения годографа отраженной волны в явном виде.

Для анализа и приближенных расчетов рядом исследователей были получены различные *приближенные уравнения годографа* отраженной волны в явном виде. Советский геофизик ***С. Ф. Больших*** впервые получил путем разложения вышеприведенных формул в ряд по степеням α_0 и их последующего обращения следующую *приближенную формулу для годографа отраженной волны*

$$t(x)=2\sum_{i=0}^{m}(h_i/V_i)+\frac{x^4}{4}\left(\sum_{i=0}^{m}h_iV_i\right)^{-1}-\frac{x^4}{64}\left(\sum_{i=0}^{m}h_iV_i^3\right)\left(\sum_{i=0}^{m}h_iV_i\right)^{-4}. \qquad (8.5)$$

В последние годы ***А. А. Маловичко*** (***Россия***) предложил компактную *приближенную эмпирическую формулу* для записи уравнения годографа отраженной волны в виде,

$$t(x)=t_0\left(1-\frac{1}{S}\right)+\frac{1}{S}\sqrt{t_0^2+\frac{x^2}{V_{np}^2}}\ , \qquad (8.6)$$

где $S=\dfrac{V_{np}^4}{V_f^4}$; $V_{np}=\sqrt{\sum h_iV_i/\sum h_i/V_i}$; $V_f=\sqrt[3]{\sum h_iV_i^3/\sum h_i/V_i}$; $t_0=2\sum_{i=0}^{m}\dfrac{h_i}{V_i}$.

Численный анализ приведенных выше формул показывает, что годограф отраженной волны в многослойной среде имеет *форму, ближую к гиперболе с минимумом при* $x=0$. При этом годограф отраженной волны *симметричен относительно оси времени*. Как и в двухслойной среде, годограф имеет *асимптоты*, *уравнения* которых записываются в виде

$$t_{ac}(x)=\pm\frac{x}{V_{max}}\ , \qquad (8.7)$$

где V_{max} - *наибольшее значение пластовой скорости для всей совокупности слоев, лежащих выше отражающей границы*.

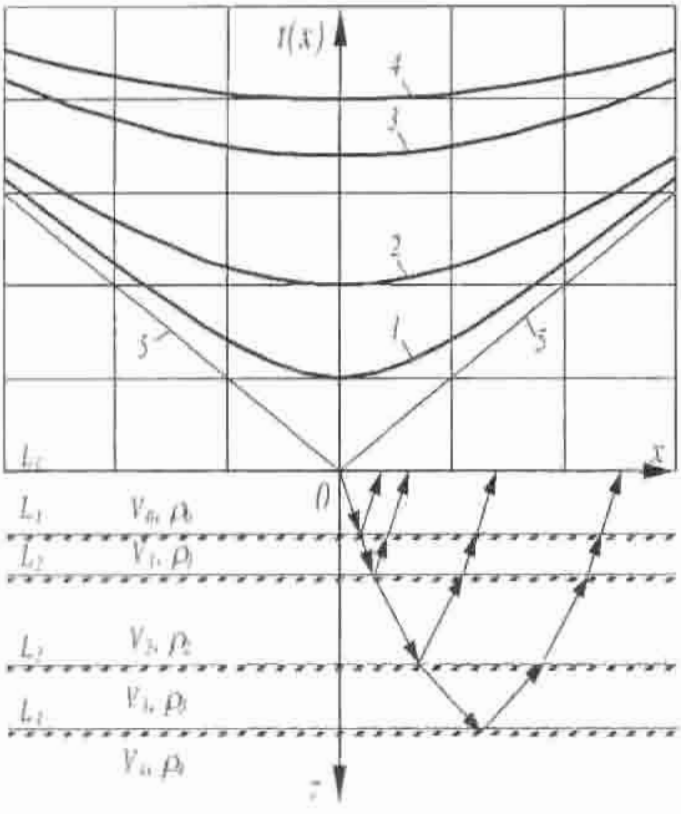


Рис. 8.2. Траектории сейсмических лучей и годографы отраженных волн (*ОВ*) для пятислойной модели среды:
1 - 4 – годографы *ОВ* для соответствующих сейсмических границ;
5 - асимптоты для годографа однократно отраженной волны

При *небольших относительных базах наблюдений* ($x/\sum_{i=0}^{m}h_i<1$) получаемый годограф по своему внешнему виду весьма *похож* на годограф отраженной волны *в двухслойной среде*, параметры которой – скорость в покрывающей среде и глубина до границы – принято называть в этом случае *эффективными*. Их численное значение определенным образом связано со скоростями и мощностями слагающих слоев. При этом ***эффективная скорость*** – скорость, находимая по годографу отраженной волны в *предположении его соответствия двухслойной среде* – весьма *близка по величине* к ранее введенной интегральной характеристике разреза – *предельной эффективной скорости*.

При наличии в разрезе нескольких отражающих границ на основе вышеприведенных формул можно рассчитать и построить *серию (систему) годографов* отраженных волн для многослойной среды. Годографы, входящие в эту серию, иногда *могут пересекаться* между собой. Однако точки пересечения обычно располагаются вдали от пункта взрыва на таких больших расстояниях, которые редко используются в методе отраженных волн. Поэтому в большинстве случаев можно считать, что годографы отраженных волн не пересекаются между собой, а *лишь сближаются по мере удаления от пункта взрыва* (рис.8.2.).

В большинстве случаев *кривизна годографов в минимуме* для совокупности отраженных волн *уменьшается по мере увеличения времени их регистрации.* Форма годографов при этом обретает вид кривых, кривизна которых по мере роста времени регистрации закономерно уменьшается. Эта обычно действующая закономерность может быть нарушена, если среди регистрируемых отраженных волн появляются ***кратные отраженные волны.*** Такое явление создает весьма сложную для понимания ситуацию. Поэтому для надежного геологического истолкования волнового поля, получаемого в методе отраженных волн, необходимо принимать меры к исключению из рассмотрения и анализа ***кратных отраженных*** волн. Основным, и весьма эффективным приемом борьбы с появлением в анализируемом волновом поле кратных отраженных волн в современной сейсморазведке, служит специальная методика их регистрации и обработки, которая основана на использовании *многократных систем наблюдений.*

8.2. Годографы головных волн в многослойной среде

Рассмотрим, как и ранее, *многослойную модель среды,* состоящую из $(m+1)$ слоев, поверхности которых *горизонтальны.* Скорости распространения упругих волн $V_0, V_1 \ldots V_m$ таковы, что от границы L_m образуется *головная волна* ($V_k < V_m$ *при любом* $k \neq m$). Мощности слоев соответственно равны $h_0, h_1 \ldots h_m$. В начале координат находится источник упругих волн (рис.8.3).

Координаты начальной точки головной волны, образовавшейся на поверхности L_m, можно вычислить по формулам

$$x_{нач} = 2 \sum_{k=0}^{m} h_k \operatorname{tg}\alpha_{k,m} ; \qquad t_{нач} = 2 \sum_{k=0}^{m} \frac{h_k}{V_k \cos\alpha_{k,m}} , \tag{8.8}$$

где $\alpha_{k,m}$ – угол, составляемый с вертикалью в k-м слое тем лучом, который падает на поверхность пласта L_m под *критическим углом*

$$\alpha_{m-1,m} = \arcsin\frac{V_{m-1}}{V_m} . \tag{8.9}$$

Углы $\alpha_{k,m}$ могут быть вычислены на основе *закона* ***Снеллиуса***

$$\frac{\sin\alpha_{0,m}}{V_0} = \frac{\sin\alpha_{1,m}}{V_1} = \ldots = \frac{\sin\alpha_{k,m}}{V_k} = \ldots = \frac{\sin\alpha_{m-1,m}}{V_m} = \frac{1}{V_m} . \tag{8.10}$$

Кажущаяся скорость головной волны вдоль профиля наблюдения постоянна и определяется из условия (8.10)

$$V^* = \frac{V_{m-1}}{\sin\alpha_{m-1,m}} = V_m . \tag{8.11}$$

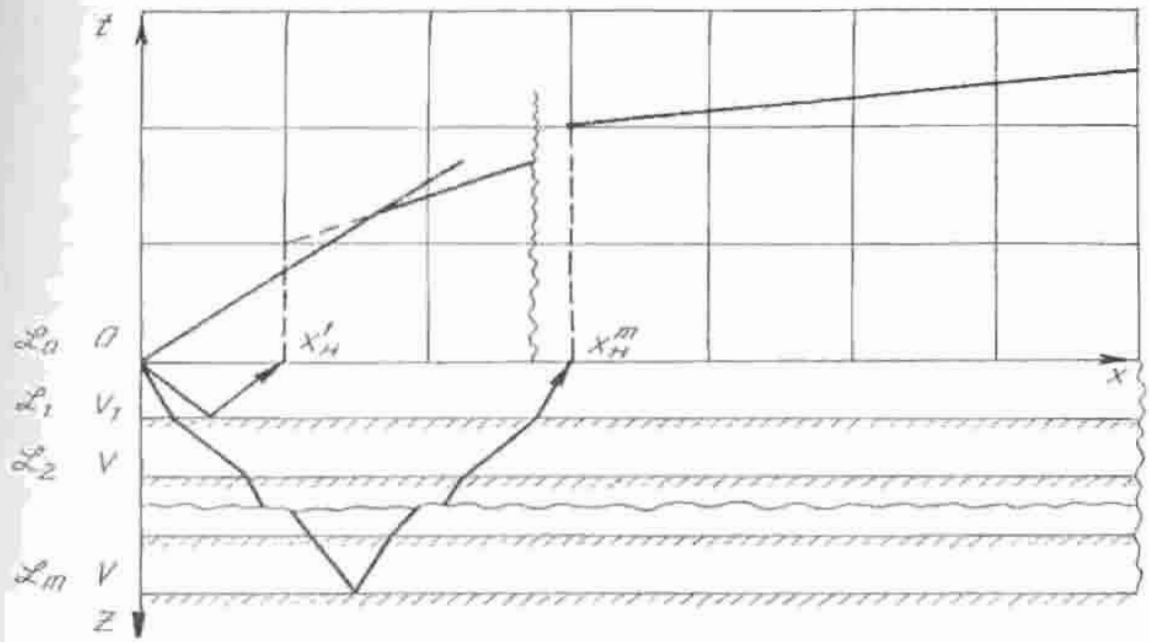


Рис. 8.3. Схема, поясняющая вывод уравнения годографа головной волны в слоисто-однородной среде с горизонтальными границами раздела

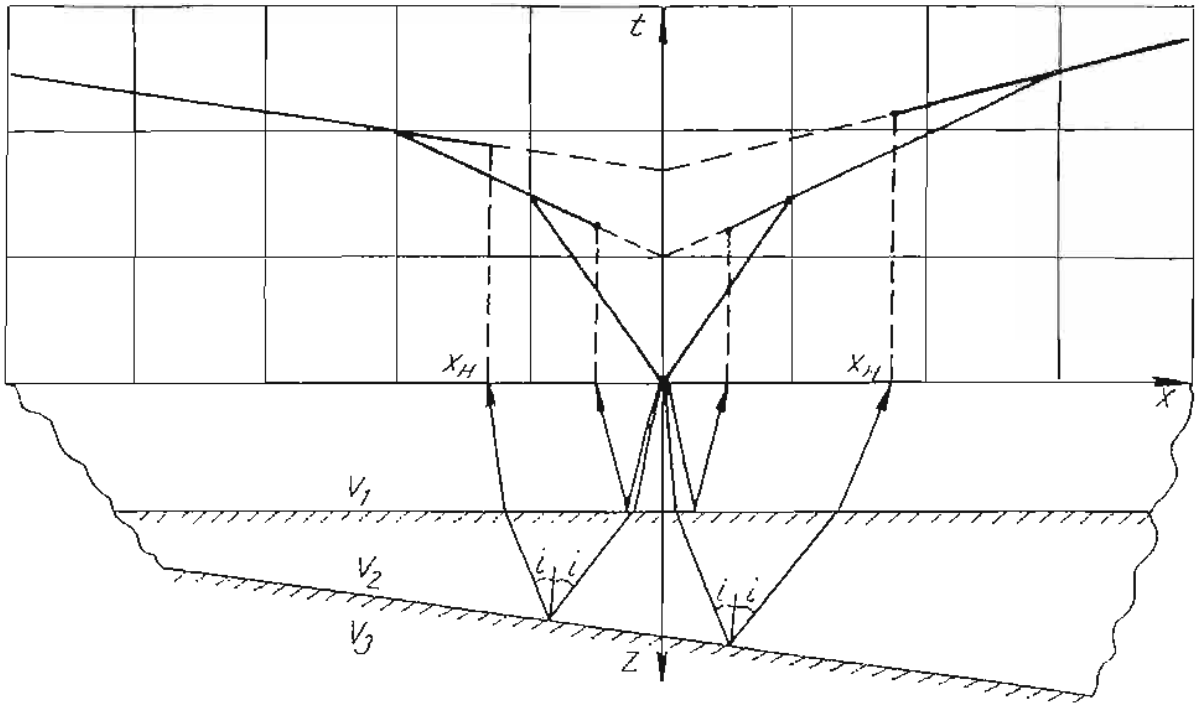


Рис. 8.4. Вид встречных годографов головных волн для двух наклонно залегающих преломляющих границ

Отсюда видно, что она *равна истинной (пластовой) скорости* в слое, *по кровле* которого *распространяется* рассматриваемая *головная волна*. С учетом этого легко написать *уравнение годографа головной волны в многослойной среде* как уравнение прямой линии, проходящей через заданную начальную точку с заданным угловым коэффициентом

$$t(x)=\frac{x}{V_m}+2\sum_{k=0}^{m}\frac{h_k\cos\alpha_{k,m}}{V_k}=t_{0,m}+\frac{x}{V_m}=t_н+\frac{x-x_н}{V_m}\quad , \tag{8.12}$$

где $$t_{0,m}=2\sum_{k=0}^{m}\frac{h_k}{V_k\cos\alpha_{k,m}}-\frac{2}{V_m}\sum_{k=0}^{m}h_k\operatorname{tg}\alpha_{k,m}\ .$$

Если в разрезе имеется *несколько границ*, на которых возникают головные волны, то *сводный годограф* (*серия годографов*) *головных волн* будет при этом состоять из *последовательности пересекающихся прямых линий*. Кажущаяся скорость для каждой прямолинейной ветви годографа будет возрастать с удалением этого отрезка от пункта взрыва (с увеличением глубины залегания границы, породившей данную ветвь годографа). Это означает, что совокупность годографов головных волн в этом случае будет представлять собой серию взаимно пересекающихся, выполаживающихся по отношению к оси *OX* прямых линий. В большинстве случаев *каждый годограф* этой серии на некотором отрезке профиля *попадает в область первых вступлений*. Это означает, что на данный интервал профиля соответствующая *головная волна* приходит к поверхности наблюдений *раньше других*. Однако в некоторых случаях головная волна может и не входить в область первых вступлений. Это явление называют "*выпадением слоя*". Оно наблюдается тогда, когда ниже некоторого слоя и вблизи него залегает слой, в котором пластовая скорость значительно выше, чем в рассматриваемом слое.

Если *преломляющие границы* будут *наклонны*, то *правые и левые ветви встречных* годографов станут *несимметричны*. *Кажущаяся скорость, определенная по ветви годографа, зарегистрированного в направлении восстания* границы, всегда будет *больше*, чем *кажущаяся скорость, определенная по ветви годографа, зарегистрированного в направлении падения*. При этом изменяется и положение областей выхода волн в первые вступления. Эти закономерности головных волн иллюстрируются материалами, приводимыми на рис.8.4.

8.3. Вывод уравнения лучей и поля времен в градиентных средах

Нередко в реальных средах скорость распространения упругих волн при переходе от одного слоя к другому изменяется незначительно. В этом случае лучшим приближением к действительности является предположение о том, что скорость в изучаемой среде является непрерывной или кусочно-непрерывной функцией координат

пространства. При этом, как было показано ранее, больше всего скорость распространения упругих волн изменяется *в вертикальном направлении*. Такие среды принято называть *вертикально-градиентными*. Поэтому для понимания главных особенностей распространения упругих волн в этих средах целесообразно более подробно рассмотреть такие модели среды, в которых скорость распространения продольных волн зависит только от одной координаты – координаты z.

Допустим, что имеем *изотропное вертикально-неоднородное полупространство*, в котором скорость распространения продольных волн $V(z)$ зависит только от одной координаты и при этом является всюду неубывающей функцией глубины. Начало системы координат совместим с источником упругих волн, профиль наблюдений ориентируем по оси OX (рис.8.5.). Для принятой модели среды необходимо получить формулы, позволяющие находить время прихода волны от источника в любую точку $M(x, z)$ нижнего полупространства.

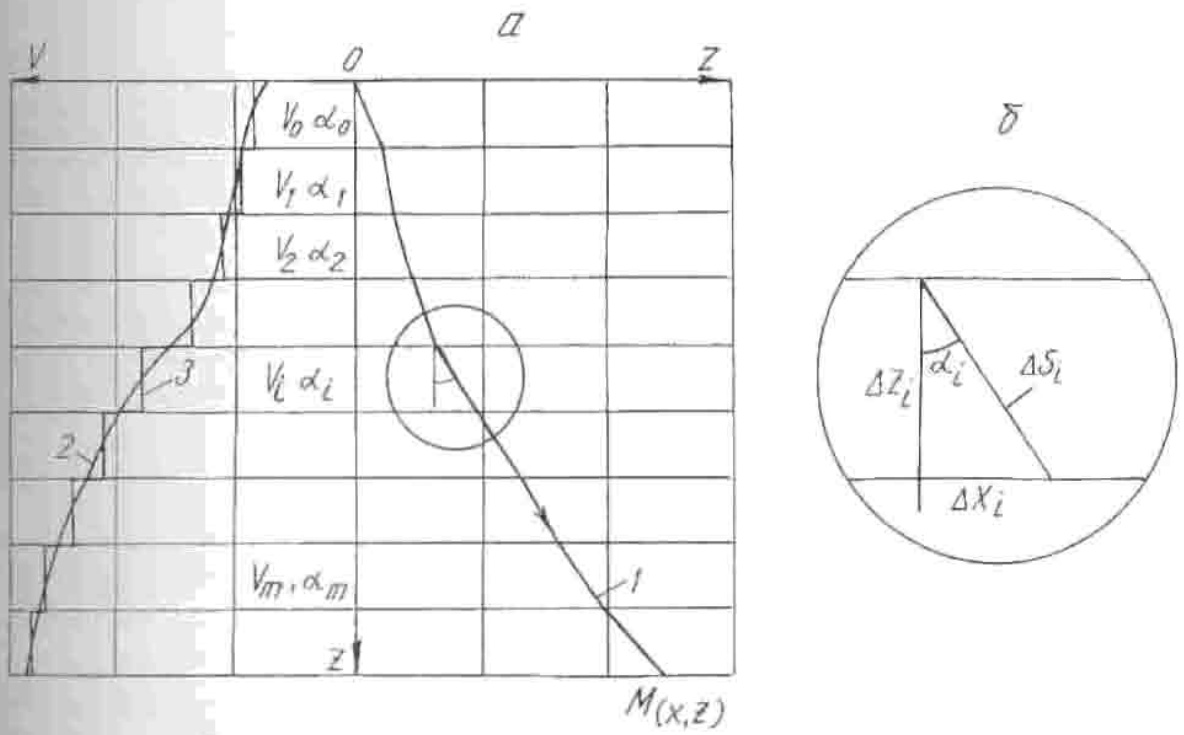


Рис. 8.5. Траектория одного из сейсмических лучей в градиентной среде (а) и фрагмент этого же луча крупным планом в одном из выделенных слоев (б): 1 - сейсмический луч; 2 - скоростной разрез; 3 - осредненный скоростной разрез

Разделим полупространство горизонтальными плоскостями на множество тонких слоев мощностью Δz_i. Если эти слои достаточно *малы по мощности*, то в пределах каждого слоя скорость распространения упругих волн можно считать *приблизительно постоянной* и равной значению скорости $V(z_i)$ на глубине залегания кровли этого слоя. Сейсмический луч в каждом из таких слоев будем считать *прямой линией*. При достаточно малой мощности каждого слоя такой ломаный луч будет *довольно точно* соответствовать *реальному сейсмическому лучу*. В каждом таком слое прямолинейный луч будет образовывать с вертикалью угол. На основании ***закона Снеллиуса*** в таком случае можно записать

$$\frac{\sin\alpha_0}{V_0} = \frac{\sin\alpha_1}{V_1} = \ldots = \frac{\sin\alpha_i}{V_i} = \ldots = \frac{1}{V^*} = p = \text{const} \ . \qquad (8.13)$$

Это соотношение позволяет определить наклон луча в любой точке среды, если задан *параметр луча* p и известно распределение скорости в среде. Из фрагмента траектории луча, приводимого на рис.8.5.б, следует:

$$\Delta x_i = \operatorname{tg}\alpha(z_i)\cdot\Delta z_i \ ; \quad \Delta s_i = \Delta z_i / \cos\alpha(z_i) \ . \qquad (8.14)$$

Переходя от конечных приращений к дифференциалам и учитывая соотношения (8.13), получим

$$dx = \frac{pV(z)dz}{\sqrt{1-p^2V^2(z)}} \ ; \qquad dt = \frac{ds}{V(z)} = \frac{dz}{\sqrt{1-p^2V^2(z)}} \ . \qquad (8.15)$$

пространства. При этом, как было показано ранее, больше всего скорость распространения упругих волн изменяется *в вертикальном направлении*. Такие среды принято называть *вертикально-градиентными*. Поэтому для понимания главных особенностей распространения упругих волн в этих средах целесообразно более подробно рассмотреть такие модели среды, в которых скорость распространения продольных волн зависит только от одной координаты – координаты z.

Допустим, что имеем *изотропное вертикально-неоднородное полупространство*, в котором скорость распространения продольных волн $V(z)$ зависит только от одной координаты и при этом является всюду неубывающей функцией глубины. Начало системы координат совместим с источником упругих волн, профиль наблюдений ориентируем по оси OX (рис.8.5.). Для принятой модели среды необходимо получить формулы, позволяющие находить время прихода волны от источника в любую точку $M(x, z)$ нижнего полупространства.

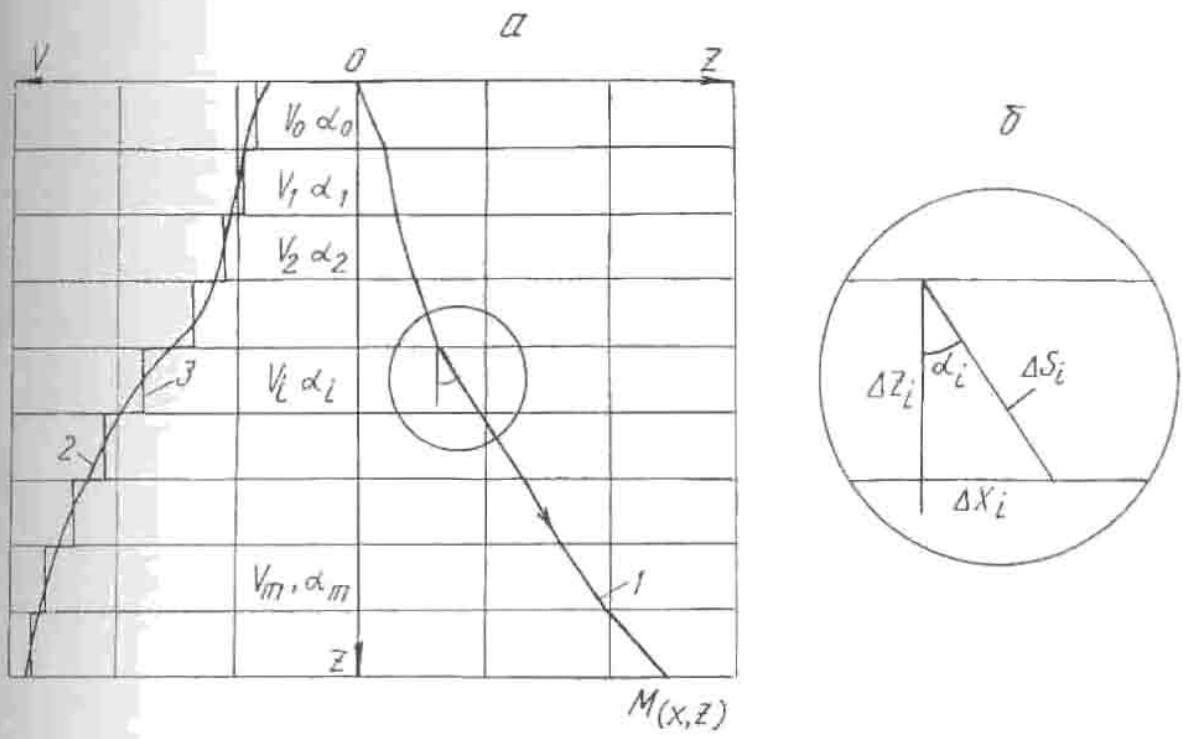


Рис. 8.5. Траектория одного из сейсмических лучей в градиентной среде (а) и фрагмент этого же луча крупным планом в одном из выделенных слоев (б):
1 - сейсмический луч; 2 - скоростной разрез; 3 - осредненный скоростной разрез

Разделим полупространство горизонтальными плоскостями на множество тонких слоев мощностью Δz_i. Если эти слои достаточно *малы по мощности*, то в пределах каждого слоя скорость распространения упругих волн можно считать *приблизительно постоянной* и равной значению скорости $V(z_i)$ на глубине залегания кровли этого слоя. Сейсмический луч в каждом из таких слоев будем считать *прямой линией*. При достаточно малой мощности каждого слоя такой ломаный луч будет *довольно точно* соответствовать *реальному сейсмическому лучу*. В каждом тонком слое прямолинейный луч будет образовывать с вертикалью угол. На основании ***закона Снеллиуса*** в таком случае можно записать

$$\frac{\sin\alpha_0}{V_0} = \frac{\sin\alpha_1}{V_1} = \ldots = \frac{\sin\alpha_i}{V_i} = \ldots = \frac{1}{V*} = p = \text{const} \ . \qquad (8.13)$$

Это соотношение позволяет определить наклон луча в любой точке среды, если задан *параметр луча* p и известно распределение скорости в среде. Из фрагмента траектории луча, приводимого на рис.8.5.б, следует

$$\Delta x_i = \operatorname{tg}\alpha(z_i)\cdot\Delta z_i \ ; \quad \Delta s_i = \Delta z_i / \cos\alpha(z_i) \ . \qquad (8.14)$$

Переходя от конечных приращений к дифференциалам и учитывая соотношения (8.13), получим

$$dx = \frac{pV(z)dz}{\sqrt{1-p^2V^2(z)}} \ ; \qquad dt = \frac{ds}{V(z)} = \frac{dz}{\sqrt{1-p^2V^2(z)}} \ . \qquad (8.15)$$

На основании этих соотнош
произвольной точки $M(x, z)$

$$x = \int_0^z \frac{pV(z)dz}{\sqrt{1 - p^2V^2(z)}} \quad ; \qquad t = \int_0^z \frac{dz}{V(z)\sqrt{1 - p^2V^2(z)}} \quad . \tag{8.16}$$

Эти два уравнения в параметрической форме определяют ***функцию поля времен*** для точечного источника упругих волн, находящегося на поверхности вертикально-неоднородной среды

$$F(x, z, t)=0 \; . \tag{8.17}$$

Исключение параметра p для большинства произвольных зависимостей $V(z)$ невозможно. Сделать это удается лишь для отдельных простых функциональных зависимостей $V(z)$. Например, если скорость в среде задана в виде линейной функции $V(z) = V_0(1 + \beta \cdot z)$то поле времен будет иметь вид

$$x^2 + \left[z - \frac{1}{\beta} \cdot \left(ch(\beta \cdot V_0 \cdot t) - 1 \right) \right]^2 = \frac{1}{\beta^2} \cdot sh^2(\beta \cdot V_0 \cdot t) \quad . \tag{8.18}$$

Из этого выражения видно, что *изохроны - линии равных времен прихода волны* - представляют собой семейство окружностей, центры которых расположены на оси OZ и смещаются в сторону положительных значений z по мере увеличения времени t. Сейсмические лучи в этом случае также представляют собой семейство окружностей.

8.4. Уравнение годографа рефрагированной волны

Из анализа формулы (8.1) следует, что на некоторой глубине z_{max} для каждого луча может наступить такая ситуация, что он станет горизонтальным. Это произойдет при условии

$$\sin\alpha(z_{max}) = 1 \quad . \tag{8.19}$$

При этом параметр p этого луча будет равен $p = \frac{1}{V(z_{max})} = \frac{\sin\alpha_0}{V_0}$. (8.20)

Очевидно, что в этой точке данный луч достигает своей наибольшей глубины в разрезе. После прохождения этой точки начинается процесс возврата данного луча к поверхности земли. Время пробега сейсмического луча до своей низшей точки траектории и координаты этой точки x_{max}, z_{max} будут связаны следующими соотношениями

$$t_{max} = \int_0^{z_{max}} \frac{V(z_{max})dz}{V(z)\sqrt{V^2(z_{max}) - V^2(z)}} \; ; \quad x_{max} = \int_0^{z_{max}} \frac{V(z)/V(z_{max})}{\sqrt{1 - (V(z)/V(z_{max}))^2}} \cdot dz \quad . \tag{8.21}$$

Рассматриваемый луч, после прохождения точки возврата, выйдет на поверхность наблюдения в точке с координатой $l = 2x_{max}$. Эта координата и время прихода волны в эту точку профиля, в силу симметрии траектории луча, будут определяться формулами

$$l = 2\int_0^{z_{max}} \frac{V(z)/V(z_{max})}{\sqrt{1 - (V(z)/V(z_{max}))^2}} \cdot dz \; ; \qquad t(l) = 2\int_0^{z_{max}} \frac{V(z_{max})dz}{V(z)\sqrt{V^2(z_{max}) - V^2(z)}} \quad . \tag{8.22}$$

Полученные *два уравнения в параметрической форме* (роль параметра выполняет глубина z_{max} максимального проникновения сейсмического луча в разрезе) определяют ***уравнение годографа рефрагированной волны для градиентного полупространства***. При этом, из уравнений (8.13) и (8.20), вытекает весьма важная для практики особенность годографов рефрагированных волн: *кажущаяся скорость* любой точке профиля $V^*(l)$, определяемая по годографу рефрагированной волны, *численно равна истинной скорости* в разрезе *на глубине максимального* проникновения *сейсмического луча*, приходящего в эту точку профиля

$$V^*(l) = V(z_{max}) \; . \tag{8.23}$$

8.5. Уравнение годографа рефрагированной волны для случая линейного закона возрастания скорости с глубиной

Для получения представления о форме годографа рефрагированной волны в реальных средах рассмотрим простейший, но и важнейший случай, когда изменение скорости с глубиной происходит по линейному закону

$$V(z) = V_0(1 + \beta \cdot z) \; , \tag{8.24}$$

где V_0 - скорость на поверхности земли; $V_0\beta$ - градиент нарастания скорости по глубине.

Подставляя (8.24) в формулы (8.22), получим

$$t = 2\int_0^{z_{max}} \frac{V_0(1+\beta\cdot z)dz}{\sqrt{V_0^2(1+\beta\cdot z_{max})^2 - V_0^2(1+\beta\cdot z)^2}} = 2\int_0^{z_{max}} \frac{(1+\beta\cdot z)dz}{\sqrt{(1+\beta\cdot z_{max})^2 - (1+\beta\cdot z)^2}} = \frac{2}{\beta}\sqrt{(1+\beta\cdot z_{max})^2 - 1} \quad . \tag{8.25}$$

Для времени прихода волны аналогичным образом получим следующую формулу

$$t(l) = \frac{2}{V_0\beta}\operatorname{arcsh}\sqrt{(1+\beta\cdot z_{max})^2 - 1} \quad . \tag{8.26}$$

Используя (8.25) из формулы (8.26) можно получить окончательное выражение для ***уравнения годографа рефрагированной волны*** для *линейного закона изменения скорости с глубиной* в явном виде

$$t(l) = \frac{2}{V_0\beta}\operatorname{arcsh}\frac{\beta\cdot l}{2} \quad . \tag{8.27}$$

Представление о форме данного годографа можно получить из рис.8.6. В силу свойств функции (8.27) годограф рефрагированной волны для линейного закона является плавной, всюду возрастающей функцией расстояния *l*.

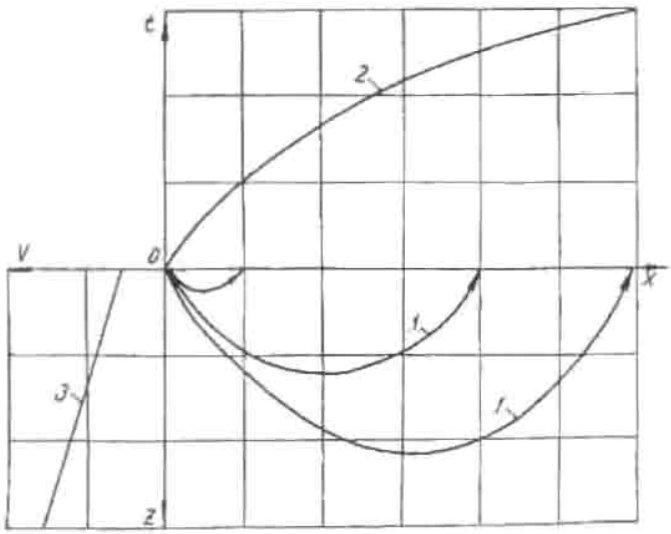


Рис. 8.6. Вид сейсмического луча (1) и годографа рефрагированной волны (2) для модели среды с линейным нарастанием скорости с глубиной (3)

8.6. Годографы рефрагированных волн для других зависимостей скорости V(z) от глубины

Выполняя интегрирование двух уравнений (8.22) для функций различного вида $V(z)$, можно получать уравнения годографов рефрагированных волн либо в явном, либо в параметрическом виде. В частности, если предположить, что скорость распространения упругих волн с глубиной нарастает по экспоненциальному закону

$$V(z) = V_0\, e^{kz} \quad , \tag{8.28}$$

то уравнение годографа рефрагированной волны может быть получено в таком явном виде

$$t(l) = \frac{2}{V_0 k}\sin\frac{kl}{2} \quad , \qquad \text{при} \quad l < \frac{\pi}{k} \quad . \tag{8.29}$$

Известным советским сейсморазведчиком ***И. И. Пузыревым*** (Пузырев и др., 1969) был предложен и реализован *другой подход* к получению уравнений годографов рефрагированных волн. Он заключается в том, что, *задавшись определенным видом уравнения годографа* рефрагированной волны, *можно найти и вид скоростной зависимости* $V(z)$, которой должен соответствовать такой годограф. В частности, он показал, что годографу вида

$$t(x) = ax - bx^2 \quad , \tag{8.30}$$

где a и b - некоторые положительные константы, должен соответствовать разрез, в котором зависимость скорости от глубины дается в неявном виде следующей формулой

$$z = \frac{1}{2\pi b}\left(a\cdot\operatorname{arcch}\left[a\cdot V(z)\right] - \frac{\sqrt{\left[a\cdot V(z)\right]^2 - 1}}{V(z)}\right) \quad . \tag{8.31}$$

Этот подход к получению уравнений годографов сейсмических волн в градиентных средах позволил разработать ряд достаточно эффективных приемов решения прямых и обратных задач сейсморазведки на основе использования идеологии рефрагированных волн. Для случаев, когда характер изменения скорости с глубиной *трудно описать аналитической зависимостью*, разработано много различных численных способов расчета *сейсмических лучей, фронтов волн и годографов*.

Если *характер зависимости* $V(z)$ *скорости* от глубины будет достаточно сложным, например, будет *содержать локальные области повышения или понижения скорости*, то форма годографов рефрагированных волн *существенно осложнится*. В таком случае годографы *могут иметь разрывы, петли и другие особенности*, всестороннее изучение которых представляет значительные трудности.

8.7. Годографы рефрагированных волн в двумерно-неоднородных средах

В реальных средах зависимость скорости от глубины обычно является *доминирующей*. Однако в некоторых случаях одновременно наблюдаются и *заметные изменения скорости* по горизонтали. В этих случаях *для расчета основных кинематических* характеристик рефрагированных волн необходимо одновременно учитывать *зависимость скорости от двух переменных*. В большинстве случаев для произвольных функций $V(x,z)$ аналитическое решение задачи нахождения уравнения годографа рефрагированной волны получить невозможно. В таких случаях обычно прибегают к расчетам численными методами.

Однако существует несколько видов функций $V(x,z)$, для которых возможно аналитическое решение задачи о расчете искомых полей времен и годографов. Получаемые в этих случаях формулы относительно просты, и на основе их анализа можно понять главные кинематические особенности рефрагированных волн в таких разрезах.

Первым и наиболее исследованным случаем *двумерно-неоднородных сред* (Мищенькина, 1967) является среда, в которой скорость распространения упругих волн одновременно линейно зависит от координат x и z

$$V(x,z) = V_0(1 + \beta \cdot x \sin\varphi + \beta \cdot z \cos\varphi), \qquad (8.32)$$

где V_0 - скорость в начале координат; $V_0\beta$ - градиент нарастания скорости по нормали к изолиниям скорости; φ - угол наклона изолиний скорости по отношению к оси OX.

Пусть, как обычно, в начале координат задан источник упругих волн. Требуется получить *аналитические зависимости* для расчета *сейсмических лучей, поля изохрон*, а также и *уравнение линейного годографа* для профильных наземных наблюдений.

При задании скоростной функции в виде (8.32) данная задача легко сводится к ранее рассмотренной ранее задаче о распространении рефрагированных волн в *вертикально-неоднородной среде* с линейным возрастанием скорости с глубиной. Для этого нужно выполнить преобразование координат *путем поворота осей координат на угол* φ. В результате этого получается уравнение линейного наземного годографа в следующем виде

$$t(x) = \frac{2}{V_0\beta}\operatorname{arsh}\left(\frac{\beta \cdot x}{2\sqrt{1 \pm \beta \cdot x \cdot \sin\varphi}}\right), \qquad (8.33)$$

где знак "+" соответствует наблюдениям по восстанию, а знак "-" - по падению изолиний скорости.

Уравнение изохроны при этом так же, как и в вертикально-неоднородной среде, будет представлять собой уравнение окружности. Координаты центра и радиус этой окружности являются функциями времени

$$\left[x - \frac{1}{\beta}\left(\operatorname{ch}(V_0\beta \cdot t) - 1\right) \cdot \sin\varphi\right]^2 + \left[z - \frac{1}{\beta}\left(\operatorname{ch}(V_0\beta \cdot t) - 1\right) \cdot \cos\varphi\right]^2 = \frac{1}{\beta^2}\operatorname{sh}^2(V_0\beta \cdot t). \qquad (8.34)$$

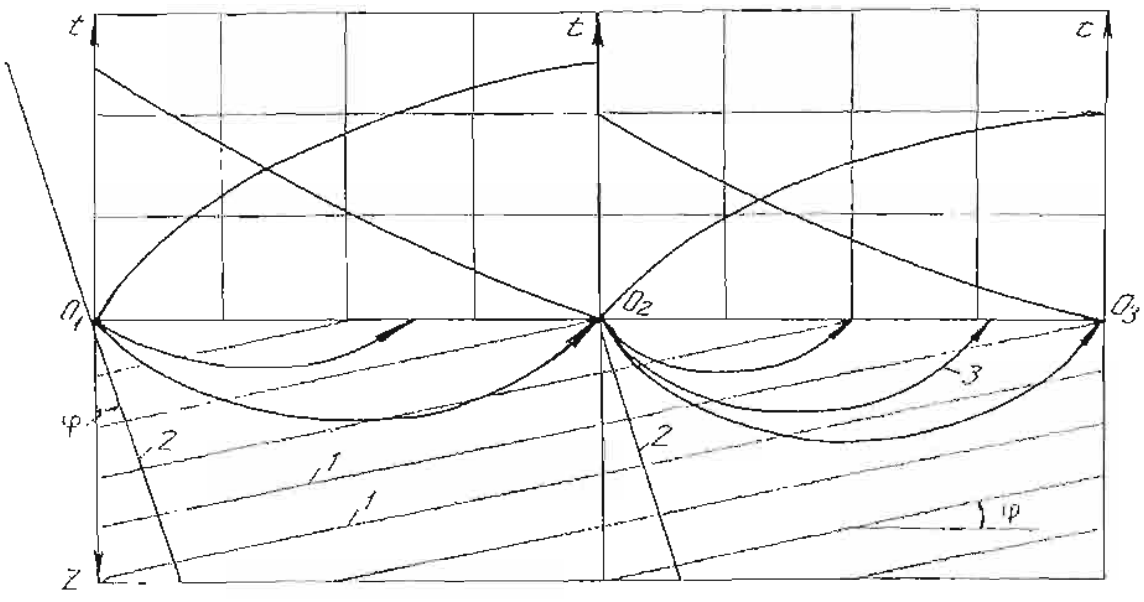


Рис. 8.7. Системы встречных годографов рефрагированных волн на двух соседних расстановках для модели двумерно-неоднородной среды:
1 - изолинии скорости; 2 - нормаль к изолиниям скорости; 3 - сейсмические лучи

Анализ уравнения (8.33) показывает, что годографы рефрагированных волн для рассматриваемого случая будут иметь более сложную форму, чем для вертикально-неоднородной среды. Объективное представление о форме годографов в двумерно-неоднородных средах может быть получено ***только по совокупности (системе) прямых и встречных годографов***. Только *наличие такой системы* годографов позволяет выявить факт одновременного существования *вертикальной и латеральной неоднородности среды*.

Основным критерием обнаружения латеральной изменчивости скорости служит факт *различия по форме прямого и встречного годографов*. Изменение вида системы двух встречных годографов на соседних базах наблюдений является дополнительным и убедительным доказательством наличия латеральной изменчивости скорости в разрезе. Частичное представление о форме прямых и встречных годографов на двух соседних расстановках при наличии вертикальной и латеральной изменчивости скорости в разрезе можно получить по данным, приводимым на рис.8.7.

8.8. Годографы отраженных и преломленных волн в градиентном полупространстве при наличии в нем сейсмических границ

Отсутствие сейсмических границ в градиентном полупространстве - *редкое явление*. Чаще всего в градиентной среде встречаются *отдельные сейсмические границы*, которые могут быть *отражающими или преломляющими*.

С целью понимания основных кинематических свойств годографов сейсмических волн в таких средах рассмотрим простейший случай (рис.8.8). Допустим, что на глубине h в градиентном полупространстве залегает граница, которая *одновременно является отражающей и преломляющей*. В таком случае скоростной разрез среды может быть представлен функцией

$$V(z)=\begin{cases} V(z), & 0\le z\le h \\ V_r, & h\le z\le\infty \end{cases};\quad \rho(z)=\begin{cases} \rho(z), & 0\le z\le h \\ \rho=\text{const}, & h\le z\le\infty \end{cases};\qquad (8.35)$$

$$V(h)\le V_r;\quad V(h)\rho(h)\ne V_r\rho\ .$$

Уравнение годографа *отраженной волны* можно записать на основании формул (8.22) в параметрической форме следующим образом

$$x=2\int_0^h\frac{pV(z)dz}{\sqrt{1-p^2V^2(z)}};\quad t=2\int_0^h\frac{dz}{V(z)\sqrt{1-p^2V^2(z)}}\ ,\qquad (8.36)$$

p - параметр конкретного сейсмического луча.

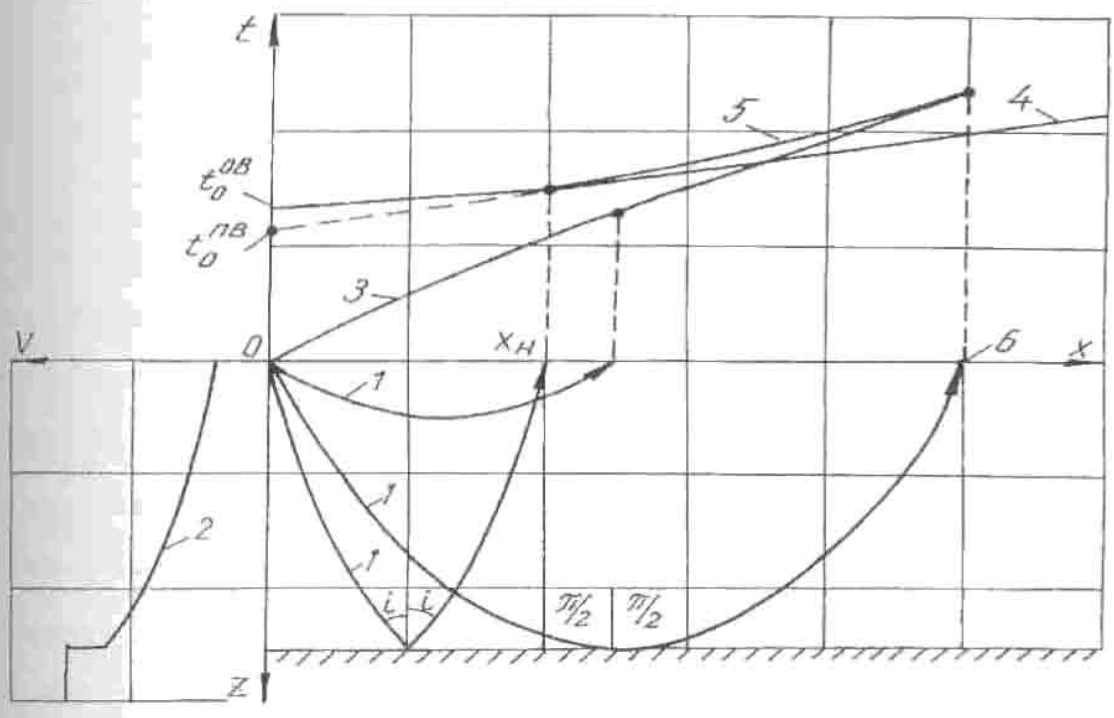


Рис. 8.8. Сейсмические лучи (1) и годографы, соответствующие скоростному разрезу (2) типа "градиентный слой, лежащий на однородном полупространстве":
3 – прямая рефрагированная волна; 4 – головная волна; 5 – отраженная волна;
6 – предельная точка годографа рефрагированной волны

Если предположить, что скорость в покрывающей среде меняется с глубиной по линейному закону, то уравнение годографа отраженной волны можно получить (после ряда преобразований) в явном виде

$$t = \frac{2}{V_0\beta}\operatorname{arch}\left[\frac{1+\beta^2\left((x/2)^2+h^2\right)}{2(1+\beta\cdot h)}\right] . \qquad (8.37)$$

По форме и виду годограф отраженной волны (8.37) весьма *близок к гиперболе* и практически неотличим от аналогичного годографа в однородной покрывающей среде с величиной скорости

$$V_{ср} = \frac{V_0\beta\cdot h}{\ln(1+\beta\cdot h)} . \qquad (8.38)$$

Сказанное справедливо и для случая произвольного изменения скорости с глубиной в покрывающей среде. Единственной и характерной особенностью годографов отраженных волн в таких средах является *ограниченность области их прослеживаемости на профиле. Интервал регистрации отраженной волны в этом случае заключен между пунктом возбуждения и некоторой предельной точкой.* Для линейного закона изменения скорости с глубиной координата этой предельной точки и время прихода отраженной волны определяются формулами

$$x_{пр} = \pm\frac{2}{\beta}\cdot\sqrt{(1+\beta\cdot h)^2-1}\ ; \quad t_{пр} = \frac{2}{V_0\beta}\cdot\operatorname{arch}(1+\beta\ h) . \qquad (8.39)$$

Расчеты показывают, что для большинства реальных сейсмогеологических условий предельная точка находится достаточно далеко от пункта возбуждения, то есть там, где регистрация отраженных волн практически невозможна.

Рассматриваемый скоростной разрез (8.35) благоприятствует возникновению и головной волны. Уравнение годографа головной волны для рассматриваемой модели среды можно записать в виде

$$t = 2\cdot\int_0^h \sqrt{V^{-2}(z)-V_r^{-2}}\,dz + \frac{x}{V_r} . \qquad (8.40)$$

При этом головная волна может наблюдаться на поверхности земли, начиная только с некоторого расстояния $x_н$ от пункта взрыва

$$x_н = 2\int_0^h \frac{V(z)/V_r}{\sqrt{1-(V(z)/V_r)^2}}\cdot dz . \qquad (8.41)$$

В своей начальной точке годограф головной волны касается годографа отраженной волны от той же границы. *Годографом первых волн* для данного типа скоростного разреза принято называть сводный годограф, состоящий из *двух ветвей*. Первая из них соответствует годографу *прямой рефрагированной волны*, а вторая - *годографу головной волны*. Они обязательно пересекаются между собой в некоторой точке $x_{ПП}$, которую принято называть *точкой излома* (точкой пересечения двух ветвей). Качественное представление о годографах сейсмических волн для рассматриваемой модели среды можно получить из графиков, изображенных на вышеприведенном рисунке.

Вопросы для самопроверки

1. Сделайте вывод функции поля времен (8.18) для случая линейной зависимости скорости от глубины.

2. Сформулируйте основные кинематические особенности годографов рефрагированных волн в вертикально-неоднородных средах.

3. Приведите вывод формулы (8.31) для случая, когда уравнение годографа рефрагированной волны задано в виде параболической зависимости (8.30).

4. Получите уравнение годографа отраженной волны для случая, когда в покрывающей отражающую границу среде скорость возрастает с глубиной по линейному закону.

5. Объясните характер взаимного расположения годографов отраженной, рефрагированной и головной волн для случая, когда однородное полупространство перекрыто градиентным слоем.

6. Сформулируйте основные кинематические особенности годографа отраженной волны для однородно-слоистой покрывающей среды.

7. Объясните механизм получения приближенного уравнения годографа отраженной волны в виде ряда С.Ф. Больших.

8. Укажите главные качественные особенности взаимоотношений годографов отраженных волн в многослойной среде с несколькими отражающими границами.

9. Сформулируйте основные особенности вида годографов головных волн в многослойной среде с несколькими преломляющими границами.

10. Поясните, почему не всегда и не все преломляющие границы находят отображение в сводном годографе первых вступлений головных волн.

* * * * * * *

9. ГОДОГРАФЫ ОСТ (ОГП) ОТРАЖЕННЫХ, ДИФРАГИРОВАННЫХ И ГОЛОВНЫХ ВОЛН

9.1. Введение

Все выше рассмотренные годографы отраженных, дифрагированных и головных волн соответствуют случаю, когда положение пункта возбуждения фиксировано и совпадает с началом координат. Эти годографы, как уже неоднократно говорилось, принято называть годографами *общей точки возбуждения* – ОТВ. Обычно получаемые в полевых условиях физические наблюдения - *первичные сейсмические записи* - как раз и относятся к этому типу. Однако современные технологии полевых работ, как правило, реализуются в виде *многократных перекрытий*. Результаты полевых исследований в этом случае представляют собой многочисленный *набор (совокупность) наблюдений общей точки (пункта)* возбуждения с высокой плотностью их размещения по профилю или площади. Именно из такой совокупности исходных полевых записей ОТВ в последующем, в процессе обработки, формируют по определенному правилу сейсмограммы, соответствующие определенной *методике многократных перекрытий*. Наиболее распространенным в настоящее время видом таких сейсмограмм в *методе отраженных волн* являются сейсмограммы *общей средней (глубинной) точки* – ***сейсмограммы ОСТ***. Последующий анализ именно таких сейсмограмм получать более эффективные геологические результаты от применения сейсмической разведки.

Формирование сейсмограмм ОСТ осуществляется на основе следующего правила: из первичной совокупности сейсмограмм ОТВ для конкретного пикета профиля (площади) выбирают те трассы многоканальных записей, для которых середина расстояния *"источник - приемник"* в точности соответствует выбранному пикету профиля или площади (рис.9.1).

На практике в России нередко метод получения и анализа сейсмограмм ОСТ *неточно и по традиции* называют ***методом общей глубинной точки*** (***МОГТ***). При дальнейшем изложении материала автор будет придерживаться более строго и точного понятия – ***метод общей средней точки*** (ОСТ). При этом под *общей глубинной точкой* следует понимать точку (точнее, небольшой участок) на отражающей границе, которая является *общей точкой отражения* для всей совокупности трасс формируемой сейсмограммы. Проекция общей глубинной точки на профиль (плоскость) наблюдений для горизонтально-слоистых сред всегда совпадает с серединой расстояния *"источник – приемник"*. Эту точку профиля обычно и называют *общей средней точкой* – ОСТ. При наклонном залегании сейсмических границ пространственное совпадение координат этих точек может нарушиться.

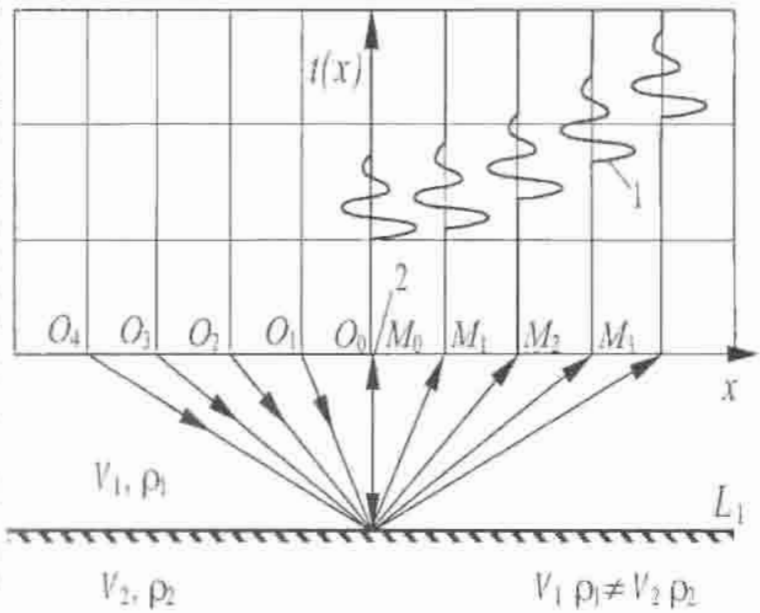


Рис. 9.1. Схема, поясняющая процесс формирования сейсмограммы ОСТ (1) для общей средней точки (2) на основе исходных сейсмических трасс ОТВ: O_0-O_4 – источники упругих волн; M_0-M_3 – приемники упругих волн

Широкое применение в практике сейсморазведочных работ наблюдений по системам многократных перекрытий обусловлено тем, что в процессе последующей обработки полученных результатов таких наблюдений возможна реализация алгоритмов, которые обеспечивают существенное повышение на записях соотношения *"сигнал/помеха"*. Это достигается как за счет ослабления записей нерегулярных колебаний, так и за счет подавления регулярных волн-помех различного типа. Для этой цели в большинстве алгоритмов обработки используются характерные кинематические особенности годографов ОСТ отраженных и дифрагированных волн.

Аналогичные соображения могут быть реализованы и в методе преломленных волн. Если методика полевых наблюдений обеспечивает многократное прослеживание преломленных волн от одного и того же интервала преломляющей границы, то по сейсмограммам ОПВ на стадии обработки возможно формирование новых сейсмограмм - *сейсмограмм общей глубинной площадки – ОГП*. Как и ранее, сюда включаются лишь те трассы исходных сейсмограмм ОТВ, для которых середина расстояния *"источник - приемник"* соответствует выбранному пикету профиля. Такой подход к обработке данных метода преломленных волн методы позволяет существенно повысить уровень автоматизации процесса их обработки и, в целом, повысить геологическую эффективность метода.

9.2. Вывод уравнения годографа ОСТ однократно отраженных волн

Пусть плоская отражающая граница залегает под углом φ к горизонту, а покрывающая ее толща однородна и характеризуется всюду одинаковой скоростью V. Начало координат разместим на поверхности земли в точке O, которую будем называть общей средней точкой - ОСТ. Линию наблюдений на поверхности земли совместим с осью OX. Положительное направление оси OX ориентируем параллельно проекции линии падения отражающей границы на плоскость наблюдений. Глубину по нормали из центра системы координат до границы раздела примем равной h_0. В произвольной точке O_1 на профиле наблюдений, имеющей координату $-l/2$, поместим источник колебаний. В точке профиля с координатой $+ l/2$ (расположенной симметрично относительно ОСТ) поместим приемник колебаний (рис.9.2). Требуется определить время пробега отраженной волны от источника до приемника. Эту зависимость, полученную в виде формулы, будем называть *уравнением годографа* ОСТ.

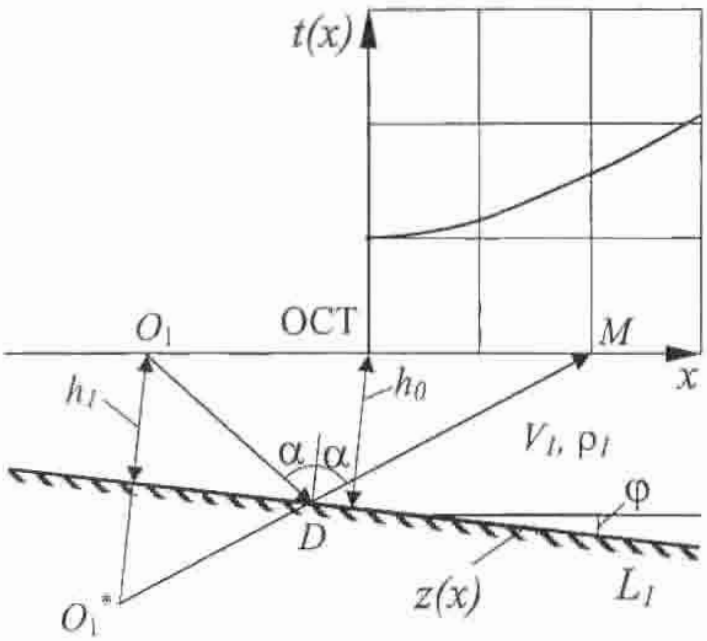


Рис. 9.2. Схема обозначений, используемых при выводе уравнения годографа ОСТ

При выводе искомой формулы будем использовать уже известное нам уравнение годографа отраженной волны для общей точки возбуждения – уравнение годографа ОТВ. Для этого временно совместим начало новой системы координат с пунктом взрыва O_1. Глубина по нормали до отражающей границы в этой точке профиля будет равна

$$h_1 = h_0 - \frac{l}{2}\cdot\sin\varphi . \qquad (9.1)$$

Как известно, уравнение годографа ОТВ, определяющее время пробега волны по траектории O_1DM, в этой системе координат и обозначений будет иметь вид

$$t(l) = \frac{1}{V}\cdot\sqrt{l^2 + 4h_1 l\cdot\sin\varphi + 4h_1^2} . \qquad (9.2)$$

Подставив в уравнение (9.2) глубину h_1 из (9.1), будем иметь

$$t(l) = \frac{1}{V}\cdot\sqrt{l^2 + 4l\cdot\left(h_0 - \frac{l}{2}\cdot\sin\varphi\right) + 4\cdot\left(h_0 - \frac{l}{2}\cdot\sin\varphi\right)^2} = \qquad (9.3)$$

$$= \frac{1}{V}\cdot\sqrt{l^2 - l^2\cdot\sin^2\varphi + 4\cdot h_0^2} = \frac{1}{V}\cdot\sqrt{4\cdot h_0^2 + l^2\cdot\cos^2\varphi} .$$

После внесения скорости V под знак радикала и с учетом общепринятых обозначений

$$t_0 = 2h_0/V \quad ; \quad V_{OCT} = V/\cos\varphi , \qquad (9.4)$$

будем иметь следующее окончательное выражение для линейного ***уравнения годографа ОСТ***

$$t(l) = \sqrt{t_0^2 + \frac{l^2}{V_{OCT}^2}} . \qquad (9.5)$$

Всегда следует помнить, что l в этой формуле – это расстояние от пункта возбуждения до пункта приема.

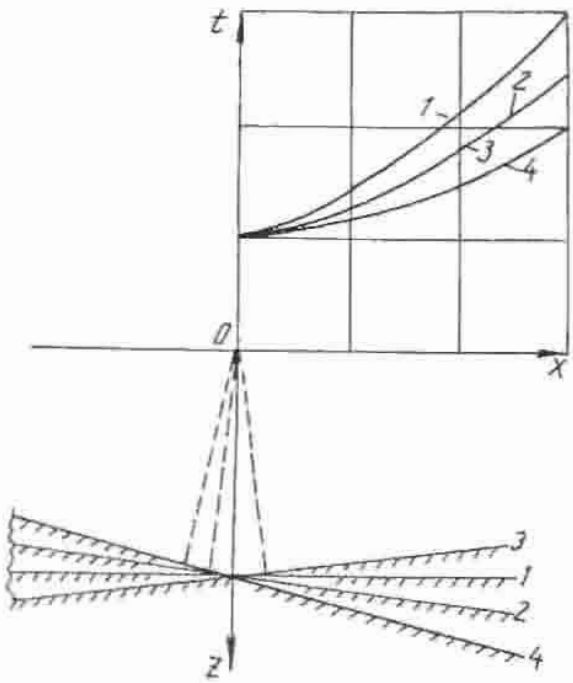


Рис. 9.3. Влияние величины и знака угла наклона отражающей границы на сравнительный вид годографов *ОСТ*:
1 – горизонтальная граница раздела;
наклонная отражающая граница:
2 -при $\varphi = 10°$; 3 - $\varphi = -10°$; 4 - $\varphi = 20°$

Из анализа уравнения годографа ОСТ следуют такие выводы (рис.9.3):

- *годограф* ОСТ однократно-отраженной волны для однородной покрывающей среды и плоской отражающей границы представляет собой *гиперболу* с минимумом в точке симметрии - точке ОСТ;

- с *увеличением угла* наклона отражающей границы *крутизна* годографа ОСТ *уменьшается*;
- *форма* годографа ОСТ *не зависит от знака* угла наклона отражающей границы;
- для фиксированного времени t_0 годограф ОСТ является функцией только одного параметра - параметра $V_{ост}$, который принято называть *скоростью* ОСТ.

9.3. О положении в разрезе общей глубинной точки

При горизонтальном залегании отражающей границы в процессе формирования сейсмограммы ОСТ для всех комбинаций положений пар *"источник - приемник"* отражение *действительно* происходит от *одной общей глубинной точки*. Именно это и послужило основанием называть данный способ исследования *методом общей глубинной точки*.

При наклонном залегании отражающей границы ситуация выглядит по-иному. Покажем, что для каждой пары *"источник - приемник"* положение точки отражения на границе меняется. Действительно, когда источник и приемник максимально сближены (находятся в ОСТ), то точка отражения совпадает с основанием нормали к границе, проведенной из общей средней точки. При таком взаимном положении источника и приемника точка отражения будет изменять свое положение на отражающей границе, смещаясь в сторону ее восстания.

Для оценки смещения точки отражения от расчетного местоположения необходимо определить *фактические* координаты *этой точки отражения*. Координаты основания нормали к границе – координаты *расчетной точки отражения* O_2 (см. рис.9.2)

$$x_{O_2} = -h_0 \cdot \sin\varphi \quad ; \quad z_{O_2} = h_0 \cdot \cos\varphi \quad . \tag{9.6}$$

Координаты реальной точки отражения D найдем как координаты точки пересечения линии *"мнимый источник - точка приема M"* с отражающей границей $Z(x)$. Уравнение линии отражения как уравнение прямой, проходящей через заданную точку с известным угловым коэффициентом, очевидно, будет иметь следующий вид:

$$Z - h_0 \cos\varphi = \operatorname{tg}\varphi \cdot \left(X + h_0 \sin\varphi\right) \quad , \tag{9.7}$$

где X и Z - текущие координаты отражающей границы.

После небольших преобразований это уравнение примет вид

$$Z = X \cdot \operatorname{tg}\varphi + h_0 / \cos\varphi \quad . \tag{9.8}$$

Уравнение линии *"мнимый источник возбуждения O_1^* - точка приема колебаний M"* можно взять в форме уравнения прямой линии, проходящей через две заданные точки с известными координатами.

Координаты *"мнимого источника"* возбуждения O_1^* могут быть записаны следующим образом:

$$z^* = 2 \cdot \left(h_0 - \frac{l}{2} \cdot \sin\varphi\right) \cdot \cos\varphi \quad ; \tag{9.9}$$

$$x^* = -\frac{l}{2} - \left(h_0 - \frac{l}{2} \cdot \sin\varphi\right) \cdot \sin\varphi \quad , \tag{9.10}$$

Теперь уравнение прямой линии $O_1^* M$ можно записать в виде

$$\frac{Z - z^*}{-z^*} = \frac{X - x^*}{l/2 - x^*} \quad , \tag{9.11}$$

где Z и X - текущие координаты этой прямой линии. Подставляя значения x^* и z^* из (9.9) и (9.10) в формулу (9.11), после преобразований получим искомое уравнение прямой линии

$$Z = -\frac{2 \cdot \left(h_0 - \frac{l}{2} \cdot \sin\varphi\right) \cdot \cos\varphi}{l \cdot \cos^2\varphi + 2h_0 \cdot \sin\varphi} \cdot X + \frac{l \left(h_0 - \frac{l}{2} \cdot \sin\varphi\right) \cdot \cos\varphi}{l \cdot \cos^2\varphi + 2h_0 \cdot \sin\varphi} \quad . \tag{9.12}$$

Координаты точки пересечения линий (9.12) и (9.8) определяют координаты точки D - точки фактического отражения. Их можно найти путем совместного решения этих двух уравнений. Выполнив ряд преобразований, получим координаты точки отражения x_D и z_D

$$x_D = -\left(h_0 + \frac{l^2}{4h_0} \cos^2\varphi\right) \sin\varphi \qquad z_D = h_0 \cos\varphi - \frac{l^2}{4h_0} \sin^2\varphi \cos\varphi \quad . \tag{9.13}$$

Зная координаты истинной точки отражения, легко определить длину отрезка L, характеризующего смещение действительной точки отражения вдоль границы от предполагаемого положения этой точки

$$\Delta L = \sqrt{\left(x_D - x_P\right)^2 + \left(z_D - z_P\right)^2} = \frac{l^2}{h_0} \cdot \frac{\sin 2\varphi}{8} \quad . \tag{9.14}$$

Количественное представление о максимальных относительных величинах (в долях базы наблюдений l) смещения точки отражения вдоль границы дано в табл. 9.1, рассчитанной на основе формулы (9.14).

Таблица 9.1

Относительное максимальное смещение $(\Delta L/l)100\%$ точки отражения в методе ОСТ

φ° \ l/h_0	0	0.25	0.5	0.75	1	1.25	1.5	2.0
1	0	0.109	0.218	0.327	0.436	0.545	0.654	0.872
3	0	0.326	0.653	0.980	1.306	1.632	1.959	2.612
5	0	0.542	1.085	1.627	2.170	2.712	3.255	4.340
10	0	1.069	2.138	3.207	4.275	5.344	6.413	8.550
15	0	1.562	3.125	4.687	6.250	8.812	9.375	12.500
20	0	2.009	4.018	6.027	8.035	10.044	12.045	16.070

Как видно из приведенных данных (Бондарев и др. 2006), максимальные относительные смещения точки отражения для небольших баз наблюдений ($l/h_0<1$) и углов наклона границ ($\varphi<5^0$) действительно сравнительно незначительны. Ими во многих случаях можно пренебречь. Такое утверждение становится еще более правомерным, поскольку под точкой отражения фактически следует понимать область (площадку) *первой зоны Френеля*, абсолютные размеры которой всегда сопоставимы с вышеприведенными цифрами. Это дает основание полагать, что все отражения в методе многократных перекрытий в вышеназванных условиях действительно формируются *от одной и той же точки отражения* на границе. Отсюда и становится понятным, почему на практике *не всегда учитывают различие* между *общей средней* и *общей глубинной* точками в их плановом положении на профиле (площади). Это и объясняет происхождение общепринятого нестрогого названия метода – *метод общей глубинной точки*.

Иное положение дел будет иметь место при достаточно больших углах наклона (φ более 5°) и больших относительных базах наблюдений (l/h_0 более 1.5). В этих случаях недоучет смещения точки отражения может привести к заметным негативным последствиям – существенному *снижению горизонтальной разрешенности* данных сейсмической разведки метода многократных перекрытий.

9.4. Понятие о кинематических поправках

По итогам процесса обработки данных ОСТ непременно получают *временные* или *глубинные динамические разрезы*. Их качество решающим образом зависит от достоверности введенных в наблюденное волновое поле *специальных поправок*. Одной из таких важнейших поправок, учитывающей (компенсирующей) *увеличение времени* прихода отраженной волны по мере изменения (увеличения) расстояния *"источник - приемник"*, является поправка, которую принято называть *кинематической*. Кинематические поправки вводят в сейсмограммы ОСТ с целью трансформации осей синфазности однократно отраженных волн в линии t_0=const, где t_0 - двойное время пробега волны по лучу, нормальному к отражающей границе. Кинематическая поправка t_K для данной общей средней точки зависит как от времени t_0 так и от величины базы *"источник - приемник"* l и имеет вид

$$\tau_k(t_0, l) = t(l) - t_0 \ . \tag{9.15}$$

При аппроксимации исследуемого разреза вблизи данной точки ОСТ моделью однородной среды с плоской отражающей границей раздела, кинематическую поправку рассчитывают по формуле

$$\tau_k(t_0, l) = \sqrt{t_0^2 + \frac{l^2}{V_{OCT}^2(t_0)}} - t_0 \ . \tag{9.16}$$

Введение кинематической поправки в трассы ОСТ позволяет:

- трансформировать сейсмограммы ОСТ в набор трасс, совокупность которых представляет собой временной разрез, дающий весьма наглядное представление о структурных особенностях сейсмических границ;

- существенно упростить и облегчить процесс их синфазного суммирования с целью выделения однократных отражений на фоне случайных и регулярных волн-помех.

Точный расчет кинематических поправок всегда был бы возможен, если бы были точно известны все скоростные и структурные параметры геологической среды. Поскольку такая информация о среде практически всегда отсутствует, то в реальных условиях обычно кинематические поправки вводятся поэтапно на основе некоторых

упрощенных представлений
$V_{ОСТ}(t_0)$.

Если величина кинематической поправки найдена точно, то ее введение трансформирует данный годограф ОСТ в прямую линию t_0. Действительно, наблюденный годограф после введения (вычитания) кинематической поправки трансформируется в исправленный годограф, вид которого определяется формулой

$$\tilde{t}_{ОСТ} = t_{ОСТ} - \tau_k(t_0, l) = t_0 . \tag{9.17}$$

Существенно сложнее обстоит дело в случае, если кинематическая поправка рассчитана на основе неверного значения скорости $V_{ОСТ}$. Предположим, что покрывающая среда характеризуется скоростью $V_{1ОСТ}(t_0)$, а кинематическая поправка рассчитана на основе неверной зависимости $V_{2ОСТ}(t_0)$. Представляя выражение (9.16) в виде ряда *Тейлора*, получим следующее *приближенное* выражение для величины кинематической поправки

$$\tau_k(t_0, l) = \sqrt{t_0^2 + \frac{l^2}{V_{ОСТ}^2(t_0)}} - t_0 \approx \frac{l^2}{2t_0 V_{ОСТ}^2(t_0)} . \tag{9.18}$$

С учетом этого исправленные значения времени на годографе могут быть записаны в виде

$$\tilde{t}_{ОСТ} = \sqrt{t_0^2 + \frac{l^2}{V_{1ОСТ}^2(t_0)}} - \left(\sqrt{t_0^2 + \frac{l^2}{V_{2ОСТ}^2(t_0)}} - t_0 \right) = t_0 + \frac{\dfrac{l^2}{V_{1ОСТ}^2(t_0)} - \dfrac{l^2}{V_{2ОСТ}^2(t_0)}}{\sqrt{t_0^2 + \dfrac{l^2}{V_{1ОСТ}^2(t_0)}} + \sqrt{t_0^2 + \dfrac{l^2}{V_{2ОСТ}^2(t_0)}}} \approx$$

$$\approx t_0 + \frac{l^2}{2t_0}\left(\frac{1}{V_{1ОСТ}^2(t_0)} - \frac{1}{V_{2ОСТ}^2(t_0)} \right) = t_0 + al^2 . \tag{9.19}$$

Как легко видеть, исправленный таким образом годограф будет иметь приближенно вид параболы со смещенным центром, кривизна которой определяется знаком и величиной коэффициента a. Численное значение и знак этого коэффициента определяются взаимным соотношением скоростей $V_{1ОСТ}$ и V: если поправка рассчитана на основе *завышенного* значения скорости $V_{2ОСТ}$ ($V_{2ОСТ} > V_{1ОСТ}$), то параметр a принимает *положительное значение*. В этом случае будет иметь место так называемое ***недоспрямление*** *наблюденного годографа*. Наоборот, если при вводе кинематической поправки принято *занижение значение скорости* $V_{2ОСТ}$ ($V_{2ОСТ} < V_{1ОСТ}$), то параметр a становится отрицательным и будет иметь место так называемое ***переспрямление*** *годографа*. И только в случае, когда кинематическая поправка рассчитана с использованием скорости, свойственной данному годографу ОСТ, можно будет наблюдать точное спрямление наблюденного годографа (рис.9.4).

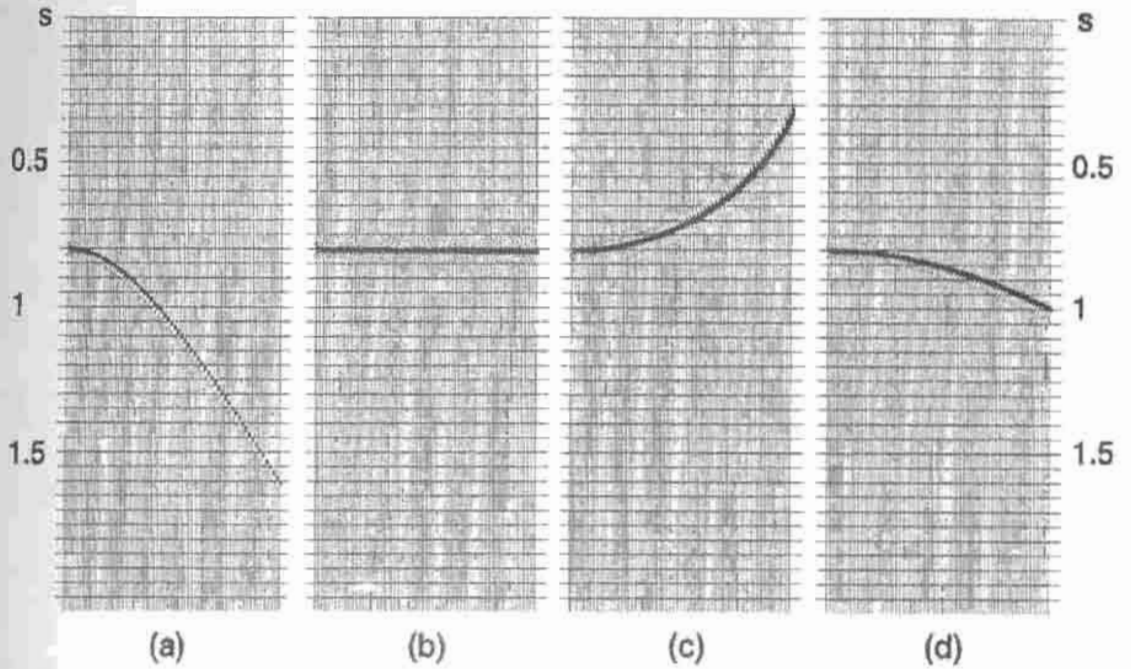


Рис.9.4. Влияние величины скорости $V_{ОСТ}$, на основе которой рассчитываются кинематические поправки, на форму исправленного годографа *ОСТ*.

Годографы: a – исходный наблюденный; b - правильно спрямленный ($V_{2ОСТ} = V_{ОСТ}$); c - переспрямленный ($V_{2ОСТ} < V_{ОСТ}$); d - недоспрямленный ($V_{2ОСТ} > V_{ОСТ}$)

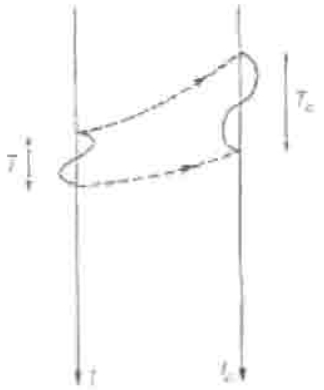


Рис.9.5. Схема превращения исходного сигнала с периодом T в сигнал с периодом T_0 ($T_0 > T$) после ввода кинематической поправки

Введение кинематических поправок в сейсмическую запись непременно вызывает искажение формы сейсмических сигналов – их растяжение во времени. Действительно, кинематические поправки для каждой данной трассы постепенно уменьшаются по мере увеличения времени t_0. Это обусловлено уменьшением кривизны годографов отраженных волн по мере увеличения времени их прихода. Вследствие этого поправки оказываются неодинаковыми в пределах длительности одного сейсмического импульса. Схематично этот процесс "растяжения" сейсмического сигнала показан на рис. 9.5. Легко показать (Yilmaz, 2001), что видимый период записи отраженной волны для данной трассы после введения кинематической поправки T_0 будет определяться следующей формулой

$$T_0 = T \cdot \left(1 + \frac{1}{2} \cdot \frac{l^2}{t_0^2 \cdot V_{OCT}^2(t_0)}\right), \qquad (9.20)$$

где T - видимый период этой же волны до ввода кинематической поправки.

Полное представление о характере и степени деформации сейсмических сигналов в процессе ввода кинематических поправок можно видеть по материалам, показанным на рис. 9.6. Отчетливо видно, что все сейсмические трассы сейсмограммы ОСТ после ввода кинематических поправок заметным образом

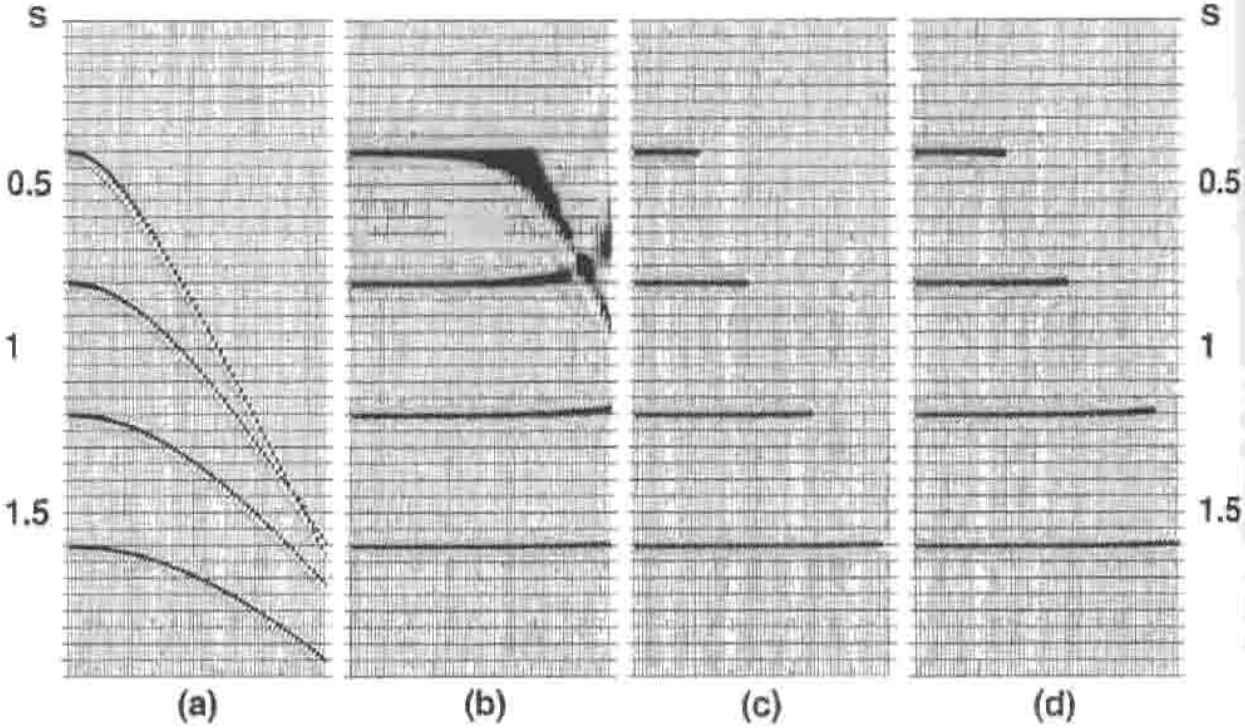


Рис. 9.6. Проявление эффекта растяжения записей отраженных волн на синтетической сейсмограмме.
a - исходная сейсмограмма с записью четырех отражений; *b* - вид той же сейсмограммы после ввода кинематических поправок; *c* - показаны те части трасс, где величина растяжения не превышает 50% периода; *d* - показаны те части трасс, где величина растяжения не и превышает 100% периода

искажаются. Наиболее сильное растяжение сейсмических сигналов отмечается для колебаний, регистрируемых на малых временах t_0 и больших удалениях *l* "источник - приемник". В целях недопущения таких последствий от ввода кинематических поправок приходится в процессе обработки в обязательном порядке исключать начальные части сейсмических трасс из процесса суммирования. Это может приводить к уменьшению кратности накопления, особенно на малых временах регистрации отражений от неглубоко залегающих отражающих границ.

9.5. О форме годографов ОСТ в сложно построенных средах

Уравнения годографов ОСТ для отражающих границ в слоисто-однородной среде даже с горизонтальными границами раздела получены только в приближенной форме. Численные расчеты на основе этих формул показали, что на базах наблюдений, по своим размерам не превышающих глубин залегания соответствующих границ, годограф ОСТ несущественно отличается по форме от гиперболы. Поэтому в таких средах вполне допустимо использование в различных расчетах ранее полученных формул для однородной покрывающей среды.

Существенно сложнее обстоит дело в средах с криволинейными границами раздела, а также в средах с изменяющимися по горизонтали пластовыми скоростями. Точных или даже приближенных формул для расчета годографов ОСТ в таких средах не получено. В таких случаях расчеты годографов ОСТ для конкретных моделей сред осуществляются на основе математического моделирования. На рис. 9.7 показан один из примеров глубинного модельного разреза, для которого выполнен значительный объем математического моделирования (Мешбей, 1985). В ряде точек профиля рассчитывались годографы ОСТ длиной до 3 км для каждого из отражающих горизонтов. На основе анализа результатов моделирования для этого и других подобных случаев можно сделать следующие общие выводы:

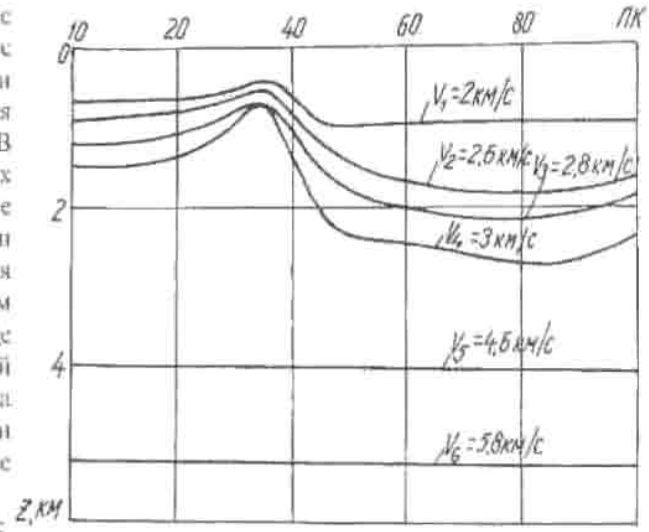


Рис. 9.7. Схематический глубинный разрез, для которого рассчитаны численным методом годографы *ОСТ*

- в условиях толстослоистых сред с криволинейными границами раздела вполне реальна регистрация *негиперболических* по виду годографов ОСТ однократно отраженных волн;

- отклонение рассчитанных годографов от аппроксимирующей их гиперболы может достигать величин, соизмеримых с периодом сигнала отраженной волны;

- наибольшие по абсолютной величине отклонения рассчитанных годографов ОСТ от гиперболы наблюдаются для годографов с малым временем регистрации, которые соответствуют неглубоко залегающим границам;

- области проявления негиперболичности расчетных годографов ОСТ, как правило, приурочены к зонам резкой смены кривизны сейсмических границ;

- при наличии в разрезе криволинейных границ раздела с крутыми углами падения и их несогласном залегании с вышележащими горизонтами на сейсмограммах ОСТ могут наблюдаться оси синфазности с отрицательной кривизной ($t(l)<t_0$).

Принимая во внимание все вышеприведенные выводы, можно утверждать, что после введения правильных кинематических поправок в наблюденные годографы ОСТ полученные линии $t_0(x)$ имеют следующие особенности.

В средах с приблизительно плоскими и согласно залегающими отражающими границами раздела и постоянными пластовыми скоростями линии $t_0(x)$ достаточно точно описывают поведение кровли и подошвы пластов в разрезе. Оси синфазности отраженных волн в таких разрезах *не пересекаются* между собой, что существенно облегчает прослеживание отдельных сейсмических волн. Временной сейсмический разрез в таких случаях уже позволяет геофизику – интерпретатору сформировать близкое к истинному представление о строении осадочной толщи.

Для разрезов с криволинейными границами раздела линии $t_0(x)$ могут иметь очень сложную форму. Суммарное влияние геометрии отражающих границ и преломления волн на промежуточных границах может порождать петли осей синфазности, разбивать ось синфазности волны от одной и той же границы раздела на ряд не связанных друг с другом участков. Формальная интерпретация в таких ситуациях приводит к появлению на результирующем временном разрезе ложных структурных форм. Такие осложнения, вызванные взаимным влиянием сейсмических волн, не могут быть правильно разрешены в процессе визуальной корреляции и требуют применения сложных алгоритмов обработки таких сейсмограмм.

9.6. Годографы ОСТ многократно отраженных волн

Кратные отраженные и дифрагированные волны являются неизбежными и наиболее распространенными волнами - помехами в методе отраженных волн. Их обнаружение в регистрируемом волновом поле представляет собой важнейшую и труднейшую задачу сейсморазведки. Только обнаружив и исключив их из наблюденного волнового поля, можно надеяться, что выполняемые последующие геосейсмические построения будут иметь высокую степень достоверности и объективности. Способ ОСТ по своей природе является эффективным средством ослабления влияния различных волн - помех и, в особенности, полнократных отраженных волн. Ослабление влияния кратных отраженных волн основано на использовании при суммировании их особых кинематических характеристик.

Как было показано ранее, кинематические свойства годографа ОГВ двукратно отраженной волны от реальной границы раздела эквивалентны кинематическим свойствам годографа ОГВ однократно отраженной волны

от некоторой фиктивной границы раздела, залегающей на большей глубине и имеющей больший угол наклона. Справедливость такого взгляда на отраженные волны любой кратности была также показана ранее. Принимая во внимание вышесказанное, на основе ранее полученных результатов можно утверждать, что уравнение годографа ОСТ многократно отраженной волны будет иметь вид, аналогичный годографу ОСТ однократно отраженной волны от фиктивной отражающей границы

$$t_m = \sqrt{t_{0m}^2 + \frac{l^2}{V_{OCTm}}} \quad , \tag{9.21}$$

имеющий следующие значения параметров

$$V_{OCTm} = V / \cos\varphi_1 ; \qquad t_{0m} = 2h_1 / V \tag{9.22}$$

Из приведенных формул видно, что в однородной среде при плоской границе раздела годограф ОСТ многократно отраженной волны также представляет собой гиперболу, минимум которой, как и у годографа ОСТ однократно отраженной волны, расположен в общей средней точке. Для заданного t_0 форма годографа ОСТ кратной отраженной волны полностью определяется одним обобщенным параметром – фиктивной скоростью $V_{OCTm} = V/\cos(m\varphi)$.

Очевидно, что кратная отраженная волна не может мешать выделению однократно отраженной волны, если обе они связаны с одним и тем же отражающим горизонтом. Кратно отраженные волны осложняют выделение и регистрацию однократно отраженных волн от тех глубоко залегающих отражающих границ, глубина залегания которых близка к глубине залегания фиктивной отражающей границы для этих кратных волн. В этих случаях возможность разделения однократных и кратных волн основана на использовании того обстоятельства, что в реальных геосейсмических разрезах средняя (и эффективная) скорости до отражающих границ, как правило, увеличиваются с глубиной их залегания. Эта особенность скоростных разрезов в реальных средах позволяет обнаружить заметное различие в кинематических характеристиках годографов однократной и кратных сейсмических волн. Это становится возможным только после введения в регистрируемое волновое поле кинематических поправок, рассчитанных для однократно отраженных волн. Действительно, введем в годограф ОСТ многократной отраженной волны кинематические поправки, рассчитанные с использованием зависимости $V_{OCT}(t_0)$ для однократной волны, зарегистрированной на том же времени t_0, что и многократная волна. Исправленный таким образом годограф ОСТ многократной волны будет иметь вид

$$\tilde{t}_k(x) = \sqrt{t_0^2 + \frac{l^2}{V_{OCTk}^2}} - \left(\sqrt{t_0^2 + \frac{l^2}{V_{OCT}^2}} - t_0 \right) = t_0 + \sqrt{t_0^2 + \frac{l^2}{V_{OCTk}^2}} - \sqrt{t_0^2 + \frac{l^2}{V_{OCT}^2}} . \tag{9.23}$$

После несложных преобразований получим следующую приближенную формулу

$$\tilde{t}_k(x) \approx t_0 + \frac{l^2}{2t_0}\left(\frac{1}{V_{OCTk}^2} - \frac{1}{V_{OCT}^2} \right) \quad . \tag{9.24}$$

Поскольку для реальных разрезов всегда $V_{OCTk}(t_0) < V_{OCT}(t_0)$, то годограф кратно отраженной волны в этом случае всегда будет недоспрямлен и иметь форму, близкую к параболической. В то же время годограф однократно отраженной волны после такого преобразования превратится в горизонтальную линию – линию t_0 (рис.9.8). Суммируя все трассы, количество которых определяется кратностью наблюдений, получим итоговую трассу ОСТ, которая почти свободна от влияния кратной волны. Именно этот эффект и позволяет в методе ОСТ избавиться от нежелательного влияния кратно отраженных волн. Степень ослабления кратных волн зависит от целого ряда обстоятельств, но решающее влияние оказывает количество суммируемых трасс в сейсмограммах ОСТ, которое определяется кратностью наблюдений. Это обстоятельство и объясняет тот факт, что в практике сейсмической разведки кратность наблюдений непрерывно растет. В настоящее время, как правило, кратность проводимых сейсмических наблюдений превышает 48.

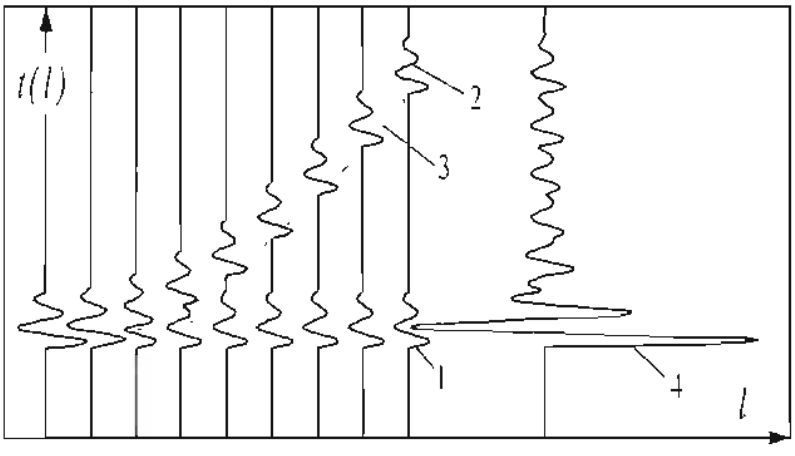


Рис. 9.8. Схематическое изображение фрагмента сейсмограммы ОСТ после введения кинематических поправок, рассчитанных на выделение однократно отраженных волн:
1 – однократно отраженная волна; 2 – кратная волна; 3 – остаточный годограф кратно отраженной волны; 4 – суммарная запись (сумма трасс ОСТ)

9.7. Уравнения годографов ОСТ для пространственных систем наблюдений

В практике сейсморазведочных работ во всем мире все большее распространение получают пространственные технологии работ 3D, позволяющие более эффективно изучать сложно построенные геологические объекты. Особенно часто такие работы выполняются на этапе детального изучения нефтегазоперспективных объектов с целью их подготовки к бурению. Поэтому знание основных закономерностей формы годографов отраженных волн, получаемых по методике многократных перекрытий при работах по технологии 3D, представляется весьма актуальным.

Рассмотрим традиционную идеальную схему наблюдений по технологии 3D. Начало пространственной системы координат *XYZ* совместим с положением рассматриваемой общей средней точкой – ОСТ на плоскости наблюдений (рис.9.9.). Направление оси *OX* примем за начало отсчетов всех азимутальных углов ω. В нижнем полупространстве находится плоская отражающая граница (Бондарев и др. 2006). Скорость распространения упругих

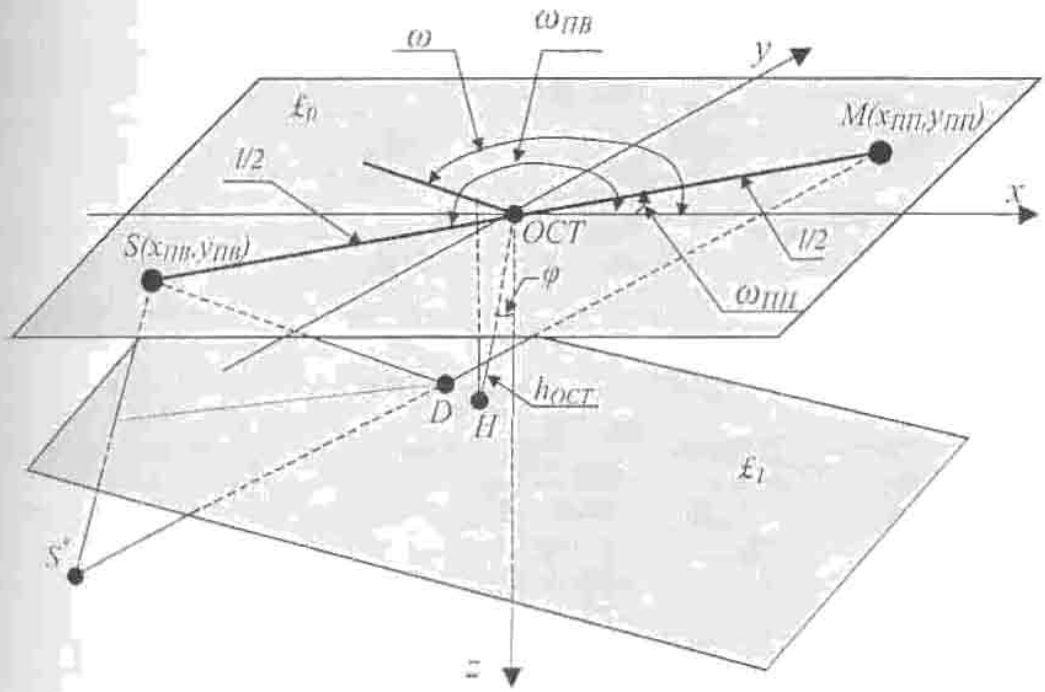


Рис. 9.9. Схема обозначений, используемых при выводе уравнения годографа *ОСТ* для наблюдений по технологии *3D*

волн в среде, лежащей выше отражающей границы, обозначим через *V*. Расстояния от пункта возбуждения до ОСТ и от ОСТ до пункта приема колебаний обозначим через *l*/2. Считая отражающую границу локально плоской, ее уравнение в окрестности рассматриваемой общей средней точки зададим в виде

$$x \cdot \sin\varphi \cdot \cos\omega + y \cdot \sin\varphi \cdot \sin\omega + z \cdot \cos\varphi - h_{ОСТ} = 0 \,, \qquad (9.25)$$

где $h_{ОСТ}$ – глубина по нормали до отражающей границы; ω - азимут направления нормали к границе; φ - угол наклона нормали к границе по отношению к оси *OZ*.

На плоскости наблюдений из совокупности данных полевых исследований для каждой данной точки ОСТ всегда могут быть выбраны (с некоторыми допущениями) такие пункты возбуждения и пункты приема колебаний, которые удовлетворяют следующим двум условиям:

- они лежат на одной прямой линии, проходящей через рассматриваемую ОСТ;
- расстояния от пункта возбуждения *S* до ОСТ и от ОСТ до пункта приема *M* одинаковы.

Полагая, что все названные параметры среды известны, требуется получить уравнение годографа отраженной волны, соответствующее изложенной схеме наблюдений по методике многократных перекрытий. Решение задачи выполним с использованием понятия мнимого пункта возбуждения *S**. Его координаты нетрудно получить, используя схему обозначений, приводимую на рис. 9.9

$$x_{S^*} = x_S + 2 \cdot h_{ОСТ} \cdot \sin\varphi \cdot \cos\omega - 2 \cdot x_S \cdot \sin^2\varphi \cdot \cos^2\omega - 2 \cdot y_S \cdot \sin^2\varphi \cdot \sin\omega \cdot \cos\omega \;; \qquad (9.26)$$

$$y_{S^*} = y_S + 2 \cdot h_{ОСТ} \cdot \sin\varphi \cdot \sin\omega - 2 \cdot x_S \cdot \sin^2\varphi \cdot \sin\omega \cdot \cos\omega - 2 \cdot y_S \cdot \sin^2\varphi \cdot \sin^2\omega \;; \qquad (9.27)$$

$$z_{S^*} = 2 \cdot h_{ОСТ} \cdot \cos\varphi - 2 \cdot x_S \cdot \sin\varphi \cdot \cos\varphi \cdot \cos\omega - 2 \cdot y_S \cdot \sin\varphi \cdot \cos\varphi \cdot \sin\omega \,. \qquad (9.28)$$

Координаты точки пересечения прямой линии S^*M "*мнимый источник - точка наблюдения*" с отражающей границей - координаты точки отражения D

$$x_D = x_M - (1 - A/B) + x_{S^*} \cdot (A/B); \quad y_D = y_M \cdot (1 - A/B) + y_{S^*} \cdot (A/B); \tag{9.29}$$

$$z_D = z_{S^*} \cdot (A/B);$$

где $A = (l/2) \cdot \sin\varphi \cdot \cos(\omega - \omega_M) - h_{ОСТ}$, (9.30)

$$B = (l/2) \cdot \sin\varphi \cos(\omega - \omega_M) - x_{S^*} \cdot \sin\varphi \cdot \cos\omega - y_{S^*} \cdot \sin\varphi \cdot \sin\omega - z_{S^*} \cdot \cos\varphi \tag{9.31}$$

Как известно, время пробега упругих колебаний из действительного источника S до точки отражения D и от нее до точки приема M, по определению, эквивалентно времени пробега упругой волны из мнимого источника S^* до этой же точки приема M. Найдя из этого условия расстояние между двумя точками S и M, можно определить время $t(l)$

$$t(l) = \sqrt{t_0^2 + \frac{l^2}{V_{ОСТ}^2} \cdot (1 + tg^2\varphi \cdot \sin^2(\omega - \omega_S)}. \tag{9.32}$$

Из приведенного уравнения вытекает, что если профиль наблюдений ориентирован строго *вкрест простирания* отражающей границы ($\omega_s = \omega \pm\pi$), то полученное уравнение автоматически переходит в ранее полученное уравнение годографа ОСТ (см. формулу (9.5.)) для профильных наблюдений 2D. Если профиль наблюдений будет ориентирован *по простиранию* отражающей границы ($\omega_s = \omega \pm\pi/2$), то уравнение годографа ОСТ будет иметь вид

$$t(l) = \sqrt{t_0^2 + \frac{l^2}{V_{ОСТ}^2}}. \tag{9.33}$$

Отсюда следует, что во всех промежуточных случаях уравнение годографа ОСТ будет иметь вид годографа ОСТ, в котором основной параметр уравнения - скорость $V_{ОСТ}$ - будет заключен в узком интервале значений

$$V \le V_{ОСТ} \le V / \cos\varphi \tag{9.34}$$

Ввиду малости углов наклона отражающих границ φ обычно полагают, что скорость $V_{ОСТ}$ в уравнении (9.32) ***не зависит*** *ни от азимута линии наблюдений, ни от угла наклона отражающей границы*. Поэтому при всех дальнейших расчетах уравнение годографа ОСТ берут в виде, аналогичном профильным наблюдениям

$$t(l) = \sqrt{t_0^2 + \frac{l^2}{V^2}}. \tag{9.35}$$

Следует, однако, заметить, что такое допущение без серьезных погрешностей может применяться только при относительно небольших углах наклона отражающих границ ($\varphi < 5^0$) и при не очень больших базах наблюдений ($l/h < 1,5$).

9.8. Форма годографов дифрагированных волн на сейсмограммах ОСТ

Дифрагированные волны сравнительно часто присутствуют в регистрируемом волновом поле. Особо значительна их роль в наблюденном поле при изучении сложно построенных геосейсмических разрезов, содержащих различного рода тектонические нарушения, резкие по форме структурные элементы и т. п. Это, позволяет получать достаточно важную и интересную информацию о геологической среде. Знание основных кинематических особенностей дифрагированных волн позволяет выбрать правильную стратегию обработки и анализа материалов и, тем самым, исключить возможность появления серьезных ошибок при истолковании результатов сейсморазведочных данных.

Пусть в однородной среде, имеющей скорость распространения упругих волн V, находится локальная область среды, порождающая дифрагированные волны. Ради простоты будем считать, что эта область - точка дифракции D, а ее декартовые координаты равны соответственно X_D и Z_D. Начало координат, как обычно, совместим с общей средней точкой конкретного наблюдения. Тогда уравнение годографа ОСТ дифрагированной волны легко получить на основе лучевой схемы, показанной на рис.9.10. Действительно, время пробега дифрагированной волны из источника $S(-l/2, 0)$ до точки дифракции $D(X_D, Z_D)$ и от нее до точки приема $R(l/2, 0)$ легко определить по формуле

$$t_D(x) = \frac{SD}{V} + \frac{DR}{V}. \tag{9.36}$$

Подставляя координаты всех трех точек в эту формулу, получим *уравнение годографа* ОСТ *дифрагированной волны*

$$t_D(x)=\sqrt{t_e^2+(2X_D+x)^2/4V^2}+$$
$$+\sqrt{t_e^2+(2X_D-x)^2/4V^2}\quad . \qquad (9.37)$$

где $t_e=Z_D/V$

Для сопоставления полученного выражения с уравнением годографа ОСТ отраженной волны рассмотрим двойное время пробега по лучу, соединяющему центр дифракции D с началом координат:

$$t_{0D}=\frac{2}{V}\sqrt{(X_D)^2+(Z_D)^2}\ , \qquad (9.38)$$

Подставив вместо параметра t_B значение t_{0D} в уравнение (9.37), получим итоговое уравнение годографа ОСТ дифрагированной волны в форме, удобной для дальнейшего анализа

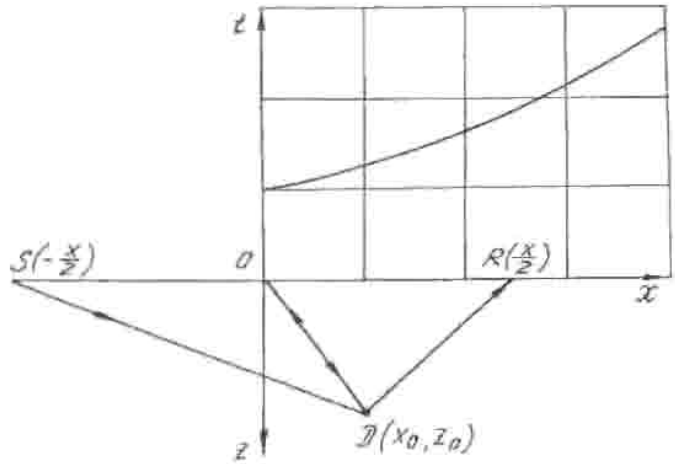


Рис. 9.10. Схема, поясняющая вывод уравнения годографа *ОСТ* дифрагированной волны

$$t_D(l)=\frac{t_{0D}}{2}\cdot\left(\sqrt{1+\frac{4\cdot x}{V^2\cdot t_{0D}^2}\cdot\left(\frac{x}{4}-X_D\right)}+\sqrt{1+\frac{4\cdot x}{V^2\cdot t_{0D}^2}\cdot\left(\frac{x}{4}+X_D\right)}\right) \qquad (9.39)$$

Если объект дифракции находится под общей средней точкой (X_D=0), из (9.39) следует, что уравнение годографа ОСТ дифрагированной волны в точности эквивалентно уравнению годографа ОСТ отраженной волны

$$t_D(l)=\sqrt{t_{0D}^2+\frac{x^2}{V^2}}\ . \qquad (9.40)$$

В этом случае годограф ОСТ дифрагированной волны является гиперболой с центром в ОСТ. Во всех остальных случаях годограф ОСТ дифрагированной волны (9.39) по форме отличается от гиперболы. Однако это различие в обычных ситуациях незначительно и, как правило, не превышает нескольких миллисекунд. Это приводит к тому, что ввод кинематических поправок с использованием зависимости $V_{ОСТ}(t_0)$, справедливой для однократно отраженных волн, обеспечивает близкое к синфазному суммирование и дифрагированных волн. Следовательно, простое суммирование по ОСТ *не обеспечивает исключения* из наблюденного волнового поля *дифрагированных волн*. Для локализации (ослабления влияния их влияния или, наоборот, подчеркивания) дифрагированных волн на временных разрезах требуются специальные приемы обработки.

9.9. Уравнение годографа ОСТ (ОГП) головной волны

Головные волны имеют существенно иную, в сравнении с отраженными волнами, природу и свою область применения. Однако идеи метода ОСТ распространились и на метод преломленных волн. Предложенная *В.К. Монастыревым* (*СССР*) идея анализа записей *МПВ* (*КМПВ*) по схеме ОСТ в свое время нашла в практике сейсморазведки достаточно широкое применение. Сформировавшийся метод исследований получил название *метода общей глубинной площадки – МПВ - ОГП*. Под общей глубинной площадкой в методе ОГП условно понимается площадка на преломляющей границе, центр которой соответствует середине каждой базы наблюдений в совокупности всех баз, используемых при суммировании. Совокупность таких общих глубинных площадок позволяет строить участок преломляющей границы – *общую глубинную площадку* (Монастырев и др., 1986).

Теоретической основой метода является уравнение годографа ОГП головной волны. Для его вывода рассмотрим типичную кинематическую схему распространения головной волны из пункта возбуждения S в пункт приема R (рис.9.11). Начало координат в соответствии с идеей ОСТ выберем, как обычно, в центре базы наблюдений. Общее время пробега головной волны по траектории $SADBR$ найдем как сумму времени пробега по трем различным частям траектории

$$t_г(x)=t_{SA}+t_{ADB}+t_{BR}\ . \qquad (9.41)$$

Время пробега по лучу SA будет равно

$$t_{SA}=\frac{h_{пр}}{V_1\cos i}=\left(h_0-\frac{x}{2}\sin\varphi\right)\Big/V_1\cos i\ . \qquad (9.42)$$

Аналогично выше рассмотренному случаю, время пробега по траектории BR может быть вычислено

$$t_{BR}=\frac{h_{пр}}{V_1\cos i}=\left(h_0+\frac{x}{2}\sin\varphi\right)\Big/V_1\cos i\ . \qquad (9.43)$$

Легко видеть, что пробег волны по преломляющей границе займет время

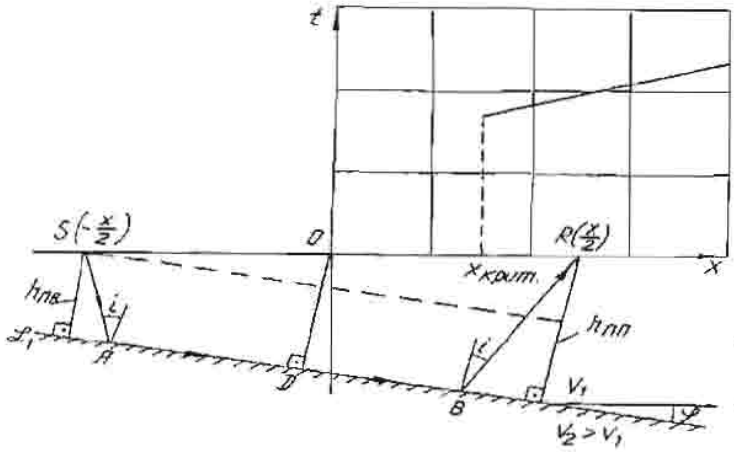


Рис. 9. 11. Схема, поясняющая вывод уравнения годографа *ОГП* головной волны

$$t_{ADB} = \left(x\cos\varphi - h_{пв}\,tg\ i - h_{пв}\,tg\ i\right)/V_2 \quad (9.44)$$

В результате итоговое время пробега волны из пункта возбуждения S в пункт приема R, расстояние между которыми равно l, определяется формулой

$$t_1(x) = \frac{h_0}{V_1\cos i} - \frac{x\sin\varphi}{2\cdot V_1\cos i} + \frac{h_0}{V_1\cos i} + \frac{x\sin\varphi}{2\cdot V_1\cos i} + \frac{x\cos\varphi}{V_2} - \frac{tg\ i}{V_2}\left(h_0 - \frac{x\ \sin\varphi}{2} + h_0 + \frac{x\ \sin\varphi}{2}\right)$$

$$= \frac{2h_0}{V_1\cos i} - \frac{2h_0\ tg\ i}{V_2} + \frac{x\cos\varphi}{V_2} = \frac{2h_0\cos\ i}{V_1} + \frac{x\cos\varphi}{V_2} = t_0 + \frac{x}{V_{огп}} \quad . \quad (9.45)$$

где $t_0 = \dfrac{2h_0\cos i}{V_1}$; $V_{огп} = \dfrac{V_2}{\cos\varphi}$.

Полученное выше уравнение есть уравнение прямой линии, отсекающей на оси времен отрезок t_0. Особо следует отметить, что это выражение справедливо только для расстояний l, больших некоторого критического $x_{крит}$. Из приведенного уравнения видно, что кинематическая поправка - поправка, при введении которой годограф МПВ - ОГП трансформируется в горизонтальную линию на времени t_0, для головной волны имеет вид

$$\tau_x(x) = x/V_{огп} \quad . \quad (9.46)$$

Отсюда следует, что обработка данных МПВ по способу МПВ - ОГП с целью получения динамических временных разрезов должна включать следующие этапы:

- определение кинематических поправок;
- ввод их в сейсмические трассы, отсортированные по ОГП;
- получение суммарных трасс для различных общих средних точек путем суммирования трасс с введенными в них кинематическими поправками.

В результате такой обработки, помимо динамического временного разреза, находятся еще и значения граничной скорости для соответствующих головных волн.

Вопросы для самопроверки

1. Что такое годограф ОСТ?
2. Сформулируйте основные свойства годографов ОСТ однократной отраженной волны.
3. Меняется ли в разрезе положение точки отражения для разных трасс сейсмограммы ОСТ?
4. Что такое кинематическая поправка в методе ОСТ?
5. Что достигается введением кинематической поправки в сейсмограммы ОСТ?
6. Как влияет на форму годографа ОСТ неправильный выбор скорости $V_{ост}(t_0)$ при введении кинематических поправок?
7. Как влияет криволинейность отражающих границ на форму годографов ОСТ?
8. Каково уравнение годографа ОСТ для пространственных систем наблюдений?
9. Почему при обработке результатов работ по технологии 3D исходные кинематические поправки рассчитывают на базе использования линейного уравнения годографа ОСТ?
10. Что такое кратно отраженные волны?
11. Какова форма годографа ОСТ кратно отраженной волны?
12. Поясните механизм ослабления кратных волнах при суммировании по ОСТ.
13. Что такое дифрагированные волны?
14. Почему дифрагированные волны не ослабляются при суммировании записей по ОСТ?
15. Поясните технологию получения временных разрезов по технологии МПВ - ОГП.

* * * * * * *



ЧАСТЬ 2. МЕТОДЫ, АППАРАТУРА И ТЕХНОЛОГИЯ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

РАЗДЕЛ 2.1. КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТОДОВ И ТЕХНИЧЕСКИХ СРЕДСТВ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ. ВОЗБУЖДЕНИЕ И ПРИЕМ УПРУГИХ КОЛЕБАНИЙ

10. МЕТОДЫ И МОДИФИКАЦИИ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

10.1. Классификация методов сейсморазведки

Сейсмическая разведка к настоящему времени достигла весьма высокого уровня совершенства. Внутри нее сформировалось много различных *модификаций и направлений ее применения*, которые в силу сложившейся в геофизической литературе терминологической практики получили название ***методов***. Общее число различных методов сейсморазведки весьма велико. Однако на производстве фактически широко используется лишь их ограниченное число. Для классификации этих методов в сейсморазведке в настоящее время официально принято (Сейсморазведка. Справочник геофизика, 1990) использовать *двенадцать различных признаков. Работа* каждой *конкретной сейсморазведочной партии* любым методом всегда попадает под действие *совокупности нескольких классификационных признаков*. Однако следует помнить, что *произвольный* набор классификационных признаков во многих случаях *не может соответствовать* реально реализуемому сейсмическому методу. Поэтому использование совокупности признаков для характеристики того или иного вида сейсморазведочных работ требует понимания сути каждого из них и их взаимной совместимости. Полное представление о видах, методах и модификациях сейсмической разведки дает табл.10.1.

Сейсмические исследования могут применяться в различных областях геологии или различных стадиях ведения геологоразведочного процесса. При этом особенности изучаемой геологической среды и технологии проведения полевых работ обусловливают формирование основных групп специфических *модификаций сейсморазведки*.

На *этапе изучения глубинного строения земной коры* всегда выполняются в том или ином объеме ***глубинные сейсмические зондирования (ГСЗ)***. Работы по методу ГСЗ сыграли особо значительную роль в изучении глубинного строения земной коры территории ***СССР***, где почти за 60 лет с момента начала проведения таких работ (1949г) выполнено более 250 тысяч километров профилей. Результаты выполненных исследований послужили, в свое время, основой для централизованного планирования проведения в СССР во всех регионах страны больших объемов геологоразведочных работ с целью поисков различных полезных ископаемых.



Караев
Назим Алигейдарович
(р.1927 г.)

Важную роль сейсмическая разведка сыграла и при решении некоторых задач *в рудной, угольной и шахтной геологии*. Применение сейсмической разведки при поисках и разведке твердых полезных ископаемых послужило основой для создания специфического направления в сейсморазведке – ***рудной сейсморазведки***. Большой вклад в формирование рудной сейсморазведки внес *Всесоюзный институт разведочной геофизики* (***ВИРГ, г. Ленинград***). При этом особо следует отметить роль многолетнего руководителя отдела рудной сейсморазведки ВИРГ ***Караева Н. А.*** (Караев и др., 2000). В становлении и внедрении *рудной сейсморазведки на Урале* (1960-1975 гг.) большая заслуга принадлежит доценту кафедры геофизики Свердловского горного института им. В. В. Вахрушева ***Шмакову В. И.***



Шмаков Владислав
Николаевич
(1927 -1991 гг)

Велика роль сейсмической разведки при решении задач ***инженерной геологии, гидрогеологии и инженерно-строительных изысканий***. Специфика полевых работ, а также применяемых приемов обработки получаемой информации потребовала создания особой области сейсморазведки - ***инженерной сейсморазведки***. Этот вид сейсмических работ по числу используемых сейсморазведочных станций в настоящее время стоит на втором месте после нефтегазовой сейсморазведки. В создание отечественной инженерной сейсморазведки ***скальных грунтов*** большой вклад внесли сотрудники института *"Гидропроект" (г. Москва)* ***Никитин В. Н.*** (Никитин, 1981) и ***Савич А. И.*** (Савич и др., 1969, 1979, 1990). Формирование инженерной сейсморазведки ***нескальных***

группой в *СССР* (1968-1980 годы) тесно связано с именем профессора *Свердловского горного института им. В. В. Вахрушева* ***Бондарева В. И.*** (Бондарев и др., 1974, 1997).

Однако ***основное направление*** использования сейсмической разведки - ***поиски и разведка месторождений нефти и газа***. Именно в этой области применения сейсмическая разведка является наиболее эффективным геофизическим методом. При этом существенное различие в технике и технологии проведения сейсмических работ на суше и на море обусловило формирование ***двух*** основных видов сейсмической разведки - ***сухопутной*** (наземной) и ***морской***.

Характер выполнения сейсмических работ по отдельным изолированным профилям или по совокупности одновременно изучаемых линий определяет соответственно ***двумерный*** (***2D***) или ***трехмерный*** (***3D***) ***виды сейсмических исследований***.

В последние годы начали выполнять значительные по объемам, периодически повторяющиеся во времени, сейсморазведочные работы по технологии ***3D*** на площадях исследований с целью осуществления *контроля над ходом разработки* нефтегазовых залежей. Такую технологию работ стали называть ***технологией 4D***. Если при этом еще используются регистрация различных компонент вектора смещения волнового поля ***X, Y, Z*** и волн давления ***P*** (при наблюдениях на морском дне), то такие технологии работ называются ***технологиями 4D/4C***.

Для использования в разведочных целях сейсмических волн того или иного частотного диапазона приходится применять определенные *источники этих волн*. Так, при сейсмических исследованиях в нефтегазовой геологии, как правило, требуется применение достаточно мощных источников продольных упругих волн. Чаще всего при работах на нефть и газ на суше этими источниками являются ***взрывы зарядов специального взрывчатого вещества*** (***ВВ***), либо мощные ***вибрационные*** или ***импульсные источники***. При морских работах, как правило, применяют ***импульсные невзрывные источники***, использующие энергию выхлопа в воду воздуха, сжатого до высокого давления.

Таблица 10.1

Виды, методы и модификации сейсморазведки

N п/п	Классификационные признаки	Методы и модификации сейсморазведки
1	Область применения	Глубинные сейсмические зондирования земной коры Региональные сейсмические исследования Нефтегазовая Рудная Угольная Инженерная Промысловая (скважинная) Шахтная
2	Физико-географические условия проведения работ	Сухопутная Морская Речная (озерная) Десантная
3	Степень детальности исследования	Рекогносцировочная Поисковая Детальная
4	Пространственно-временная ориентировка исследований	Одномерная (метод центрального луча) - *1D* Двумерная (профильная) - *2D* Трехмерная (пространственная) - *3D* Трехмерная повторяющаяся во времени - *4D*
5	Выделяемые целевые волны	Отраженные Преломленные (головные) Проходящие

N п/п	Классификационные признаки	Методы и модификации сейсморазведки
6	Частотный диапазон используемых колебаний	Ультразвуковой (>10 кГц) Акустический (1-10 кГц) Верхнечастотный (100-500 Гц) Среднечастотный (20-100 Гц) Нижнечастотный (1-20 Гц)
7	Тип используемых упругих волн	Продольные Поперечные Обменные Поверхностные Каналовые Пьезоэлектрические
8	Средства возбуждения сейсмических волн	Естественные сотрясения Взрывы воздушные Взрывы на поверхности Взрывы в скважинах Взрывы в траншеях Взрывы линий детонирующего шнура Улары Импульсные невзрывные источники Вибрационные источники Электроискровые источники Группирование источников в пространстве Группирование источников во времени
9	Регистрируемая составляющая колебаний в среде	Вертикальная составляющая Z (на суше) - ***1C*** Всестороннее давление P (на море) - ***1C*** Горизонтальная составляющая X или Y - ***1C*** Двухкомпонентные наблюдения (Z и X, Z и Y и т. д.) - ***2C*** Трехкомпонентные наблюдения (X, Y, Z) - ***3C*** Четырехкомпонентные наблюдения (на море) (X, Y, Z, P)-***4C*** Многокомпонентные (азимутальные) наблюдения
10	Система наблюдений	Продольное профилирование Непродольное профилирование Вертикальное профилирование Сейсмозондирование Широкий профиль Слалом-лайн Площадные наблюдения Многократные перекрытия
11	Вид группирования сейсмоприемников (или источников)	Одиночные сейсмоприемники Продольные группы Поперечные группы Площадные группы
12	Характер разделения волн по различным признакам при регистрации, обработке и интерпретации	Регулируемый направленный прием (***РНП***) Суммирование по общей глубинной (средней) точке (***ОГТ***) Поляризационный прием Фокусирование волн при излучении и/или при приеме Дифракционное преобразование Корреляционное выделение волн

Среди всех вышеназванных классификационных признаков вида сейсмической разведки основным является кинематический тип используемых целевых волн. В соответствии с этим признаком в сейсморазведке выделяют *три основных метода* исследований: ***метод отраженных волн (МОВ)***, ***метод преломленных (головных) волн (МПВ)*** и ***метод проходящих волн,*** реализуемый с использованием скважин или других горных выработок. В свою очередь, в каждом из этих методов могут использоваться различные типы волн по характеру поляризации, различные способы возбуждения и приема колебаний, разные системы наблюдений и т. п.

10.2. Метод отраженных волн

Метод отраженных волн (МОВ) - наиболее эффективный и развитый метод сейсморазведки, применяемый в настоящее время в наибольших объемах при поисках и детальной разведке месторождений нефти, газа и ряда других полезных ископаемых на суше и на море. Предложен в ***США Фессенденом Р.*** в 1917 году и ***Карчером Ж.*** в 1919 году и, независимо от них, - в ***СССР*** в 1923 году ***Вояцким В. С.*** и в ***Великобритании Дж. Ивансом*** и ***У. Уайтом*** - в 1922 году.



Воюцкий
Владимир Сергеевич
(1893 - 1967) г.

В настоящее время МОВ используется:

- для определения глубины и формы залегания границ раздела в разрезе различных геологических напластований;
- выявления структурных и неструктурных ловушек полезных ископаемых, особенно нефти и природного газа;
- при благоприятных обстоятельствах для получения данных о литологии, фациальном составе горных пород, условиях их образования, характере насыщающих поровое пространство флюидов и др.

Упругие волны в МОВ возбуждают с помощью проведения взрывов в неглубоких скважинах или действием специальных невзрывных источников на поверхности земли. На поверхности земли регистрируются отраженные волны от достаточно протяженных геологических границ, на которых заметно меняется волновое сопротивление (акустическая жесткость) соседних толщ. Таким границам обычно соответствуют литологические и тектонические поверхности разделов геологических сред. После регистрации упругих волн изучают их ***кинематические*** (времена прихода, скорости распространения и т. п.) и ***динамические*** (амплитуды, частоты и др.) ***характеристики***. Отраженные волны всегда регистрируются на фоне помех глубинного и поверхностного происхождения. Поэтому для их выделения применяют специальные приемы возбуждения, записи и обработки, эффективно использующие различия в кинематических и динамических характеристиках отраженных волн и волн-помех. Полевые наблюдения выполняют по специальным системам наблюдений. В настоящее время основными являются *системы многократных перекрытий*, обеспечивающие получение значительной избыточной информации, что предопределяет необходимость в дальнейшем проводить обработку по самым высокоэффективным технологиям. В настоящее время в сейсморазведке МОВ применяют преимущественно 48 - кратные системы наблюдений с расстоянием между каналами регистрации от 25 до 100 м. Запись колебаний производится, главным образом, сейсморазведочными станциями с числом каналов 96 и более. Обработка данных МОВ практически полностью автоматизирована и, как правило, выполняется в крупных вычислительных центрах на мощных ***ЭВМ***. В процессе обработки широко используют такие преобразования полевых записей, которые существенно увеличивают ***отношение амплитуд полезного сигнала к среднему уровню амплитуд волн помех*** (далее всюду для краткости - отношение сигнал/помеха). Для воссоздания реального пространственного положения отражающих границ выполняют специальные преобразования волнового поля, позволяющие перейти от координат точек прихода волн на поверхности наблюдений к координатам глубинных точек отражения. Окончательные результаты обработки представляют в виде сейсмических изображений среды по отдельным линиям или сечениям, которые принято называть ***временными и/или глубинными динамическими разрезами***. Пример такого разреза показан на рис.10.1.

Принципиальной особенностью МОВ является тот факт, что запись отраженных волн производится на сравнительно небольших удалениях от источников упругих волн. Благодаря этому лучевые пучки возвращающихся отраженных волн всегда оказываются довольно узкими: диаметр их сечения редко превышает 2-3 км. Это обстоятельство, в совокупности с возможностью выделения импульсов отдельных отражений, обеспечивает высокую детальность, разрешенность и точность изучения геологической среды, что и определяет ведущую роль МОВ среди других методов сейсморазведки. Разрешающая способность сейсморазведки МОВ по горизонтали оценивается минимальными горизонтальными размерами неоднородностей, порождающих регулярные отраженные волны. В обычных условиях разрешающая способность по горизонтали соизмерима с радиусом *первой зоны* ***Френеля*** и на глубинах от 1.5 до 3 км, как правило, не хуже нескольких десятков метров (100 - 300 м).

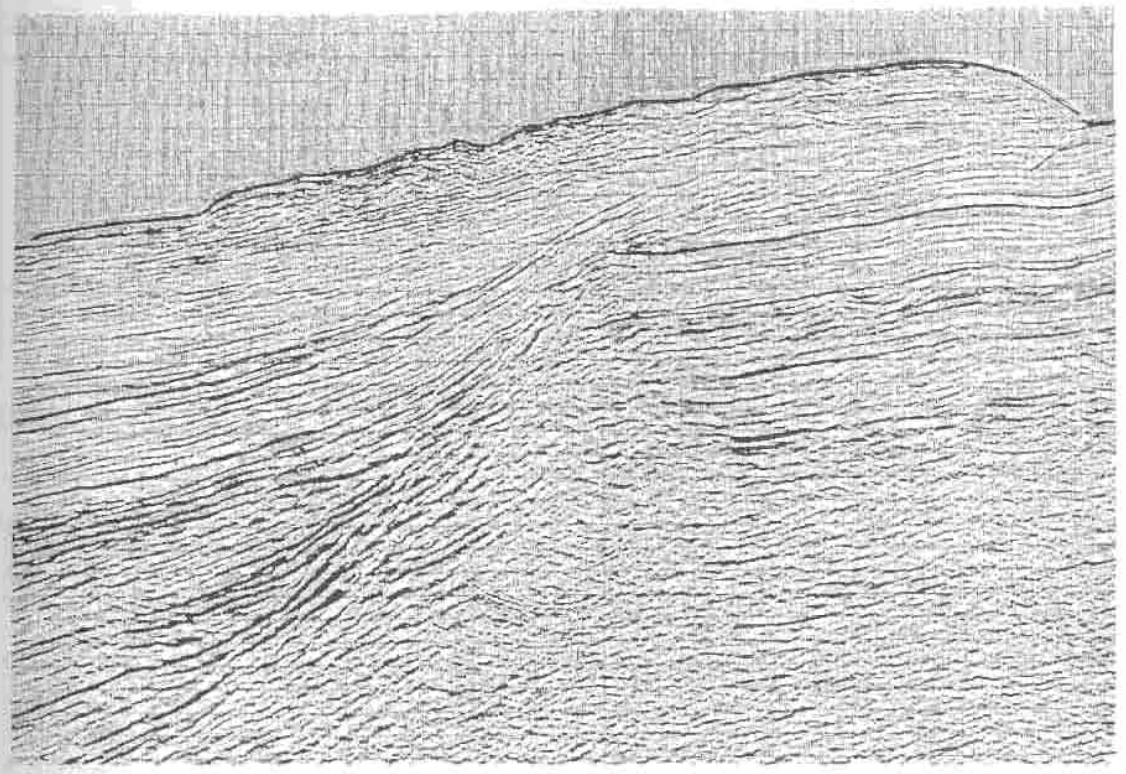


Рис. 10.1. Временной разрез по одному из профилей в Северном море, отображающий строение окраинных склонов коралловых рифов

Разрешающая способность метода по вертикали определяется толщиной отдельного пласта, от кровли и подошвы которого отраженные волны на записях наблюдаются раздельно. При обычно используемом в сейморазведке частотном диапазоне упругих волн 20-100 Гц разрешающая способность сейморазведки составляет 15-25 м. При использовании некоторых специальных видов обработки сейсмических записей возможно выделение пластов минимальной мощностью 8-10 м.

Однако основным современным вариантом реализации МОВ является *метод общей средней (глубинной) точки (ОСТ)*, предложенный в *США* в 1950 г. *Мейном У.* (Mayne,1950). Его основой являются: полевые наблюдения по сложным системам многократных перекрытий, сортировка исходных трасс в сейсмограммы ОСТ по принципу принадлежности их к общей средней точке (середина расстояния *"источник - приемник"*), расчет и ввод специальных *статических и кинематических поправок*, последующее суммирование трасс сейсмограмм ОСТ в одну суммотрассу *для каждой общей средней точки*. Полученная совокупность суммотрасс для общих средних точек представляет главный результат метода ОСТ - *временной разрез* ОСТ. Принципиальные достоинства метода ОСТ заключаются в том, что в процессе получения временных разрезов будут существенно ослаблены как *регулярные* (кратные и обменные), так и нерегулярные волны-помехи. Обработка данных метода ОСТ выполняется по сложным и разветвленным комплексам программ, что предъявляет высокие требования к быстродействию и памяти используемых ЭВМ.



Мейн Уильям Гарри
(1924 - 1997гг)

Еще одной важной модификацией *МОВ* является *метод регулируемого направленного приема (МРНП)*, предложенный в *США Рибером Ф.* (1934 г) и независимо от него *Рябинкиным Л. А.* (*СССР*, 1937 г). Под руководством *Рябинкина Л. А.* метод был разработан до высокого уровня совершенства и широко использовался в СССР в 1950 - 1975 годах. Пример геосейсмического разреза по одному из профилей, построенного по данным МРНП, показан на рис.10.2. Метод основан на использовании *разновременного суммирования* исходных сейсмических записей отраженных волн. Для суммирования по МРНП полевые сейсмограммы разбиваются на короткие участки (базы суммирования), содержащие 8-12 трасс. Суммирование на малых базах позволяет считать волны регулярными, а их фронты - плоскими. Трассы суммируются с изменяющимися



Рябинкин
Лев Александрович
(1910 - 1985гг)

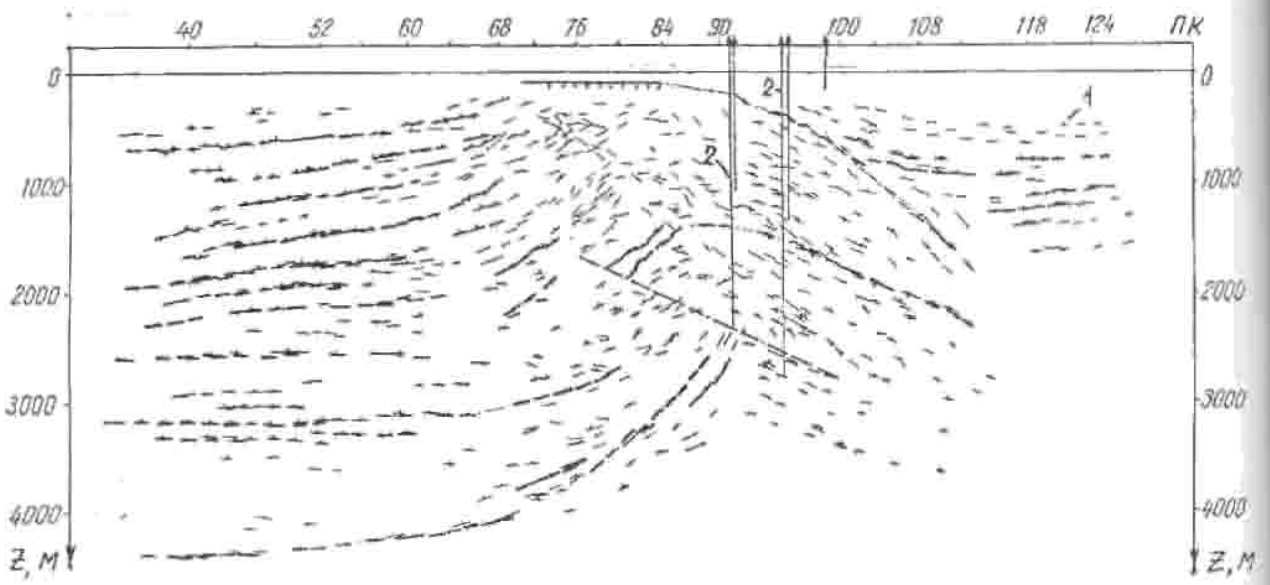


Рис. 10.2. Глубинный геосейсмический разрез, полученный методом регулируемого направленного приема, по одному из профилей в Актюбинском Приуралье:
1 - отражающие границы; 2 - разведочные скважины

по линейному закону временными задержками между ними. Последовательно изменяя с небольшим шагом величину временных задержек, обеспечивают синфазное сложение всех зарегистрированных в пределах базы суммирования регулярных волн. В результате многократного разновременного суммирования получают ***суммограммы РНП***, на которых регулярные волны, приходящие к поверхности наблюдений по различным направлениям, характеризуются повышенной энергией и разделены по значениям их временных сдвигов, или по углам прихода их к линии наблюдения. Амплитулы суммарных сигналов максимальны при синфазном сложении колебаний. Для разделения интерферирующих волн на составляющие плоские волны сейсмические записи предварительно подвергают частотной фильтрации. После отбора полезной информации и в результате анализа природы этих волн строят изображения вторичных источников волн - элементы отражающих границ. Обработка по МРНП в настоящее время полностью автоматизирована и выполняется на ЭВМ. Формирование итоговых сейсмических изображений геологических сред (временных и глубинных динамических разрезов) осуществляется путем накопления изображений отражающих и дифрагирующих элементов.

10.3. Метод преломленных волн

В методе преломленных волн (***МПВ***) обычно регистрируются и анализируются *головные, рефрагированные* и *преломленно - рефрагированные волны*, траектории лучей и годографы которых в обобщенном виде для простейших моделей сред показаны рис.10.3.

Главными достоинствами МПВ являются: большой диапазон доступных для исследования глубин от первых метров до 10 - 15 и более километров, возможность определения граничной скорости в слоях, малая зависимость от помех со стороны кратно отраженных и поверхностных волн. К числу недостатков метода следует отнести меньшую детальность расчленения разреза по вертикали и низкую точность изучения малоамплитудных структурных поднятий по сравнению с МОВ. Усовершенствованная модификация МПВ - ***корреляционный метод преломленных волн (КМПВ)*** - был предложен в ***СССР*** в конце 30-х годов группой геофизиков под руководством академика ***Гамбурцева Г. А.*** (Гамбурцев и др., 1952). Этот метод основан на прослеживании головных волн не только в области первых, но и в области *последующих вступлений* на основе использования фазовой корреляции. Наблюдения в КМПВ проводят, начиная от пункта возбуждения, до удалений порядка 10 - кратной глубины залегания изучаемой преломляющей границы. При исследовании малых глубин (задачи инженерной геологии, изучение верхней части разреза для определения статических поправок и т. п.) используют частоты 30-100 Гц. Глубины до 2-4 км изучают на частотах 30-60 Гц. Большие



Гамбурцев
Григорий Александрович
(1903 - 1955гг.)

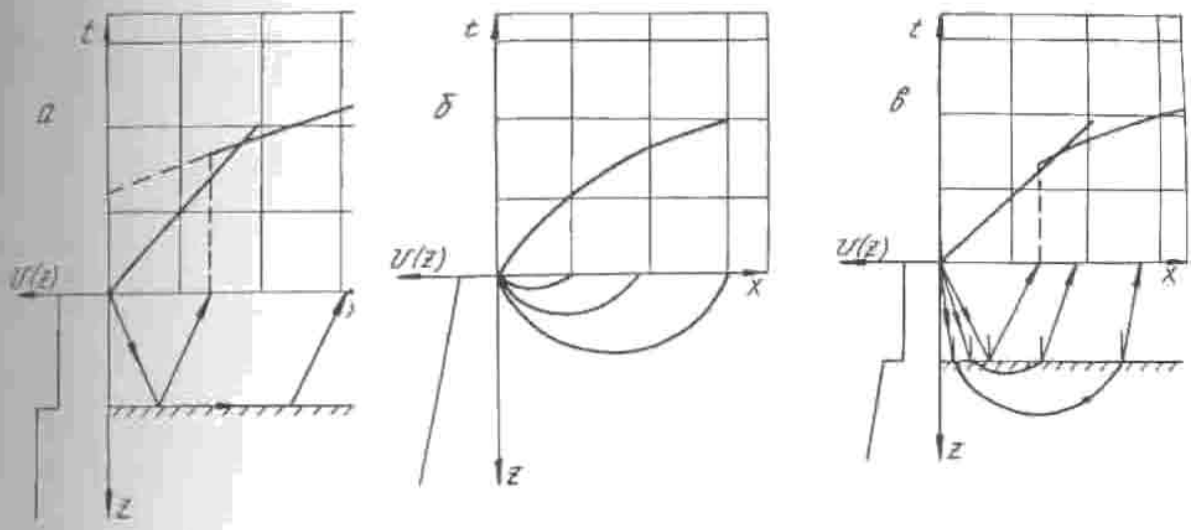


Рис. 10.3. Типичные лучевые схемы и годографы головных (а), рефрагированных (б) и преломленно-рефрагированных (в) волн

глубины (более 5 км) изучают на частотах до 10- 20 Гц. В последнем случае данную модификацию сейморазведки называют *глубинным сейсмическим зондированием на преломленных волнах – ГСЗ - КМПВ*.

Для ведения региональных и поисково-региональных работ на нефть и газ в Западной Сибири была разработана еще одна современная модификация МПВ - ***метод общей глубинной площадки (ОГП МПВ)***. Этот метод был предложен выпускником Свердловского горного института ***Монастыревым В. К.*** (Методич. рук. 1990) в начале 70-х годов. Он основан на использовании многократного профилирования при фланговых системах наблюдений с выносом и суммировании по общей (средней) *глубинной площадке*. Способ позволяет одновременно по единой системе наблюдений более уверенно изучать *несколько преломляющих сейсмических границ* в разрезе. Получаемые в методе данные об интегральных параметрах преломляющих границ (об их рельефе и граничных скоростях) в связи с использованием многократного суммирования полезной информации отличаются повышенной достоверностью и максимально свободны от погрешностей, связанных с влиянием рефракции сейсмических лучей.

Квалифицированная интерпретация данных МПВ позволяет (Пузырев, 1997) определять глубины залегания и форму преломляющих границ, скорости в покрывающей среде, граничные скорости и коэффициенты поглощения в преломляющих слоях, выделять и трассировать по площади разрывные нарушения, контакты различных пород, зоны разломов и решать много других задач важных геологических (рис.10.4).

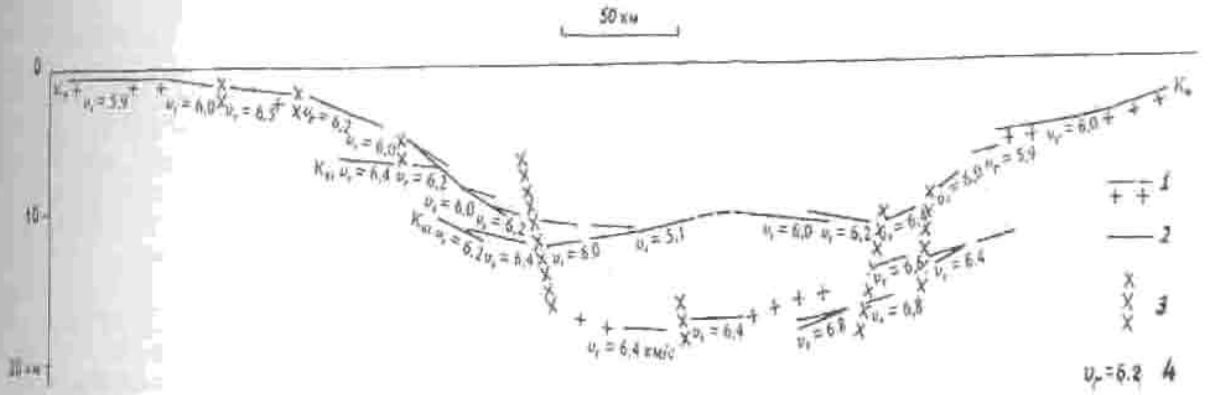


Рис.10.4. Сейсмический разрез через Днепрово-донецкую впадину по данным метода преломленных волн: 1 - поверхность кристаллического фундамента, 2 - преломляющие границы в чехле и консолидированной коре, 3 - разломы; 4 - числовые значения граничных скоростей Vг

Метод преломленных волн применяют при региональных исследованиях, разведке на нефть и газ, уголь, твердые полезные ископаемые, грунтовые воды, при инженерно-геологических изысканиях.

МПВ является основным геофизическим методом *проведения инженерно - строительных изысканий* и *при разведке грунтовых вод*. При инженерно - строительных изысканиях МПВ *является* одним из эффективных *способов изучения упругих и деформационных характеристик грунтов* на больших по площади исследований строительных объектах.

При проведении сейсморазведочных работ на нефть и газ МПВ используют для изучения *строения поверхности кристаллического фундамента*. При его применении возможно определение *общей мощности осадочной толщи, выявление и трассирование* по площади *тектонических нарушений, определение статических поправок* (при совместных работах МОВ) и др.

10.4. Метод проходящих волн (скважинная сейсморазведка)

Метод проходящих волн, или ***скважинная сейсморазведка***, объединяет группу сейсморазведочных технологий, в которых *прием или возбуждение волн* (или и то и другое) осуществляется в глубоких скважинах. При этом наряду с прямыми проходящими волнами, часто используются отраженные и преломленные волны с путями прохождения, укороченными со стороны приемников или источников.

Первым из применяемых методов скважинной сейсморазведки был предложен ***сейсмокаротаж*** (***США***, 1926 г.), не потерявший значения и до настоящего времени. Позднее в ***СССР*** была разработана аппаратура и технология проведения ***вертикального сейсмического профилирования - ВСП*** (***СССР, Гальперин Е. И.***, 1971 г.), ***метода обращенных годографов - МОГ*** (***СССР, Тепличкий В. А.***, 1973 г.) и ***сейсмического торпедирования скважин*** (***Россия, Силаев В. А.***, 1992 г.).

Сейсмокаротажем был назван способ наблюдений в скважинах, предназначенный для *определения средних скоростей* в среде путем измерения времени распространения сейсмических волн, возбуждаемых у устья скважины или на некотором расстоянии от него, до скважинного приемника, погружаемого на разные глубины. Такой сейсмокаротаж называют ***интегральным***, поскольку при использовании в скважине одиночного сейсмоприемника он позволяет определять лишь общее время пробега волн и скорости, усредненные (интегральные) для значительных по мощности толщ пород, пройденных скважиной.

Дифференциальный сейсмокаротаж позволяет определять ***интервальные*** и ***пластовые скорости*** в разрезе, пройденном скважиной, с помощью зонда из двух (или более) скважинных сейсмоприемников, закрепленных на постоянной базе, путем измерения *разности времен пробега* волны *между сейсмоприемниками*. Приближение источника упругих волн к сейсмоприемникам, реализуемое при использовании ультразвука (*акустический каротаж*), позволяет существенно повысить точность определения пластовых скоростей и разрешающую способность метода.



Гальперин
Евсей Иосифович
(1920 - 1990 гг.)

Вертикальное сейсмическое профилирование (ВСП) - это метод около скважинных и межскважинных исследований (Гальперин, 1971, 1977), предназначенный для решения комплекса геологических, методических и технологических задач сейсморазведки на всех этапах геологоразведочного процесса. Основой для анализа волнового поля по материалам ВСП являются сводные сейсмограммы по стволу скважины для каждого пункта возбуждения (рис.10.5). По своей сути - это интегральный сейсмокаротаж, выполняемый с использованием многоканальных зондов со специальными прижимными устройствами, обеспечивающими плотный контакт сейсмоприемников со стенками скважины. Это позволяет избавиться от влияния на записи сильных помех разного происхождения и прослеживать волны в последующих вступлениях. ВСП - это эффективный метод изучения волновых полей и процесса распространения сейсмических волн во внутренних точках геологических сред. В отличие от большинства геофизических скважинных методов, изучающих разрез только в ближайшей окрестности ствола скважины, ВСП позволяет осуществлять изучение около скважинного и межскважинного пространства, в том числе, и на значительных расстояниях от скважины и для очень широкого круга геологических условий и задач. Методом ВСП возможно изучение разреза не только в интервале глубин, вскрытых скважиной, но и, что весьма существенно, глубже забоя. Анализ сводных сейсмических записей ВСП позволяет легко выделять основные типы регистрируемых волн: прямые падающие, однократно отраженные, отраженные многократные и частично кратные, поперечные, обменные, преломленные и другие. По этим же записям можно осуществлять и глубинную привязку основных отраженных (целевых) волн к границам отражения и, тем самым, к геологическим границам. Глубинную привязку зарегистрированных отраженных волн осуществляют путем нахождения точек пересечения осей синфазности времен вступлений падающей волны и осей синфазности волн отраженных, имеющей противоположную по знаку кажущуюся скорость.

Прием колебаний при ВСП осуществляется трех – шести приборными зондами. Расстояние между приборами составляет 10-40 м. Каждый скважинный прибор содержит несколько сейсмоприемников, смонтированных в герметичных контейнерах. Для передачи сигналов от скважинных приборов к сейсморазведочной станции используются бронированные трех—семижильные кабели. Существуют скважинные

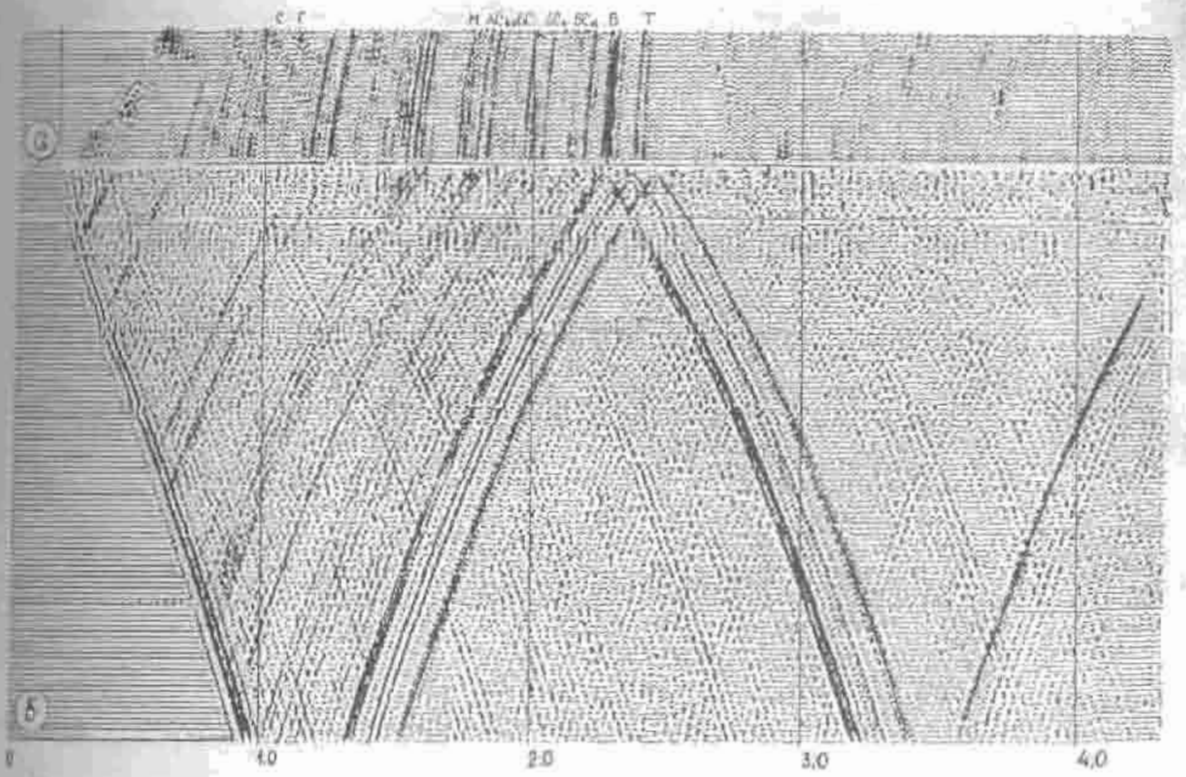


Рис. 10.5. Сейсмограмма *ВСП* по одной из скважин Сургутского района в Западной Сибири
а – сейсмограмма наземных наблюдений вблизи скважины на *базе 690 м*.
б – сводная сейсмограмма по стволу скважины на глубину до 2100 м

зонды, предназначенные для регистрации не только вертикальной составляющей волнового поля, но и других компонент поля. Наблюдения на вертикальном профиле проводят, используя 2 - 3 пункта возбуждения сейсмических волн. Один из них располагают как можно ближе к устью скважины (50-150 м), а другие пункты - сдвигают на те расстояния, для которых хотят изучить волновое поле. По технике записи и принципу анализа зарегистрированного волнового поля выделяют две основные модификации ВСП - *скалярную однокомпонентную* модификацию ВСП (регистрируется только вертикальная компонента поля) и *векторную трехкомпонентную* (*поляризационную модификацию* - ***ПМ ВСП***).

При решении разведочных задач сводные сейсмограммы ВСП преобразуют во временные разрезы путем введения кинематических и статических поправок. Трансформированная во временной разрез сводная сейсмограмма ВСП при одинаковой линии приведения сопоставима с временным разрезом метода ОСТ.

В дальнейшее развитие современной теории и практики метода ВСП в России большой вклад сделан ***Шехтманом Г. А.*** (ВНИИГеофизика, г. Москва) и Табаковым А.А. (ЦГЭ, г. Москва).

В ***методе обращенных годографов*** (МОГ), в отличие от метода ВСП, наблюдения в глубоких скважинах осуществляются *при разновременной работе большого количества пунктов возбуждения*, расположенных по отношению к исследуемой скважине по линиям профилей или по площади. В СССР создание теоретических основ метода обращенных годографов и его производственной технологии выполнялось под руководством ***Теплицкого В. А.*** (Теплицкий, 1973). В этом методе, за счет расположения сейсмоприемников в скважинах, значительно улучшаются условия регистрации упругих волн. Это позволяет применять МОГ для изучения рельефа отражающих границ и детального строения разреза при решении наиболее трудных поисковых и разведочных задач. Длина годографа МОГ обычно составляет 1.5-2 км. Расстояние между пунктами взрыва выбирают в диапазоне от 25 до 200 м. Обработку материалов МОГ осуществляют путем составления сводных сейсмограмм и последующего их преобразования во временные и глубинные разрезы



Шехтман
Григорий Аронович
(р.1937 г)



Теплицкий
Владимир Аркадьевич
(р.1932 г)

Новым направлением последнего времени в области скважинной сейсморазведки явился *метод глубинного сейсмоторпедирования* (*ГСТ*). Этот метод скважинных сейсмических исследований с применением глубинных источников колебаний и комбинированных систем наблюдений был разработан ***Силаевым В. А.*** (***Россия***) в 1979 г.

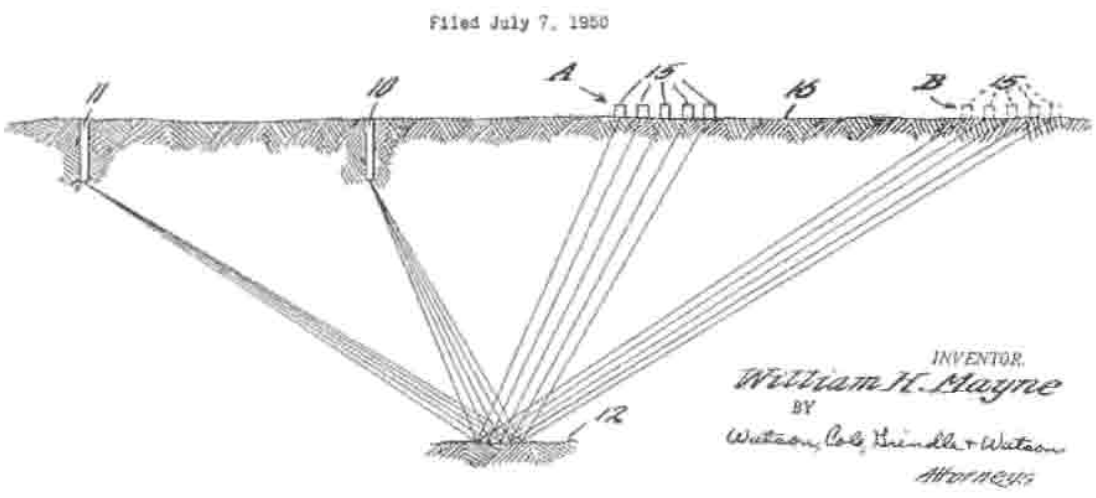
В методе ГСТ (Силаев, 2002) в качестве источника колебаний используются взрывы торпед небольшого веса в глубоких скважинах большого диаметра. При производстве таких взрывов на больших глубинах (обычно глубже 400-800 м) и внутри твердых горных пород формируются различные типы сейсмических волн. По эффективности эти взрывы сравнимы с взрывами зарядов ВВ в мелких скважинах. При правильном выборе величины заряда, типа торпеды и местоположения глубинных зарядов взрывы в стволе скважины происходят без ее необратимого разрушения. Это позволяет перемещать источник в глубокой скважине при фиксированном положении сейсмоприемников на наземных профилях.

Скважинные сейсмические методы применяют для решения наиболее сложных задач при поисках и разведке нефтяных и газовых месторождений. Они эффективны при изучении подсолевых отложений, рифов и неструктурных ловушек. Их применяют при изучении глубоко залегающих границ, особенно в условиях, когда из-за влияния интенсивных многократных волн, высокого уровня приповерхностных помех или сложного глубинного геологического строения разреза результаты наземной сейсморазведки недостаточно надежны.

Вопросы для самопроверки

1. Перечислите основные признаки, используемые для классификации методов сейсморазведки.
2. Назовите главные отличительные признаки сухопутной, морской, речной и десантной сейсморазведки.
3. Поясните, каковы существенные различия в технологии проведения сейсморазведочных работ в одномерной, двумерной и трехмерной модификациях.
4. Назовите существующие модификации сейсмической разведки по используемому частотному диапазону, а также их основное назначение.
5. Какие существуют способы возбуждения упругих волн в сейсмической разведке?
6. Какие компоненты волнового поля регистрируют в сейсморазведке, каковы возможности модификаций, регистрирующих различные компоненты?
7. Назовите основные типы систем наблюдений, используемых в сейсморазведке.
8. Перечислите основные модификации метода отраженных волн.
9. Опишите виды и назначение группирования сейсмоприемников и источников.
10. Назовите основные отличительные признаки метода регулируемого направленного приема.
11. Поясните назначение вертикального сейсмического профилирования и его отличие от сейсмокаротажа.
12. Опишите назначение и основные модификации метода преломленных волн.
13. Охарактеризуйте основные модификации скважинных сейсмических исследований.

* * * * * * *



11.1. Классификация технических средств

Высокая эффективность сейсмической разведки при решении разнообразных геологических задач базируется на использовании в ней широкого комплекса самых современных технических средств. По разнообразию и сложности используемых технических средств сейсмическая разведка далеко превосходит все другие геофизические методы. В силу этого будущий специалист – горный инженер геофизик - должен иметь достаточно полное представление о широком спектре технических средств, используемых в сейсморазведке.

По функциональному назначению все используемые в сейсморазведке технические средства принято условно делить на ***четыре группы*** (Сейсморазведка: Справочник геофизика, 1990). Некоторым авторам конкретное содержание каждой группы технических средств видится по разному (Кузнецов, 2004). В данном учебнике представление о структуре используемых в сейсморазведке технических средств этих групп дается по Справочнику геофизика (рис.11.1).



Рис. 11.1. Современная структура технических средств сейсморазведки

К ***первой группе*** технических средств принято относить различные ***системы записи и предварительной обработки сейсмической информации***. Технический уровень этой группы средств *решающим образом* определяет состояние и возможности сейсмической разведки. Эти средства используются преимущественно для проведения полевых работ. С их помощью осуществляется *регистрация, сбор и предварительная обработка* сейсмической информации.

Вторая группа технических средств представлена ***различными видами вычислительной техники***. На основе использования такой техники в геофизических компаниях создаются и функционируют достаточно крупные вычислительные центры. Они размещаются, как правило, в городах и крупных населенных пунктах при специализированных сейсморазведочных организациях. В этих центрах осуществляется окончательная обработка сейсмической информации, по результатам которой делаются геолого - геофизические выводы о строении изученной территории. Подробное описание вычислительной техники, использующейся в таких обрабатывающих центрах, будет дано в третьей части учебника.

Источники упругих волн различного типа составляют ***третью***, специфическую группу технических средств сейсморазведки. Разнообразие и специфика этих средств требуют особого внимания при их изучении. Большинство видов этой техники потенциально опасны как для исполнителей работ, так и для окружающей природы. Поэтому при применении этой техники следует *строго руководствоваться* действующими правилами безопасности при ее эксплуатации.

Для успешного выполнения сейсморазведочных работ *всегда необходим* широкий спектр различного назначения ***вспомогательных технических средств***. Их принято объединять в ***четвертую группу***.

11.2. Системы записи и предварительной обработки сейсмической информации

Системы записи и предварительной обработки полевой информации в совокупности с минимально необходимым набором *вспомогательных технических средств* обычно называют ***полевыми сейсморазведочными комплексами***. Аппаратуру, непосредственно осуществляющая запись и предварительную обработку сейсмических сигналов, принято называть ***сейсморазведочными станциями***.

К современным системам записи и предварительной обработки сейсмической информации - *сейсморазведочным станциям* - предъявляется ряд достаточно жестких и нередко противоречивых требований. Эти требования, выраженные количественно в соответствующих единицах, принято квалифицировать как ***основные технические параметры регистрирующей аппаратуры***. Среди таких параметров, прежде всего, следует назвать:

- канальность аппаратуры;
- интервалы квантования, мс;
- число разрядов аналого-цифрового преобразователя;
- динамический диапазон регистрации, дБ;
- уровень внутренних шумов, мкВ;
- амплитудная и фазовая неидентичность каналов,%;
- коэффициент нелинейных искажений, %;
- коэффициент взаимных влияний между каналами, дБ;
- максимальная величина регистрируемого сигнала, В;
- частотные параметры полосы пропускания, Гц;
- выходной формат сейсмической записи и др.

По техническим характеристикам используемого способа записи сейсмических сигналов на физический носитель информации различают ***аналоговые*** и ***цифровые*** сейсморазведочные станции. В настоящее время подавляющее число сейсморазведочных станций, работающих на производстве, относится к типу ***цифровых***. В истории сейсморазведки это уже ***четвертое поколение*** сейсморазведочных станций. Сейсморазведочные станции этого поколения позволяют не только регистрировать сейсмические колебания, но и, при необходимости, осуществлять достаточно глубокую обработку зарегистрированной информации, вплоть до получения предварительных (окончательных) *временных разрезов*.

Для того чтобы достаточно полно и ясно представить все существующее многообразие сейсморазведочной аппаратуры, необходимо ввести в рассмотрение некоторые ее квалификационные критерии. С точки зрения особенностей технологии применения сейсмической разведки в главном направлении ее использования - ***в области поисков и разведки залежей углеводородов*** - всю выпускаемую для этих целей аппаратуру можно условно разделить на два класса:

- *аппаратура и оборудование для исследований по отдельным профилям* (линиям) с использованием в ней аналогового способа передачи сейсмических сигналов от сейсмоприемников в сейсморазведочную станцию для их окончательной регистрации. Такую аппаратуру обычно сейчас называют ***линейной***. В ее названии, как правило, присутствует индекс ***"Л"*** (или ***"L"***);

- *аппаратура и оборудование, предназначенные главным образом, для исследований на площадях* достаточно крупных размеров с одновременной регистрацией волнового поля большим числом каналов. Перевод получаемых записей в цифровую форму производится вблизи места их регистрации с последующей передачей этих данных в сейсморазведочную станцию. Аппаратуру, имеющую такую структуру, теперь обычно называют ***телеметрической***. В ее названии нередко присутствует индекс ***"Т"***.

Для сейсморазведочных станций ***линейного класса "L"*** характерно следующее:

- сейсмические сигналы, зарегистрированные сейсмоприемниками на линии наблюдений, *передаются* для усиления, оцифровывания и их записи в *сейсморазведочную станцию* в ***аналоговой форме*** *по достаточно длинным сейсмическим косам*;

- ограниченное и фиксированное число каналов, обычно не более 120 - 240;

- наличие специальных коммутаторов каналов - ***коммутаторов ОСТ***, позволяющих организовывать наблюдения методом многократных перекрытий по современной конвейерной технологии ведения работ.

Телеметрическим сейсморазведочным станциям присуще следующее:

- сейсмический сигнал *регистрируется и подвергается первичной обработке* (усилению, фильтрации, оцифровке и т. п.) *вблизи места регистрации* в специальных *полевых регистрирующих модулях*, имеющих, как правило, число каналов от одного до двенадцати;

- наличие большого и переменного числа каналов. Обычно станции этого типа могут иметь от 2 до 10 тысяч каналов, но нередко число каналов в станции может быть неограниченно большим;

- передача информации от полевых записывающих модулей на ***центральную регистрирующую станцию***, а также дистанционное управление режимами их работы осуществляется по специальному ***телеметрическому каналу связи***.

Для производства сейсморазведочных работ на нефть и газ на суше в ***СССР*** в 1978 году были разработаны достаточно совершенные цифровые сейсморазведочные станции линейного типа ряда ***"Прогресс"*** (Туров и др., 1986). Последние модели станций этого ряда ***Прогресс-96*** частично продолжают работать еще и в настоящее время. В конце прошлого века в ***России*** был начат выпуск современных компьютеризированных линейных сейсморазведочных станций нового, четвертого, поколения типа ***Прогресс-Л*** и ***Интрамарин-1.2***.

Телеметрические многоканальные сейсморазведочные системы первоначально были созданы в сейсморазведке в связи с необходимостью проведения работ методом многократных перекрытий в *труднодоступных регионах* и для работы на площадях по *трехмерным технологиям*. Как выяснилось впоследствии, аппаратура такого типа обеспечивала существенно более высокую помехозащищенность при передаче на большие удаления сейсмических сигналов от сейсмоприемников. Это привело к появлению высокого спроса на аппаратуру такого типа. Современные регистрирующие телеметрические системы позволяют не только проводить высококачественную регистрацию сейсмических сигналов, но и осуществлять целый ряд операций предварительной обработки в полевых условиях. В этом смысле телеметрические системы являются *компьютеризированными комплексами уже четвертого поколения*. В телеметрических системах для передачи информации от *полевого модуля* (***ПМ***) к *центральной регистрирующей станции* (***ЦРС***) используются ***различные типы каналов связи***. Телеметрические цифровые сейсморегистрирующие системы отечественная промышленность практически не выпускала и, почти, не выпускает в настоящее время. В силу этого в девяностые годы геофизические организации ***России*** приобрели достаточно большое количество *зарубежных телеметрических комплексов*. Среди этих комплексов следует, прежде всего, назвать телеметрические сейсморегистрирующие системы типа ***I/O SYSTEM TWO*** американской фирмы ***"INPUT/OUTPUT, INC"***. Кроме аппаратуры этой фирмы, в производственных организациях ***России*** имеется достаточно заметное количество станций французской фирмы ***"SERCEL"*** как линейного (модель ***SN-358***), так и телеметрического классов (модели ***SN-368, SN-388, 408UL***).

Сейсморазведочные работы на шельфе выполняются, как правило, с применением либо модернизированных линейных станций, либо телеметрических. Во всех случаях для работы в морских условиях используемые сейсморазведочные станции модернизированы таким образом, чтобы обеспечивалась возможность автоматизированной синхронной их работы в составе судового навигационно-геофизического комплекса, осуществляющего запуск и остановку станции, запись координат пунктов возбуждения и т.п. в режиме непрерывной записи до 20-22 часов в сутки. Большинство отечественных исследовательских геофизических судов оснащены современными зарубежными морскими регистрирующими телеметрическими системами типа ***SYNRTAK-480-24*** фирмы ***"SYNTRON INC"*** со специальными цифровыми косами. Более подробно аппаратура для проведения морских сейсморазведочных работ на нефть и газ будет описана в соответствующем разделе курса.

При решении инженерно-геологических задач, требующих изучения верхней части разреза на глубину до 20-100 м, обычно применяются упрощенные специализированные линейные сейсморазведочные станции с числом каналов от 1 до 96. Такая аппаратура обладает малыми объемно-массовыми характеристиками, низким энергопотреблением и простотой в эксплуатации. При работе их можно переносить по участку работ вручную. Большинство станций этого типа могут работать в режиме накопления слабых воздействий. Итоговая сейсмическая информация может выдаваться либо в числовой форме (время вступления волны по всем каналам), либо записываться в видимой форме на бумажный носитель, либо фиксироваться на магнитный носитель. Некоторые образцы аппаратуры имеют устройства сопряжения с компьютером. В этом случае возможна обработка сейсмических записей прямо в полевых условиях. В недавние годы в практике работ отечественных изыскательских организаций наибольшее распространение имела *аналоговая аппаратура* типа ***"Таллар"*** завода ***"Казгеофизприбор"*** (***г. Алма-Ата***) и станции типа ***ИСН-01-24*** производства ***Венгрии***. В настоящее время налажен выпуск малыми сериями современных *цифровых* сейсморазведочных станций для малоглубинных исследований типа ***"Диоген"***, ***"Эхо"***, ***"Лакколит"*** и др. Внешний вид современной компьютеризированной станции для инженерно-геологических исследований показан на рис.11.2.

Специализированная сейсморазведочная регистрирующая аппаратура для работ в скважинах серийно в настоящее время не выпускается. Для проведения сейсморазведочных работ в скважинах, помимо сейсморазведочных станций, необходима также дополнительная аппаратура, включающая в себя одно - или многоприборный скважинный зонд с прижимным устройством и наземный пульт управления. Такая аппаратура



Рис. 11.2. Сейсморазведочная станция Эхо-5

может работать в комплексе с наземной сейсморазведочной станцией любого типа и каротажным подъемником, снабженным соответствующим кабелем. В настоящее время для работы в обсаженных и необсаженных скважинах чаще всего применяют аппаратуру типа *АСПУ-3-48* (трехприборный зонд, диаметр снаряда 48 мм), производимую во Всероссийском научно-исследовательском институте по геофизическим исследованиям в скважинах (ВНИИГИС, г. Октябрьский, Республика Башкортостан).

11.3. Источники упругих волн

Все *источники упругих волн*, применяемые в сейсморазведке, подразделяются на два вида: ***взрывные*** и ***невзрывные***. ***Невзрывные источники*** колебаний, в свою очередь, делятся на ***импульсные*** и ***вибрационные***. Признаком разделения в этом случае служит соотношение *длительности излучаемого импульса* $F(t)$ и его *видимого периода* T. Для *импульсных* невзрывных источников всегда выполняется *условие* $F(t)<T$, а у *вибрационных* источников - $F(t)>>T$.

В настоящее время в среднем по России сейсморазведочные работы (2D и 3D) по объему более чем на 60% выполняются с применением взрывных работ. Однако объемы использования невзрывных технологий возбуждения колебаний в сейсморазведке из года в год, хотя и медленно, но непрерывно возрастают. На многих объектах исследования (нефтепромыслы, территории различных видов коммуникаций и др.) невзрывной способ возбуждения упругих колебаний зачастую является практически единственным вариантом ведения сейсморазведочных работ.

Поскольку невзрывные способы возбуждения колебаний являются существенно более экологически безопасными, чем взрывные, то они, безусловно, имеют большие перспективы в будущем. По этой причине описание невзрывных источников сейсмических колебаний, использующихся в настоящее время в наземной сейсморазведке, будет более подробно рассмотрено в следующей главе.



Рис.11.3. Подготовка к зарядке взрывной скважины

Возбуждение упругих волн ***взрывным способом*** осуществляется путем взрыва заряда взрывчатого вещества определенной массы (обычно порядка 1-10 кг), подготовленного (рис.11.3) к помещению в специально пробуренную скважину глубиной до 15-20 м (рис.11.4). В качестве *взрывчатых веществ* (***ВВ***) в сейсморазведке основное применение нашли *заряды*, изготавливаемые из ***тротила***. Для их *инициирования* (взрыва) необходим начальный взрывной импульс, создаваемый специальным *средством взрывания* (***СВ***) - *электродетонатором мгновенного действия*. Принципиальная схема производства взрыва заряда ВВ в скважине показана на рис.11.5.

Взрывные работы на профиле осуществляются с использованием оборудования ***специальных станций взрывного пункта*** (***СВП***). Они предназначены для перевозки *взрывчатых веществ* (***ВВ***), *средств взрывания* (***СВ***), специальной техники для осуществления взрывных работ и рабочего персонала взрывных бригад к месту производства работ и обратно.



Рис.11.4. Бурение взрывной скважины в зимних условиях Западной Сибири

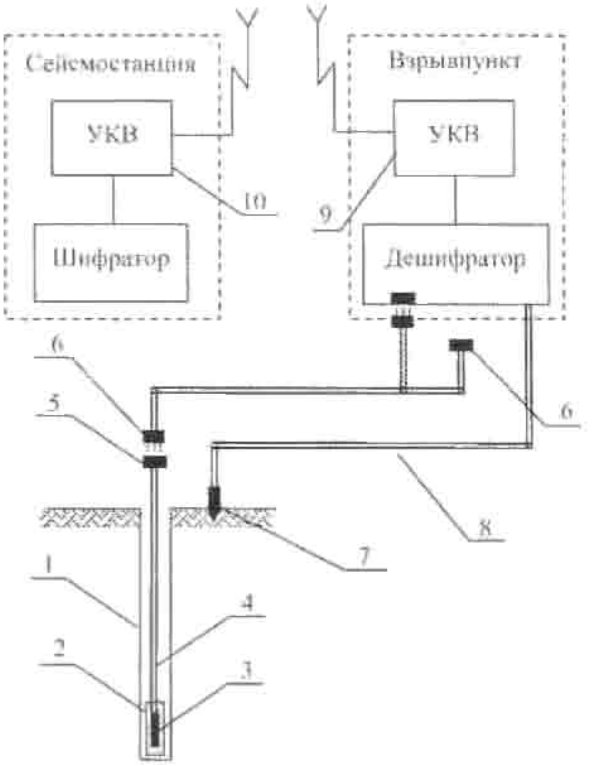


Рис.11.5. Схема электрических соединений для подрыва скважинных зарядов при сейсморазведочных работах: 1 - скважина, 2 - заряд ВВ, 3 - электродетонатор (ЭД), 4 - взрывная магистраль, 5 - розетка, 6 - вилка закорачивающая, 7 - сейсмоприемник, 8 - линия отметки вертикального времени, 9 - радиостанция взрывпункта, 10 - радиостанция сейсморазведочной станции

Они могут одновременно перевозить до 400 кг ***ВВ***, до 300 штук электродетонаторов и до 2500 м расходного провода. *СВП* монтируется в специальных кузовах на шасси вездехода *ГАЗ-71* (***СВП-7***) или автомобиля *ГАЗ-66* (***СВП-5***).

В сейсморазведке для синхронизации момента запуска сейсморазведочной станции и источника возбуждения упругих колебаний принято подавать разрешительный импульс на производство взрыва *из сейсморазведочной станции*. При этом перед подачей такого разрешительного импульса оператор сейсморазведочной станции предварительно получает доклад от мастера - взрывника о готовности к работе пункта взрыва. Подаваемый из станции импульс кодируется *шифратором* и по радиоканалу передается на радиостанцию пункта взрыва. Радиосигнал поступает на *дешифратор*, который инициирует (при условии выполнения мастером - взрывником разрешающих действий на пункте взрыва) подачу импульса электрического тока в боевую магистраль погруженного в скважину заряда.

При взрывах в скважинах, как правило, необходимо обеспечивать формирование и регистрацию сигналов, точно фиксирующих отметку момента возбуждения и время вступления упругих колебаний к специальному сейсмоприемнику, стоящему вблизи устья взрывной скважины. Это время принято для краткости называть *"вертикальным временем"* на пункте взрыва. Для реализации всех вышеуказанных действий в сейсморазведке используются специальные отечественные *системы синхронизации возбуждения* типа ***ССВ-2*** (*ОАО "СКБ СП", г. Саратов*) и ***SGD-S*** (*НПК "СибГеоСейс", г. Новосибирск*). Вид этих систем синхронизации показан на рис.11.6. и рис.11.7. Помимо отечественных систем синхронизации возбуждения в практике сейсморазведочных работ нередко используются аналогичные зарубежные системы. Среди таких систем наиболее часто используются системы типа ***SHOT-PRO*** (рис.11.8). Краткие технические характеристики названных систем синхронизации приведены в табл.11.1.

Таблица 11.1

Основные технические характеристики систем синхронизации возбуждения

	ССВ-2	***SGD-S***	***SHOT-PRO***
Напряжение питания, В	10...15	10...15	10...15
Потребляемый ток, не более, А	0.5	0.3	0.26
Максимальный ток подрыва, А	32	25	30
Ток проверки боевой линии, не более, мА	1.2	1.5	1.5
Диапазон рабочих температур, °С	От -40 до +70	От -20 до +60	От -40 до +70
Масса, кг	7.5	2+2	3.6
Кодовая защита от не санкционированного доступа	да	да	да

В состав любой системы синхронизации возбуждения колебаний входят ***шифратор и дешифратор*** со встроенными взрывными машинками и радиостанциями, например, типа *"Лен"*, *"Ангара"* или *"Motorola"*.



Рис.11.6. Общий вид системы синхронизации возбуждения ССВ-2



Рис.11.7. Система синхронизации возбуждения SGD-S

Шифратор при этом *всегда* устанавливается на *сейсморазведочной станции* и управляется оператором. *Дешифраторы* устанавливаются на *станциях взрывного пункта* ***СВП*** и управляется мастерами-взрывниками.

Общее руководство взрывными работами в сейсморазведочной партии, как правило, осуществляется инженером – геофизиком, сдавшим специальный экзамен по взрывному делу и имеющим общероссийский документ – "*Единую книжку взрывника*". Поскольку подготовка инженеров сейсморазведчиков в ряде вузов России предусматривает изучение специального курса лекций по взрывному делу, то детали организации взрывных работ здесь опускаются. Проведение взрывных работ в сейсморазведке всегда жестко регламентировано действующими ***Едиными правилами безопасности при взрывных работах*** (Москва, 2001).

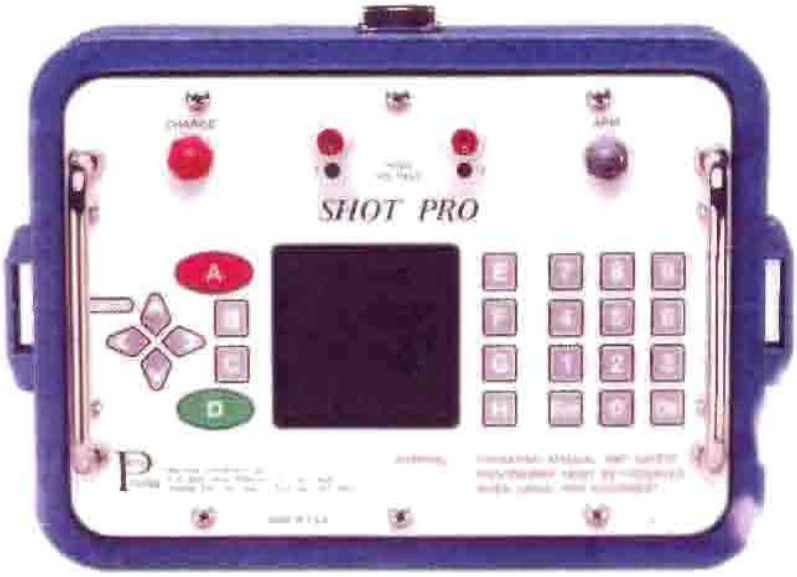


Рис.11.8. Система синхронизации возбуждения SHOT-PRO

При морских исследованиях основным источником импульсных колебаний являются ***пневматические излучатели***. Они возбуждают упругий импульс путем мгновенного выхлопа в воду сжатого под большим давлением воздуха. Более подробное описание пневматических источников упругих колебаний, которые используются в морской сейсморазведке на нефть и газ, будет приведено в специальном разделе учебника. Находят применение при морских работах и *электроискровые источники* колебаний, использующие электрогидравлический эффект электрического разряда в воде. Возбуждения упругих волн с *применением взрывов в наземных водоемах (реки, озера) и моря* ***категорически запрещено.***

В настоящее время морские пневматические излучатели, после ряда модернизаций, нашли достаточно широкое применение при проведении наземных сейсморазведочных работах в труднодоступных гранитных и болотистых зонах. Для возбуждения упругих колебаний источники размещают в неглубоких скважинах, заполненных водой или глинистым раствором. Особенно удобно такие источники использовать при проведении вертикального сейсмического профилирования в скважинах, где требуется выполнение значительного количества повторных возбуждений. Созданные в ГНЦ ФУГП "Южморгеология" (г. Геленджик) источники различного диаметра и объема типа "Пульс-6С" позволяет проводить такие работы (Бадиков и др. 2003). Пневматические камеры этих источников устойчиво работают и в глинистом растворе и в водонасыщенном песке.

Быстрое и качественное выполнение сейсморазведочных работ исключительно сильно зависит от степени успешности функционирования в полевых условиях широкого спектра ***вспомогательных технических средств сейсморазведки.*** К их числу принято относить: *сейсмоприемники, сейсмические косы, средства технологической связи, общие и специальные транспортные средства, буровое оборудование, топогеодезическое оборудование, техтческие средства жизнеобеспечения деятельности сейсморазведочной партии и др.* В силу особой значимости ***сейсмоприемников*** для производства сейсморазведочных работ их описание будет подробно приведено отдельно в следующем разделе.

При работах с линейными сейсморазведочными станциями передача сигналов от сейсмоприемников к сейсморазведочной станции осуществляется с использованием разнообразных многопроводных *сейсморазведочных кос*, состоящих, как правило, из отдельных сегментов - секций, соединенных друг с другом специальными многоканальными разъемами. По косе с заданным шагом по расстоянию предусматриваются выводы для подключения сейсмоприемников или их групп. Для изготовления кос используются специальные отечественные или импортные сейсмические многожильные кабели с числом жил до 254 (рис.11.9). По условиям работы в сейсморазведке кабели должны удовлетворять ряду жестких требований: иметь низкое удельное сопротивление, минимальную массу единицы длины, высокую прочность на разрыв, способность изоляции работать при температурах от - 50°С до +50°С, возможность монтажа выводов для подключения сейсмоприемников.



Рис.11.9. Общий вид многожильных кабелей, используемых в сейсморазведке

Поскольку телеметрические сейсмические косы имеют меньшее число проводящих жил (как правило, от 4 до 27), то их вес в расчете на 1 км длины всегда существенно меньше, чем у кос, используемых в линейных сейсморазведочных станциях. Однако при этом следует иметь в виду, что общая длина сейсмических телеметрических кос, используемых одной сейсморазведочной партией при работах по технологии 3D, может достигать нескольких десятков километров (до 60 – 120 км). Это обстоятельство всегда требует особой внимательности геофизического персонала сейсморазведочной партии.

При выполнении сейсморазведочных работ на суше всегда возникает задача многократного проведения процесса *размотки, смотки и перемещения сейсмических кос по профилю*. Сейсмические косы с целью удобства их использования при конвейерном (поточном) способе ведения полевых работ по технологии 2D обычно изготовляются *в виде отдельных секций*. Каждая секция допускает подключение 4-12 сейсмоприемников или групп сейсмоприемников. Между собой секции соединяются с помощью многоконтактных разъемов. В конструкцию кабеля сейсмических кос вводят кевларовый элемент, который существенно увеличивает их прочность на разрыв.

Для перемещения по профилю в процессе смоточно-размоточных операций на профиле используются специальные транспортные средства - *смоточные машины*, на которых находятся барабаны для намотки кос. Этот же транспорт предназначается и для перевозки в специальном отсеке кузова рабочих, обслуживающих процесс смотки и размотки кос, к месту работы и обратно. Оборудование ***смоточной станции СМ-66*** устанавливается, как правило, на шасси автомобиля повышенной проходимости типа ***ГАЗ-66***. На профиле в сейсмическом отряде обычно работает от одной до четырех таких машин. При работе в зимних условиях и в условиях Западной Сибири в качестве таких машин обычно используют либо специальные сани, буксируемые тракторами (рис.11.10), либо вездеходы (рис.11.11).

Для передвижения техника – геофизика зимой при осуществлении контроля над косами и устранения различного рода неполадок в процессе работы в сейсморазведочных партиях широко используются отечественные и зарубежные снегоходы типа "Буран".

С целью удобства пользования сейсмическими косами и сейсмоприемниками фирма ***OYO - GEOSPACE*** выпускает массу различных ***сейсмических аксессуаров***: многоконтактные колодки, разветвители, клипсы для подключения сейсмоприемников, штыри различного размера к сейсмоприемникам, основания для установки сейсмоприемников на весьма твердом грунте и т. п. (рис.11.12). В настоящее время отечественными предприятиями изготовляются как кабели для изготовления кос, так и готовые секции линейных и



Рис.11.10. Разметка сейсмических кос с использованием буксируемых гусеничных саней



Рис.11.11. Разметка сейсмических кос с использованием вездеходной техники

телеметрических сейсмических кос для всех сейсморазведочных систем регистрации отечественного и зарубежного типа, используемых в России. Налажен также выпуск сейсмоприемников и различных сейсмических аксессуаров достаточно высокого качества (Котяковский, 2007).

Технологическая связь между отдельными подразделениями сейсморазведочной партии (сейсморазведочная станция, СВП, СМ, буровые установки и т.п.) осуществляется, как правило, по радио. Наиболее широко используются отечественные радиостанции типа "*Лен*" (для расстояний от 10 м до 10 км) и типа "*Ангара*" (для расстояний от 10 до 100 км). В последние годы, особенно при работе с импортными телеметрическими системами, широкое распространение в работе на профиле получили радиостанции зарубежных фирм. В отдельных случаях на профилях используется двусторонняя телефонная связь.

Для бурения взрывных скважин в сейсморазведке применяются самоходные вращательные шпиндельные и роторные установки с очисткой забоя промывкой, продувкой или транспортировкой разрушенной породы на поверхность земли шнеками. Обычно сейсморазведочные буровые установки предназначены для проходки скважин глубиной до 20-30 м в породах 1-5 категорий буримости. Для привода используются либо двигатели внутреннего сгорания транспортной базы, либо автономные. В качестве транспортной базы используются либо автомобили повышенной проходимости

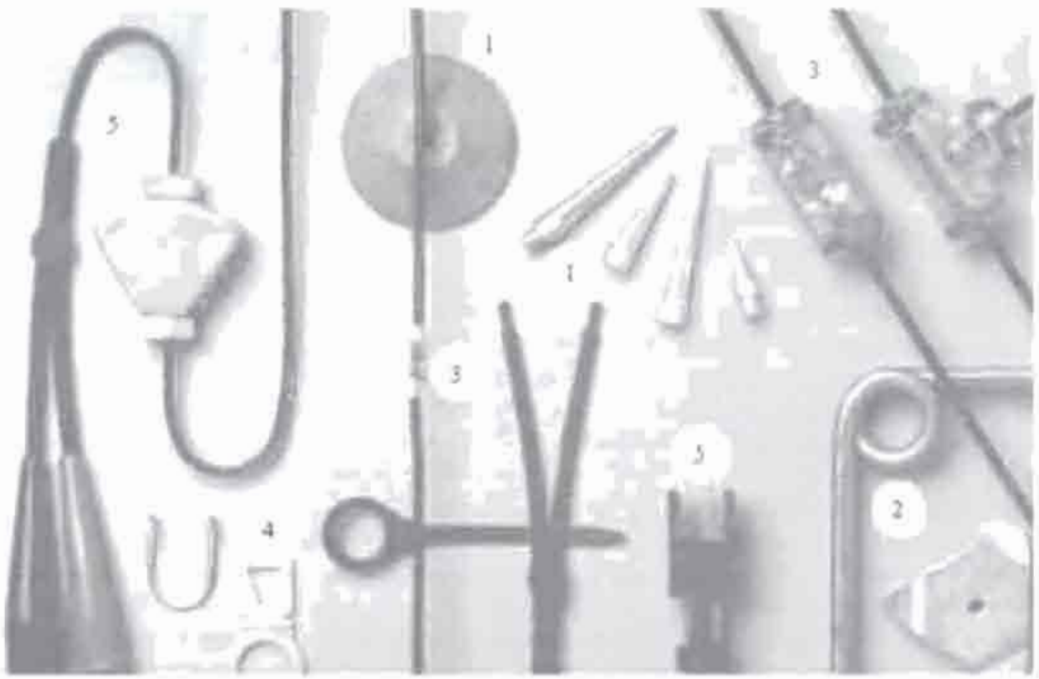


Рис.11.12. Внешний вид некоторых типов сейсмических аксессуаров:
1- штыри и основания сейсмоприемников, 2 - шпилька для сбора шлейфов, 3 - разветвители, 4 - вилка, 5 - клипсы

(*ЗИЛ-131, ГАЗ-66, КамАЗ-4320*), либо гусеничные тракторы и вездеходы. Наибольшее распространение в сейсморазведочных партиях получили буровые установки типа *УРБ-2А2, УРБ-2,5А2* и *УГБ-50М, УШ-2Т* и др. Созданная легкая самоходная установка нового поколения УБС-Г00 ("Сейсмик"), смонтированная на гусеничном транспортере ГАЗ-34037, предназначена для бурения шнеками диаметром 89, 108 и 135 мм на глубины соответственно 25-30 м, 20-25 м и 10-15 м (рис 11.13.). Для обеспечения нормальной работы одной сейсморазведочной партии в обычных условиях (взрывные скважины глубиной 15-25 м) требуется три-шесть буровых установок. Функционирование буровых установок нередко требует использования специальных автоцистерн *АЦ*, обеспечивающих доставку глинистого раствора или технической воды.



Рис.11.13. Легкая самоходная буровая установка для бурения взрывных скважин

Для производства топогеодезических работ в сейсморазведочной партии создается один (или несколько) ***топогеодезический отряд***, возглавляемый старшим техником или инженером-топографом. В задачи отряда входит рекогносцировка местности и определение наиболее удобных путей подъезда к площади работ, вынесение на местность и подготовка профилей для работы на них сейсморазведочного отряда, привязка отработанных профилей, подготовка топогеодезической основы для отчетных материалов сейсморазведочной партии и др. На вооружении отряда может находиться как простейшая геодезическая техника (теодолиты, нивелиры, мерные рейки), так и современные геодезические комплексы, включая спутниковые приемоиндикаторы. Топографическому отряду для работы на профилях всегда придается одна - две автомашины или вездеход.

Для размещения геофизической аппаратуры и различного вспомогательного оборудования в сейсморазведочных партиях используются различные транспортные средства. Так как основные объемы сейсморазведочных работ на территории России проводятся по двум принципиально различным схемам – "*лето*" или "*зима*", то это обстоятельство накладывает весьма существенный отпечаток на структуру всех используемых вспомогательных средств. Основу транспортных средств сейсмических партий, работающих по "*летнему режиму*", составляют *колесные транспортные средства повышенной проходимости*.



Рис.11.14. Рабочее место оператора сейсморазведочной станции, работающей в зимних условиях Западной Сибири

Сейсморазведочные партии, работающие на территории Западной Сибири (по режиму – "*зима*"), как правило, оснащаются транспортными средствами на гусеничном ходу. Для обеспечения безопасного функционирования сейсморазведочных партий в практически безлюдной северной местности, они всегда оснащаются необходимым количеством специальных жилых и рабочих балков, которые представляют собой утепленные домики на металлических санях высокой прочности. Это позволяет производственному персоналу относительно легко приспосабливаться к работе в условиях экстремально низких температур (рис.11.14.).

На колесные транспортные средства монтируются *специальные геофизические кузова* (***СГК***), в которых размещаются сейсморазведочные станции, оборудование пункта взрыва, оборудование смоточных машин. В качестве транспортной базы для сейсморазведочного оборудования различного назначения обычно используются автомобили типа: *УАЗ-469Б, УАЗ-452Д, ГАЗ-66, ЗИЛ-131, КамАЗ, Урал-375Д, КрАЗ-269*. При работе в зимних условиях большая часть оборудования может размещаться в специальных балках, для транспортировки которых по профилю используются тракторы типа *ТДТ-75, Т-100 М, Т-130, Т-170* или вездеходы *АТ-С, АТ-Т, ГТТ* (*ГАЗ-71*). Отечественная промышленность для геологической службы России начала выпускать транспортные средства повышенной комфортности типа *ГАЗ-34036/37/39* и *ГАЗ-34091* (рис.11.15.). Общее количество транспортных единиц в сейсморазведочной партии может достигать 30–40 шт. и более. Для бесперебойного их функционирования в партии создается специальная служба их обслуживания и ремонта.



Рис. 11.15. Плавающий снегоболотоходный гусеничный транспортер повышенной комфортности ГАТ - 3409Т

Обеспечение устойчивой работоспособности различной аппаратуры и оборудования сейсморазведочной партии (радиостанции, телефоны, сейсмоприемники, косы и т. п.) требует непрерывного профилактического обслуживания и ремонта. Для этого в партии обычно имеется необходимый набор контрольно-измерительной аппаратуры (тестеры, осциллографы, генераторы и т. п.), позволяющий в полевых условиях проводить несложный ремонт различной техники. Эти функции обычно возлагаются на *службу радиомастера* (1-3 человека).



Рис. 11.16. База зимней сейсмической партии ОАО "Башнефтегеофизика" при работах в условиях Западной Сибири

Жизнедеятельность сейсморазведочной партии, работающей, как правило, в достаточно удаленных от баз снабжения условиях, обеспечивается специальным *административно-хозяйственным отрядом*. В его функции входит организация подготовки и функционирования хозяйственно-производственной деятельности сейсморазведочной партии и безопасного и экологически безвредного функционирования базы партии (рис. 11.16), обеспечения партии продуктами питания, расходными материалами, горюче-смазочными материалами, предметами культурно-бытового назначения и др. Для этого отряд оснащается необходимой транспортной техникой, лагерным оборудованием, различными предметами для хозяйственно-производственной деятельности.

Все сказанное выше свидетельствует о том, что сейсморазведочная партия - это достаточно большой (до 60 - 80 человек) производственный коллектив, состоящий из специалистов различного профиля, имеющий на своем вооружении широкий спектр технических средств. Эффективное использование таких ресурсов требует от сейсморазведчиков высокого уровня профессиональных знаний и организаторских способностей. Разнообразие используемых вспомогательных средств требует согласованной работы специалистов разного профиля: *геодезистов, рабочих на косе, взрывников, буровиков, водителей, ремонтников* и т. п. Инженер-сейсморазведчик должен уметь организовать *согласованную и эффективную работу на профиле бригад таких специалистов*. Для этого он должен знать и понимать основы функционирования технических средств достаточно широкого спектра назначения.

Вопросы для самопроверки

1. Назовите четыре основные группы технических средств сейсморазведки.
2. Какие основные технические характеристики определяют качество работы систем записи и предварительной обработки сейсмической информации?
3. Назовите основные типы отечественной сейсморазведочной аппаратуры, применяемой при поисках нефти и газа.
4. Охарактеризуйте назначение и принципы работы современной телеметрической сейсморазведочной аппаратуры.
5. Назовите принцип разделения невзрывных источников сейсмических волн на импульсные и вибрационные.
6. Поясните особенности устройства станции взрывного пункта.
7. Назначение шифратора и его функциональные задачи.
8. Назначение дешифратора и его функциональные задачи.
9. Поясните состав и назначение всех основных элементов оборудования для производства взрывных работ с использованием скважин при сейсморазведке.
10. Что такое "*Единая книжка взрывника*", какие права она дает ее обладателю?
11. Какие технические средства используются в сейсморазведке для ведения смотки и размотки кос?

★ ★ ★ ★ ★ ★ ★

12. НАЗЕМНЫЕ НЕВЗРЫВНЫЕ ИСТОЧНИКИ УПРУГИХ ВОЛН В СЕЙСМОРАЗВЕДКЕ

12.1. Введение

Невзрывные наземные способы возбуждения упругих колебаний в сейсморазведке базируются на применении специальных технических устройств, исключающих использование конденсированных взрывчатых веществ (ВВ) или линий детонирующего шнура (ЛДШ). Возбуждение упругих волн с использованием таких технических устройств производится путем приложения усилий непосредственно к земной поверхности. И хотя невзрывные способы возбуждения колебаний в сейсморазведке решают те же задачи, что и взрывные способы ведения сейсмической разведки, но их различает как техника и технология процесса возбуждения колебаний, так и динамические характеристики возбуждаемых при этом сейсмических волн. Эти способы ведения сейсмической разведки отличаются от взрывной сейсморазведки как методикой проведения полевых работ, так и, частично, используемой для регистрации аппаратурой. Достаточно существенны различия и в обработке получаемых полевых материалов.

Наземная невзрывная сейсморазведка начала использоваться в СССР в конце 60-х годов прошлого века. В настоящее время она заняла прочное *второе место* в комплексе сейсморазведочных работ на нефть и газ. Быстрое и широкое распространение наземная невзрывная сейсморазведка получила благодаря ряду преимуществ, которые она имеет перед сейсморазведкой с использованием взрывов. Среди этих преимуществ, прежде всего, следует назвать:

- *экономические* – за счет исключения расходов на проведение буровых, взрывных и ликвидационных работ, повышения производительности труда на полевых работах;

- *методические* – за счет появления возможности активного управления спектрами возбуждаемых колебаний, возможности применения многоэлементных интерференционных систем при возбуждении, появления возможности проведения сейсморазведочных работ на объектах, недоступных для взрывной сейсморазведки (культурные и техногенные зоны, города и населенные пункты, зоны с высоким уровнем промышленных и других помех и т. д.;

- *экологические* – за счет существенно меньшего экологического воздействия на окружающую среду и, прежде всего, на водоносные горизонты;

- *повышенную безопасность* - за счет полного отказа от применения взрывчатых веществ.

Наряду с вышеназванными достоинствами невзрывная сейсморазведка обладает и рядом недостатков, среди которых следует, прежде всего, отметить:

- получение смещенных в сторону низких частот спектров регистрируемых волн, что в конечном итоге приводит к частичному понижению разрешающей способности сейсмического метода;

- необходимость применения достаточно дорогостоящих специальных технических средств для ведения полевых работ;

- повышенную сложность методики полевых работ;

- ограниченные возможности ведения полевых работ в нестандартных условиях (густой лес, сильно пересеченная местность с большими углами наклона рельефа и др.);

- необходимость выполнения дополнительных специальных процедур при обработке материалов полевых наблюдений.

Тем не менее, учитывая всю совокупность обстоятельств, общий баланс при оценке стоимости ведения полевых работ, как правило, в большинстве районов исследований России складывается в пользу невзрывной сейсморазведки – стоимость отработки 1 км профиля с невзрывными источниками оказывается на (10 - 30) % ниже.

В настоящее время в практике ***невзрывной сейсморазведке*** отчетливо сложились две различные технологии возбуждения упругих колебаний: ***импульсная*** и ***вибрационная***.

Импульсная технология возбуждения упругих волн использует кратковременные ударные воздействия на земную поверхность, длительность которых меньше периода возбуждаемых при этом сейсмических волн. Эта технология по физической природе близка к взрывному способу возбуждения колебаний.

Вибрационная технология существует в двух модификациях и заключается в возбуждении колебаний в земле либо ***квазигармонических колебаний***, либо быстро следующих друг за другом ***однополярных*** (или ***разнополярных***) импульсов, общее число которых в одном воздействии может достигать нескольких сотен. Первый способ возбуждения и принято называть собственно ***вибрационным***. Во втором случае способ возбуждения колебаний принято называть ***виброимпульсным***, или ***кодоимпульсным***. Общая особенность вибрационного способа возбуждения – большая суммарная длительность посылаемых в землю сигналов. Длительность посылки сигналов может достигать нескольких десятков секунд, что всегда существенно выше периода возбуждаемых колебаний. Это приводит к необходимости ведения длительного процесса регистрации сейсмических колебаний, на что требуются необходимые технические ресурсы. Получающиеся при этом весьма большие объемы исходной информации требуют также применения специальных приемов ее сжатия.

Первые производственные результаты по использованию в сейсморазведке квазигармонических сигналов были получены в США в 1959-1960 гг. фирмой "Conoco". Она разработала метод и выпустила аппаратурус торговой маркой "*Vibroseis*", которая и служит названием этого метода возбуждений упругих волн в сейсморазведке в настоящее время.

В СССР сейсморазведочные работы на нефть и газ с применением вибрационных невзрывных источников начались почти десятилетием позже. Выполненные в эти и последующие годы научные и экспериментальные исследования советских (российских) специалистов, обобщенные в целом ряде научных изданий (Шнеерсон, Майоров, 1980, 1988; Чичинин, 1984; Шнеерсон и др., 1990; Кострыгин, 1991, 2002; и другие) способствовали широкому распространению невзрывных методов возбуждения упругих колебаний при сейсморазведочных работах. При изложении данного раздела учебника вышеназванные работы взяты автором за основу.

В 1979 году в объединении "Точмашприбор" (г. Армавир) был уже начат *промышленный выпуск* первых отечественных вибраторов (СВ-5-150). Годом позже в организованном в г. Гомеле ***Специальном конструкторском бюро сейсмической техники*** (СКТБ СТ Министерства нефтяной промышленности СССР) было начато серийное производство достаточно мощных вибраторов типа СВ-10-100.

В настоящее время в России ведущее место в области проектирования и производства отечественных вибраторов занимает ЗАО "Геосила" (г. Москва).

12.2. Элементы теории невзрывного способа возбуждения колебаний

В наземной невзрывной сейсморазведке упругие колебания в среде возбуждаются путем приложения непосредственно к земной поверхности переменных во времени динамических нагрузок. Излучающий элемент любого невзрывного источника – это жесткая металлическая плита, лежащая на поверхности земли, которая под действием активных или реактивных сил приводится в движение в вертикальной или горизонтальной плоскостях в зависимости от направления действующих на нее сил. Под действием внешних сил в грунте возникают переменные во времени объемные или сдвиговые деформации, которые и вызывают появление в среде упругих волн. Таким образом, задача о понимании характера излучения упругих волн наземными невзрывными источниками может быть всегда сведена к рассмотрению эффекта действия векторной силы на поверхности упругого полупространства. В связи с тем, что линейные размеры излучающих плит всегда значительно меньше, чем преобладающие длины возбуждаемых сейсмических волн, то реальные источники и генерируемые ими силы могут при этом всегда считаться точечными.

Энергия источника типа вертикальной силы, действующего на поверхности земли (Шнеерсон, Майоров, 1988), распределяется между возбуждаемыми им различными сейсмическими волнами примерно в следующей пропорции: 7% - продольные волны, 25% - поперечные волны, 68% - поверхностны волны релеевского типа. Именно такой характер распределения энергии объясняет тот общеизвестный факт, что на сейсмограммах, полученных при работе с любыми наземными невзрывными источниками, всегда доминируют поверхностные и, отчасти, поперечные сейсмические волны.

Удельные нагрузки, развиваемые импульсными источниками значительны и, как правило, превосходят динамический предел упругости грунта. Поэтому грунты в процессе такого возбуждения колебаний деформируются, и на поверхности земли от работы любого источника обычно остается *отпечаток* - след от рабочей плиты излучателя.

Рассмотрим элементы теории, описывающей работу поверхностного невзрывного источника сейсмических колебаний ***импульсного типа*** (Теория и практика..., 1998). Предположим, что на грунт через плиту массой M_1 действует сила $F=F(t)$, которая в общем случае может зависеть от времени. Колебания, вызываемые плитой с массой M_1 передаются *присоединенному объему грунта* с массой M_2. Под присоединенной массой грунта при этом понимается масса того объема пород, которая вовлекается в движение во время действия излучателя и взаимодействует с ним. Понятие присоединенного объема грунта является одним из важных понятий общей теории, описывающей процесс взаимодействия источника упругих колебаний и грунта. Размеры этой зоны находятся из предположения, что остаточные деформации грунта локализуются в вертикальном столбике пород, имеющем определенную глубину и основание, равное площади плиты источника. Глубина этой активной зоны зависит от размера плиты, действующего давления, влажности грунта и его вещественного состава. При давлениях, близких к пределу прочности пород, глубина активной зоны близка к величине

$$H = (2 \div 2,5) \cdot d \quad , \qquad (12.1)$$

где H – глубина активной зоны, d – эффективный диаметр опорной плиты.

Дифференциальное уравнение движения системы "*источник+грунт*" с массой $M = M_1 + M_2$ можно составить, если мы учтем все действующие в системе силы (рис. 12.1). Такими силами являются: силы инерции $M \cdot \ddot{z}$, силы восстановления - $C \cdot z \cdot S$, и силы сопротивления $p \cdot \dot{z}$. При этом введены следующие обозначения: z – текущее смещение центра масс от положения равновесия; C - обобщенный коэффициент сжатия грунта; S - площадь плиты; p – коэффициент неупругого сопротивления грунта; $\dot{z}$ и $\ddot{z}$ - соответственно первая и вторая производная смещения по времени

Приравнивая к нулю сумму всех сил, получим следующее дифференциальное уравнение

$$M \cdot \ddot{z} + p \cdot \dot{z} + C \cdot z \cdot S = F(t) \qquad (12.2)$$

После очевидных преобразований оно приводится к следующему виду

$$\ddot{z} + 2 \cdot h \cdot \dot{z} + n^2 \cdot z = \frac{F(t)}{M} \quad , \qquad (12.3)$$

где $2 \cdot h = \frac{p}{M}$, $n^2 = \frac{C \cdot S}{M}$ — соответственно затухание и собственная частота системы.

Как видно из полученного уравнения, система "плита – грунт" всегда будет совершать собственные и вынужденные колебания. Для анализа собственных колебаний системы, которые вызываются действием короткого одиночного импульса (короткий единичный удар по плите), необходимо рассмотреть решение этого уравнения с нулевой правой частью. Его решение в этом случае для реальных условий ведения сейсморазведочных работ и определенных начальных условий имеет вид затухающей синусоиды

$$z(t) = A_0 \cdot e^{-ht} \cdot \sin(\omega t + \varphi) \, , \qquad (12.4)$$

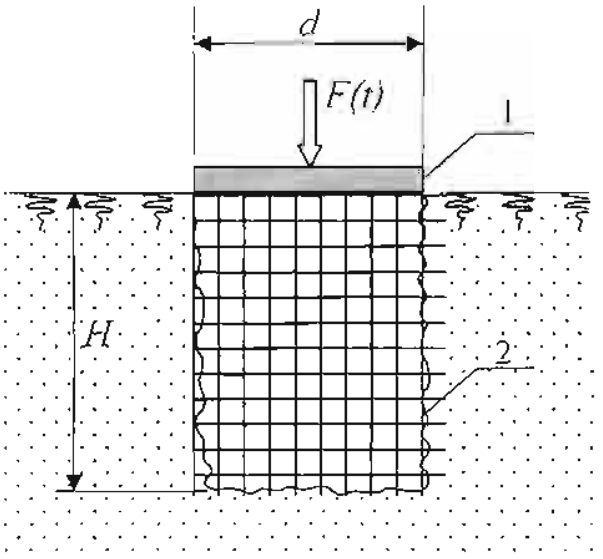


Рис.12.1. Схематическая модель системы "плита - грунт": 1 - плита источника массой M_1; 2 -присоединенный объем грунта массой M_2; F(t) - действующая сила источника колебаний

где $\omega = \sqrt{n^2 - h^2}$ - собственная частота системы "*плита - присоединенный объем грунта*".

Из анализа полученного решения следует, что при ***импульсном возбуждении*** присоединенный объем грунта совершает собственные колебания, частота которых определяется упругими свойствами среды в пункте возбуждения колебаний, а также суммарной массой плиты и присоединенного объема грунта. Эти резонансные частоты, как правило, для большинства поверхностных сейсмогеологических условий лежат в пределах (20–30) Гц. Для изменения частоты резонанса в сторону ее повышения, как это следует из формулы (12.3) у нас имеется только одна возможность – изменение (уменьшение) массы плиты. Поскольку пункты возбуждения на профиле могут попадать на участки с самыми разнообразными условиями, а величина массы плиты существенно меньше присоединенной массы, то мы практически *не можем влиять* на величину собственной частоты импульсного источника. Уменьшение же массы плиты и присоединенной массы можно достичь только путем уменьшения развиваемых источником усилий, а, следовательно, только за счет сокращения его энергетических характеристик. Это непременно ведет к понижению глубинности исследований. Действительно, маломощные источники колебаний, как правило, генерируют колебания более высокой частоты. В этом смысле имеется полная аналогия с взрывной сейсморазведкой – заряды малой массы возбуждают более высокочастотный спектр колебаний.

При ***кодоимпульсном возбуждении*** сейсмических волн к поверхности земли прикладывается последовательность быстро следующих друг за другом коротких импульсов, которые *могут иметь различную полярность*. Однако вследствие частого следования импульсов отклики среды на них будут интерферировать между собой, образуя сложное колебание. В этом случае система *"плита – грунт"* совершает собственные колебания, которые повторяются в соответствии с частотой следования импульсов. Результирующая форма колебаний и их частоты сложным образом зависят от собственной частоты системы *"плита – грунт"* и частоты посылок импульсов. Как правило, собственная частота системы *"плита – грунт"* при кодоимпульсном возбуждении выше, чем при импульсном возбуждении. Обусловлено это тем, что силовые параметры кодоимпульсных источников намного ниже импульсных. В результате присоединенная масса грунта для кодоимпульсных источников значительно ниже, что и приводит к повышению видимой частоты возбуждаемых сейсмических волн.

При вибрационном возбуждении сейсмических колебаний система "плита-грунт" под действием источника принудительно совершает квазигармонические колебания. Для их анализа рассмотрим теперь характер вынужденных колебаний системы *"плита - грунт"*. В этом случае действующую на плиту силу будем полагать меняющей от времени по гармоническому закону типа

$$F(t) = A_0 \cdot \sin(\omega t + \varphi) \quad , \qquad (12.5)$$

где A_0 - амплитуда действующей силы, ω – круговая частота, φ – возможный фазовый сдвиг.

При дальнейшем рассмотрении мы будем полагать, что нас интересуют только возникающие колебания по прошествии некоторого времени, достаточного для затухания собственных колебаний системы. В этом случае решение уравнения (12.3) будет иметь вид

$$z(t) = \frac{A}{M \cdot \sqrt{\left(n^2 - \omega^2\right)^2 + 4 \cdot h^2 \cdot \omega^2}} \cdot \sin\left[\omega \cdot t + arctg\left(\frac{2 \cdot h \cdot \omega}{n^2 - \omega^2}\right)\right] \quad . \tag{12.6}$$

Из приведенного решения следует, что под действием квазигармонической силы система *"плита–грунт"* начнет также совершать квазигармонические колебания, частота и амплитуда которых зависит как от параметров действующей силы, так и от свойств среды. Отсюда видно, что вибрационный способ возбуждения колебаний позволяет *управлять частотой возбуждаемых и регистрируемых сигналов*. Именно это открывает большие потенциальные возможности сейсмической разведки при использовании вибрационных источников упругих колебаний.

При переменной по частоте действующей силы в системе *"плита–грунт"* могут наблюдаться резонансные колебания плиты и грунта, которые наступают при $\omega = n$. При этом амплитуда колебаний системы *"плита–грунт"* может быть значительной. Опыт работы с источниками гармонических колебаний показывает, что практически повсеместно наблюдается резонанс в области частот 20-30 Гц. Резонансная частота определяется по формуле

$$\omega_p = 1 \Big/ \sqrt{\frac{M}{C \cdot S}} = \sqrt{\frac{C \cdot S}{M}} \quad . \tag{12.7}$$

Исходя из этого выражения, легко понять, что у высокочастотных излучателей вибрационного типа масса плиты всегда выбирается минимально возможной.

12.3. Основы теории вибрационного способа возбуждений колебаний

Вибрационный способ возбуждения колебаний основан на использовании переменных во времени нагрузок, длительность которых существенно больше времени распространения колебаний до самых глубоких последуемых сейсмических границ. В вибрационной сейсморазведке основное распространение получили нагрузки на грунт, представляющие собой квазигармонические модулированные посылки длительностью до 20-30 с, имеющие полосу возбуждаемых частот от 5-10 Гц - до 200–250 Гц. В процессе вибрационного излучения мгновенная частота генерируемых колебаний изменяется в указанных выше пределах, что является физической основой для реализации процесса последующего сжатия регистрируемой информации с целью выделения отражений от сейсмических границ. Сигналы, описывающие характер изменения нагрузки на грунт в вибрационной сейсморазведке, в отечественной технической литературе обычно принято называть *управляющими сигналами*, или *опорными сигналами*. В зарубежной литературе их обычно называют *свипами*, или *свип-сигналами*. Для посылки управляющего сигнала всегда во много раз больше периода колебаний, возникающих при импульсном возбуждении

$$f \cdot T >> 1 \quad . \tag{12.8}$$

где f – средняя частота опорного сигнала в Гц; T – длительность опорного сигнала в секундах.

По этому показателю сигналы вибрационных источников относятся к классу *"сложных"* сигналов, что отличает их от *"простых"* сигналов импульсных источников, где это произведение близко к единице. Под действием нагрузок *"сложных"* сигналов в среде возбуждаются интенсивные поверхностные и объемные сейсмические волны, которые отражаются и преломляются на сейсмических границах, интерферируют между собой и, как следствие, образуют сложное *непрозрачное волновое поле длительных колебаний*, в котором визуальное *выделение отдельных регулярных сейсмических волн невозможно*. Запись такого сложного сигнала на одном канале принято называть *виботрассой*, а их совокупность по группе соседних каналов – *виботраммой*.

Для практического прочтения записей по каждой виботрассе принято осуществлять корреляционный способ их предварительной обработки. Осуществляется это путем нахождения нормированных значений *функции взаимной корреляции* (*ФВК*) управляющего сигнала и виботрассы. Математически это сводится к нахождению *ФВК* путем вычисления интеграла по формуле

$$R_{a,s}(\tau) = \frac{1}{T} \cdot \int_0^T a(t) \cdot s(t + \tau) \cdot d\tau \quad , \tag{12.9}$$

где $a(t)$ - соответственно зарегистрированный сигнал виботрассы; T – длительность опорного сигнала; $s(t)$ - свип-сигнал; τ – параметр интегрирования, выполняющий роль времени на корреляционной трассе.

Последовательность значений $R_{a,s}(\tau)$, вычисленные по одной виботрассе для различных τ, образуют *корреляционную трассу*, а их совокупность, найденная по одной виботрамме – *коррелограмму*.

Как известно (Шнеерсон, 1988; Бондарев, 2003), регистрируемый сигнал отраженной волны в сейсморазведке при отсутствии помех может быть найден через интеграл типа свертки

$$a(t) = \int_0^{\infty} h(0) \cdot s(t - \theta) \cdot d\theta \quad , \tag{12.10}$$

где $h(\theta)$ - распределение ко
сигнал, посылаемый в среду.

Подставляя это выражение в формулу (12.9) и, выполняя необходимые преобразования, получим следующий результат

$$R_{u,y}(\tau)=\frac{1}{T}\cdot\int_0^T\left(\int_0^\infty h(\theta)\cdot s(t-\theta)\cdot d\theta\right)\cdot s(t+\tau)\cdot dt=$$

$$=\frac{1}{T}\cdot\int_0^T h(\theta)\cdot\left(\int_0^\infty s(t-\theta)\cdot s(t+\tau)\cdot dt\right)\cdot d\theta= \qquad (12.11)$$

$$=\int_0^T h(\theta)\cdot R_{s,s}(\tau-\theta)\cdot d\theta \quad ,$$

где

$$R_{s,s}(\tau-\theta)=\int_0^\infty s(t-\theta)\cdot s(t+\tau)\cdot dt \quad . \qquad (12.12)$$

Функция $R_{s,s}(\tau-\theta)$ представляет собой *функцию автокорреляции* (***ФАК***) управляющего сигнала. Из выражения (12.11) следует, во-первых, что каждая трасса корреллограммы определяется сверткой ***ФАК*** управляющего сигнала с функцией распределения коэффициентов отражения по разрезу и, следовательно, несет в себе информацию о распределении коэффициентов отражения в разрезе. Во-вторых, свойства каждой трассы корреллограммы в значительной степени определяются свойствами автокорреляционной функции управляющего сигнала. Каждая трасса корреллограммы представляет собой непрерывное распределение значений функции взаимной корреляции зарегистрированного и управляющего сигналов в зависимости от времени сдвига между ними. Положительные и отрицательные значения ***ФВК*** (в зависимости от знаков коэффициентов отражения) будут наблюдаться при временных сдвигах анализируемых колебаний, которые должны быть равны временам прихода отраженных волн при импульсном возбуждении (рис.12.2). Получаемые в результате обработки корреллограммы по своему внешнему виду близки к сейсмограммам импульсной сейсморазведки.

Как известно из общей теории, функция взаимной корреляции (***ФВК***) определяет степень сходства двух различных между собой сигналов. Из способа определения ***ФВК*** следует, что при длительности управляющего сигнала T, область ненулевых значений ***ФВК*** больше или равна 2T. Экстремумы функции взаимной корреляции наблюдаются при тех значениях аргумента τ_i, при которых имеет место наибольшая степень сходства сравниваемых сигналов. В этих точках ***ФВК*** достигает значений, которые, будучи нормированными, равны соответственно $R^n_{s,s}(\tau)\le 1$.

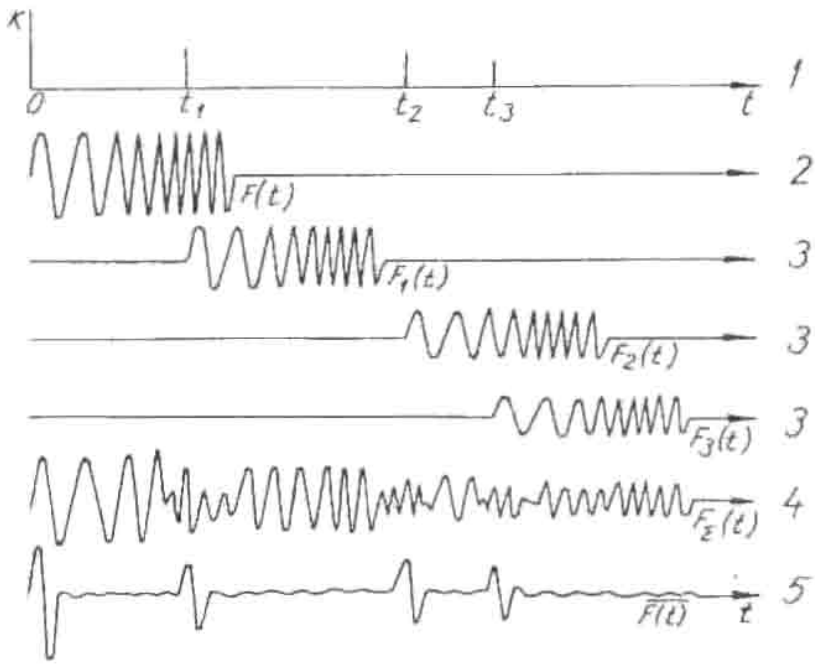


Рис.12.2. Принципиальная схема формирования одной трассы корреллограммы для временного разреза, представленного тремя отражающими границами:
1 - график распределения коэффициентов отражения во временной области;
2 - посылаемый свип - сигнал;
3 - отраженный свип - сигнал от первой, второй и третьей границ;
4 - суммарный зарегистрированный сигнал - трасса виброграммы;
6 - трасса корреллограммы

Трасса *ФВК* в общем случае представляют собой сумму функций вида

$$\sum A_i \cdot \frac{\sin(\tau - \tau_i)}{\tau - \tau_i} \quad , \tag{12.13}$$

где A_i – амплитудный множитель.

Каждое слагаемое функции (12.13) всегда имеет один основной (центральный) максимум и ряд побочных корреляционных максимумов и минимумов. Их взаимное положение и длительность определяется формой, частотой и протяженностью управляющих сигналов (свипов). Эти свойства *ФВК* определяют возможность выделения и раздельной регистрации регулярных отраженных волн. Побочные максимумы и минимумы *ФВК* являются помехами и образуют на коррелограммах так называемый "*корреляционный шум*", который затрудняет выделение слабых отраженных волн при вибрационном способе возбуждения колебаний. Ширина и интенсивность основного максимума корреляционной функции, и уровень "*корреляционных шумов*", в конечном счете, определяют эффективность вибрационной сейсморазведки. В значительной мере эта эффективность определяется структурой и формой управляющих сигналов. Идеальным является такие свип-сигналы, *ФАК* которых имеет узкий основной максимум и минимальные корреляционные шумы. Поиск свип-сигналов с такими свойствами в сейсморазведке идет непрерывно. Этим и объясняется, что на практике используется значительное число типов управляющих сигналов. В частности, находят применение линейные и нелинейные кигп гармонические частотно модулированные сигналы различной длительности, многочастотные сигналы, кодовые последовательности однополярных и разнополярных импульсов и т. п.

Рассмотрим более детально управляющий сигнал простейшей формы. В качестве управляющего сигнала простейшей формы в вибрационной сейсморазведке принято рассматривать гармонический сигнал, частота которого изменяется во время посылки по линейному закону

$$\omega(t) = \omega_0 + \beta \cdot t \, , \tag{12.14}$$

где ω_0 - начальная частота сигнала, β - скорость нарастания частоты.

Обычно скорость нарастания частоты выбирается в соответствии с формулой

$$\beta = \frac{\Delta f}{T} = \frac{f_{max} - f_{min}}{T} \quad , \tag{12.15}$$

где f_{min}, f_{max} – начальная и конечная частота сигнала; Δf – полоса частот управляющего сигнала, T – длительность посылки сигнала.

Такие управляющие сигналы принято называть *линейными частотно-модулированными – ЛЧМ-сигналами*. В общем случае управляющий *ЛЧМ*-сигнал представляется в виде

$$s(t) = A(t) \cdot \cos\left[2 \cdot \pi \cdot \left(f_{min} \cdot t + (f_{max} - f_{min}) \cdot \frac{t^2}{2 \cdot T}\right) + \varphi(t)\right] \quad , \tag{12.16}$$

где $\varphi(t)$ - некоторый фазовый сдвиг.

Нормированная автокорреляционная функция (НФАК) этого сигнала с достаточной точность может быть представлена в виде

$$r_s(\tau) = \frac{\sin\left[\pi \cdot \Delta f \cdot \frac{\tau \cdot (T - \tau)}{T}\right]}{\pi \cdot \Delta f \cdot \frac{\tau \cdot (T - \tau)}{T}} \cdot \cos\left[2 \cdot \pi \cdot \tau \cdot \left(f_{min} + \Delta f \cdot \frac{T - \tau}{2 \cdot T}\right)\right] \quad . \tag{12.17}$$

При небольших временных сдвигах ($\tau < T$) это выражение с достаточной точностью представляется в виде

$$r_s(\tau) = \frac{\sin(\pi \cdot \Delta f \cdot \tau)}{\pi \cdot \Delta f \cdot \tau} \cdot \cos(2 \cdot \pi \cdot f_{cp} \cdot \tau) \quad , \tag{12.18}$$

где $f_{cp} = \frac{f_{min} + f_{max}}{2}$ - средняя частота управляющего сигнала.

Выражение (12.18) представляет собой амплитудно-модулированное гармоническое колебание с несущей $\cos(2 \cdot \pi \cdot f_{cp} \cdot \tau)$ и огибающей $\frac{\sin(\pi \cdot \Delta f \cdot \tau)}{\pi \cdot \Delta f \cdot \tau}$ частотами. Нулевые значения несущей частоты τ_k достигаются при

$$\tau_k = k / (4 \cdot f_{cp}) \, , \quad \text{где } k = 1, 2, 3 \ldots \tag{12.19}$$

Удвоенная величина τ_0 определяет ширину основного максимума *ФАК* и, следовательно, разрешающую способность вибрационного метода сейсмической разведки. При этом, естественно, регулярные колебания на коррелограмме будут иметь периоды, близкие к величине

$$T_{виб} = 1/f_{ср} \quad . \tag{12.20}$$

Отсюда и следует, что, меняя $f_{ср}$, можно в принципе управлять частотой возбуждаемых регулярных сейсмических волн на коррелограммах, а, значит, и степенью их разрешения. Именно в этом заключается одно из главных преимуществ вибрационного способа возбуждения колебаний на основе использования *ЛЧМ* - управляющих сигналов.

Разрешающая способность сейсморазведки при вибрационном способе возбуждения колебаний с *ЛЧМ*-свипами решающим образом зависит от их двух параметров – средней частоты $f_{ср}$ и ширины полосы частот Δf. Ширину полосы частот, как известно, принято оценивать ее *октавностью*. Для подтверждения сказанного на рис.12.3 приведены *ФАК* для четырех различных свипов с разной октавностью, но имеющих одинаковую среднюю частоту. Анализ этих графиков однозначно свидетельствует, что максимально высокая разрешающая способность вибрационного метода разведки при использовании *ЛЧМ* - свипов может быть достигнута только в случае, если управляющий сигнал имеет полосу частот шириною более (2 - 2.5) октав и максимально возможное значение $f_{ср}$.

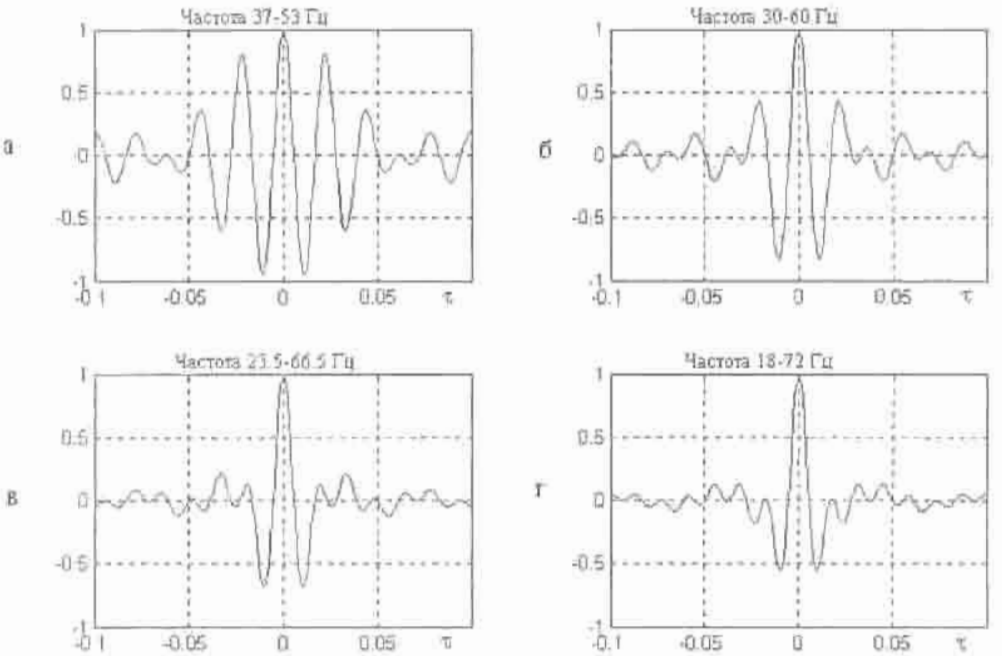


Рис.12.3 Графики нормированных значений функций автокорреляции для четырех ЛЧМ-свипов, имеющих одинаковую среднюю частоту 45 Гц. ЛЧМ - свипы различаются только по ширине полос частот: а - 0.5 октавы, б - 1.0 октавы; в - 1.5 октавы; г - 2 октавы

Оценка динамического диапазона вибрационного метода возбуждения, выполненная разными авторами, показывает, что при использовании *ЛЧМ* - свипов он не превышает 40 - 70 дБ. При этом динамический диапазон, определяемый по корреллограммам, практически не зависит от числа одновременно используемых источников колебаний. Повышение динамического диапазона вибрационного метода возбуждения может быть достигнуто за счет использования *ЛЧМ* специального вида, имеющих *ФАК* с минимальным уровнем корреляционных шумов. Простейшим решением этой задачи является использование при ЛЧМ квазигармонических сигналов с трансцендентной огибающей вида

$$s(t) = \begin{cases} A \cdot \left(1 - e^{-\alpha t}\right), & 0 \le t \le 0{,}5\,c \\ A, & 0{,}5\,c \le t \le T - 0{,}5\,c \\ A \cdot e^{-\alpha(T-t)}, & t > T - 0{,}5\,c \end{cases} , \tag{12.21}$$

где α - некоторая константа.

Вторым направлением повышения разрешающей способности сейсмического метода разведки с использованием вибрационного способа возбуждения колебаний является применение *сложных управляющих сигналов* (Кострыгин, 2002).

Первым вариантом этого направления следует назвать использование в процессе накопления воздействий управляющих сигналов, имеющих различные полосы частот. Очевидно, что при накоплении таких воздействий, суммарный спектр сигнала будет иметь пользем на тех частотах, которые присутствуют во всех исходных посылках.

Второй вариант предусматривает использование управляющих сигналов с переменной скоростью развертки частот.

Третий путь управления спектром возбуждаемых колебаний предусматривает изменение амплитуды управляющего сигнала при постоянной скорости изменения частоты. Все эти способы управления спектром сейсмических волн предусматривают использование сложных нелинейных сигналов. Именно в этом направлении ведутся в настоящее время исследования по повышению эффективности сейсмической разведки с использованием вибрационного способа возбуждения колебаний.

12.4. Технические средства невзрывных способов возбуждений колебаний

Импульсные и вибрационные наземные невзрывные источники упругих колебаний могут использовать в своей основе различные принципы преобразования внешней энергии для реализации воздействия на грунт:

- механические;
- газодинамические;
- электродинамические и электромеханические;
- гидравлические.

Механические источники упругих колебаний появились на заре использования сейсмической разведки. Основными техническими средствами такого возбуждения упругих колебаний являются установки с падающим грузом. Конструктивное исполнение таких устройств весьма разнообразно - от ручной кувалды для удара по грунту, до достаточно сложно устроенных на базе электроники электромеханических систем с массой сбрасываемого груза до 3 тонн. Все установки такого типа имеют три существенных недостатка:

- относительно низкая интенсивность возбуждаемых объемных отраженных волн, что ограничивает глубинность сейсмических исследований;
- трудности в обеспечении высокой точности синхронизации возбуждений при их накоплении;
- низкочастотный состав возбуждаемых колебаний, что затрудняет выделение отражений на фоне интенсивных поверхностных волн.

Несмотря на продолжающиеся исследования в различных направлениях по совершенствованию установок данного типа, они не получили сколь-нибудь широкого распространения в сейсморазведке на нефть и газ. Сравнительно широко установки этого типа находят применение лишь при ведении сейсморазведочных работ при изучении малых глубин (задачи инженерной геологии, гидрогеологии и инженерно-строительных изысканий и др.).

Газодинамические источники упругих колебаний появились в результате совершенствования выше названных механических источников. Для обеспечения их работы используют либо взрывы газовых смесей в замкнутом объеме, либо энергию сжатого воздуха. Первым надежным отечественным промышленным невзрывным источником такого типа был генератор сейсмических колебаний ГСК-10 (ВНИИГеофизика, Москва), выпускавшийся в период с 1974 по 1981 г. Принцип их работы заключался в использовании взрывов газовой смеси (газ – окислитель + пропан - бутановая смесь или пары бензина) в специальной взрывной камере. Днище цилиндра после взрыва ударялось о грунт, вызывая сейсмические колебания. Последующие модели источников такого типа (ГСК-6, ГСК-6М, СИ-32, СИ-40 и др.) достаточно широко использовались при проведении сейсморазведочных работ в Европейской части страны. Однако принципиальные недостатки источников такого типа - необходимость доставки на профиль наблюдений газовых компонент и их недостаточно устойчивая работа при низких температурах - исключили возможность их применения в районах с наибольшими объемами сейсморазведочных работ - в условиях севера и востока страны.

Желание использовать сжатый воздух в качестве источника энергии упругих колебаний привело к созданию пневматического источника типа ГСК-11. Однако по ряду причин их применение на производстве было эпизодическим.

Электродинамические источники упругих колебаний основаны на преобразовании *электрической энергии* в механические воздействия на грунт. Для них характерна высокая точность синхронизации повторных возбуждений, автономность и возможность работы при низких температурах. Их принцип действия заключается в

накоплении электрической энергии генератора в емкостном накопителе, формировании на этой основе мощных импульсов тока на обмотке *импульсного линейного электродвигателя*. Первыми установками такого типа были источники "Сейсмодин–140", "Сейсмодин–250". Их последующие модификации "Сейсмодин–4800" и "Сейсмодин–7200", выпускавшиеся в г. Харькове, сравнительно широко использовались в сейсморазведочных партиях, работавших на территории УССР. В силу присущих им конструктивных недостатков широкого распространения при проведении сейсморазведки в других районах СССР они не получили. Однако на базе опыта по их созданию в последующем были разработаны более совершенные электромеханические источники упругих колебаний. Такие источники были разработаны в ОАО "Енисейгеофизика" при поддержке ОАО "Ханты-мансийскгеофизика" в 1998-2002 годах (Детков, 2005; Ивашин и др., 2005). На основе этих разработок в г. Минусинске начато промышленное производство импульсных электромагнитных источников под общим названием "Енисей" (Смирнов, 2003).

Основным силовым элементом источников типа "Енисей" является электромагнит, якорь которого через элементы конструкции опирается на жесткую плиту, устанавливаемую на грунт. Индуктор электромагнита закреплен на специальном пригрузе, имеющим возможность перемещения по вертикали между опорной плитой излучателя и якорем. Между якорем и индуктором электромагнита имеется зазор порядка 3–10 мм. При пропускании мощного импульса тока длительностью 2-3 миллисекунды через обмотки возбуждения возникает электромагнитная сила, которая снимает якорь с опор, через которые он давил на плиту излучателя. В результате этого в грунте возбуждается короткий сейсмический импульс. На базе реализации этой идеи создано семейство невзрывных импульсных источников разной мощности и назначения. Это позволяет вести сейсморазведочные работы с источниками такого типа в самых разнообразных физико-географических и ландшафтных условиях. Сила воздействия на грунт всех излучателей не превышает либо динамической прочности грунтов (для колесных вариантов источников), либо прочности тракторной колеи по снегу (санные варианты моделей). Практически во всех случаях работы таких источников на поверхности земли отсутствуют даже следы от плит или полозьев излучателей. Для работы в различных условиях источники выпускаются в колесном (КЭМ), санном (СЭМ) и водном (ВЭМ) вариантах. Представление о способе транспортировки двух источников СЭМ-100 дает схема, показанная на рис.12.4.

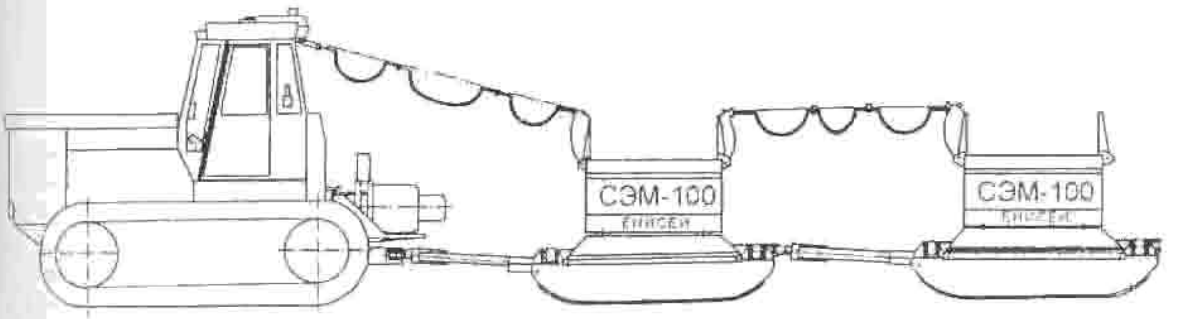


Рис.12.4. Схема тракторной буксировки двух источников типа СЭМ-100

Вид, назначение и основные технические характеристики отдельных модификаций источников показаны на рис.12.5 – рис.12.10.

Близкие по принципу работы невзрывные источники упругих колебаний недавно были разработаны в ОАО "Тюменнефтегеофизика" и в компании "Геосейс" (Волков и др., 2004; Аникушев и др., 2004). Буксируемая группа таких источников "Геотон" показана на рис.12.11.

Импульсные невзрывные источники типа "Енисей" и "Геотон" в настоящее время благодаря их высокой эффективности, достаточно широко используются при сейсморазведочных работах в условиях Западной и Восточной Сибири. Особо широкое применение они получили в тех районах ведения работ, где работа с источниками других типов практически невозможна (нефтепромыслы, охраняемые природные зоны, замерзшие озера и реки и др.). Следует специально отметить, что источники типа ВЭМ позволяют проводить сейсморазведочные работы и на незамерзающих акваториях рек, озер и водохранилищах.

Кодоимпульсные источники (*вибрационные источники дискретного действия*) обеспечивают приложение к земной поверхности последовательностей коротких однополярных импульсов, следующих друг за другом с переменными или постоянными временными интервалами. В СССР в г. Харькове на заводе "Потенциал" серийно выпускалась одна модификация источников такого типа ИКИ-10/40 (источник кодовый импульсный с максимальным усилием воздействия до 10^5 Н и частотой следования импульсов до 40 Гц). Он состоял из линейного импульсного электродвигателя, устройства передачи нагрузки на грунт, синхронного генератора, блока конденсаторов и системы управления. Все узлы источника монтировались на шасси



Рис.12.5. "Электромагнитный импульсный источник сейсмических колебаний "Енисей СЭМ -100". Санный вариант. Расчетная сила воздействия - 100 тонн. Количество двигателей - 4, излучателей - 2. Вес источника - 7600 кг. Предназначен для работы в зимних условиях. Транспортируется трактором.



Рис.12.6. "Электромагнитный импульсный источник сейсмических колебаний "Енисей СЭМ -50". Санный вариант. Расчетная сила воздействия - 50 тонн. Количество двигателей - 2, излучателей - 2. Вес источника - 4600 кг. Предназначен для работы в зимних условиях. Транспортируется трактором.



Рис.12.7. "Электромагнитный импульсный источник сейсмических колебаний "Енисей СЭМ -20". Санный вариант. Расчетная сила воздействия - 20 тонн. Количество двигателей - 1, излучателей - 1. Вес источника - 1500 кг. Пригоден для транспортировки авиатранспортом к месту проведения сейсморазведки и ВСП скважин.



Рис.12.8. "Электромагнитный импульсный источник сейсмических колебаний "Енисей КЭМ - 4". Колесный вариант. Расчетная сила воздействия -100 тонн. Количество двигателей - 4, излучателей -4. Вес источника - 10000 кг. Предназначен для работы как в летних, так и в зимних условиях. Смонтирован на автомобиле типа "Урал".



Рис.12.9. Электромагнитный импульсный источник сейсмических колебаний "Енисей ЭЗМ - 2". Колесный вариант. Расчетная сила воздействия – 50 тонн. Количество двигателей - 3, излучателей - 2. Вес источника - 6200 кг. Предназначен для работы как в летних, так и в зимних условиях. Смонтирован на автомобильное типа "Урал".



Рис.12.10. Электромагнитный импульсный источник сейсмических колебаний "Енисей ВЭМ -100". Водный вариант. Расчетная сила воздействия -100 тонн. Количество двигателей - 2, излучателей - 2. Вес источника - 5300 кг. Предназначен для работы в летних условиях по рекам, озерам и болотам. Транспортируется катером, вездеходом, либо автономно лодочным мотором.



Рис.12.11. Электромагнитный импульсный источник сейсмических колебаний "Геотон". Санный вариант. Расчетная сила воздействия -30 тонн. Вес источника - 2300 кг. Периодичность воздействия не менее - 5с. Потребляемая мощность – не более 1кВт. Ресурс источника - 2 10^7 импульсов.

автомобиля ЗИЛ-131А, двигатель которого и обеспечивал работу источника. Момент начала работы источника задавался по радио из сейсморазведочной станции. В настоящее время сейсморазведочные работы с использованием ядерноимпульсных источников в России прекращены. Однако, учитывая хорошие технико - экономические показатели таких источников и их высокую геолого-геофизическую результативность, можно надеяться, что источники упругих колебаний такого типа рано или поздно начнут поступать на вооружение сейсморазведочных партий России.

Вибрационные источники упругих колебаний получили наибольшее, среди невзрывных источников, распространение в сейсмической разведке во всем мире. По принципу работы они подразделяются на *механические* и *гидравлические*. Первыми в сейсморазведке начали использоваться механические (эксцентриковые) вибраторы, прообразом которых были строительные вибраторы для уплотнения грунтов. Вертикальная сила воздействия на грунт у них возникает за счет вращения колесных пар с дисбалансом симметрии, устанавливаемых на общее основание. Изменение частоты генерируемых волн достигалось изменением частоты вращения колес. На основе этих принципов в СССР выпускалась одна из первых модификаций вибраторов - система "Вибролокатор" (ВСК-1, ВСК-2). В настоящее время вибраторы этого типа в России не выпускаются.

Основное применение в сейморазведке во всем мире нашли электрогидравлические вибраторы. Эти вибраторы обладают широким спектром хороших технико – экономических показателей, в том числе:

- стабильной частотой характеристик при переменных нагрузках;
- относительной простотой регулирования возбуждаемых колебаний по частоте и амплитуде;
- простотой организации синхронной работы групп вибраторов;
- широким использованием промышленных элементов гидропривода.

По типу возбуждаемых колебаний все вибраторы условно подразделяются на три типа:

- продольные;
- поперечные;
- продольно-поперечные.

Вибраторы первого типа предназначаются для возбуждения продольных сейсмических волн. Возбудитель вибрации у них расположен вертикально (рис. 12.12). У вибраторов, предназначенных для возбуждения поперечных волн (SH и SV), возбудитель расположен горизонтально (рис. 12.13). В вибраторах, предназначенных для попеременного возбуждения продольных и поперечных волн, возбудитель может перемещаться в трех направлениях - вертикальном, горизонтальном продольном и горизонтальном поперечном. В большинстве случаев на практике во всем мире используются вибраторы первого типа, возбуждающие продольные сейсмические волны.

Рассмотрим упрощенную принципиальную схему устройства гидравлического вибратора (Кострыгин, 2002), показанную на рис.12.14. Важнейшим элементом гидравлического вибратора является возбудитель вибрации. Он представляет собой массивный гидроцилиндр 1, выполняющий роль реактивной массы. Внутри него расположен плунжер 2, жестко связанный с опорной плитой вибратора 3. В рабочем состоянии она прижимается к грунту весом транспортного средства через пневмоопоры виброразвязки 4. При подаче рабочей жидкости попеременно в нижнюю или верхнюю полости гидроцилиндра, он начинает совершать возвратно-поступательные движения относительно плунжера, что и вызывает колебания опорной плиты, передающиеся на грунт. Активный вес реактивной массы компенсируется пневмоопорами 5. Управление работой возбудителя вибратора осуществляется следующим образом. Синхронный генератор, установленный на сейморазведочной станции, формирует сигнал запуска группы вибраторов. Этот сигнал поступает на блоки управления излучателей. Они формируют короткие импульсы, по которым начинается генерирование управляющих сигналов вибраторов, входящих в данную группу активных вибраторов. После передачи кода запуска синхронный генератор запускает в режим регистрации сейморазведочную станцию и одновременно генерирует опорный (управляющий) сигнал для записи его служебным каналом сейморазведочной станции. Управляющий сигнал, усиленный по мощности, подается на электрогидравлический преобразователь (сервоклапан). Сервоклапан преобразует его в пропорциональный гидравлический поток рабочей жидкости, поступающей в полости гидроцилиндра возбудителя вибрации. С возбудителя вибрации на блок управления передаются сигналы обратной связи, корректирующие работу возбудителя. Возникающие в системе *"вибратор-грунт"* фазовые и амплитудные искажения корректируются с помощью специальной системы обратной связи, формирующей специальный *форс-сигнал*. Это позволяет обеспечивать синхронную работу группы вибраторов. Подачу рабочей жидкости под давлением обеспечивает насосная установка. Она же обеспечивает работу системы подъема – опускания возбудителя вибрации и прижим излучающей плиты к грунту. Основным силовым параметром любого сейсмического вибратора является величина ***максимального (нулевого) толкающего усилия***, определяемого как произведение площади поршня на разницу давлений рабочей жидкости на входе в рабочий цилиндр и давлении при сливе жидкости. Величина *максимального усилия* для вибраторов разных типов колеблется от 30 до 270 кН и более. При этом следует иметь ввиду, что величина этого усилия в значительной

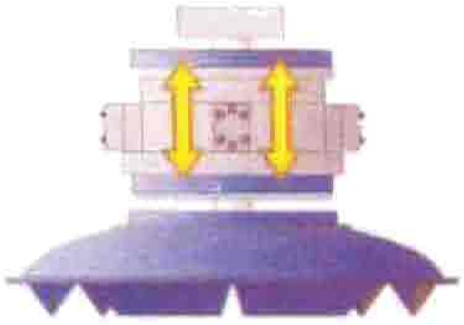


Рис.12.12. Упрощенная схема возбудителя продольных сейсмических волн

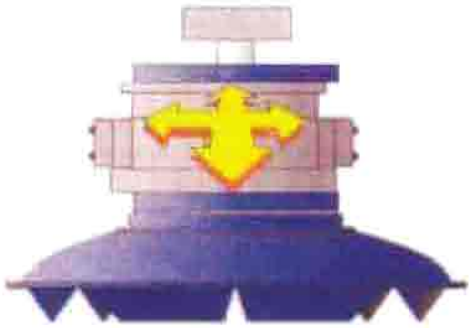


Рис.12.13. Упрощенная схема возбудителя поперечных сейсмических волн

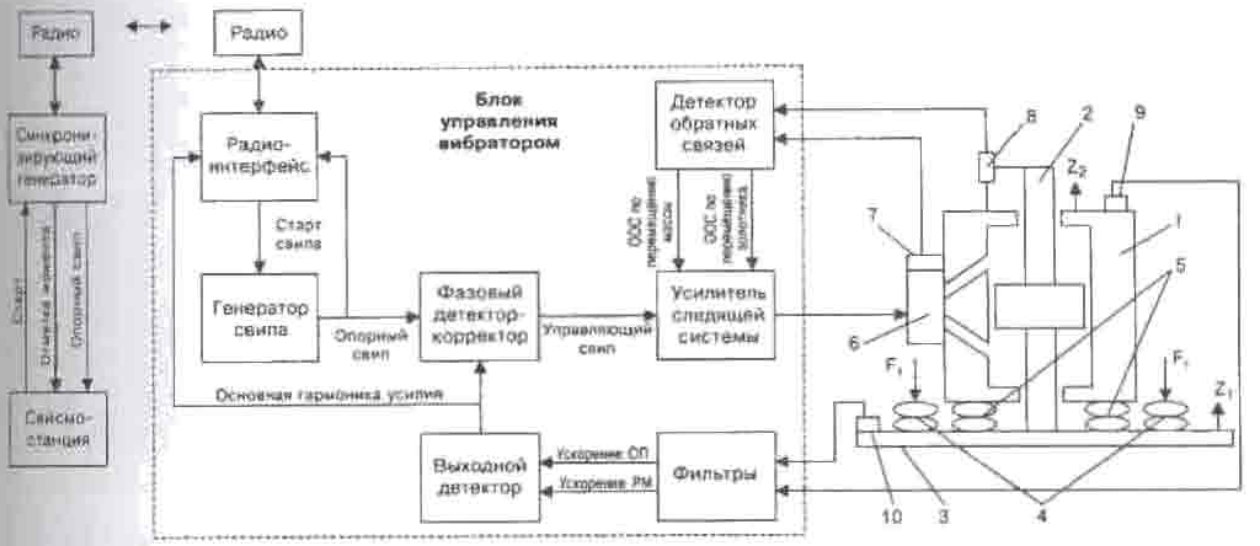


Рис.12.14. Упрощенная схема взаимодействия рабочих узлов вибратора:
1 - реактивная масса; 2 - плунжер гидроцилиндра возбудителя вибраций; 3 - опорная плита; 4 - пневмокаморы виброизоляции;
5 - пневмокаморы компенсации веса реактивной массы; 6 - преобразователь электрогидравлический;
7 - датчик перемещения распределительного золотника; 8 - датчик положения реактивной массы;
9 - датчик ускорения реактивной массы; 10 - датчик ускорения опорной плиты

мере определяет *интенсивность возбуждаемых сейсмических колебаний*. Для обеспечения стабильной работы вибратора величина его тягового усилия не может быть больше веса транспортного средства. Обычно устойчивая работа сейсмического вибратора наблюдается в случае, когда величина максимального толкающего усилия находится на уровне (60-90)% от веса транспортного средства. Вид возбудителя колебаний показан на рис.12.15.

Перемещение вибраторов по профилям осуществляется с использованием специальных транспортных средств, с которыми они всегда составляют единое целое. Транспортные средства вибраторов вынуждены работать в условиях сильной вибрации. Это накладывает особые условия на прочностные свойства их конструкции.

Для работы в разнообразных природно-климатических и поверхностных условиях отечественные и зарубежные фирмы устанавливают вибраторы на различные транспортные средства высокой проходимости. В зависимости от мощности вибратора это может быть либо обычный автомобиль повышенной проходимости , либо специальный автомобиль высокой проходимости , либо вездеход на гусеничном ходу. Для работы в условиях Крайнего Севера России вибраторы размещают на специальных снегоболотоходных шасси.



Рис.12.15. *Возбудитель сейсмических колебаний вибратора*

Для обеспечения безотказной работы в суровых северных условиях России и Канады в конструкциях сейсмических вибраторов реализован ряд мероприятий, обеспечивающих, например, подогрев двигателя, топливного бака, гидробака, кабины водителя и аккумуляторов. Для работы в условиях пустынь и степей используют вибраторы на шасси типа ***багги*** с шинами низкого давления. Во всех случаях в кабинах вибраторов создаются специальные условия для безопасной работы механиков-операторов в любых погодных условиях.

Многие годы (с 1968 г.) разработкой и производством невзрывных вибрационных источников сейсмических колебаний в СССР (России) занимается Армавирское Специальное конструкторское бюро испытательных машин (ныне ОАО "СКБИМ", г. Армавир). За эти годы был разработан ряд модификаций и выпущено более 1500 экз. сейсмических вибраторов типа СВ, многие из которых продолжают работать до сих пор (Кастанов, 2003, 2007). Отличительной особенностью семейства вибраторов типа СВ является их компоновка на автомобилях типа "Урал - 4320" с колесной формулой 6 х 6 и применение дополнительных (вторых) двигателей для насосов, аналогичных силовому агрегату транспортного средства. Эта транспортная база и удачное распределение массы



Рис 12.16 Группа сейсмических вибраторов типа СВ-15 / 180 на автомобилях Урал - 4320 производства ОАО "СКБИМ"

сейсмического вибратора по осям гарантирует уверенное перемещение вибраторов типа СВ по дорогам любых категорий и по бездорожью и в любых климатических зонах.

Сейсмические вибраторы типа СВ имеют штатную систему управления работой производства СКБИМ. При управлении по радиоканалу несинхронность запуска группы таких вибраторов не превышает $0.3*10^{-3}$ сек, а погрешность фазовой синхронизации составляет менее 6 градусов. Следует при этом заметить, что конструкция системы управления вибраторов такова, что она, при необходимости, легко заменяется на систему управления Vib Pro Advance III компании "Pelton " США.

Вид группы сейсмических вибраторов типа СВ показан на рис.12.16, а основные типовые характеристики вибраторов этого типа приведены в таблице 12.1 (Кастанов, 2007).

Таблица 12.1

Основные технические характеристики сейсмических вибраторов типа СВ производства СКБИМ.

Наименование параметров	СВ 5-150М2А	СВ 15-180	СВ 20-200
Максимальная амплитуда силы, кН	100	150	200
Диапазон рабочих частот, Гц.	5-180	5-180	5-200
Сила прижима плиты, кН.	117,5	125	190
Габариты, (Д*Ш*В), мм.	7700*2500*3160	8230*2500*3160	9078*2500*3100
Полная масса, кг.	13500	15320	20535

В Республике Беларусь на базе ранее созданного еще в СССР СКБ и предприятия "Сейсмотехника" (г. Гомель) совместно с рядом российских предприятий выпускается несколько типов современных сейсмических вибраторов. Например, для работы в условиях Западной Сибири выпускается специальный снегоболотоходный вибратор СВС-30/120 ТСВ (рис. 12.17), технические характеристики которого приведены в таблице 12.2.

Таблица 12.2

Основные технические характеристики сейсмического вибратора типа СВС-30/120 ТВС

Пиковое усилие, кН. 300
Рабочий диапазон частот, Гц. 5-250
Приводной двигатель - общий с маршевым - мощность, л/с. ЯМЗ – 7511; 420
Гусеницы -- Резинометаллическое полотно с металлическими грунтозацепами
Удельная нагрузка на грунт, кгс / см^2 0.18
Кабина - КАМАЗ
Габариты (Д*Ш*В), мм - 11500 * 3960 * 3800
Полная масса, т - 35
Скорость передвижения, км / ч. - 20
Система управления вибратором - Pelton, Sereel – по заказу



Рис.12.17. Снегоболотоходный вибратор типа СВС-30/120 ТВС

Однако основным производителем сейсмических вибраторов для нефтяной и газовой промышленности в современной России является

компания ЗАО "ГЕОСВИП" (г. Кимры, Московская область), ведущая свое начало от существовавшего в СССР в г. Гомеле СКБ и предприятия "Сейсмотехника". Выпускаемая ЗАО «ГЕОСВИП» техника успешно работает в различных геолого-климатических и поверхностных условиях России (Урало-Поволжье, Север Европейской части, Ямало-Ненецкий и Ханты-Мансийский национальные округа и т.д.), в странах ближнего (СНГ) и дальнего (напр., в Индонезии) зарубежья.

Имеющийся почти 30-летний опыт создания техники для полевой геофизики позволяет специалистам ЗАО "ГЕОСВИП" создавать современные виброисточники с использованием оптимальных конструкторских и производственных решений и лучших отечественных и зарубежных достижений механики, гидравлики и электроники.

Транспортные базы сейсмических источников - это новые разработки на как основе серийно выпускаемых заводами КрАЗ, МоАЗ, КАМАЗ и УРАЛ шасси, так и специализированные шасси для работы по глубокому снежному покрову в условиях низких, до -50°С, температур.

Возбудители вибрации развивают усилие на грунт от 14 до 30 тс и могут устанавливаться на любые транспортные базы. Все вибраторы комплектуются отечественной электронной системой управления «ВИКОНТ/СвипМастер», разработанной в ЗАО «ГЕОСВИП».

Разумное сочетание зарубежных и отечественных комплектующих позволяют увеличить надежность эксплуатации и снизить стоимость обслуживания источников при оптимальном соотношении "цена/качество". Все вибраторы сертифицированы Госстандартом РФ.

Технические параметры вибраторов и систем управления позволяют использовать практически все современные модификации вибрационной сейсморазведки с различными типами свипов (линейные, нелинейные, псевдослучайные сигналы, и т.д.).

В настоящее время ЗАО "ГЕОСВИП" предлагает сейсморазведчикам следующие модели вибраторов и самоходных шасси (Рекламный проспект ЗАО "ГЕОСВИП", 2007):

СВ-14/150 на шасси УРАЛ (6х6), 14 тс
СВ-20/150МТК на шасси КрАЗ (6х6), 20 тс
СВ-27/150К на шасси КАМАЗ (8х8), 27 тс
СВ-27/150БКГ на колесном/гусеничном шасси (8х8), 27 тс
СВ-27/150-362 на шасси МоАЗ (с рудевым управлением типа «краб») (4х4), 27 тс
СВС24/РС27 на гусеничном снегоболотоходном шасси , 27 тс.
СВ-30/150Б на шасси типа «багги» усилием (4х4), 30 тс

Сравнительное представление об основных технических характеристиках сейсмических вибраторов, выпускаемых этой ведущей отечественной компанией можно получить по данным, приводимым в табл.12.3. Внешний вид всех сейсмических вибраторов, выпускаемых фирмой ЗАО «ГЕОСВИП» показан на рис.12.18.

Таблица 12.3

Номенклатура выпускаемых ЗАО "ГЕОСВИП" источников сейсмических сигналов

Модель вибратора	Шасси	Толкающее усилие, кН	Рабочий диапазон частот, Гц	Масса опорной плиты, кг	Площадь опорной плиты, м²	Полная масса, кг	Макс. скорость, км/час
СВ-14/150	Урал-4320-41	140	5-250	1165	1,6	16330	55
СВ-20/150МТК	Краз-6322	201	5-250	1690	1,97	21300	55
СВ-27/150К	КамАЗ-63500А	267	5-250	2134	2,3	25000	45/35
СВ-27/150БКГ	Сочлененное шасси	300	5-250	1744	2,5	28000	45
СВ-27/150-362	Шасси МоАЗ-6910	300	5-250	2257	2,68	31000	50
СВС24/РС27	Гусеничное шасси	300	5-250	1940	2,5	29500	15
СВ-30/150Б	Багги с шарнирно-сочлененной рамой	300	5-250	1936	2,5	32060	38



Источник СВС 24/РС27



Источник СВ-30/150Б



Источник СВ-27/150БКГ



Источник СВ-27/150-362



Источник СВ-27/150К



Источник СВ-14/150



Источник СВ-20/150МТК



Электроника вибратора

Рис. 12.18. Внешний вид сейсмических вибраторов, выпускаемых ЗАО "ГСКБ ВИБР"

Особое внимание читателю следует обратить на модель СВ-30/150Б, смонтированную на специальном шасси типа "багги" и получившую название "Русич"(Алешохин и др., 2007). По своим техническим характеристикам эта модель ни в чем не уступает сейсмическим вибраторам аналогичного типа зарубежного производства. Шасси вибратора СВ-30/150Б представляет самоходное транспортное средство с шарнирно-сочлененной рамой. В шасси источника применены мосты от отечественного трактора "Кировец", в качестве силового агрегата использован один двигатель Ярославского моторного завода ЯМЗ-7511 мощностью 400 л.с. Этот двигатель удовлетворяет по экологичности требованиям ЕВРО-2. Угол поворота передней полурамы относительно задней равен 32 градуса, вокруг вертикальной плоскости - 16 градусов. Это обеспечивает высокую проходимость источника по пересеченной местности. Кабина водителя-оператора оснащена телевизионным экраном, по которому можно наблюдать за работой возбудителя вибрации, а также осуществлять контроль движения вибратора задним ходом. При установке на вибратор шин для движения по твердым грунтам вибратор может передвигаться по дорогам (ширина вибратора не более 2.5 м.) общего пользования без специального разрешения. В зависимости от поверхностных условий районов работы вибраторов шасси источника может комплектоваться и специальными широкими шинами, что позволяет ему успешно передвигаться по пескам, грязи и глубокому снегу.

Достигнутые разработчиками в этой модели вибратора на шасси типа "багги" (4х4) технические показатели находятся на уровне, а по некоторым из них, например, по скорости перемещения, и превосходят аналогичные показатели лучших зарубежных аналогов. Это хорошо видно по данным, приводимым в таблице 12.4.

Таблица 12.4

Сравнительные характеристики колесных вибраторов разных фирм-производителей

Производитель	ГЕОСВИП (Россия)	Input-Output Inc. (США)	Sercel (Франция)	BASV (Китай)
Модель	СВ-30/150Б	AHV-IV	NOMAD 65	Kz620
Толкающее усилие, кН	300	275	276	282
Масса опорной плиты, кг	1936	1771	1560	1380
Рабочий диапазон частот, Гц	5..250	5..250	7..250	6..250
Площадь опорной плиты, м2	2,5	2.5	2,62	2,25
Максимальный преодолеваемый угол %(град)	60(31)	60(31)	60(31)	60(31)
Максимальная скорость, км/ч	38	26	28	25
Полная масса, кг	32060	29937	28571	29000

В настоящее время зарубежные геофизические компании достаточно широко используются сейсмические вибраторы, выпускаемые в США и во Франции и устанавливаемые, преимущественно, на колесный транспорт. Эти же типы вибраторов нередко используют и отечественные геофизики. Их основные технические характеристики приведены в таблице 12.5 (Костыгин, 2002).

В последнее время во многих сейсморазведочных организациях России стали широко использоваться колесные вибраторы типа KZ-23 (рис.12.19) производства китайской фирмы BPG (Ониценко и др., 2007; Селезнев и др., 2007), а также вибраторы на колесном или гусеничном ходу типа NOMAD 65 (NOMAD 90) производства французской фирмы Sercel (рис.12.20 и рис.12.21). Некоторые технические характеристики этих вибраторов приведены в табл.12.6.

Некоторые отечественные геофизические компании (ОАО "Башнефтегеофизика", ОАО "Татнефтегеофизика" и др.) на базе комплектующих изделий иностранных фирм (***"SERCEL"*** и др.) организовали в собственных мастерских производство сейсмических вибраторов на отечественной транспортной базе (рис.12.22 рис. 12.23). Это существенно удешевляет стоимость сейсмических вибраторов и упрощает их эксплуатацию на территории России.



Рис.12.19. Колесные вибраторы типа KZ-23 производства китайской фирмы BPG

Сейсмические вибраторы, выпускаемые зарубежными фирмами

Обозначение	Тип шасси	Толкающее усилие, кН	Реактивная масса, кг	Площадь поршня, см²	Макс. перемещение реактивной массы, см	Масса опорной плиты к	Опорная плита, LxBxH, мм	Площадь опорной плиты, м²	Полная масса, кг
Input/Output, Inc. (США)									
AHV-III	Baggy 4x4	275	3505	132.9	9.83	1584	2337x1067x187	2,5	28622
AHV-IV	Baggy 4x4	275	3573	132.9	9.83	1771	2337x1194x183	2,5	29937
X-Vib	4x4 Track	275	3684	132.9	9.83	1624	2337x1194x183	2,5	39562
Sercel (Франция)									
P23 M27B	Baggy 4x4	228.6	3420	108.58	7.62	2495	2290x1180x152	2,7	20500
P28 M28	Baggy 4x4	272	3969	133.4	8.89		2290x1180x152	2,7	28075
MERTZ M27/623B	Baggy 4x4	228.6	3420	110.6	7.62	1787	2290x1170x176	2,68	27533
MERTZ M26/623B	Baggy 4x4	276	4082	133.4	7.62	1560	2130x1230x180	2,62	29484
Industrial Vehicles International, Inc. (США)									
HEMI 50	Baggy 4x4	223,1	2640	107,9	7,62	1932		2,73	22680
HEMI 60	Baggy 4x4	274,1	3742	132,5	8,9	2132		3,35	28123





Рис.12.20. Вибраторы типа NOMAD 65 на колесном ходу французской фирмы Sercel



Рис.12.21. Вибраторы типа NOMAD 65Tна гусеничном ходу французской фирмы Sercel

Таблица 12.6

Сравнительные характеристики вибраторов производства КНР и Франции

	KZ23	NOMAD 65T
Пиковое усилие кН	230	276
Вес плиты, кг	1180	1560
Масса вибратора, кг	23400	40000
Клиренс, мм	540	500
Частотный диапазон, Гц	6..250	7..250
Тип электроники	Pelton Adv II, Adv III, Sercel VE416,432	Pelton Adv II, Adv III, Sercel VE416,432

Для обеспечения *синхронизации работы сейсморазведочной станции и групп невзрывных источников упругих колебаний (как импульсных, так и вибрационных)* используются специальные отечественные или зарубежные системы синхронизации, отличные от тех, которые применяются при взрывных работах.

В частности, для работы с импульсными невзрывными источниками типа "Енисей" и "Геотон" фирмой "СибГеофизПрибор" (г.Новосибирск) практически для всех используемых в России типов сейсморазведочных станций выпускается система синхронизации, управления и диагностики SGD-SP. Она состоит из *Контроллера* SGD-SP, устанавливаемого в сейсморазведочную станцию и *Синхронизатора* SGD-SP, устанавливаемого в кабину транспортного средства, буксирующего группу источников. При этом осуществляется



Рис.12.22. Сейсмический вибратор M 27 компании Sercel на шасси автомобиля КАМАЗ 63500 сборки ОАО "Башнефтегеофизика"



Рис.12.23. Сейсмический вибратор HEMI 50 компании Industrial Vehicles International, Inc. (США) на шасси автомобиля КАМАЗ 63500 сборки ОАО "Татнефтегеофизика"

запись и хранение всей контрольной информации в энергонезависимом запоминающем устройстве для передачи ее в станцию и последующего анализа. Эта система обеспечивает не только работу группы источников, но и позволяет осуществлять контроль над качеством работы всех источников группы.

Обеспечение высоких эксплуатационных характеристик групп вибраторов требует применения специальных систем синхронизации. В отечественной сейсморазведке сложилась практика широкого применения зарубежных систем синхронизации. Наибольшее распространение получили системы управления работой вибраторов, выпускаемы фирмой "Pelton" из США. Этими системами оснащаются как вибраторы зарубежного производства, так и вибраторы отечественного изготовления. Выпускаемая этой фирмой система управления и контроля "***Advance II***" состоит из следующих основных узлов: электронного блока управления работой вибраторов; генератора управляющих сигналов; системы анализа работы вибраторов (Vibrasig); системы определения координат вибраторов и др.

Оборудование аналогичного назначения ***VE 432*** выпускается и фирмой "Sercel". Электронная система ***VE 432*** состоит из *Цифрового Управляющего Генератора* (***DPG***) и *Цифрового Устройства Сервопривода* (***DSD***). Система устанавливается в сейсморазведочной станции и выполняет функции основного блока управления для электронной системы вибратора ***VE 432***. Система полностью совместима с любыми телеметрическими сейсморегистрирующими системами. Устройство ***DSD*** устанавливается в каждый вибратор и обеспечивает интерактивный контроль за толкающим усилием вибрационного источника, вычисления и передачи полного набора атрибутов для базы данных по обеспечению контроля качества системой контроля качества работы вибраторов ***VQC 88***. По заданию оператора сейсморазведочной станции управляющий свип-сигнал генерируется из числа имеющихся в библиотеке 32 базовых сигналов. Параметры сигналов (диапазон частот, закон изменения частот во времени и др.) выбираются оператором в соответствии с проектом работ. Один генератор может поддерживать работу до 4 групп вибраторов с общим количеством их до 32 единиц.

Системы синхронизации работы группы вибраторов, выпускаемое фирмой "Sercel", в целях повышения производительности труда в сейсморазведочных партиях, позволяют по новому организовывать полевые работы. Для того чтобы сократить простои сейсморазведочной станции во время перемещения вибраторов по профилю, предложено несколько новых схем организации процесса выполнения полевых работ в вибрационной сейсморазведке (Moquet and Denis, 2004). Для понимания сути таких схем вибросейсмическую запись удобно представлять на диаграмме "частота-время" в виде параллелограмма. При этом по горизонтали отображается каждая излучаемая частота свипа (от f_{min} до f_{max}) в течении постоянного временного интервала, называемого временем прослушивания среды.

В условиях открытой местности для проезда двух групп вибраторов возможна их работа по следующей схеме: пока идет запись свипа одной группы вибраторов, другая группа вибраторов перемещается на новый пункт возбуждения. После окончания записи свип - сигнала первой группы вибраторов, открывается возможность начинать запись свип - сигнала второй группы вибраторов, которые уже достигли нужного пункта возбуждения. Эта технология работ, получившая за рубежом название *"flip - flop"*, позволяет, при определенных условиях, поднять производительность примерно в полтора раза. Временная диаграмма работы в режиме *"flip-flop"* показана на рис. 12. 24.

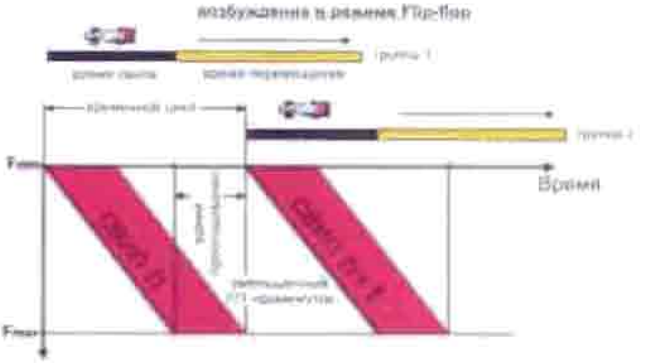


Рис.12.24. Временная диаграмма работы групп вибраторов в режиме *"flip-flop"*

Работа по такой технологии возможна в пустынных районах Ближнего Востока, тундровых условиях Западной Сибири и др. Более того, в условиях выше названной местности, система синхронизации

позволяет организовать в станции регистрацию *синхронной работы* с некоторыми небольшими временными сдвигами *нескольких* (до четырех !) групп вибраторов. Такую технологию работ за рубежом принято называть *"slip-sweep"* - скользящий свип. Это позволяет весьма существенно повысить производительность работы сейсморазведочной партии.

Все источники упругих колебаний различаются по величине сейсмического эффекта, вызываемого единичным воздействием. Поскольку все источники различаются по физическим принципам работы, то их относительное сравнение эффективности достаточно затруднительно. В качестве *условной меры* сравнения их сейсмической эффективности обычно используют величину тротилового эквивалента единичного воздействия. Приводимые ниже в табл.12.7 данные (Колосов, 2004) дают некоторое, хотя и не бесспорное (Смирнов, 2005), упрощенное представление о тротиловом эквиваленте некоторых типов сейсмических источников.

Таблица 12.7

Сравнительные параметры некоторых импульсных и вибрационных источников

Тип сейсмического источника	Паспортный силовой параметр	Количество единиц силового параметра по паспорту	Расчетный параметр энергии источников, кДж	Тротиловый эквивалент сейсмического источника колебаний, г
Тротил, 1 кг	Энергия	3800 кДж	3800	1000
Гаотон	Сила воздействия на излучающую поверхность в импульсе в Н	300000 Н	300	80
Енисей СЭМ-100	Расчетная сила воздействия электромагнитов на пригрузы модели, тс	100 тс	10	26
Вибратор СВ - 15 - 180	Максимальная амплитуда силы в кН (в течение 10с)	150 кН	750	197
Вибратор СВ-120-250ВИ	Пиковое усилие при возбуждении (в течение 10 с)	120 кН	600	157
	Пиковое усилие при импульсном воздействии	120 кН	120	31
Вибратор AMGP23 / M27	Усилие вибратора на грунт (в течение 10 с)	250 кН	1250	328
Пневматический источник "Пульс-6С"	Рабочее давление в МПа, объем 1 дм3, одно накопление	14 0 МПа	21	2

Из приведенной выше таблицы, например, следует, что группа из 5 вибраторов типа AMG P23/M27 при длине свипа 10 с и 5 циклах накапливания произведет работу, эквивалентную взрыву примерно 8,2 кг тротила.

Невзрывные импульсные и вибрационные источники упругих волн в сейсморазведке в настоящее время занимают значительное место в сейсморазведке. Непрерывно ужесточающиеся по разным причинам ограничения на проведение взрывного способа возбуждения колебаний позволяет прогнозировать (Шнеерсон и др., 2004; Шнеерсон, 2007), что невзрывные способы возбуждения колебаний в сейсморазведке 21 века станут доминирующими.

Вопросы для самопроверки

1. Какие существуют в сейсморазведке способы возбуждения упругих колебаний?
2. Назовите принцип разделения невзрывных источников сейсмических волн на импульсные и вибрационные.
3. Каковы основные преимущества невзрывных способ возбуждения колебаний?
4. Какие факторы ограничивают применение в сейсморазведке невзрывных источников колебаний?
5. Поясните различие между виброимпульсным и вибрационным способами возбуждения колебаний.
6. Какое содержание вкладывается в понятие "присоединенная масса"?
7. Что такое "свип-сигнал"?
8. Что понимается под термином "виброграмма" и "коррелограмма"?
9. Какие качества управляющего сигнала оказывают наибольшее влияние на разрешающую способность вибрационного метода?
10. Какие недостатки сдерживают применение механических невзрывных источников колебаний?
11. Поясните принцип работы импульсных невзрывных источников типа "Енисей".
12. Назовите основные модификации импульсных невзрывных источников типа "Енисей".
13. Поясните принцип работы гидравлических вибрационных источников колебаний.
14. Охарактеризуйте основные типы сейсмических вибраторов, используемых в России.
15. Назовите основные технические характеристики современных сейсмических вибраторов.
16. Какова сущность и назначение понятия "тротиловый эквивалент" для невзрывных источников сейсмических колебаний?

★ ★ ★ ★ ★ ★ ★

13. ПРИЕМНИКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ

13.1. Краткая история создания сейсмоприемников и общие принципы их работы

Достижение высокой результативности от применения сейсмической разведки в значительной мере зависит от качества возбуждения упругих колебаний и правильности их приема в полевых условиях. Ошибки, допущенные на этом этапе проведения полевых работ, практически не поддаются каким либо исправлениям в процессе последующей обработки. При проведении сейсмической разведки прием сейсмических колебаний, возбужденных каким -либо источником, во всех случаях производится с помощью определенным образом размещенных на профиле (площади) исследований на поверхности земли специальных приемников колебаний - *сейсмоприемников*. В зарубежной литературе их принято называть *геофонами*. Учитывая их неключительную роль в технологической цепи сейсморазведочного процесса, совершенствование конструкции сейсмоприемников было в числе приоритетных задач сейсморазведчиков на всех этапах истории становления метода.

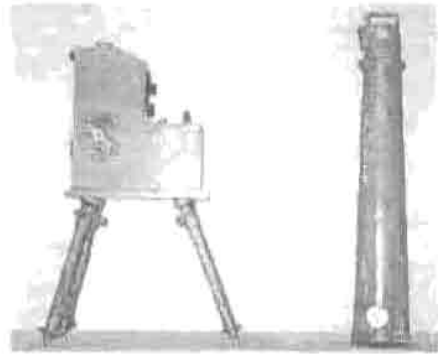


Рис.13.1. Механический сейсмограф Минтропа. Слева - записывающее устройство, справа - собственно приемник колебаний. Экспонат геофизического музея SEG (США)

На первом этапе создания сейсморазведки (1917-1925 гг.) применялись сейсмоприемники колебаний, использующие оптико-механический принцип регистрации. В 1914 году ***Л. Минтроп*** получил германский патент на механический сейсмограф ***"Сейсмос"*** (рис.13.1) (Domenico N., 1996), который стал применяться в сейсморазведке методом преломленных волн. Однако уже в 1925 году фирма *«Джеофизикал рисерч корпорейшн»* (***Амерада, Карчер, Фессенден***) сконструировала электрический сейсмограф электромагнитного типа - более чувствительный, чем механический сейсмограф *«Сейсмос»*. (Schriever W., 1952). Однако еще довольно длительное время в практике сейсмической разведки находили применение улучшенные механические сейсмографы ***Минтропа*** и ***Швейдара***. В частности, при проведении сейсмической разведки МНВ в СССР в тридцатые годы широко использовались механические сейсмографы ***Швейдара.***

Последующие годы (1925–1940 гг.) были годами поиска других, более эффективных, принципов преобразования энергии механических колебаний почвы в электрические сигналы. В эти годы в процессе разработки конструкций сейсмоприемников были опробованы (Гамбурцев, 1937, 1938) самые разнообразные физические способы преобразования механических колебаний почвы в электрические сигналы: электродинамические, электромагнитные, емкостные, микрофонные, термомикрофонные и др. В конце 30-х гг. в СССР под руководством проф. ***Г.А. Гамбурцева*** создаются первые отечественные сейсмоприемники: сначала микрофонного (***СМ - 4, СМ – 5***), а затем и электромагнитного типа с масляным и воздушным затуханием. В конце этого этапа поисков в практике наземной сейсморазведки сделали окончательный выбор (в СССР с 1950 г.) в пользу использования сейсмоприемников, основанных на применении *электродинамического способа* преобразования механических колебаний в электрические сигналы. Началась эра *эволюционного совершенствования* конструкции сейсмоприемников данного типа действия.

На их основе уже в послевоенные годы в Советском Союзе были начаты разработки сейсмоприемников, как для полевых работ, так и для сейсмических скважинных наблюдений. Усилия конструкторов сейсмоприемников были направлены на повышение их технико-эксплуатационных характеристик в части повышения надежности и стабильности их работы, увеличения чувствительности, уменьшения массогабаритных параметров и др.

В это время ***Л.К. Шведчиков*** разрабатывает конструкцию сейсмоприемников электромагнитного типа ***СП – 47*** и ***СП - 48***. На основе этих приемников были созданы скважинные сейсмоприемники ***СИС – 47*** и ***СИС - 49***. В начале 50-х гг. ***Шведчиков Л.К.*** же конструирует сейсмоприемники электродинамического типа (***СПЭД - 52*** и ***СЭДС***). По весовым характеристикам и габаритам, к сожалению, они почти не отличались от ***СП-48***. Несколько позже Ленинградский завод *"Геологоразведка"* разработал сейсмоприемники серии ***СП - 15, СПМ - 15, СП – 16, СП – 16М*** (автор ***Королев В.М.***), имеющие существенно меньший вес, небольшие размеры, систему электромагнитного затухания и чрезвычайно простое устройство. В эти же годы был начат выпуск сейсмоприемников типа ***СПЭД - 5***, имевший сравнительно малые габариты и пригодившийся к переносным сейсморазведочным станциям типа ***СС - 24П***. Был разработан приемник ***СПЭН - 1***, который имел низкую собственную частоту 10 Гц и предназначался для проведения работ методом ***КМПВ***.

В это время (с 1965г.) отечественная промышленность выпускала сейсмоприемники для регистрации вертикальных компонент поля (***СВ- 5, 10, 20, 30***) и для регистрации горизонтальных компонент (***СГ-10***).

Для получения информации о полном векторе смещения грунта создаются ***трёхкомпонентные сейсмоприемники.*** Такой сейсмоприемник состоит либо из объединённых в одном корпусе одного вертикального и двух горизонтальных сейсмоприемников, либо трех одинаковых приемников, оси наибольшей чувствительности которых взаимно перпендикулярны и наклонены под углом около 35° к горизонту.

Прогресс в создании и использовании высокоэффективных материалов в технике за последние 50 лет особенно наглядно демонстрируется успехами на примере показателя массы сейсмоприемников. Первые надежные отечественные электродинамические сейсмоприемники, выпускавшиеся в начале пятидесятых годов (сейсмоприемники типа *СП-16М*) имели массу около 1 кг. Практически аналогичные по своим эксплуатационным параметрам сейсмоприемники сегодняшнего дня имеют общую массу около 0.15 кг. По размерам и массе, учитывая условия их использования в полевых условиях, сейсмоприемники практически достигли ***предела разумной миниатюризации*** (Крылатков и др., 2007).

Движения почвы (ее смещения), вызванные взрывом, принципиально могут быть записаны сейсмоприемником только в том случае, если внутри сейсмоприемника в точке наблюдения имеется некоторое тело, которое в движении почвы ***не участвует***, или, по крайней мере, хотя бы частично изолировано от воздействия приходящих колебаний почвы (сотрясений почвы). Роль такого тела в сейсмоприемнике ***всегда*** играет так называемая ***инертная масса***, которая с корпусом сейсмоприемника связана (крепится) при помощи упругих пружин. Если упругая связь между инертной массой и корпусом сейсмоприемника достаточно слаба, то при быстрых колебаниях почвы и, следовательно, корпуса сейсмоприемника, инертную массу можно считать практически неподвижной. В этом случае кажущееся смещение инертной массы по отношению к корпусу в каждый момент времени равно по величине и обратно по знаку смещению почвы (корпуса прибора).

Чем меньше отношение частоты собственных колебаний инертной массы (чувствительного элемента) сейсмоприемника к частоте колебаний почвы, тем больше "изоляция" инертной массы от сотрясений и тем больше чувствительность прибора к смещениям почвы. По мере увеличения отношения этих частот сейсмоприемник от записи смещений почвы переходит в режим записи скоростей смещений и, наконец, их ускорений.



Рис.13.2. Принципиальная функциональная схема сейсмоприемника любого типа

При электрической записи сейсмических колебаний корпус и связанная с ним пружинами инертная масса становятся лишь первым звеном (элементом) приемника- ***механической системой*** сейсмоприемника. Вторым элементом сейсмоприемника всегда является ***электрическая система-электромеханический преобразователь***, который осуществляет преобразование механических колебаний почвы в электрические сигналы (рис.13.2.). Эти обе системы, как правило, всегда конструктивно тесно связаны в единую систему.

В настоящее время в сейсморазведке применяются, главным образом, сейсмоприемники, в которых для преобразования механической энергии пришедших упругих волн в электрическое напряжение используют либо ***инерционный принцип преобразования***, либо – ***пьезоэлектрический***. Любой современный приемник сейсмических колебаний преобразует различные механические параметры, характеризующие колебания среды, в электрические сигналы. Преобразуемыми механическими величинами колебательного процесса в среде могут быть величины ***смещения*** почвы, ***скорости*** и ***ускорения ее смещения***, ***давление в жидкости*** и т. п. Итогом такого преобразования чаще всего является *электродвижущая сила*. Большинство используемых в сейсморазведке электромеханических преобразователей колебаний являются обратимыми – они способны осуществлять и *обратное преобразование* электрических колебаний в механическую энергию.

Принцип действия ***сейсмоприемника инерционного*** типа заключается в том, что смещения почвы, обусловленные пришедшими сейсмическими волнами, вызывают относительные перемещения его инертной массы по отношению к корпусу прибора, ось чувствительности которого ориентируется либо по вертикали, либо по горизонтали. В сейсмоприемниках, как правило, инертная масса имеет для своего перемещения одну степень свободы. Если направление возможного перемещения инертной массы при этом ориентировано по вертикали, *то такие сейсмоприемники называются* ***вертикальными***. Сейсмоприемники такой конструкции предназначаются для регистрации вертикальных компонент вектора смещения почвы, которые являются доминирующими при подходе продольных сейсмических волн. Если перемещение инертной массы разрешено по горизонтали, то такие *сейсмоприемники называются* ***горизонтальными***. Эти сейсмоприемники предназначаются для регистрации горизонтальных компонент волнового поля, которые доминируют у поперечных волн типа *SH* и *SV*, либо у близких к ним по свойствам обменным волнам.

Каждый современный сейсмоприемник ***инерционного типа*** всегда состоит из ***корпуса***, ***инертной массы*** и ***электромеханического (механоэлектрического) преобразователя***. Инертная масса и электромеханический преобразователь сейсмоприемника могут частично совмещаться. В целях понимания принципов работы сейсмоприемников (Слуцковский, 1970; Полшков, 1973) электромеханический преобразователь на приводимых ниже схемах показан в виде специального четырехполюсника, имеющего два входа (*в* и *г* – вход *механических сил*) и два выхода (*а* и *б*– выход *электрического напряжения*). Взаимодействие инертной массы и корпуса прибора обеспечивает работу ***электромеханического преобразователя***, который преобразует механические перемещения инертной массы (вход *в* и *г*) в электрическое напряжение (выход *а* и *б*).

Среди приборов ***инерционного типа*** в настоящее время наиболее широко используются ***индукционные*** и, пока относительно редко, ***емкостные*** электромеханические преобразователи.

Принцип работы ***индукционных*** электромеханических преобразователей основан на использовании явления *электромагнитной индукции*.

Наиболее широкое распространение в сейсморазведке получил ***электродинамический преобразователь***, у которого в постоянном магнитном поле перемещается легкая многовитковая катушка. Сейсмоприемники, использующие этот принцип преобразования, называют ***электродинамическими*** (рис.13.3.).

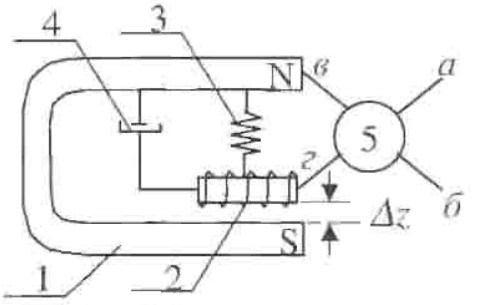


Рис.13.3. Принципиальная схема электродинамического сейсмоприемника: 1- магнит; 2 - катушка; 3 - пружинная подвеска; 4 - демпфер; 5 - четырехполюсник-преобразователь

Вторым типом индукционного преобразователя является преобразователь, у которого полюса постоянного магнита могут перемещаться относительно катушки, имеющей намагниченный сердечник. Это перемещение приводит к изменению структуры магнитного поля, проходящего через сердечник катушки. Сейсмоприемники, в которых используется такой тип преобразователей, принято называть ***электромагнитными*** (рис.13.4.).

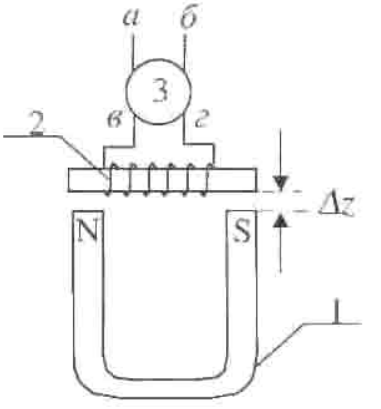


Рис.13.4. Принципиальная схема электромагнитного сейсмоприемника: 1- магнит; 2 - катушка; 3 - четырехполюсник-преобразователь

Основой теории сейсмоприемников с индукционными преобразователями являются следующие две очевидные формулы

$$E_z(t) = -n \cdot \frac{d\Phi}{dt} \quad , \tag{13.1}$$

$$F_z(t) = -n \cdot I \cdot \frac{d\Phi}{dz} \quad , \tag{13.2}$$

где E_z – электродвижущая сила, возникающая в катушке между точками *а* и *б* преобразователя в зависимости от относительной скорости движения инертной массы по отношению к корпусу прибора в направлении разрешенной оси движения *z*; *n* - число витков катушки преобразователя; F_z - составляющая электромеханической силы взаимодействия, возникающей по направлению оси *z* том случае, если через катушку преобразователя проходит ток силы *I*; $d\Phi$ – изменение магнитного потока, пересекающего плоскость витков катушки при их перемещении во времени (для преобразователя электродинамического типа) или при изменении величины зазора (в преобразователе электромагнитного типа) на величину dz.

Первую из этих формул легко преобразовать к следующему виду

$$E_z(t) = -n \cdot \left(\frac{d\Phi}{dz}\right) \cdot z_i' = G \cdot z_i' \quad , \tag{13.3}$$

Величину $G = -n \cdot \left(\frac{d\Phi}{dz}\right)$ принято называть ***коэффициентом электромеханической связи (КЭМС)*** индукционного сейсмоприемника. Его величина зависит только от конструкции преобразователя (сейсмоприемника). Он определяет важнейший параметр сейсмоприемника – чувствительность сейсмоприемника. Величина КЭМС измеряется числом вольт (милливольт) на выходе прибора, возникающих при относительной скорости движения инертной массы в 1м/с.

С учетом вышесказанного ключевые формулы (13.1 и 13.2) чаще всего записывают в следующем виде

$$E_z(t) = G \cdot z_i' \quad , \tag{13.4}$$

$$F_z(t) = G \cdot I(t) \, . \tag{13.5}$$

Первая из этих формул описывает закон преобразования ***относительной скорости*** смещения чувствительного элемента электродинамического сейсмоприемника почвы в электродвижущую силу. Вторая формула описывает преобразование электрического тока, возникающего в катушке, в механическую силу.

В последние годы при создании сейсмоприемников инерционного типа стало начаться использование в качестве чувствительного элемента ***емкостного преобразователя*** (рис.13.5.), основой которого является конденсатор переменной емкости. Изменение емкости такого конденсатора обусловлено относительными перемещениями его пластин, одна из которых жестко связана с корпусом прибора, а другая (с прикрепленным грузиком) - может совершать колебательные движения.

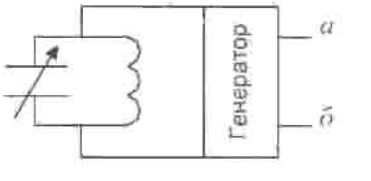


Рис.13.5. Принципиальная схема емкостного сейсмоприемника

Если включить такой конденсатор в схему контура LC с самовозбуждением, то легко показать (Слуцковский, 1970), что при небольших изменениях величины емкости конденсатора C изменение частоты ω колебаний в контуре пропорционально изменению емкости

$$d\omega = -L/2\omega^3 (dC) \quad . \tag{13.6}$$

Изменения емкости конденсатора связано с изменением расстояния между пластинами конденсатора. Эти изменения приводят к тому, что изменение переменного напряжения $U(t)$ на конденсаторе, изменение емкости конденсатора и изменение расстояния между пластинами конденсатора $dZ(t)$ будут связаны следующим дифференциальным уравнением (Гамбурцев, 1959)

$$dU = -\frac{U}{C} \cdot dC = -\frac{U}{d} \cdot dZ \quad , \tag{13.7}$$

где U - амплитуда напряжения, d - среднее расстояние между пластинами конденсатора.

Использование этого физического принципа преобразования механических колебаний в электрические сигналы было предложено *в СССР Гамбурцевым Г. А.*, еще в далекие тридцатые годы прошлого века. Однако практическая реализация способа осуществлена в сейсморазведке за рубежом только в самом конце прошлого века. Использование сейсмоприемников с таким принципом преобразования механических колебаний почвы в настоящее время считается наиболее перспективным в сейсморазведке.

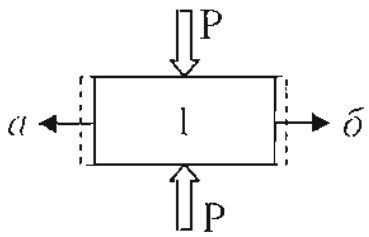


Рис.13.6. Принципиальная схема пьезосейсмоприемника (гидрофона)

При *пьезоэлектрическом способе преобразования* энергии упругих волн в электрические сигналы, используемом в морской сейсморазведке, в сейсмоприемнике инертная масса отсутствует. Чувствительный элемент прибора, находящийся непосредственно в водной среде, напрямую преобразует переменное давление P (рис.13.6.), вызванное приходящими сейсмическими волнами, в электрическое напряжение (выход a и $б$). Приборы такого назначения в нашей литературе принято называть *пьезоприемниками*, а в зарубежной - *гидрофонами*.

Пьезоэлектрический преобразователь использует особые свойства некоторых кристаллических материалов (титанат бария, специальная керамика ЦТС-4, окись цинка и др.) развивать электродвижущую силу $E(t)$ между гранями a и $б$ под действием силы P, приложенной к другим граням. Электродвижущая сила, возникающая в пьезокристаллическом преобразователе, пропорциональна действующему изменению давления в среде

$$E(t) = G_p \cdot P(t) \quad , \tag{13.8}$$

где G_p - *коэффициент электромеханической связи (КЭМС) пьезопреобразователя*, измеряемый числом микровольт разности потенциалов, приходящихся на единицу изменения давления P (на 1 бар).

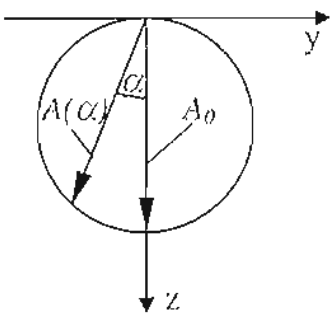


Рис.13.7. Характеристика направленности первого рода для сейсмоприемника с вертикально ориентированной осью максимальной чувствительности

Конструкция сейсмоприемников с преобразователями *индукционного типа* допускает, как правило, только одну степень свободы перемещения инертной массы. По этой причине такие сейсмоприемники регистрируют всегда только *проекции вектора* смещения (скорости смещения и др.) на разрешенное направление движения. Для количественной характеристики пространственной избирательной способности такого сейсмоприемника принято использовать понятие *характеристики направленности первого рода*. Они графически изображают зависимость эффективной чувствительности сейсмоприемников от величины угла между разрешенным направлением перемещения инертной массы и фактическим направлением вектора смещения (скорости смещения и др.). Легко показать, что характеристика инерционного сейсмоприемника первого рода определяется выражением

$$A = A_0 \cdot \cos(\varphi) \quad , \tag{13.9}$$

где A_0 – максимальная амплитуда смещения, φ - угол между направлением перемещения инерционной массы и направлением вектора смещения.

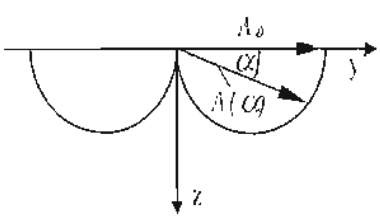


Рис.13.8. Характеристика направленности первого рода для сейсмоприемника с горизонтально ориентированной осью максимальной чувствительности

Графически такие характеристики направленности первого рода обычно для наглядности изображают в полярных координатах. Характеристика такого типа для сейсмоприемника с вертикальной осью максимальной чувствительности показана на рис.13.7. в виде окружности. Аналогичного типа характеристика для сейсмоприемника с горизонтальной осью максимальной чувствительности показана на рис.13.8. в виде двух полуокружностей. Как видно из представленных рисунков, чувствительность сейсмоприемников обеих типов весьма различна к сейсмическим колебаниям, приходящих с различных направлений.

Характеристика направленности первого рода *пьезоприемников* – пространственная сфера. Это означает, что такие приборы одинаково хорошо реагируют на колебания, приходящие с любых направлений.

Как было показано в предыдущем разделе, характер работы современных сейсмоприемников инерционного типа определяется качеством работы двух систем - механической и электрической. Поэтому для ясного понимания характера работы реальных сейсмоприемников этого типа вначале необходимо рассмотреть основы теории работы механической системы сейсмоприемника. Для этого рассмотрим принцип работы механической системы сейсмоприемников инерционного типа на примере простейшего ***механического сейсмоприемника*** (Поликов, 1973). Упрощенно такой сейсмоприемник можно представить себе состоящим из *корпуса прибора*, к которому *на пружинной подвеске*, имеющей жесткость K, прикреплен *грузик* массой M. Эта система имеет механизм затухания (амортизатор) H, эффективность работы и принцип действия которого определяется конструкцией прибора. Упрощенная схема механического сейсмоприемника показана на рис.13.9.

Корпус прибора всегда жестко связан с грунтом. Смещение грунта на величину $\xi(t)$ вызывает смещение подвижной массы относительно его первоначального положения на величину z_M. Это вызовет удлинение пружины на величину $z = z_M - \xi(t)$. Если эти колебания подвижной массы относительно корпуса прибора, преобразовать каким - либо образом в видимые (записываемые) сигналы, то эти сигналы и будет являться индикатором механических колебаний грунта.

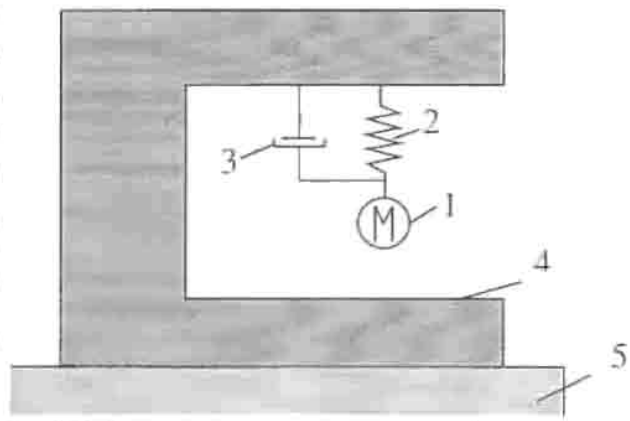


Рис. 13.9. Упрощенная схема механического сейсмоприемника: 1 - подвижная масса; 2 - пружинная подвеска; 3 - механизм затухания (амортизатор); 4 - корпус сейсмоприемника; 5 - грунт

Составим уравнение динамического равновесия такой подвижной массы, имеющей одну степень свободы в вертикальном направлении. В процессе колебаний на подвижную массу M будут действовать: *сила инерции*, равная произведению массы на ускорение ее движения $z''_{ii} \cdot M$; *упругая сила* $K \cdot z$, пропорциональная изменению длины пружины и *сила затухания*, пропорциональная скорости смещения $H \cdot z'$ где H – коэффициент пропорциональности. Штрихом обозначен символ дифференцирования по времени.

В силу действия принципа Даламбера сумма всех действующих сил в любой момент времени должна быть равной нулю

$$z''_{ii}(t) + 2 \cdot h \cdot z'_i(t) + \omega_0^2 \cdot z(t) = -\nu \cdot \xi''_{ii}(t) \quad . \tag{13.10}$$

При этом введены следующие обозначения: $\xi(t)$ функция, описывающая колебания корпуса прибора; $z(t)$ – функция, описывающая смещение подвижной массы относительно корпуса прибора; Величину $h = H/(2 \cdot M)$ при этом принято называть ***коэффициентом затухания***, а величину $\omega_0 = \sqrt{K/M}$ - ***собственной частотой колебаний*** подвешенной массы. Функция $\nu(t)$ представляет собой коэффициент усиления сейсмоприемника, или его *чувствительность*. Она характеризует количественно процесс преобразования амплитуды колебательных движений корпуса сейсмоприемника в величину сигнала на выходе сейсмоприемника.

Характер реакции данного сейсмоприемника на приходящие колебания может быть понят на основе анализа результатов решения вышеприведенного дифференциального уравнения. Если ради простоты предположить, что приходящие сейсмические колебания вызывают гармонические колебания корпуса прибора (почвы) вида $\xi(t) = \xi_0 \cdot e^{i\omega t}$, то дифференциальное уравнение (13.10) можно записать в следующей форме

$$z''_{ii}(t) + 2 \cdot h \cdot z'_i(t) + \omega_0^2 \cdot z(t) = \nu \cdot \omega^2 \cdot \xi_0 \cdot e^{i\omega t} \quad . \tag{13.11}$$

где ω - круговая частота гармонических колебаний почвы, ξ_0 - амплитуда колебаний.

Общее решение такого дифференциального уравнения второго порядка, как известно из курса высшей математики, всегда состоит из суммы двух решений. Первое решение представляет собой общее решение этого уравнения *без правой части*. Второе решение - любое частное решение этого уравнения с правой частью. С учетом сказанного общее решение уравнения (13.11) будет иметь вид

$$z(t) = \left\{ \begin{array}{c} e^{-ht} \cdot \left(C_1 \cdot \cos(\omega_1 t) + C_2 \cdot \sin(\omega_1 t) \right), \quad \omega_0 > h \\ e^{-ht} \cdot \left(C_1 \cdot e^{\omega_1 t} + C_2 \cdot e^{-\omega_1 t} \right) \quad \omega_0 < h \\ e^{-ht} \cdot \left(C_1 \cdot t + C_2 \right), \quad \omega_0 = h \end{array} \right\} + \frac{\nu \cdot \omega^2 \cdot \xi''_{ii} \cdot e^{i\omega t}}{\sqrt{\left(\omega_0^2 - \omega^2\right)^2 + 4 \cdot \omega^2 \cdot h^2}} \quad . \tag{13.12}$$

где: $n_1^2 = \omega_0^2 - h^2$, $n_2^2 = h^2$ - из начальных условий задачи.

Первая часть решения, стоящая в круглых скобках, определяет характер начального (переходного) этапа колебаний системы сейсмоприемника. Этот переходный этап может при правильно выбранных параметрах затухания иметь очень короткую длительность. Поэтому влияние переходных процессов на характер сейсмической записи весьма мало, что позволяет в дальнейшем его не рассматривать. Качественное представление о характере и длительности переходных процессов в сейсмоприемнике дают графики, показанные на рис.13.10.

Основное влияние на характер реакции сейсмоприемника на приходящие сейсмические колебания оказывается через вид и структуру второго члена итогового решения дифференциального уравнения. Именно это определяет качество воспроизведения сейсмоприемником пришедших сигналов. Это качество в полной мере может быть охарактеризовано (Слуцковский, 1970) структурой комплексной амплитудной характеристикой

$$H(\omega) = A(\omega) \cdot \exp\left[-i \cdot \Phi(\omega)\right] \quad , \qquad (13.13)$$

которую обычно представляют формулой, состоящей из ***амплитудно-частотной*** $A(\omega)$ и ***фазово-частотной*** $\Phi(\omega)$ ***характеристик*** сейсмоприемника.

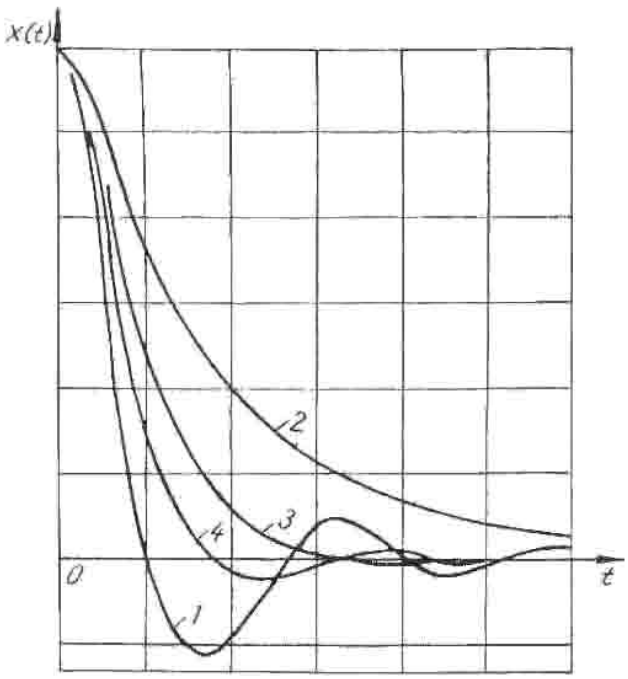


Рис. 13.10. Условное графическое изображение характера переходных процессов в сейсмоприемнике при различном затухании:
1 - слабом $h<\omega_0$; 2 - сильном $h>\omega_0$; 3 - критическом $h=\omega_0$; 4 - оптимальном $h=0,70\ \omega_0$

Амплитудно-частотная характеристика $A(\omega)$ сейсмоприемника (***АЧХ***) определяется как зависимость отношения амплитуды регистрируемого сигнала, характеризующего движение подвижной массы сейсмоприемника в установившемся гармоническом режиме колебаний к амплитуде сигнала, характеризующего движение корпуса прибора, от частоты пришедших колебаний.

Фазово-частотная характеристика $\Phi(\omega)$ сейсмоприемника (***ФЧХ***) при этом будет определяться как зависимость *разности фаз* колебательных процессов, описывающих, с одной стороны, движение подвижной части прибора относительно его корпуса и, с другой стороны, самого прибора (почвы) от частоты пришедших колебаний.

Зависимость АЧХ от частоты обязательно вносит ***искажения в характер зависимости амплитуд*** регистрируемых сигналов от их частотного состава. Величины этих искажений тем больше, чем значительнее изменение АЧХ в пределах рабочего диапазона частот. Поэтому на практике всегда принято считать, что рабочими частотами данного преобразователя могут быть только те интервалы частот, где графики их АЧХ практически параллельны оси частот, а численные значения амплитуд АЧХ при этом меняется мало. Аналогичным образом на регистрируемые сигналы влияет и ФЧХ любого преобразователя. Существенные изменения ФЧХ в рабочем диапазоне часто ***изменяет форму*** регистрируемого сигнала. По этим причинам создание преобразователей с оптимальным видом АЧХ и ФЧХ при любой трансформации регистрируемых сигналов представляется весьма актуальным.

Если в качестве величин, характеризующих колебательный процесс в механическом сейсмоприемнике, взять ***смещение*** подвижной части прибора и ***смещение*** корпуса сейсмоприемника (грунта), то ***амплитудно-частотная*** (***АЧХ***) и ***фазово-частотная*** (***ФЧХ***) характеристики механического сейсмоприемника (механической системы любого типа сейсмоприемника), как легко показать (Слуцковский, 1970), в этом случае будут иметь следующий вид

$$A(\omega) = \frac{\nu \cdot \omega^2}{\sqrt{\left(\omega_0^2 - \omega^2\right)^2 + 4 \cdot \omega^2 \cdot h^2}} \quad , \qquad (13.14)$$

$$\Phi(\omega) = arctg\left(\frac{-2 \cdot h \cdot \omega}{\omega_0^2 - \omega^2}\right) \quad . \qquad (13.15)$$

Анализ структуры $A(\omega)$ этой амплитудно - частотной характеристики механического сейсмоприемника показывает, что она имеет один максимум на частоте, определяемой формулой

$$\omega = \frac{\omega_0^2}{\sqrt{\omega_0^2 - 2 \cdot h^2}} \quad . \tag{13.16}$$

Эту частоту принято называть частотой ***механического резонанса*** сейсмоприемника. Для того чтобы сейсмоприемник в полосе частот, используемых для его работы, не имел резонансного максимума, а переходный процесс был бы при этом наиболее коротким, величину затухания h подбирают такой, чтобы максимум на оси частот находился бы в бесконечности. Из выражения (13.16) следует, что это будет наблюдаться в том случае, если затухание будет определяться формулой

$$h_{опт} = \frac{\omega_0}{\sqrt{2}} = 0.70 \cdot \omega_0 \quad . \tag{13.17}$$

Величину ***затухания*** механического сейсмоприемника, определяемого этой формулой, принято называть ***оптимальной***.

Из анализа структуры общего решения (13.12) для установившегося режима гармонических колебаний, в условиях, когда регистрируемые сейсмоприемником частоты колебаний существенно превосходят его собственную частоту, вытекает

$$z(t) = \nu \cdot \xi_{00} \cdot e^{i\omega t} = \nu \cdot \xi(t) \quad . \tag{13.18}$$

Это означает, что в случае прихода ***высокочастотных колебаний*** ($\omega >> \omega_0$) механический сейсмоприемник является ***индикатором смещений*** грунта.

Наоборот, в случае, если *частота* колебаний почвы ***весьма мала*** по сравнению с частотой собственных колебаний $\omega << \omega_0$, то сейсмоприемник в этом случае является ***индикатором ускорений*** грунта (***акселерометром***)

$$z(t) = \frac{\nu}{\omega_0^2} \cdot \xi''(t) \quad . \tag{13.19}$$

Наконец, если частота регистрируемых колебаний ***близка к собственной частоте*** сейсмоприемника ω_0, то сейсмоприемник реагирует на ***скорость смещения частиц*** почвы

$$z(t) \approx \frac{\nu \cdot \omega}{2 \cdot h} \cdot e^{i(\omega t + \varphi)} = -\frac{\nu}{2 \cdot h} \cdot \xi'(t) \quad . \tag{13.20}$$

Однако для механического сейсмоприемника можно определить не только АЧХ выше рассмотренного вида. Дело в том, что в качестве функции ***на входе*** сейсмоприемника в некоторых случаях представляет интерес рассматривать не только ***смещение*** грунта, но и ***скорость смещения*** или ***ускорение смещения.*** Кроме того, в качестве измеряемой функции ***на выходе*** механического сейсмоприемника также можно брать не только ***смещение*** инертной массы, но и ***скорость*** или ***ускорение*** ее смещения. В результате можно констатировать, что всего для механического сейсмоприемника следует различать ***девять*** (A_{ij} i = 1-3; j = 1-3) амплитудно-частотных характеристик. Представление о возможном числе и виде таких характеристик можно получить по данным, представленным на рис.13.11. И хотя в настоящее время не все из названных вариантов характеристик использованы при конструировании существующих сейсмоприемниках, можно полагать, что в будущем ситуации вполне может измениться.

Не все девять характеристик A_{ij} определяются различными формулами. В действительности различных по виду имеется всего 5 характеристик (Справочник геофизика, 1990). Если за базовую характеристику АЧХ взять уже рассмотренную АЧХ = A_{11} (см. формулу 13.14.), то можно легко получить следующие формулы их взаимной связи

$$A_{11} = A_{22} = A_{33}; \quad A_{12} = A_{23} = A_{13} \cdot \omega; \quad A_{13} = A_{11} \cdot \omega^2; \quad A_{21} = A_{32} = A_{11} / \omega; \quad A_{31} = A_{11} / \omega^2. \tag{13.21}$$

Названная выше таблица характеристик для механической части инерционного сейсмоприемника демонстрирует возможность существования всех возможных типов АЧХ для всех возможных или предпочтительных вариантов выбора как параметров регистрации на выходе (строки по горизонтали), так и регистрируемой функции колебаний грунта на входе (столбцы по вертикали).

Обычно за рабочий частотный диапазон механического сейсмоприемника (механической части любого индукционного сейсмоприемника) всегда принимают полосу частот, лежащую ***выше собственной частоты*** подвешенной массы - ***резонансной частоты*** колебаний маятника при отсутствии затухания. Поскольку реальные сейсмические сигналы всегда являются смесью гармонических колебаний различной частоты и амплитуды, то для минимизации искажений, вносимых сейсмоприемником в амплитудно–частотный состав регистрируемые колебания, необходимы горизонтальность его АЧХ в рассматриваемой области частот. Именно такие рабочие участки всех условных АЧХ на рис.13.11. показаны горизонтальными линиями.

Регистрация на выходе механического сейсмоприемника ***смещений*** подвижной массы приемника, например, с использованием оптической системы регистрации, как это было в первых приборах Минтропа или Шейдара, позволяет регистрировать без искажений сигналы, пропорциональные ***смещению почвы.***

Применение на выходе механического сейсмоприемника электромеханического преобразователя, сигнал которого *пропорционален первой производной* смещения подвижной части прибора относительно корпуса (например, преобразователи электродинамического или электромагнитного типа), дает возможность

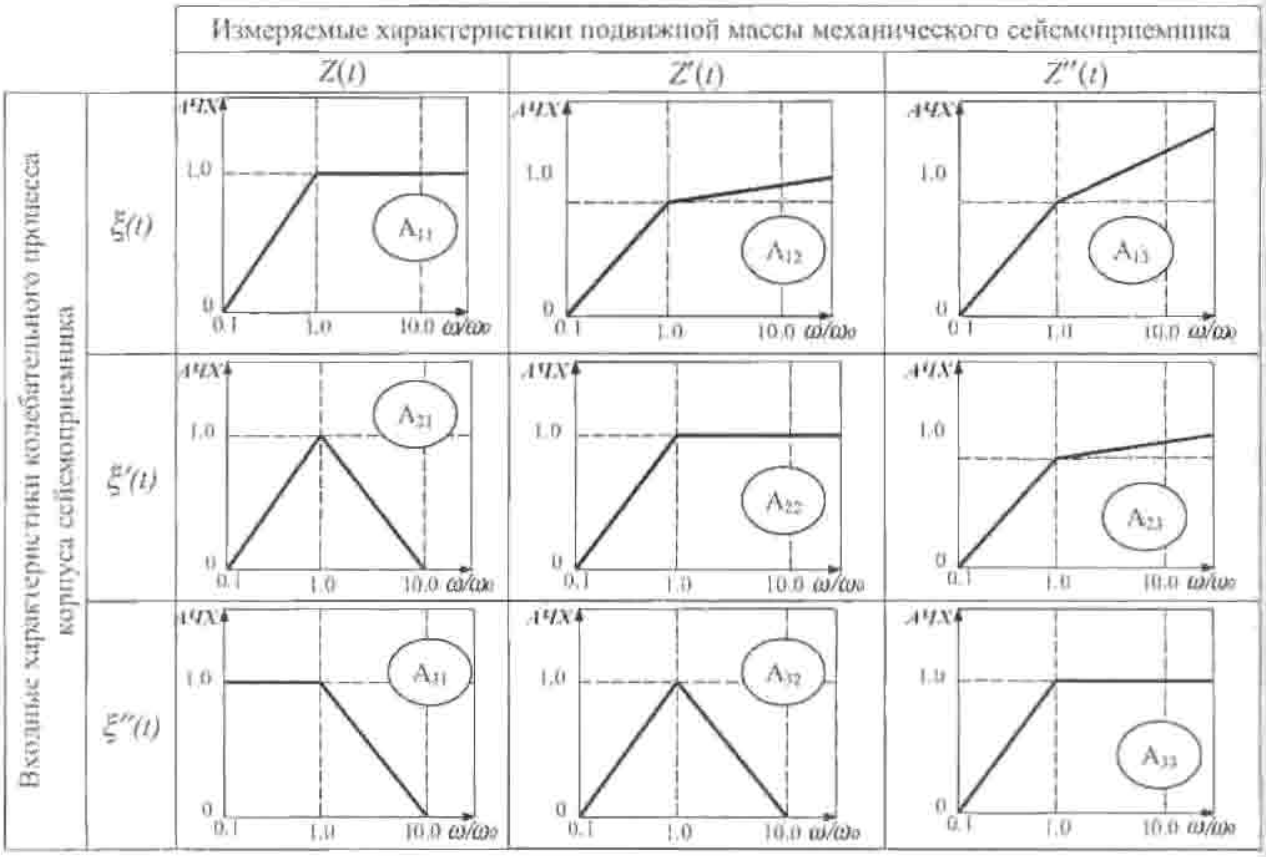


Рис.13.11. Условное изображение полного спектра выходных амплитудно - частотных характеристик механического сейсмоприемника при подаче на его вход гармонических колебаний, пропорциональных смещению $\xi(t)$, скорости смещения $\xi'(t)$ и ускорению $\xi''(t)$ смещения грунта:

1. $Z(t)$, $Z'(t)$, $Z''(t)$ - измеряемые характеристики подвижной массы механического сейсмоприемника;
2. ω / ω_0 относительная частота гармонических колебаний подвижной массы;
3. ω_0 - собственная (резонансная) частота подвижной массы сейсмоприемника.

(например, преобразователи электродинамического или электромагнитного типа), дает возможность в вышеназванной области частот регистрировать без искажений сигналы, пропорциональные ***скорости смещения почвы.***

Использование на выходе механического сейсмоприемника электромеханического преобразователя, сигнал которого пропорционален *второй производной смещения* подвижной части прибора относительно корпуса (например, преобразователи пьезоэлектрического или емкостного типа), дает возможность в вышеназванной области частот без искажений регистрировать сигналы, пропорциональные ***ускорению смещения почвы.*** Приборы, работающие в таком режиме, принято называть ***акселерометрами.***

Характер влияния *различного вида систем электромеханических преобразователей* на регистрируемые сейсмоприемником колебания проще всего оценить с помощью анализа структуры АЧХ таких преобразователей.

Как было показано ранее (смотри рис.13.2.), реальный сейсмоприемник инерционного типа с электрической системой регистрации представляет собой две последовательно соединенные системы: механический сейсмоприемник (с $АЧХ_{мех.\ сейсм.}$) и электромеханический преобразователь (с $АЧХ_{электромех.\ преобразов.}$). Для последовательно соединенных систем итоговая АЧХ будет равна произведению АЧХ каждой системы

$$АЧХ_{сейсмоприемника} = АЧХ_{мех.\ сейсмоприемника} * АЧХ_{электромех.\ преобразователя} \qquad (13.22)$$

Это означает, что применяя различные *системы электромеханического преобразования* с различными АЧХ можно получать в итоге сейсмоприемники с различными АЧХ.

13.3. Современные сейсмоприемники, используемые в России

Имея представление о принципах работы механического сейсмоприемника легко перейти к рассмотрению принципов работы сейсмоприемников, составляющих основу современного производственного процесса.

В начале изложения кратко и упрощенно рассмотрим основы теории сейсмоприемников электродинамического типа – основного сейсмоприемника современной полевой сейсморазведки (Поликов, 1973). Представленная ранее на рис.13.7 схема механического сейсмоприемника легко может быть трансформирована в принципиальную схему электродинамического сейсмоприемника. Для этого достаточно представить себе,

чтогрузикмассой M фактически является электрической катушкой, перемещающейся в магнитном поле корпуса сейсмоприемника. Для фиксации характера движения маятника относительно корпуса сейсмоприемника используется чувствительный элемент, представляющий собой катушку с проводом, которая одновременно выполняет и роль маятника. Роль постоянного магнита выполняет корпус сейсмоприемника. Перемещаясь в кольцевом зазоре корпусного магнита, катушка, в соответствии с законами физики, вырабатывает электрическое напряжение, ***пропорциональное скорости*** их взаимного относительного смещения (смотри формулу 13.4). Металлический каркас катушки, являясь коротко замкнутым витком, оказывает своим вторичным магнитным полем тормозящее (демпфирующее) действие на движение маятника, пропорциональное относительной скорости движения. Демпфирование можно усилить, если разрешить протекание электрического тока в катушке. Для этого необходимо лишь зашунтировать выход катушки сейсмоприемника сопротивлением. Движение корпуса сейсмоприемника жестко задано перемещением грунта в абсолютной системе координат. При этом грузик - катушка вынужден перемещаться в этой системе координат по закону $z(t)$. Это движение, как уже указывалось выше, при любом виде смещения грунта определяется равновесием трех сил, действующих на наш маятник: силой инерции маятника, силой сопротивления демпфера, которая пропорциональна скорости движения маятника относительно корпуса прибора и силой действия пружины, которая пропорциональна величине смещения маятника относительно корпуса. Для электродинамического сейсмоприемника ранее рассмотренные силы, действующие в механическом сейсмоприемнике, должны быть дополнены силой электромеханического взаимодействия, возникающей от прохождения в катушке электрического тока силой I. Сучетом сказанного уравнение равновесия системы приобретет следующий вид

$$z_{\alpha}''(t) + 2 \cdot h \cdot z_i'(t) + \omega_0^2 \cdot z(t) - G \cdot I = -\xi_{\alpha}''(t) \quad . \tag{13.23}$$

Это уравнение связывает параметры смещения грунта $\xi(t)$, ток I и смещение инертной массы (катушки) относительно корпуса прибора $z(t)$ с конструктивными параметрами сейсмоприемника M, H, K и G (KЭМС). Зная смещение грунта, требуется определить напряжение $E(t)$ на выходе сейсмоприемника (на входе сейсмического усилителя). Для этого необходимо по законам теории электрических цепей составить дополнительные другие уравнения, связывающие ток I и смещение $z(t)$ инертной массы относительно корпуса сейсмоприемника с напряжением $E(t)$. Используя законы электротехники, можно получить следующее дифференциальное уравнение для определения напряжения $E(t)$ на входе сейсмического усилителя

$$E_{\alpha}''(t) + \left(\frac{H}{M} + \frac{G^2}{M \cdot R} \right) \cdot E_i'(t) + \frac{K}{M} \cdot E(t) = - \frac{G \cdot R_2}{R_1 + R_2} \cdot \xi_{\alpha/\alpha}'' \quad , \tag{13.24}$$

где $R = R_1 + R_2$ суммарное комплексное сопротивление катушки преобразователя R_1 и нагрузки R_2, на котором падает напряжение $E(t)$; M – инертная масса сейсмоприемника; H – коэффициент затухания (демпфирования); G(КЭМС) – коэффициент электромеханической связи приемника.

Результат решения данного уравнения сильно зависит от электрических свойств нагрузки – типа входной нагрузки сейсмического усилителя.

Если предположить, что нагрузка в цепи сейсмоприемника является чисто омической, то уравнение приобретает следующий уже известный нам вид (смотри формулу 13.24.)

$$E_{\alpha}''(t) + 2 \cdot h \cdot E_i'(t) + \omega_0^2 \cdot E(t) = -a \cdot \eta_{\alpha}' \quad , \tag{13.25}$$

где введены следующие обозначения: $\eta(t) = \xi_{\alpha}'(t)$ - скорость смещения; $2 \cdot h = \dfrac{H + H_1}{M}$ - коэффициент затухания; $\omega_0 = 2\pi \cdot f_0 = \sqrt{\dfrac{K}{M}}$ - собственная частота подвижной системы;

$$H_1 = \frac{G^2}{R_1 + R_2} \quad , \quad a = \frac{G \cdot R_2}{R_1 + R_2} \quad , \quad \omega_1^2 = \frac{G^2}{M \cdot R_2} \quad , \quad \omega_{01}^2 = \omega_0^2 + \omega_1^2 \quad . \tag{13.26}$$

В рассматриваемых обозначениях в качестве решения уравнения (13.25) для амплитудно-частотной характеристики по отношению к ***скорости смещения*** грунта получается формула, аналогичная виду соответствующей характеристики механического сейсмоприемника A_{22} (смотри рис.13.11.)

$$A(\omega) = \frac{\nu \cdot \omega^2}{\sqrt{\left(\omega_0^2 - \omega^2\right)^2 + 4 \cdot \omega^2 \cdot h^2}} \quad . \tag{13.27}$$

Графическое изображение амплитудно - частотных характеристик, рассчитанных по этой формуле, весьма близко по форме к виду амплитудно-частотных характеристик сейсмоприемников, выпускаемых промышленностью (рис.13.12.).

Это же представление о форме АЧХ электродинамического сейсмоприемника может быть легко получено на основе анализа выше приведенной формулы (13.14.) для произведения двух амплитудно -частотных

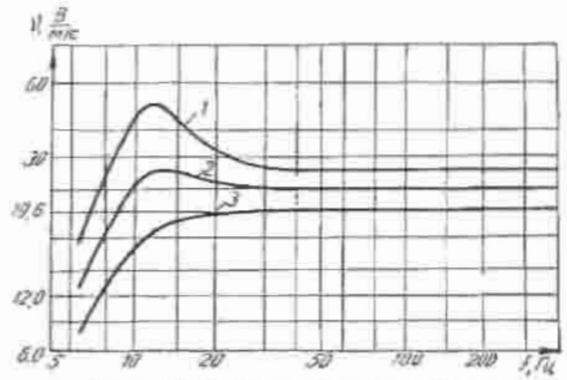


Рис. 13.12. Вид амплитудно-частотной характеристики сейсмоприемника типа GS - 20DX по скорости смещения при трех различных значениях относительного параметра затухания: 1 - 30 %; 2 - 50 %; 3 - 70 %

характеристик: характеристики механического сейсмоприемника A_{11} и АЧХ электродинамического преобразователя, действие которого описывается формулой (13.4.). Легко видеть, что АЧХ такого электродинамического преобразователя во всей частотной области тождественно равно константе. Отсюда и следует, что амплитудно - частотная характеристика электродинамического сейсмоприемника по отношению к ***скорости смещения*** по виду весьма похожи на соответствующую АЧХ механического сейсмоприемника A_{11}.

Если же рассмотреть АЧХ электродинамического сейсмоприемника по отношению к ***смещениям почвы***, то вид соответствующих графиков будет совершенно иной. Графическое изображение серии таких АЧХ для некоторых числовых значений параметров затухания сейсмоприемника показано на рис.13.13. Как видно из представленных графиков, при любом затухании отсутствует сколь-нибудь заметный участок АЧХ характеристики, параллельный оси частот. Это означает, что ***электродинамический сейсмоприемник*** во всех случаях ***вносит существенные искажения в форму регистрируемых смещений почвы.***

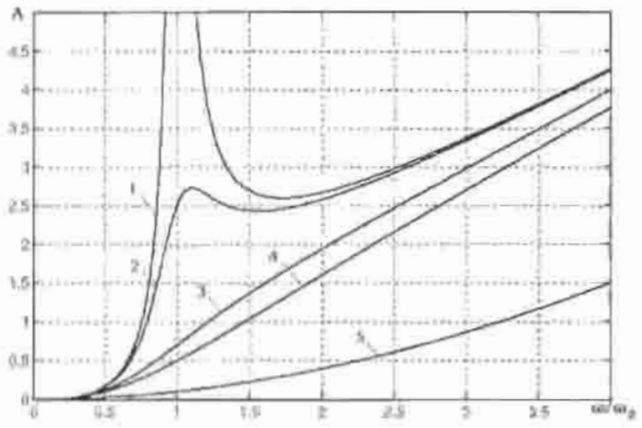


Рис. 13.13. Амплитудно-частотные характеристики электродинамических сейсмоприемников по смещению при различных значениях относительного параметра затухания h/ω_0: 1 - 0; 2 - 0.2; 3 - 0.71; 4 - 1.0 ; 5 - 5,0

Более точные и более объективные результаты могут быть получены на основе анализа решения *уточненного* уравнения (Ржаов, 2007) электродинамического сейсмоприемника, составленного при учете индуктивных свойств как катушки самого сейсмоприемника, так и электрических свойств входного каскада сейсмического усилителя. Из результатов решения уточненного уравнения электродинамического сейсмоприемника следует, что его $A(\omega)$ сохраняя общий выше приведенный вид, приобретет некоторые новые качества. Обязательно в структуре $A(\omega)$ на некоторой частоте появится *второй максимум* и др. Его наличие всегда ограничивает со стороны высоких частот реальную *рабочую полосу пропускания* сейсмоприемника.

Параметры $A(\omega)$, $\Phi(\omega)$ и другие конструктивные характеристики взаимосвязаны с такими важнейшими эксплуатационными параметрами сейсмоприемников как:

- частота собственных колебаний (собственная частота);
- чувствительность (коэффициент преобразования);
- отношение коэффициента затухания к собственной частоте (степень затухания);
- частота второго электромеханического резонанса;
- фазовая неидентичность;
- сопротивление изоляции.

Проверка и поддержание указанных параметров для всех используемых сейсмоприемников в определенных рамках является *необходимым условием* получения качественного полевого материала.

В разные годы прошлого столетия отечественная промышленность выпускала сейсмоприемники различного типа и назначения. На нескольких геофизических заводах страны выпускались сейсмоприемники как для работ методом отраженных волн (модельный ряд СВ-1), так и для работ методом преломленных волн (модельный ряд СВ-2), которые отличались пониженной собственной частотой. Отдельно выпускались сейсмоприемники для работ методом поперечных и обменных волн, регистрирующие горизонтальные компоненты волнового поля (модельный ряд СГ-1).

В настоящее время основным и практически единственным производителем сейсмоприемников в *России* является ***Российско-американо-японское*** совместное предприятие ***OYO-GEO IMPULSSE, Ltd***, базирующееся в г. ***Уфа***. На нем по технологии фирмы "ОЙО Геоспейс" из США в 1991 г. был налажен серийный выпуск сейсмоприемников электродинамического типа марки ***GS-20DX*** (Савостьянов, 2007).

Ежегодная потребность (на потери, замены, расширение объемов работ, переход на технологию 3D и др.) сейсморазведочных предприятий России сейчас оценивается примерно в 400 - 550 тысяч сейсмоприемников. Эта потребность практически полностью удовлетворяется продукцией вышеупомянутого предприятия (Зиновьев, 2007).

Современная технология производства сейсмоприемников осуществляется по схеме, в соответствии с которой чувствительный элемент сейсмоприемника выпускается в виде отдельного (сменного) узла (рис.13.14.). Этот узел может быть смонтирован с помощью специальных герметичных выводов в корпуса различного вида и назначения, изготовленные из высокопрочной и морозостойкой пластмассы. В настоящее время на базе этого чувствительного элемента выпускаются в различных корпусах основной сейсмоприемник современной отечественной сейсморазведки - сейсмоприемник типа GS-20DX.



Рис.13.14. Вид чувствительного элемента электродинамического сейсмоприемника типа GS-20DX

В самые последние годы предприятие начало производство новейших моделей сейсмоприемников (геофонов) типа GS-30CT с более жесткими допусками параметров по собственной частоте, степени затухания и чувствительности на уровне +2%. Этот тип сейсмоприемников, показанный на рис.13.15. (проспект фирмы ***YO-GEO IMPULSSE, Ltd***, 2003), выпускается в обычном (полевом) варианте (корпус PC-801-LP) и болотном (корпус PC-901). Сейсмоприемник марки GS-32CT характеризуется такими же, как и сейсмоприемники модели GS-30CT, жесткими допусками к вышеназванным параметрам, но дополнительно имеет расширенную частотную полосу пропускания до 250 Гц. Основные технические характеристики этих приборов приведены в таблице 13.1 (Качагин, 2007).



Рис.13.15. Вид сейсмоприемников типа GS-30CT на фоне его чувствительных элементов

По *индивидуальным заказам* геофизических предприятий на заводе фирмы ***OYO-GEO IMPULSSE, Ltd*** начато производство наземного трехкомпонентного сейсмоприемника GS–3, а также буксируемой сейсмической косы с трехкомпонентными датчиками, располагающимися с заданным шагом по профилю. Эта коса предназначается для ведения сейсморазведочных работ в труднодоступных и мелководных зонах с использованием регистрации продольных, поперечных и обменных волн. В составе герметического корпуса на самоориентирующемся карданном подвесе находятся два или три (по желанию заказчика) сейсмоприемника. Один из них всегда ориентируется вертикально и предназначен для регистрации Z – компоненты волнового поля. Второй и

Таблица 13.1

Основные технические характеристики современных сейсмоприемников

Параметр сейсмоприемника	GS-20DX	GS-32CT
Собственная частота, Гц	10 ± 5%;	10 ± 2.5%;
Верхний предел частоты пропускания, Гц	250	250
Сопротивление катушки, Ом	395 ± 5%	395 ± 2.5%
Степень затухания с шунтом	0,70 ± 5%	0,70 ± 2.5%
Чувствительность с шунтом 1 кОм - В/м/с	19,7 ± 5%	19,7±2.5%
Уровень гармонических искажений, %, не более	0.03	0.03
Диаметр, мм	25.4	25,4
Высота, мм	33	33
Масса, г	87.6	87.6

третий сейсмоприемники ориентируются соответственно по профилю (регистрация X – компоненты поля) и перпендикулярно профилю (регистрация Y- компоненты поля).

В практике морской (речной) сейсморазведки в качестве чувствительного элемента гидрофона всегда используются преобразователи не инерционного типа - ***пьезоэлектрические преобразователи***. Как уже упоминалось, эти преобразователи непосредственно преобразуют давление жидкости в электрические сигналы. Основным элементом конструкции пьезоэлектрического сейсмоприемника (геофона) является пьезоэлектрический кристалл (сегнетовой соли, титаната бария и др.), одна из граней которого жестко связана с корпусом прибора, другая - противоположная грань связана с водной средой через мембрану. При распространении упругих волн в жидкости возникает избыточное давление $P(t)$, величина которого (в безграничной среде) связана со скоростью смещения частиц в жидкости $v(t)$ следующим образом

$$P(t) = \rho \cdot V_p \cdot v(t) \quad , \tag{13.28}$$

где ρ – плотность жидкости, Vp – скорость распространения продольной волны в жидкости.

При изменении давления $P(t)$ на мембрану на гранях кристалла возникает электродвижущая сила $E(t)$, пропорциональная изменению давления в жидкости (см. формулу 13.8.). Дифференциальное уравнение пьезоприемника аналогично уравнению индукционного сейсмоприемника с чисто активной электрической частью. Следовательно, главные выводы, сделанные выше для электродинамического сейсмоприемника, остаются справедливыми и для пьезоприемников. Однако, в силу высокого внутреннего сопротивления пьезоприемников, при рассмотрении его теории обязательно необходимо учитывать электрические свойства входных цепей усилителя. Относительно низкая чувствительность единичного пьезоэлемента и трудности в согласовании его высокоомного выхода со входом сейсмического усилителя заставляет в морских сейсмических косах на каждый канал использовать "пьезобатареи" (группы пьезоприемников по 10-20 штук). Обеспечение оптимальной работоспособности групп пьезосейсмоприемников, в силу специфики устройства секций морских сейсмических кос, является достаточно сложной технической задачей.

В последние годы компании INPUT/OUTPUT, INC (США) и SERCEL (Франция) независимо друг от друга разработали и вышли на рынок геофизического оборудования с сейсмоприемниками ***нового поколения***. При их создании впервые была применена передовая западная технология *М*икро *Э*лектро *М*еханических *С*истем (технология ***МЕМС***). Датчик сейсмоприемника, изготовленный по технологии *МЕМС*, – это микроэлектромеханическое устройство, созданное в техническом вакууме (Mougenot, 2003). Чувствительный элемент сейсмоприемника представляет собой тонкую кремниевую подвижную пластинку конденсатора размером около 1см и весом менее 1 г (рис.13.16.). В центре пластины имеется локальная инертная масса (грузик), которая смещается при приеме колебаний, вызывая малые изменения емкости конденсатора (смотри формулу 13.6). Смещение этой пластины относительно другой пластины (корпуса прибора) составляет несколько нанометров (10^{-7}см).



Рис.13.16. Сравнительный вид чувствительных элементов сейсмоприемников, изготавливаемых по технологии МЕМС, в сравнении с почтовой маркой США

Как уже упоминалось, в СССР еще Г.А. Гамбурцевым (Гамбурцев, 1937) в далекие тридцатые годы прошлого века, было показано, что при использовании в качестве чувствительного элемента инерционного сейсмоприемника одной из пластин конденсатора, включенного в колебательный контур, амплитудно - фазовая характеристика такого электрического преобразователя по отношению к относительным смещениям пластин конденсатора (грунта), будет иметь для гармонических колебаний следующий вид

$$\frac{|U(\omega)|}{|Z(\omega)|} = \frac{G}{\sqrt{1 + \frac{1}{(\omega \cdot \tau)^2}}} \quad , \tag{13.29}$$

где τ - постоянная электрической цепи, в которую включен конденсатор.

Такой преобразователь очень удобен для создания сейсмоприемников, реагирующих на ***ускорение*** смещения грунта. Для этого его достаточно последовательно включить в работу с механическим преобразователем, реагирующим на ускорения смещения грунта (АЧХ типа A_{11} по приводимой на рис.13.11. схеме обозначений), поскольку в конденсаторном преобразователе в качестве измерительной основы используется измеряемое относительное смещение пластин конденсатора, что эквивалентно изменению емкости конденсатора.

В приборах данного типа использован компенсационный принцип измерения. Для этого на конденсатор подается компенсирующее напряжение с частотой 128 кГц, удерживающее пластину в неподвижном состоянии. Величина этого напряжения пропорциональна модулю вектору смещения пластины (грузика). Управляющая цепь обратной связи и выходной каскад прибора представляют собой *Специализированную Цифровую Интегральную Микросхему* (***ASIC***). На выходе этой схемы АЦП вырабатывает 24 разрядный цифровой код, пропорциональный принимаемому сейсмическому сигналу, отражающему ускорение смещения грунта. Таким образом, еще на этапе приема колебаний на выходе сейсмоприемника получается цифровой

код пришедшего сейсмического сигнала. В целом конструкция чувствительного элемента (электромеханического преобразователя) такова, что выходной сигнал в цепи обратной связи *пропорционален ускорению движения частиц почвы* (корпус прибора). Поэтому приборы, изготовленные по технологии МЕМС+ASIC, принято еще называть ***акселерометрами*** (***измерителями ускорений***). Для получения представления об амплитудно-частотных характеристиках таких сейсмоприемников рассмотрим их условные расчетные АЧХ. Как было показано ранее, итоговая АЧХ сейсмоприемника будет равна произведению АЧХ двух используемых систем. Для механической части этого приемника его АЧХ (A_{ij}) будет иметь вид

$$\left|\frac{Z(\omega)}{\ddot{\xi}(\omega)}\right| = \frac{v}{\sqrt{(n_0^2 - \omega^2)^2 + 4 \cdot h^2 \cdot \omega^2}} . \qquad (13.30)$$

Итоговая АЧХ этого приемника будет равна произведению (численные значения АЧХ на графиках в логарифмическом масштабе складываются) характеристик (13.29.) и (13.30.). В графическом виде это показано на рис.13.17 (Крылатков и др., 2007).

Следует учесть, что для весьма миниатюрных пластин конденсатора их собственная резонансная частота механических колебаний, в отличии от частот электродинамических сейсмоприемников, достаточно высока и лежит в интервале 800-1000Гц. Частотная характеристика электрического преобразователя может иметь достаточно крутой левый срез в области частот 0,1 - 3 Гц. Поэтому правильно подобранные константы обоих преобразователей позволяют получить практически идеальную линейную частотную характеристику в весьма широком диапазоне частот (0,1 - 800 Гц.). Это же касается и фазово-частотной характеристики приборов. Таким образом, использованная технология (МЕМС+ASIC) позволила получить амплитудно - частотные и фазово - частотные характеристики сейсмоприемника принципиально нового качества.

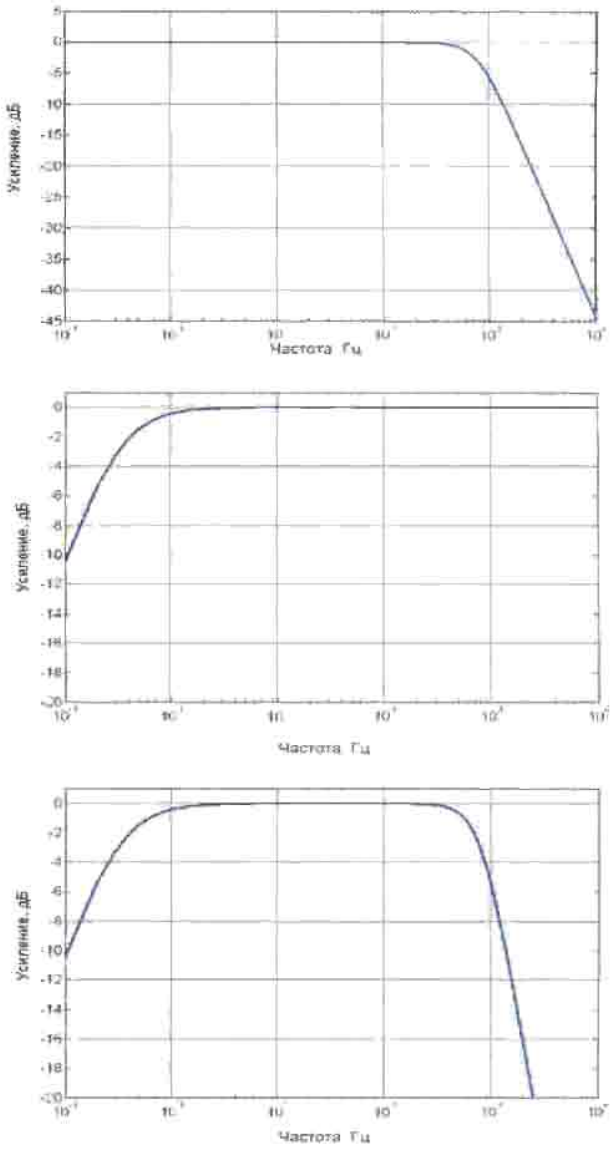


Рис.13.17. Набор амплитудно-частотных характеристик, поясняющих процесс формирования АЧХ акселерометра: а - АЧХ механической системы прибора по отношению к ускорения смещения; б - АЧХ электромеханического преобразователя емкостного типа; с - итоговая АЧХ акселератора емкостного типа

В целях расширения области применения приборы данного типа выпускаются в виде трехкомпонентных регистрирующих систем (рис.13.18.). Поэтому их основная область применения – *многоволновая сейсморазведка* (сейсморазведочные работы с одновременным использованием нескольких типов волн - продольных, поперечных и обменных - на базе регистрации X, Y и Z компонент волнового поля).

На приборы данной конструкции, в отличие от всех ранее применявшихся в наземной сейсморазведке типов сейсмоприемников, не влияет отклонение оси максимальной чувствительности от вертикали. Это связано с тем, что в этих приборах по разности компенсирующих напряжений двух горизонтальных измерительных элементов системы приема автоматически и с высокой точностью (0.5 град.) определяется их наклон. Найденное значение угла наклона записывается в заголовок



Рис.13.18. Вид внутреннего устройства трехкомпонентного сейсмоприемника, изготовленного по технологии МЕМС+ASIC: отчетливо видны три чувствительных элемента, расположенных взаимно перпендикулярно



Рис 13.19. Цифровой трехкомпонентный сейсмоприемник нового поколения VectorSeis™ фирмы INPUT/OUTPUT, INC



Рис.13.20. Цифровой трехкомпонентный сейсмоприемник нового поколения французской фирмы SERCEL DSU3

выходной трассы и может быть учтено в реальном времени в центральной регистрирующей станции (ЦРС). Таким образом, произвольная пространственная ориентация корпуса прибора может быть учтена в процессе обработки в предположении радиального распространения сейсмической волны от источника к приемнику. Это свойство датчиков нового поколения резко снижает трудозатраты при установке сейсмоприемников в полевых условия и обеспечивает одинаковую чувствительность всех пунктов приема на площади работ. Поскольку сейсмоприемники данного типа нуждаются в электрическом питании, то их работа возможна только в составе специализированных телеметрических сейсморазведочных станций. Американская фирма INPUT/OUTPUT, INC для работы с сейсмоприемниками нового поколения, имеющим торговую марку VectorSeis™ (рис.13.19.), разработала и предлагает к промышленному применению новую регистрирующую систему VECTORSEIS SYSTEM FOUR в варианте либо кабельной телеметрии, либо радиотелеметрии (Жгенти и др., 2003).

Система VECTORSEIS SYSTEM FOUR, по желанию заказчика, может быть поставлена и без лицензии на проведение трехкомпонентной съемки, что позволяет использовать все технические и технологические преимущества датчиков VectorSeis™ для регистрации только продольных сейсмических волн.

Аналогичным образом, французская фирма SERCEL разработала и выпускает одно- и трехкомпонентные сейсмоприемники марки DSU1 и DSU3 (рис.13.20.), которые могут работать только в составе телеметрической сейсморегистрирующей системы 408UL.

Сейсморегистрирующая система 408UL, как и американская система VECTORSEIS SYSTEM FOUR, может работать и с обычными группами аналоговых геофонов, подключаемых через одноканальные полевые модули типа FDU.

Кроме сейсмоприемников названных фирм, в ***России*** применяются аналогичные приборы производства китайских, польских и других фирм.

Вопросы для самопроверки

1. В чем суть инерционного принципа преобразования энергии механических колебаний грунта в электрические сигналы?
2. Какова физическая природа пьезоэлектрических преобразователей энергии упругих волн в электрические сигналы?
3. Каковы основные типы инерционных преобразователей, применяемых в современных сейсмоприемниках?
4. Какие виды индукционных преобразователей используются в современных сейсмоприемниках?
5. Какое качество сейсмоприемника характеризует коэффициент электромеханической связи?
6. Поясните принцип работы емкостного преобразователя механических колебаний в электрические сигналы.
7. Что отражает характеристика направленности сейсмоприемника первого рода?
8. Что такое "оптимальное затухание" сейсмоприемника?
9. Что отражают амплитудная и фазовая частотные характеристики сейсмоприемников?
10. В каких случаях сейсмоприемник является индикатором смещений, скоростей смещений или ускорений смещения?
11. В чем состоит отличие теории электродинамического сейсмоприемника от теории механического сейсмоприемника.
12. Какие эксплуатационные характеристики сейсмоприемника являются основными?
13. Назовите основные модели современных сейсмоприемников, используемых в России?
14. Поясните принцип работы современных акселерометров?

★ ★ ★ ★ ★ ★ ★

РАЗДЕЛ 2.2. РЕГИСТРИРУЮЩАЯ АППАРАТУРА ДЛЯ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

14. КРАТКАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ОТЕЧЕСТВЕННОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРИБОРОСТРОЕНИЯ (1934 – 1992 годы)

14.1. Введение

Как уже говорилось выше, аппаратуру, *непосредственно осуществляющую запись и необходимую предварительную обработку сейсмических сигналов*, обычно принято называть ***сейсморазведочной станцией***. Структура и состав сейсморазведочных станций за долгие годы их применения непрерывно совершенствовалась. Появляющиеся новейшие достижения науки и техники непременно и в короткие сроки внедрялись в конструкцию сейсморазведочных станций. В результате этого в настоящее время на производстве уже используются весьма совершенные сейсморазведочные станции ***четвертого поколения***.

Первые сейсморазведочные работы в ***СССР*** были начаты методом преломленных волн в окрестностях *г.Гроный* в 1929 году под руководством проф. ***Никифорова П. М.*** Широкое *промышленное* применение метода началось в 1931 году. В качестве регистрирующих устройств на первых этапах этих работ использовались сейсмические сейсмографы (так назывались тогда одноканальные сейсморазведочные станции) системы *Минтропа* и *Шведера* с оптической регистрацией данных. Однако вскоре они были вытеснены более совершенными электромагнитными и электродинамическими сейсмографами зарубежного производства фирмы *"Аскания"* (*Германия*). В эти же годы в *Сейсмической лаборатории Нефтяного геолого-разведочного института* (*НГРИ*) под руководством проф. ***Гамбурцева Г. А.*** были разработаны первые отечественные микрофонные сейсмографы ***СМ-4***. В последующем в *Ленинградском электрофизическом институте* были разработаны более совершенные сейсмографы ***СМ-5*** (*6*) ***ЛЭФИ***.

В 1933 году был подписан договор между *Всесоюзной конторой геофизических разведок* (***ВКГР***) и французской фирмой ***"Шлюмберже"*** о внедрении в ряде нефтепоисковых районов нашей страны новых геофизических технологий в области электрического каротажа скважин и сейсморазведки методом отраженных волн. Переданные этой фирмой комплекты узлов *шестиканальной* (по некоторым сведениям - пятиканальной?) сейсморазведочной аппаратуры (сейсмографы, усилители, осциллографы-регистраторы и др.) позволили отечественным специалистам уже весной 1934 года (профессор ***Гамбурцев Г. А.*** и ***Рябинкин Л. А.***, работы на озере *Байкал*) впервые в стране зарегистрировать отраженные волны. Летом того же года в ***Башкирии*** и на *Эмбе* (Западный Казахстан) под руководством ***Коридалина Е. А., Масарского С. И., Больших С. Т.*** и ***Островского А. Е.*** были также успешно зарегистрированы отраженные волны.

В 1936 году фирма ***"Шлюмберже"*** дала разрешение на копирование в ***СССР*** ее аппаратуры на отечественной элементной базе. Уже в 1938 г. в геофизических мастерских ***ВКГР*** была создана первая отечественная (8-канальная) сейсморазведочная станция ***СС - 8*** под руководством ***Шведчикова Л. К.*** Всего было выпущено 14 комплектов такой аппаратуры. Именно на этой аппаратуре, включая несколько действующих французских комплектов аппаратуры фирмы ***"Шлюмберже"***, и работали отечественные сейсморазведчики все предвоенные и военные годы. Эта аппаратура позволила сейсморазведчикам ***СССР*** достичь в эти годы значительных успехов как в методическом отношении (освоение и внедрение метода отраженных волн, создание основ корреляционного метода преломленных волн и др.), так и в результативном плане (открытие крупного Бузовнинского месторождения на Апшероне, весомые успехи в разведке новых залежей нефти и газа в районе Южной Эмбы, в юго-западных районах Туркмении и др.). Начиналась эпоха быстрого совершенствования конструкций отечественных сейсморазведочных станций.

14.2. Сейсморазведочная аппаратура первого поколения

В предвоенные годы в *Ленинграде* во *Всесоюзном институте разведочной геофизики* (***ВИРГ***) на основе опыта эксплуатации вышеупомянутых первых отечественных 8-канальных станций были созданы проекты более совершенных 12- и 24- канальных сейсморазведочных станций. Однако начавшаяся война прервала эти работы. Серийное изготовление сейсморазведочной аппаратуры на советских заводах началось только в 1947 году. На базе выполненных предвоенных разработок был начат серийный выпуск в заводских условиях первых отечественных многоканальных сейсморазведочных станций типа ***ЭХО-1*** (1947 г.), ***СС-24-48*** (1948 г.), ***СС-26-51Д*** (1951 г.) с прямой осциллографической записью сейсмограмм на фотобумагу. Внешний вид этих станций показан соответственно на рис.14.1 - 14.3. Всего их было выпущено около 60 экземпляров. Упомянутые сейсморазведочные станции имеют общую принципиальную блок-схему, показанную на рис.14.4 (Бондарев и др., 1994). Их выпуском завершилось

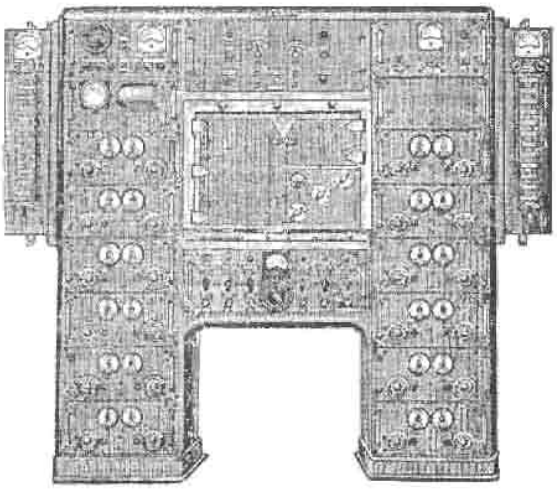


Рис. 14.1. Сейсморазведочная станция ЭХО-1

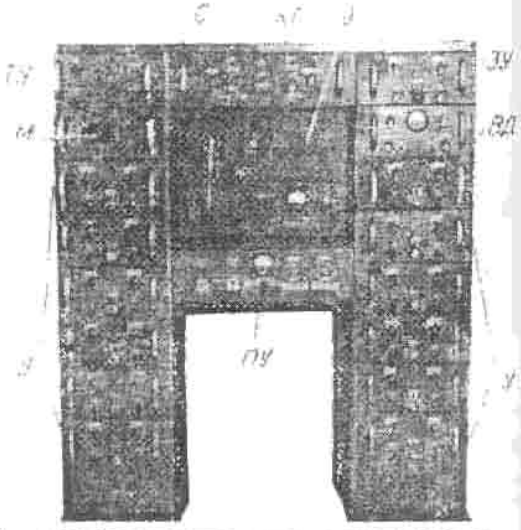


Рис. 14.2. Сейсморазведочная станция СС-24-48

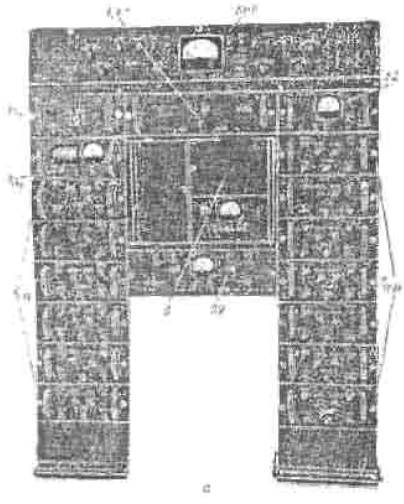


Рис. 14.3. Сейсморазведочная станция СС-26-51Д

формирование основных элементов структуры сейсморазведочных станций ***первого поколения*** - *сейсморазведочных станций с прямой осциллографической записью на бумажном носителе*. Характерной и главной особенностью конструкций таких станций являлось получение в процессе записи сейсмограммы в окончательном виде, без возможности ее последующего воспроизведения (без производства повторного возбуждения).

Сейсморазведочная станция ***СС-30/60-56*** конструкции 1956 года (рис.14.5) уже содержала 60 сейсмических каналов (4 группы по 15 каналов) с раздельными фильтрами низкой НЧ и высокой ВЧ частот. Имелся экспоненциальный регулятор усиления и односторонний смеситель со связью между двумя каналами. Эта станция широко использовалась на производстве в конце 50-х - начале 60-х годов. Эта станция размещалась в кузове автобуса высокой проходимости типа ***КАВЗ-663.***

Сейсморазведочная станция ***СС-24П*** представляла собой первую отечественную многоканальную *переносную станцию* с 24 каналами (рис.14.6). Она была смонтирована в виде набора блоков (два блока усилителей по 12 каналов, осциллограф, пульт управления, блок питания, переносная фотолаборатория, соединительные кабели). Станция размещалась на автомобиле ***ГАЗ-69*** с прицепом и предназначалась для работы в труднодоступных районах. Станция выпускалась длительное время: с конца 50-х годов до середины 70-х годов. Это одна из первых отечественных станций, выпущенная весьма большим тиражом (более 1500 экземпляров).

Сейсморазведочная станция ***СС-60-5*** содержала 60 сейсмических каналов и была первой отечественной *широкодиапазонной станцией*, приспособленной для регистрации колебаний в диапазоне от 15 до 350 Гц (рис.14.7). Предназначалась она для сейсморазведочных

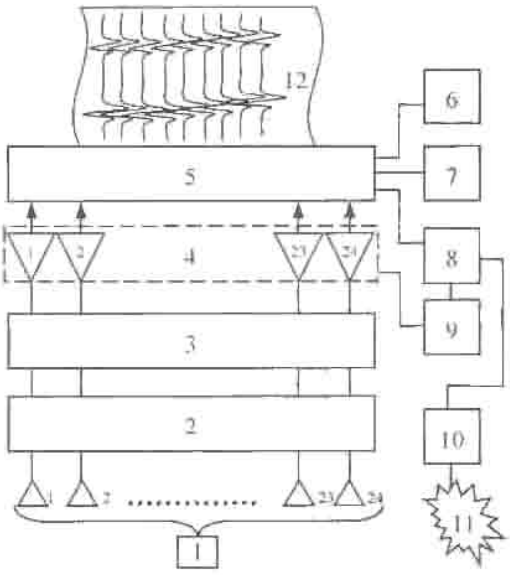


Рис. 14.4. Принципиальная блок-схема сейсморазведочной станции с осциллографической записью:
1- сейсмоприемники; 2 - входная панель ВП; 3 - контрольно-измерительная панель КИП; 4 - блок усилителей, фильтры, АРУ; 5 - осциллограф ОС; 6 - смеситель; 7 - камертонный генератор; 8 - телефонный узел; 9 - система полуавтоматического регулятора усиления; 10 - взрывная машинка; 11- источник колебаний; 12 - сейсмограмма

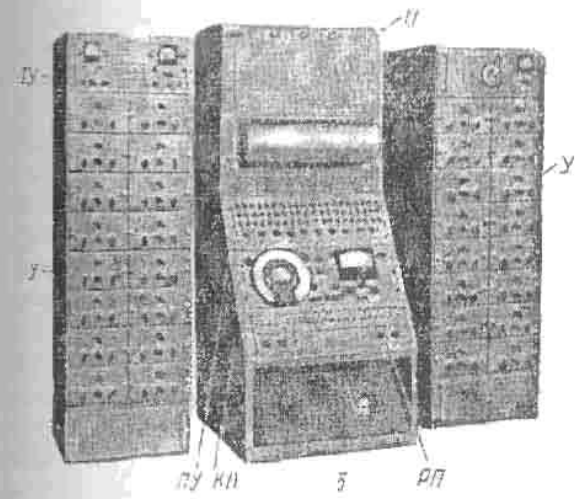


Рис. 14.5. Сейсморазведочная станция СС-30/60-56

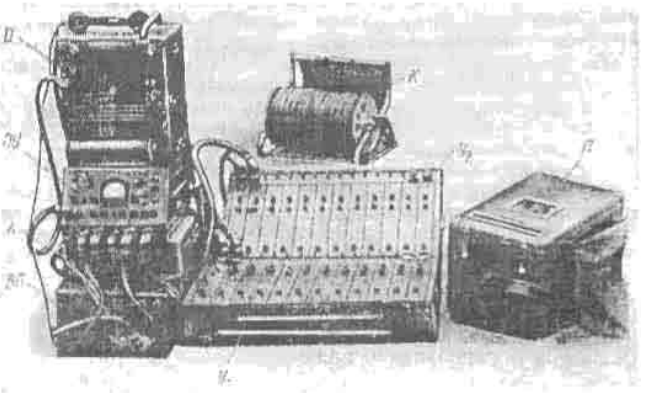


Рис. 14.6. Сейсморазведочная станция СС-24П

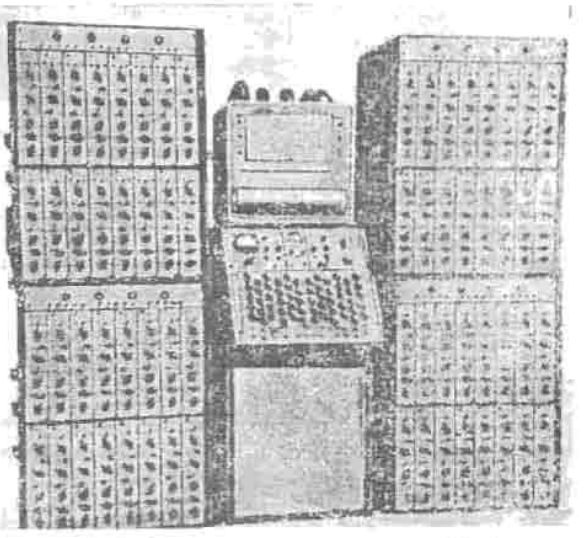


Рис. 14.7. Сейсморазведочная станция СС-60-5

работ, как методом отраженных волн (МОВ), так и корреляционным методом преломленных волн (КМПВ). Усилители содержали раздельные фильтры НЧ и ВЧ с регулируемой крутизной частотных характеристик и управляемыми параметрами системы автоматического регулирования усиления *АРУ*. Осциллограф обеспечивал четыре скорости протяжки фотобумаги: от 200 до 800 мм/с. Марки времени наносились через 0,01 или 0,005с. Станция широко использовалась в начале и середине шестидесятых годов прошлого века.

Пик популярности сейсморазведочных станций первого поколения на производстве пришелся на середину 60-х годов прошлого века. Работы с использованием станций этого типа при разведке месторождений нефти и газа после 1975 г. практически уже не велись. Лишь при проведении инженерно-геологических работ сейсморазведочные станции этого поколения использовались и в последующие годы.

Заканчивая краткое знакомство с сейсморазведочными станциями первого поколения, можно сделать два важных вывода:

1. В процессе создания и совершенствования сейсморазведочной аппаратуры на этом этапе у сейсморазведчиков сформировалось ясное и полное представление о структуре основных блоков станций, которые могут обеспечить успешное решение самых разнообразных геологических задач во всем диапазоне изучаемых глубин - от первых метров до нескольких километров. Многие конструктивные решения, отработанные в процессе создания и эксплуатации станций этого поколения, широко использовались в сейсморазведочных станциях последующих поколений.

2. Достигнутые с использованием аппаратуры первого поколения практические успехи, особенно в области нефтяной геологии, выдвинули сейсморазведку в бесспорные лидеры среди геофизических методов разведки. Это лидерство сейсмическая разведка сохраняет и укрепляет до наших дней.

14.3. Сейсморазведочные станции с промежуточной аналоговой магнитной записью

Уже в начале применения сейсмического метода разведки многим геофизикам стало ясно, что возможность *"воспроизвести"* сейсмическую запись (без проведения дополнительного взрыва) открыла бы новые широкие перспективы в сейсмической разведке. При этом в начале полагали, что главным преимуществом *"воспроизводимости"* записи станет использование при перезаписи различных видов фильтраций.

В 1935 г. ***Ф. Рибер*** (***США***) предложил регистрирующее устройство *"сонограф"*, на котором зарегистрированные сейсмические записи можно было многократно *"воспроизводить"*. В его аппарате запись велась на фотопленку способом переменной плотности. При воспроизведении интенсивность светового луча, прошедшего через фотопленку, регистрировалась фотоэлементом. Это позволяло использовать *"сонограф"* для

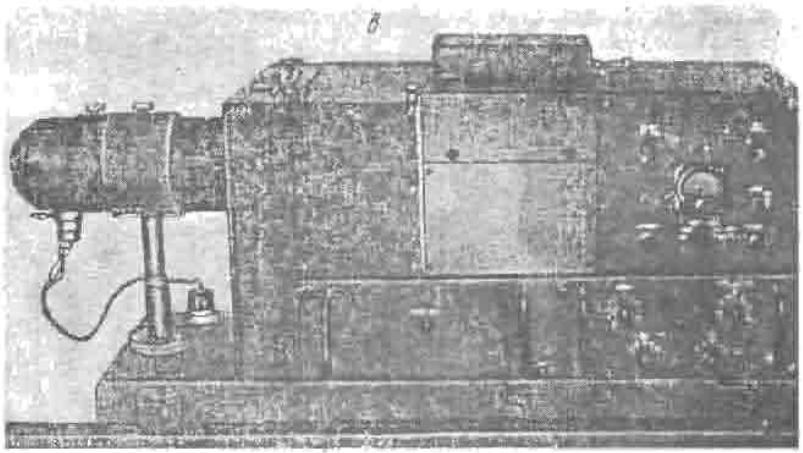


Рис. 14.8. Осциллограф поперечной записи ОПЗ-2

определения изменения амплитуды сейсмической волны в зависимости от величины кажущегося угла выхода сейсмической волны. Однако этот вид воспроизводимой регистрации в свое время не получил на Западе практического применения. Подобные идеи, развиваемые в *СССР Рябинкиным Л. А.*, независимо от *Ривера Ф.*, к началу пятидесятых годов позволили создать весьма эффективный и простой метод сейсмической разведки – *метод регулируемого направленного приема* (*МРНП*), который широко применялся у нас в стране до 1975 года. Для практической реализации метода в *СССР* выпускалась аппаратура *АРНП-2*. В этой аппаратуре регистрация сейсмических колебаний, прошедших через усилители обычной сейсморазведочной станции, осуществлялась в осциллографе поперечной записи *ОПЗ-2* (рис.14.8). Записи получались при помощи зеркальных гальванометров на двух кинопленках шириной 35 мм каждая. На каждую пленку записывалось девять трасс способом переменной плотности. Их совокупность образовывала одну "*сейсмопленку*" с 17 трассами. Воспроизведение осуществлялось в перопишущем фотоэлектрическом сумматоре *ПФС-2*. Фотоэлектрическое воспроизведение и суммирование записи производилось при помощи равномерно освещенных узких щелей, способных перемещаться относительно друг друга и дающих световые полоски на трассах пленки. Световые пучки, проходящие сквозь отдельные дорожки (трассы) движущейся "*сейсмопленки*", собирались на катоде фотоэлемента. Возбужденный в нем ток усиливался, фильтровался в специальном усилителе и поступал в перописец. С его помощью записывались суммарные колебания на бумажной ленте. При оборотах барабана перописец постепенно смещался вдоль оси барабана так, что запись на ленте производилась по винтовой линии и размещалась одна под другой. При суммировании также постепенно изменялись и сдвиги между щелями. Сдвиги между крайними щелями при каждом обороте барабана изменялись на 6 или 12 мс (при скорости записи 50 мм/с) или на 3 или 6 мс при скорости записи 100 мм/с. Итоговая суммолента при этом получалась за 31 оборот барабана. В истории отечественной сейсморазведки эта аппаратура оставила весьма заметный след: она позволила успешно выполнять сейсмические работы в сложных сейсмогеологических условиях (в областях развития солянокупольной тектоники) и получать достоверные геологические результаты.

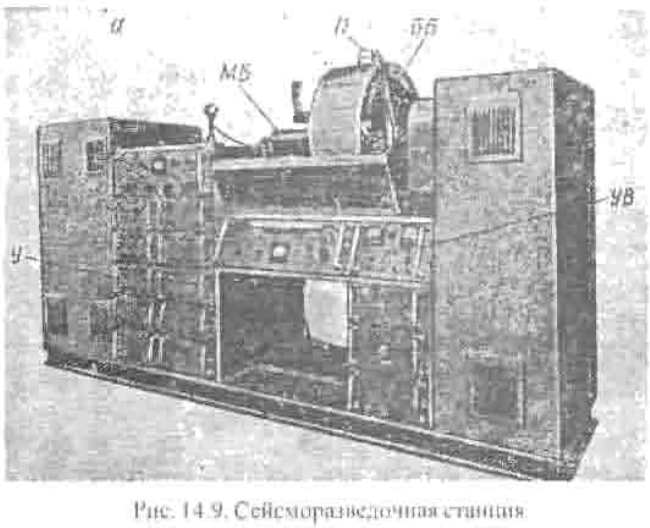


Рис. 14.9. Сейсморазведочная станция с промежуточной магнитной записью ССМ-57

Однако главным средством создания воспроизводимой сейсмической записи оказалась ***магнитная аналоговая запись***. Первые результаты в этом направлении на Западе были получены в 1952 году. В *СССР* уже к 1957 году была разработана и выпущена первая отечественная станция с промежуточной магнитной записью *ССМ–57* (рис.14.9). С этого времени началась эра сейсморазведочных станций ***второго поколения - станций с аналоговой магнитной записью.***

Принципиальная блок - схема станций с аналоговой промежуточной магнитной записью показана на рис.14.10. Сейсморазведочные станции этого типа состоят из двух основных частей: блока записи (А) и блока воспроизведения (Б).

Блок записи (А) содержал в себе входную панель (2), контрольно-измерительную панель (3), усилители (4) с фильтрами и системами регулирования усиления (*АРУ, РУ*), магнитный регистратор (6) МР, блок управления (11) БУ, содержащий устройства для управления процессами записи, воспроизведения, включения и выключения различных узлов станции и проверки их исправности. По взрывной линии осуществляется связь с пунктом возбуждения (12) с целью синхронизации времени взрыва (воздействия) с работой регистрирующих узлов. По этой же линии поступает в станцию отметка момента возбуждения. Блок по канального (последовательного) воспроизведения содержал только один тракт воспроизведения, состоящий из блока считывающих головок, расположенных в магнитном регистраторе (6), усилителя воспроизведения (8) с системой *АРУ* и фильтрами (9),

лерописца, записывающего колебания на бумагу, укрепленную на барабане (10). При протягивании магнитной ленты мимо блока магнитных головок воспроизведения к входу усилителя присоединяется одна или несколько магнитных головок, считывающих запись с соответствующих трасс *МЛ*. Одновременное присоединение нескольких головок позволяет осуществить *смешение или накапливание сигналов*. При каждом обороте барабана (10) переписывается одна трасса. Для воспроизведения всей сейсмограммы барабаны должны совершить число оборотов, равное числу каналов станции плюс несколько дополнительных оборотов для записи служебных трасс (отметки момента времени, марок времени, вертикального времени). Блок управления (11)обеспечивает автоматический режим последовательного воспроизведения всех трасс.

При параллельном воспроизведении блок воспроизведения имеет более сложную структуру. В этом случае каждая считывающая головка *магнитного регистратора* МР соединена с входом отдельного усилителя, содержащего системы *АРУ, РУ* и фильтров. Число усилителей равно числу каналов станций. К входу каждого усилителя присоединяют, как и ранее, одну или несколько магнитных головок, расположенных в регистраторе *МР*. При движении магнитной ленты (7) *МЛ* к входу каждого усилителя подаются считываемые сигналы, которые после усиления, фильтрации и регулирования попадают каждый на свой гальванометр, объединяясь в одном блоке - шлейфовом осциллографе *Ос*. Здесь осуществлялась запись колебаний в видимой форме на светочувствительную бумагу.

Сейсморазведочная станция *ССМ-57* в силу ряда своих недостатков не получила широкого распространения на производстве.

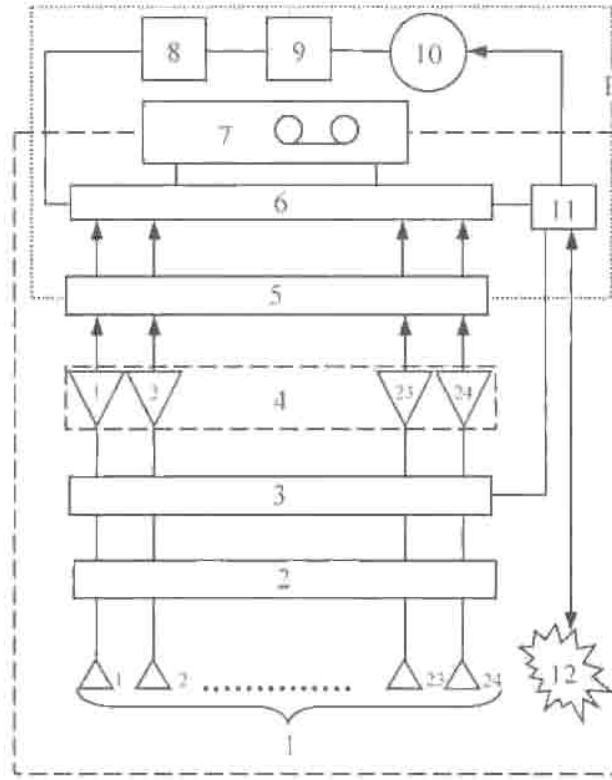


Рис. 14. 10. Принципиальная блок-схема сейсморазведочной станции с аналоговой магнитной записью: А - тракт записи; Б - тракт воспроизведения.

1- сейсмоприемники; 2 - входная панель; 3 - контрольно-измерительная панель, 4 - усилители, фильтры, системы регулирования; 5 -переключатель режимов работы станции; 6 - магнитный регистратор, 7 - лентопротяжный механизм; 8 - усилитель воспроизведения, 9 - система АРУ и фильтрации; 10 - барабан для бумаги; 11 - блок управления; 12 - пункт возбуждения колебаний

ППМЗ-2 - приставка промежуточной магнитной записи - была предназначена для применения совместно с осциллографическими станциями того времени. В состав входило 25 усилителей записи - воспроизведения, магнитный регистратор, усилитель отметки взрыва, контрольно - измерительный блок. При воспроизведении применяются те же магнитные головки и усилители, что и при записи. Сигналы с выхода каждого усилителя поступали на вход усилителей стандартной осциллографической станции для записи на фотобумаге. Модернизированный вариант этой аппаратуры ***ППМЗ - 4*** имел 30 регистрирующих каналов и улучшенные характеристики всей аппаратуры. Широкого применения на практике этот вариант аппаратуры также не получил.

АПМЗ-ЧМ - аппаратурная приставка для промежуточной магнитной записи с частотной модуляцией - была предназначена для работы с широко распространенной станцией того времени типа ***СС-60-5***. Она имела 30 каналов записи и 5 каналов для записи служебной информации. Частотный диапазон регистрируемых колебаний – от 3 до 400 Гц. Запись осуществлялась рулонным магнитным регистратором на магнитную ленту шириной 35 мм. Длительность записи - до 5 мин. Воспроизведение - одновременное с использованием сейсмической станции с осциллографической записью.

Сейсморазведочная станция ***СС-24-61М*** (рис.14.11) имела 24 основных канала записи и 4 вспомогательных канала для регистрации марок времени, отметки моментов взрыва и вертикального времени. Использовался прямой способ записи на ленту с высокочастотным подмагничиванием. Имелись

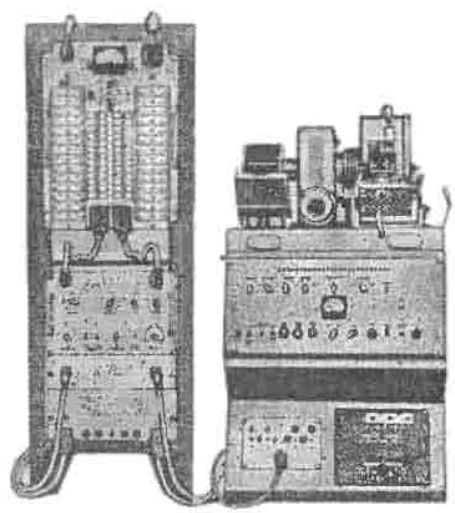


Рис. 14.11. Сейсморазведочная станция СС-24-61М

системы *АРУ*, *РУ*, *ПРУ*. Были предусмотрены разные способы смешения колебаний, что позволяло добиваться достаточно окончательных сейсмических записей.

Сейсморазведочная станция - накопитель ***СМП-24*** (в последующем ***СМОВ-24***) была предназначена для разведки нефтегазоносных структур в сложных сейсмогеологических, климатических и дорожных условиях и содержала 24 рабочих канала и 4 вспомогательных канала (для записи вертикального времени, отметки момента взрыва, марок времени и кривой усиления). Станция позволяла производить до 16 накоплений на магнитной ленте в режиме записи. При регистрации каждого последующего возбуждения блок головок смещался на 0,1 мм, вследствие чего от записи предыдущего взрыва на ленте остается дорожка шириной 0.1 мм. После окончания накопления каждая запись трассы представляет собой 16 дорожек (микротрасс) шириной по 0.1 мм. При воспроизведении каждая магнитная головка считывает с магнитной ленты все 16 дорожек одновременно, чем и достигается суммирование сигнала от всех зарегистрированных возбуждений. Это позволяет подавлять несинхронные помехи. В режиме воспроизведения станция позволяет получать сейсмическую запись в видимой форме на бумаге путем поканальной записи при помощи чернильного пера.

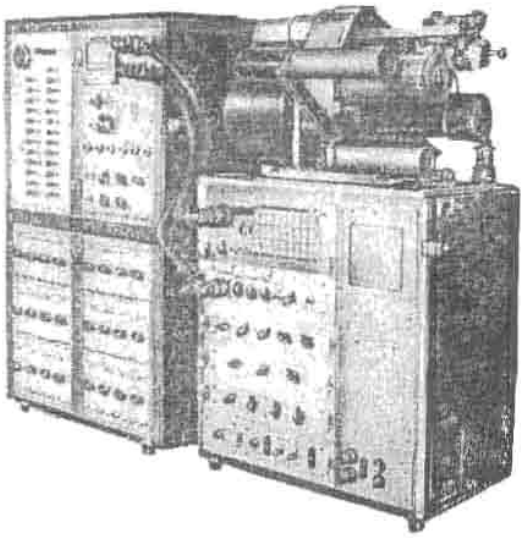


Рис. 14.12. Сейсморазведочная станция СМП-24

Усилитель воспроизведения имел смеситель для смешивания сигналов соседних трасс, набор фильтров низких и верхних частот с различной граничной частотой и различными значениями крутизны срезов, программированный и автоматический регулятор усиления с различными параметрами срабатывания и отпускания. Конструктивно станция была выполнена в виде двух блоков - блока записи и блока регистрации. Это первая отечественная станция, выполненная полностью на транзисторах. В силу своих конструктивных удобств и надежности она получила широкое распространение на производстве. Тираж ее выпуска был рекордно большим (более 2300 экз.) для отечественных и зарубежных станций и не перекрыт до сих пор. Ее выпуск был начат в конце шестидесятых годов и продолжался более 15 лет. Эта станция, на наш взгляд, является одним из самых ярких и совершенных представителей отечественных станций второго поколения (рис.14.12). Отдельные экземпляры в ряде непрофильных (неспециализированных) сейсмических организаций работают и до сих пор.

В начале 60-х годов в ***СССР*** в головном научно - исследовательском институте Министерства геологии СССР *ВНИИГеофизика* было разработано целое семейство новых сейсморазведочных станций различного назначения (МОВ, КМПВ, для малых глубин и др.). Эти сейсморазведочные станции имели одновременно трассы как осциллографической, так и аналоговой магнитной записей. Они получили общее название ***"Поиск"***. Для работы методом отраженных волн предназначались следующие сейсморазведочные станции: ***Поиск-1-24-МОВ-ОВ***, ***Поиск-1-48-МОВ-ОВ***, ***Поиск-1-72-МОВ-ОВ***, ***Поиск-1-24-МОВ-ПВ***, ***Поиск-1-48-МОВ-ПВ*** (последние две станции были известны также под названием ***СМ-24*** и ***СМ-48***).

Наибольшее распространение на практике получили сейсморазведочные станции типа ***Поиск-1-48-МОВ-ОВ*** (рис.14.13, выпущено более 400 экз.). Эта сейсморазведочная станция (как и все другие варианты станций ряда ***"Поиск"***) представляла собой гибрид аппаратуры первого и второго поколений. Она содержала входную панель, блок усилителей с ручной, автоматической и полуавтоматической регулировкой усиления, блок фильтров НЧ и ВЧ с широким набором значений граничных частот и крутизн. Выходы усилителей соединены одновременно с магнитными головками и гальванометрами. Осциллографическая запись могла быть получена одновременно с записью на магнитную ленту (или без записи на магнитную ленту) или в процессе воспроизведения с магнитной ленты. Блок управления станцией позволял выполнять контроль работы усилителей, проверку режимов питания станции, проверку сейсмоприемников и кос, включение и выключение станции, программную регулировку коэффициентов

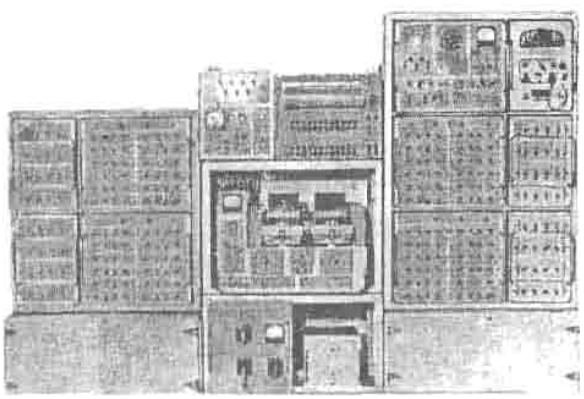


Рис. 14.13. Сейсморазведочная станция Поиск-1-48-МОВ-ОВ

усиления усилителей в процессе записи, двустороннюю связь между оператором и взрывпунктом и целый ряд других функций. Используемый способ записи на магнитную ленту шириной 125 мм - прямой, с высокочастотным подмагничиванием. Время записи - 5 или 10 с. Качество осциллографического тракта записи (как станции первого поколения) в аппаратуре этого типа достигло достаточно высокого уровня. Эти станции, по существу, были последними видами аппаратуры первого поколения. Аппаратура типа *"Поиск"* достаточно широко применялась на производстве с 1965 года до начала 80-х годов. Именно эта аппаратура (и *СМОВ-ОВ-24*) применялась на производстве, пока не появилась надежная аппаратура ***третьего поколения - станции с цифровой магнитной регистрацией*** (1978 - 1982 гг.).

14.4. Сейсморазведочные станции с цифровой магнитной регистрацией

По мере того, как аналоговая магнитная запись широко входила в практику сейсморазведочных работ, сейсморазведчики все более ясно стали осознавать, что повышение качества и эффективности работ требует высокого уровня автоматизации и *последующих процессов обработки* получаемой сейсмической информации. Особенно остро это ощущалось в связи с началом внедрения (1965 г.) в *СССР* новой технологии - *метода общей средней (глубинной) точки - ОСТ*. При этом стало очевидным, что аналоговая магнитная запись, имеющая низкий динамический диапазон (40 - 46 дБ), несмотря на все аппаратурно-технические ухищрения в процессе обработки (на базе аналоговых обрабатывающих устройств *ПСЗ-2, 4, Луч, МС-2* и др.), не способна принципиально изменить качество получаемой информации. Назрел вопрос о создании принципиально новой записывающей аппаратуры *третьего поколения* - аппаратуры с *цифровой магнитной записью.* Предполагалось, что она позволит принципиально изменить как качество исходной информации (за счет резкого расширения динамического диапазона), так и, в особенности, качество и результативность обработки получаемой информации за счет последующего более эффективного и широкого применения современной вычислительной техники.

Преимущества цифровой регистрации сейсмических колебаний реализуются за счет количественного измерения мгновенных значений входного сигнала сейсмоприемников, формирования его цифрового кода и записи полученного кода на магнитной ленте. Принципиальная блок-схема цифровой сейсморазведочной станции линейного типа показана на рис.14.14. Сигналы от сейсмоприемников поступают на широкополосные аналоговые предварительные усилители (1) с трансформаторными входами. В усилителе осуществляется аналоговая частотная фильтрация трех видов: ФНЧ для подавления высокочастотных помех с большой крутизной среза (до 50 дБ/окт.), ФВЧ для подавления интенсивных низкочастотных поверхностных волн, РФ для подавления помех промышленной частоты. Выходы усилителей (1) подаются на коммутатор каналов (2), обеспечивающий квантование сигналов по времени путем последовательного циклического опроса всех каналов со строго определенной частотой. Дискретизированные сигналы всех каналов в виде амплитудно-импульсных выборок по единому тракту поступают в основной усилитель (3), осуществляющий окончательное усиление с сохранением широкого динамического диапазона сигналов, на основе системы МАРУ. С выхода усилителя (3) сигналы поступают на преобразователь (4) *"аналог - код"* (ПАК), осуществляющий квантование сигналов по амплитуде. Двоичный код каждой выборки сигнала подается в устройство (5), обеспечивающее формирование кода сигнала в соответствии с избранным в станции форматом записи. Код с форматора (5) записывается магнитным регистратором (6). Магнитный регистратор снабжен устройством для управления и контроля автоматической нумерации записей и маркировки их начала

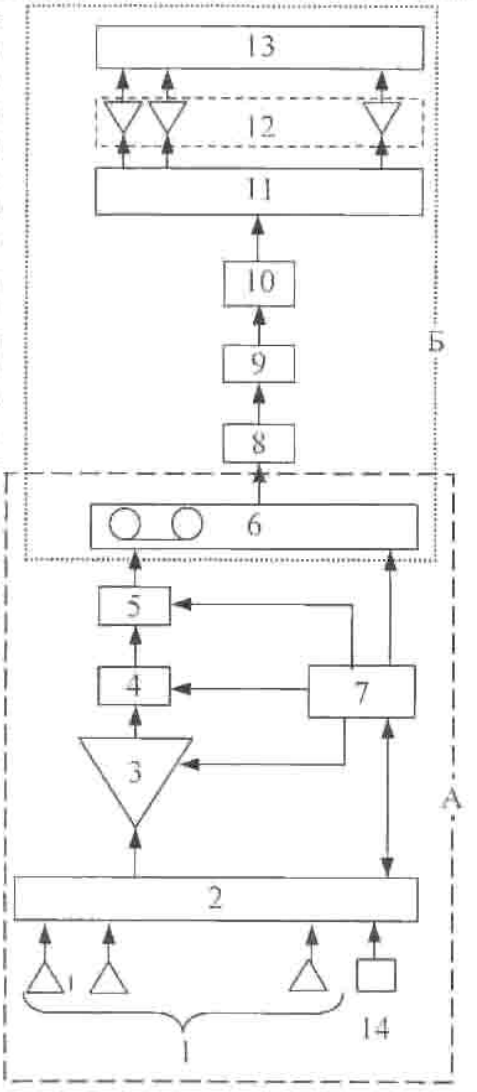


Рис. 14.14. Принципиальная блок-схема сейсморазведочной станции с цифровой записью: А - тракт записи; Б - тракт воспроизведения.
1- предварительные усилители ПУ с сейсмоприемниками, 2 - коммутатор каналов; 3 -основной усилитель с системой МАРУ ; 4 - преобразователь аналог-код ; 5 -форматтер, 6 - магнитный регистратор, 7 -блок логики , 8 -блок чтения информации; 9 - усилитель и система АРУ; 10 - преобразователь код-аналог; 11 - блок демультиплексирования; 12 - блок фильтров; 13 - электростатический плоттер; 14-вспомогательные каналы

в конца. Вышеназванные узлы работают под управлением блока логики (7). Регистратор заканчивает тракт записи (А) цифровой сейсморазведочной станции.

Схема оперативного контроля качества получаемых записей предусматривает тракт их воспроизведения. Считанные с помощью тракта чтения (8) регистратора и усиленные схемами кодовые сигналы подаются в систему восстановления динамического диапазона, после чего подвергаются действию цифрового АРУ (9) и преобразуются в аналоговую форму преобразователем *"код - аналог"* (10). После демультиплексирования (11) аналоговые сигналы подвергаются фильтрации ФНЧ и ФВЧ, регулированию (12) и подаются на электростатический плоттер (осциллограф) (13).

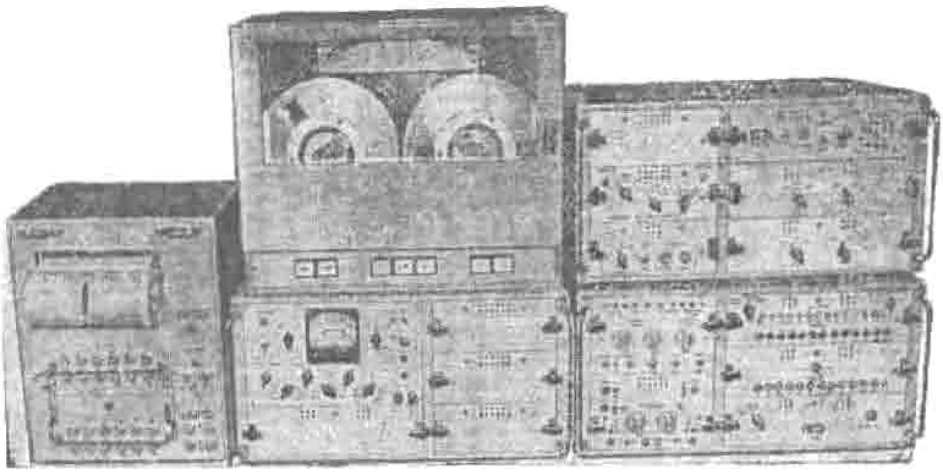
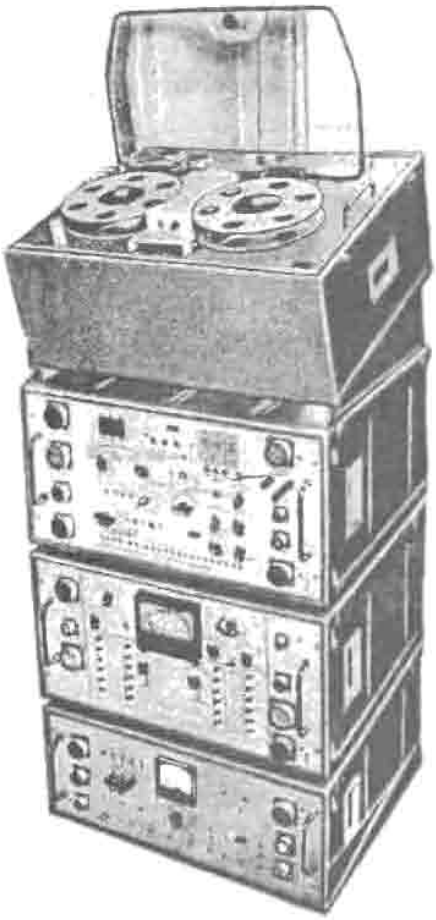


Рис. 14.15. Сейсморазведочная станция ССЦ-2

Первой отечественной цифровой сейсморазведочной станцией была станция ***ССЦ-1***, созданная в 1966 г. под руководством ***Борковского Г. М.*** (ВНИИГеофизика, Москва). Она имела 24 основных каналов, 10-разрядный преобразователь аналог – код. В силу целого ряда конструктивных доработок станция в производственных организациях была воспринята негативно. Было выпущено всего 16 экземпляров. Станция использовалась, главным образом, для обучения операторного корпуса работе с цифровыми сейсморазведочными станциями.



На базе полученного опыта работ по станции ССЦ-1 во ВНИИГеофизике (Борковский Г.М.) позже была создана сейсморазведочная станция ***ССЦ-2***. Она была первой отечественной цифровой сейсморазведочной станцией, которая достаточно успешно и сравнительно долго (1970 - 1976 гг.) работала на производстве (рис.14.15). Было выпущено более 150 экземпляров станции. Она имела 24 рабочих канала, один вспомогательный канал, 12-разрядный преобразователь аналог-код, систему МАРУ на 36 дБ, временной интервал опроса каждого канала - 2 мс, длительность записи до 20с. По существу все конструктивные решения, заложенные в этой станции, определили облик отечественных цифровых сейсморазведочных станций последующих лет. В ней впервые в ***СССР*** (и в мире) была применена система *МАРУ – система мгновенной автоматической регулировки усиления*. В последующих моделях станций отказались только от использования широкой магнитной ленты и шлейфового осциллографа. Другие конструктивные решения и параметры этой станции в последующих моделях только улучшались и совершенствовались.

Сейсморазведочная станция ***ССЦ-3*** (рис.14.16) была разработана институтом ***ВНИИГеофизика*** (*Москва*) при участии фирмы ***„SERCEL"*** (*Франция*) в 1972 году. Ее выпуск

Рис. 14.16. Сейсморазведочная станция ССЦ-3

был начат в 1974 году. С 1978 года выпускался модернизированный вариант станции под маркой *ССЦ-4*. Сейсморазведочная станция *ССЦ-3* (*ССЦ-4*) была предназначена для работ МОВ, МОГТ и МПВ. Общий вид этих станций и многие конструктивные решения, используемые в них, были близки к тем, которые имелись у лучшей французской станции того времени *SN-338* фирмы *„SERCEL"*. Станции были достаточно широко распространены на производстве с середины 70-х до середины 80-х годов.

Основные технические характеристики цифровых сейсморазведочных станций ССЦ-3 и ССЦ-4

	ССЦ-3	*ССЦ-4*
Число сейсмических каналов	24; 48	24; 48
Интервал квантования, мс	2	2;4
Число разрядов ПАК	14 + знак	14 + знак
Частотный диапазон	4-125	3-120
Уровень шумов, приведенных к входу, мкВ	0.3	0.3
Диапазон регулировки усиления, дБ	0-60	0-60
Формат магнитной записи: тип и число дорожек	С-2; 9,21	С-2; 9
Ширина ленты, мм	12.7; 25.4	12.7
Плотность записи, имп./мм	32; 14	32
Число разрядов преобразователя "код-аналог"	9 + знак	9 + знак
Способ визуализации записи	Осциллограф ОС-11	Осциллограф ОС-11
Потребляемая мощность, Вт	360	360

В 1975 - 1976 годах Саратовским *СКБ* сейсмического приборостроения был разработан и начат выпуск новой серии отечественных цифровых сейсморазведочных станций типа *"Волжанка"* (рис.14.17). Станции были разработаны по единой схемно-конструктивной основе и имели четыре модификации:

Волжанка-А – 24-канальная аппаратура для работы с взрывными источниками;

Волжанка-Б – 48-канальный вариант для работы с взрывными источниками;

Волжанка-АИ – 24-канальная аппаратура с накопителем для работы с взрывными и невзрывными источниками;

Волжанка-ИК – 24-канальная аппаратура с накопителем-коррелятором для работы с различными источниками, в том числе с вибрационными.

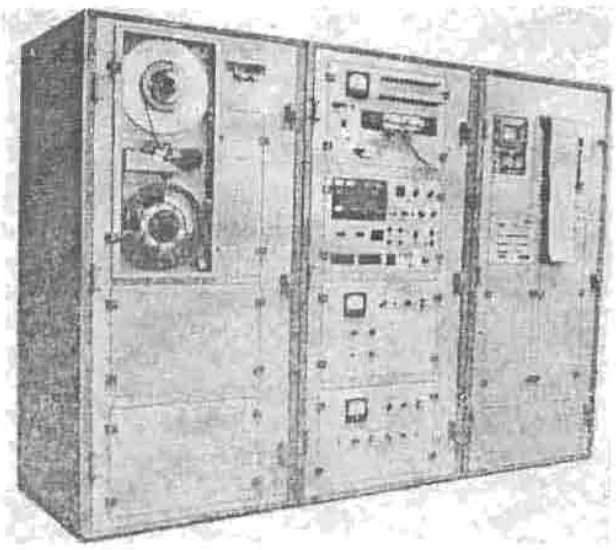


Рис. 14.17. Сейсморазведочная станция Волжанка-А

Все модификации станций типа *"Волжанка"* устанавливались в специальном кузове *СГК-6* на шасси автомобиля *ЗИЛ-131*. Основная аппаратура конструктивно оформлена в виде трех стоек и содержала тракт записи и воспроизведения, комплект сервисной аппаратуры: пульт проверки входных линий, коммутатор ОСТ и аппаратуру *ССВ-1*, обеспечивающую передачу по радиоканалу команды на производство возбуждения и приема по радиоканалу отметок момента возбуждения и вертикального времени. Запись осуществлялась на магнитную ленту шириной 12,7 мм в формате *С-1*, представляющем некоторый модернизированный вариант формата *SEG-B*. Воспроизведение записанной информации в видимой форме впервые в *СССР* осуществлялось электростатическим плоттером либо одновременно с записью полевой информации, либо после проведения записи. Выпуск этих станций продолжался сравнительно недолго - до конца 70-х годов. В 1978 году отечественным заводам, производящим сейсморазведочные станции, было разрешено использовать элементную базу высшего качества. Это позволило в короткий срок *ОКБ* завода *"Геофизприбор"* (Москва) переработать конструкцию выпускаемых станций типа *"Волжанка"* и на этой основе, с учетом конструктивных особенностей американской сейсморазведочной станции *DFS-IV* фирмы *TEXAS INSTRUMENTS INCORPORATED*, подготовить и начать выпуск лучших отечественных цифровых сейсморазведочных станций 80-х годов - станций типа *"Прогресс"*. Развернутый на заводе *"Геофизприбор"* к началу 80-х годов ежегодный выпуск станций в количестве 250 экземпляров позволил уже в 1983 г. в *СССР* полностью перейти на цифровую запись (при работах на нефть и газ).

Сейсморазведочные станции *"Прогресс"* выпускались в трех вариантах:

Прогресс-1 - 48-канальная станция для регистрации колебаний от взрывных источников;

Прогресс-2 - 48-канальная станция для работы в режиме накопления (или без него) с импульсными источниками (взрывными или невзрывными);

Прогресс-3 - 48-канальная станция с накопителем-корреляторам для работы с вибрационными источниками.

14.5. Цифровые сейсморазведочные станции типа „Прогресс"

Линейная функциональная блок-схема *цифровой сейсморазведочной станции* (***ЦСС***) ***Прогресс-1*** (Турлов и др., 1986) мало отличается от принципиальной блок-схемы цифровой сейсморазведочной станции, приведенной выше. Из числа устройств, не показанных ранее в тракте записи, следует назвать устройство контроля кос (***УКК***), состоящее из омметра и схем коммутации, использующееся для определения сопротивления линии *"станция - сейсмоприемник - станция"*. С его помощью также возможно определение наличия утечек тока в этой цепи на землю. Входные трансформаторы станции служили для гальванической развязки между проводами косы и входами предварительных усилителей. Это устраняло воздействие статических электрических зарядов, накапливающихся на косе, на предварительные усилители. Входные трансформаторы имели два коэффициента трансформации: 1:2 для работы в штатных условиях и 1:1 при приеме интенсивных сигналов. Предварительные усилители (два блока по 24 усилителя) содержали в своем составе фильтры и имели четыре фиксированных уровня усиления - 30, 36, 42 и 48 дБ. Фильтры высоких частот имели четыре граничных частоты - 10, 14, 20 и 28 Гц. ФНЧ имели две частоты среза - 125 Гц и 62,5 Гц - и всегда находились во включенном состоянии. Частоты срезов фильтров ФНЧ при этом всегда были согласованы с выбранным шагом квантования.

В станциях ***Прогресс-1, 2, 3*** форматор кодов вырабатывает специальный формат ***С-1*** записи на магнитную ленту, который немного отличается от упоминавшегося ранее формата ***SEG-B***. Магнитный регистратор осуществляет запись информации на ленту, движущуюся со скоростью 1,15 или 2,1 м/с, с плотностью записи 32 инт./мм (800 бит/дюйм). В магнитофоне используются катушки диаметром 10 дюймов, содержащие 732 м ленты шириной 12,7 мм.

Тракт воспроизведения станции был предназначен для визуализации сейсмической информации с магнитной ленты для целей оценки качества полевых записей. Поскольку теоретический динамический диапазон записи станции составлял 168 дБ, то для воспроизведения таких записей на бумаге необходимо было осуществлять его сжатие до приемлемого уровня. В станциях ряда ***„Прогресс"*** различные варианты фильтрации и автоматического регулирования амплитуды записи при воспроизведении осуществлялись одним и тем же устройством – блоком ***ФАРУ*** (блоком фильтрации и ***АРУ***). Операция цифровой ***АРУ*** обеспечивала поддержание амплитуды выходных сигналов блока ***ФАРУ*** примерно на постоянном уровне. Цифровое ***АРУ*** производилось поканально. После операции ***АРУ*** коды выборок преобразовывались из чисел с плавающей запятой в числа с фиксированной запятой, после чего поступали на схему логики управления печатью, которая преобразовывала их в форму, пригодную для визуализации в *электростатическом сейсмическом печатающем устройстве* (***ЭСПУ***). Печать осуществлялась на специальной электростатической бумаге. Записанное скрытое электрическое изображение сейсмических сигналов преобразовывалось в видимое изображение путем воздействия на бумагу проявителя – электрографического тонера (краски) и быстроиспаряющейся жидкости типа "хладон 113".

Все сейсморазведочные станции ряда ***„Прогресс"*** были оснащены специальным устройством – ***системой синхронизации воздействий*** (***ССВ-1***). Она обеспечивала управление источником возбуждения и прием сигналов отметки момента возбуждения и отметки вертикального времени по телефону или радио.

Основные технические параметры сейсморазведочной станции Прогресс-1

Число сейсмических каналов	48
Число вспомогательных каналов	5
Полоса регистрируемых частот, Гц	0-125
Число разрядов ПАК	14 + знак
Период квантования, мс	2, 4
Максимальный входной сигнал, мВ	360, 180
Длительность записи, с	2-32
Потребляемая мощность, Вт	600

ЦСС Прогресс-2 отличалась от станции ***Прогресс-1*** наличием дополнительной стойки с *накопителем сейсмической информации* ***НИС-48***. Это позволяло станции иметь следующие новые возможности:

- накопление до 999 слабых воздействий;
- исключение импульсной помехи в каждом канале путем редактирования входных данных по уровню стационарного шума;

- задержку пуска источников возбуждения между накоплениями в цикле от 0 до 99 секунд с шагом 1 секунда;

- запись 24-канальных сейсмограмм длительностью до 31 с при шаге квантования 2 мс, на 48 каналах при шаге 4 мс.

ЦСС Прогресс - 3 могла работать во всех режимах станций ***Прогресс - 1, Прогресс - 2*** и дополнительно работать с источниками вибрационного действия. Для этого в ***ЦСС Прогресс - 3*** предусмотрена возможность осуществления *операции свертки* (вычисление функции взаимной корреляции - ***ФВК***) сейсмических сигналов по каждому каналу с опорным сигналом (***свипом***) вибратора в месте излучения. *Результат выполнения свертки* - ***кореллограмма,*** которая выдавалась в блок воспроизведения для визуализации с целью оценки качества записи. На магнитную ленту регистратора станции записывалась только ***виброграмма*** - *запись сейсмических сигналов от сейсмоприемников.* Виброграммы подлежали окончательной обработке в вычислительном центре.

В начале 80-х годов всем сейсморазведчикам стало очевидно, что дальнейшее совершенствование регистрирующей сейсморазведочной аппаратуры возможно только на базе широкого использования быстро совершенствующейся микропроцессорной техники. Уже в 1984 году отечественным конструкторам сейсморазведочной аппаратуры удалось создать первый прообраз такой регистрирующей аппаратуры *четвертого поколения* - цифровой компьютеризированный комплекс ***Горизонт***.

Сейсморегистрирующая система ***Горизонт*** (Полшков и др., 1984) представляла собой первый отечественный образец компьютеризированной аппаратуры, в состав которой вошли:

- аналого-цифровой блок, обеспечивающий мультиплексирование, высококачественное усиление и кодирование информации по 96 основным и 5 вспомогательным каналам;
- процессор на мини-*ЭВМ*;
- оперативная память большой емкости;
- накопитель информации на магнитной ленте и ряд других вспомогательных устройств.

Система была предназначена для проведения работ, как с взрывными, так и с вибрационными источниками. Однако в силу целого ряда конструктивных недоработок эта модель не была запущена в серийное производство.

Последней моделью сейсморазведочной станции советского периода, запущенной в серийное производство, была разработка Саратовского ***СКБ*** геофизического приборостроения 1987 года – цифровая сейсморазведочная станция ***Прогресс - 96***. Выпуск этой аппаратуры был начат в 1989 году на Московском заводе ***"Геофизприбор"***. За все время производства было выпущено более 150 станций двух модификаций.

ЦСС Прогресс - 96 (рис.14.18) была предназначена для работы с взрывными и импульсными невзрывными источниками, в том числе в режиме накопления. Другая модель - сейсморазведочная станция ***Прогресс-96В*** - могла работать во всех режимах станции Прогресс - 96 , а при наличии коррелятора дополнительно могла работать с вибрационными источниками колебаний. В структуру ЦСС Прогресс - 96 впервые в отечественной практике была органически встроена микропроцессорная техника. Эта сейсморазведочная станция открыла эру реально работавших на производстве отечественных станций ***четвертого поколения – компьютеризированных сейсморазведочных станций***. На основе применения микропроцессорной техники в этих станциях впервые в отечественной практике была создана развитая система диагностики и контроля основных параметров канала записи и система поиска неисправностей станции в полевых условиях. Наличие микропроцессорной техники в станции позволяло гибко формировать ее конфигурацию в соответствии с условиями работ. В станции было предусмотрено *три рабочих режима:*

- регистрация записи одиночных возбуждений 48-ю каналами с периодом квантования 2 и 4 мс и 96-ю каналами - с периодом квантования 4 мс;
- регистрация одиночных возбуждений 48-ю каналами с периодом квантования 0,5 и 1 мс и 96-ю каналами - с периодом квантования 1 и 2 мс;
- регистрация в режиме накопления слабых воздействий при любых согласованных значениях канальности и времени квантования сигналов.

Первый режим предполагал запись информации на магнитную ленту в *реальном масштабе времени*. При работе



Рис. 14.18. Цифровая сейсморазведочная станция Прогресс-96

во втором и третьем режимах *скорость выдачи информации* на выходе устройства кодирования *превышала возможности магнитного регистратора*. Поэтому информация предварительно записывалась в буферный накопитель, а затем из него переписывалась на магнитную ленту регистратора с обычной для него скоростью. Одновременно с записью на магнитную ленту во всех трех режимах сейсмограмма могла воспроизводиться на электростатическую бумагу группами по 48 каналов. Был возможен также просмотр любого участка записи на экране видеоконтрольного устройства.

Основные технические характеристики ЦСС Прогресс - 96

Число каналов..... ..48, 96
Число вспомогательных каналов..... 5
Число входных каналов коммутатора ОСТ..... 192
Период квантования, мс:
в режиме 96 каналов..... .....1, 2, 4
в режиме 48 каналов..... ....0.5, 1, 2, 4
Частотный диапазон регистрации колебаний, Гц.....3-500
Разрядность ПАК..... ..... .14 + знак
Скорость движения магнитной ленты, м/с.....2, 1
Плотность записи бит/дюйм..... 800
Формат мультиплексной записи..... ..*C*-1 (*SEG-B*)
Потребляемая мощность, Вт..... 1400

Начавшийся в России после 1993 года новый этап экономических преобразований в обществе и открытости государственных границ быстро привел к тому, что производство отечественных сейсморазведочных станций сначала резко сократилось, а затем и прекратилось полностью. Сохранившиеся отечественные геофизические предприятия получили возможность приобретать зарубежную сейсморазведочную аппаратуру и оборудование. В начале этого периода зарубежные производители аппаратуры предоставляли отечественным организациям относительно льготные условия для ее приобретения. Это позволило многим крупным российским сейсморазведочным предприятиям в относительно короткий срок произвести почти полное техническое перевооружение. Для отечественных производителей сейсморазведочной аппаратуры и оборудования наступили тяжелые времена. В отечественной сейсморазведке наступила эра доминирования зарубежной регистрирующей аппаратуры и оборудования.

Вопросы для самопроверки

1. Назовите характерные особенности сейсморазведочных станций первого поколения.
2. Поясните схему работы сейсморазведочной станции первого поколения по приводимой на рис.14.4 ее блок - схеме.
3. Дайте краткие технические характеристики лучшей, по Вашему мнению, сейсморазведочной станции первого поколения
4. Назовите характерные особенности сейсморазведочных станций второго поколения.
5. Дайте краткую характеристику аппаратуры регулируемого направленного приема.
6. Поясните схему работы сейсморазведочной станции второго поколения по приводимой на рис.14.10 ее блок-схеме.
7. Какие принципиальные особенности были характерны для сейсморазведочных станций типа "Поиск"?
8. Назовите характерные особенности сейсморазведочных станций третьего поколения.
9. Поясните схему работы сейсморазведочной станции третьего поколения по приводимой на рис.14.14 ее блок-схеме.
10. Укажите принципиальные различия между сейсморазведочными станциями типа "Прогресс-1", "Прогресс-2" и "Прогресс-3".
11. Какие принципиально новые технические качества были характерны для сейсморазведочных станций типа "Прогресс-96"?
12. Назовите основные технические характеристики сейсморазведочных станций типа "Прогресс-96".

* * * * * * *

15. ОСНОВЫ ЦИФРОВОЙ РЕГИСТРАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

15.1. Принцип цифровой магнитной записи

В цифровых сейсморазведочных станциях аналоговый электрический сигнал до записи его на носитель подвергается численному измерению. Для измерения амплитуды сейсмических сигналов в сейсморазведочных станциях принято использовать двоичную систему исчисления. Как известно, в этой системе *любое целое число* представляется в виде:

$$A = \pm\left(a_n 2^n + a_{n-1} 2^{n-1} + \ldots + a_1 2^1 + a_0 2^0\right), \qquad (15.1)$$

где a_i=0 или 1; n - число используемых разрядов.

При таком виде представления для записи конкретного числа необходимо фиксировать в строго конкретном месте только числа a_i (нуль или единица) и одно число (нуль или единица) для характеристики знака числа.

В современной цифровой сейсморазведочной аппаратуре широко используется и другая форма представления чисел в двоичном коде. Любое двоичное число в этой форме записи представляется в экспоненциальном виде:

$$A = (-1)^{SIGN} \cdot 2^{EXPONENT} \cdot 0.FRACTION, \qquad (15.2)$$

где *SIGN* – одноразрядное двоичное число, определяющее знак числа (для положительного числа *SIGN*=0, для отрицательного числа *SIGN*=1); *FRACTION* - мантисса двоичного числа, представляющая собой последовательность нулей и единиц (чисел a_i, начиная с первого слева ненулевого значения); *EXPONENT* - показатель степени 2, определяющий используемую разрядность представления чисел в данном устройстве (формате). Например, число 4.5 в двоичной системе счисления запишется в форме **100.1**. Это же число в экспоненциальной форме представляется в виде $(-1)^0 \cdot 2^{11} \cdot 0.1001$. Здесь и *всюду далее* для аналогичной записи чисел в экспоненциальной форме ***все коды*** - (**0** - двоичный код числа, определяющего знак, **11** –двоичный код порядка и **0.1001** - мантисса) ***- представлены в двоичной форме.***

Для удобства понимания процесса цифровой записи на магнитный носитель (Спасский, 1978, 1986) представим себе его в виде непрерывно движущейся снизу вверх магнитной ленты (рис.15.1). Ленту равномерно разобьем по ширине и по длине на прямоугольники вертикальными и горизонтальными линиями. Каждый прямоугольник этой сетки используется для записи одного разряда двоичного числа. Обычно принято считать, что

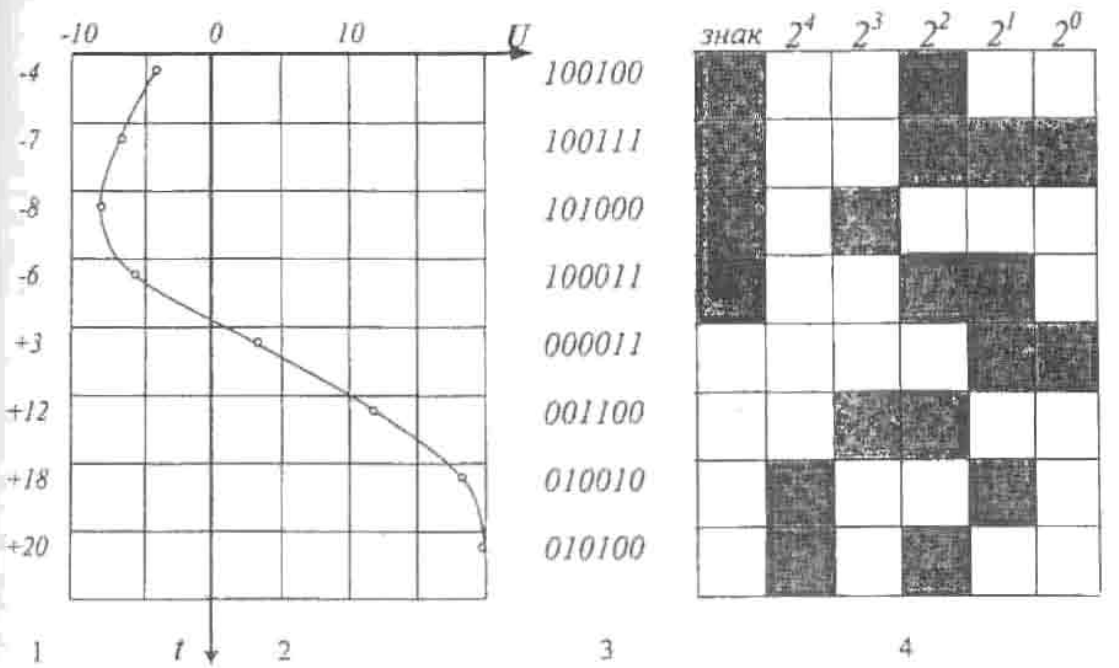


Рис. 15.1 Принципиальная схема цифровой записи аналоговых сигналов на магнитную ленту:
1 - численное значение амплитуды сигнала; 2 - аналоговый сигнал;
3 - двоичный код амплитуды сигнала; 4 - условная схема записи кодов на магнитной ленте

---

* Примечание: текст данной главы написан при участии ***Крылаткова С.М.***

единица записывается намагничиванием участка магнитного носителя (площадки), *нуль* соответствует *размагниченным* участкам. Каждый вертикальный столбец (столбец вдоль ленты) записывается и считывается отдельной магнитной головкой и соответствует строго определенному значению (степени числа 2). Одна дорожка - один вертикальный ряд площадок - используется для записи знака числа. На приведенной выше схеме иллюстрируется запись аналогового сейсмического сигнала пятиразрядным (+ знак) цифровым регистратором.

15.2. Принципы квантования сигналов по времени

Для того чтобы аналоговый сигнал мог быть оцифрован, необходимо представить его в виде дискретных значений амплитуд через *определенные промежутки времени*. Это означает, что непрерывный аналоговый сигнал должен быть представлен в виде *дискретной временной последовательности отсчетов*. При этом *расстояние по времени* между отсчетами - *шаг квантования по времени* - принято *выбирать постоянным* на весь цикл записи сейсмограммы. В момент выборки (опроса) измеренное значение амплитуды сигнала совпадает с истинным значением. В промежутках между отсчетами истинную амплитуду сигнала принято считать равной тому значению, которое может быть получено путем *линейной интерполяции* между двумя соседними отсчетами. В пределах интервала между отсчетами истинные значения сигнала в некоторых случаях могут отличаться, и очень значительно, от значений, прогнозируемых по линейной интерполяции. Точность представления аналоговых сигналов в дискретной форме тем выше, чем меньше интервал квантования. Слишком малый интервал квантования обеспечивает высокую точность представления сигнала, но приводит к появлению значительного количества избыточной информации и, тем самым, к удорожанию процесса записи и последующей обработки. Именно поэтому выбор *оптимального* (разумного) *шага квантования* при регистрации представляется одной из важных задач методики сейсморазведки.

В теории передачи информации для обоснования выбора шага квантования аналоговых сигналов обычно используют теорему *Котельникова В. А.* (*СССР*). Из этой теоремы следует, что для *однозначной* передачи по линии связи непрерывной функции с *ограниченным спектром частот* достаточно передавать ее отдельными значениями, взятыми с интервалом Δt:

$$\Delta t = \frac{0.5}{f_{max}} = \frac{1}{2f_{max}} \quad , \tag{15.3}$$

где f_{max} - максимальная частота спектра сигналов. Дискретизация, осуществляемая с выбранным таким образом временным интервалом, позволяет сохранить в кодируемом сигнале все гармонические составляющие, частоты которых меньше половины *частоты дискретизации - частоты квантования*. Частоту, равную половине частоты дискретизации, принято называть *частотой Найквиста* f_N, в честь американского физика, впервые обратившего внимание на ее роль в теории передачи сигналов. По определению,

$$f_N = \frac{1}{2\Delta t} = \frac{1}{2} f_{кв.} \quad , \tag{15.4}$$

где $f_{кв.}$ – частота квантования.

Поскольку строгое определение максимальной частоты спектра сейсмического сигнала всегда затруднительно, то обычно теорема Котельникова В. А. принимают во внимание еще одно условие - погрешность кусочно-линейной аппроксимации амплитуды квазигармонических сигналов. Можно показать, что максимальная относительная погрешность кусочно-линейной аппроксимации амплитуды синусоидальных сигналов с частотой ω при шаге квантования Δt определяется формулой

$$|\delta A|_{max} = \left| 1 - \cos\left(\frac{\omega \Delta t}{2} \right) \right| \quad . \tag{15.5}$$

Расчеты по приведенной формуле показывают, что максимальные относительные амплитудные искажения гармонических сигналов, дискретизация которых выполнена с шагом квантования, соответствующим теореме Котельникова В.А., могут составлять более 100%. Это является совершенно неприемлемым. Если считать значением допустимого уровня искажения по амплитуде не более 30% (не более 6 дБ), то частота квантования должна быть увеличена в *два раза* по сравнению с частотой, соответствующей теореме Котельникова (Полшков и др., 1984). При разрешенном 10% уровне допустимых амплитудных искажений частота квантования должна быть увеличена уже более чем в *четыре* раза. Именно на основании этого условия практическую *частоту квантования* выбирают в *четыре раза выше максимальной частоты регистрируемых колебаний*

$$f_{кв} = \frac{1}{\Delta t} = 4 f_{max} \quad . \tag{15.6}$$

Отечественные стандарты для используемых на практике частот квантования в сейсморазведочных станциях, а также соответствующие им области регистрируемых при этом частот показаны в табл.15.1. Зарубежные стандарты в этой части весьма близки к отечественным.

Таблица 15.1

Общепринятые соотношения между интервалом, частотой квантования и областью регистрируемых частот в сейсморазведочных станциях

Интервал квантования, мс	Частота квантования, Гц	Область регистрируемых частот, Гц
8.0	125	0-32
4.0	250	0-63
2.0	500	0-125
1.0	1000	0-250
0.5	2000	0-500
0.333	3000	0-750
0.25	4000	0-1000
0.125	8000	0-2000

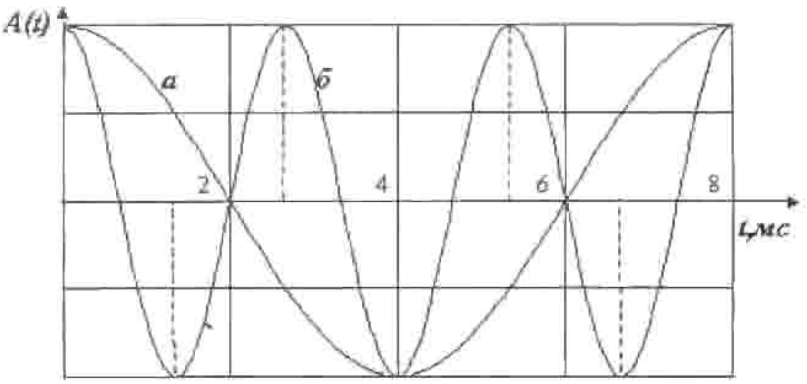


Рис. 15.2. Графики, поясняющие невозможность разделения отсчетов по двум различным синусоидам частоты 125 Гц (а) и 375 Гц (б) при квантовании сигналов с частотой 500 Гц

При обратном процессе - процессе получения аналоговых сигналов из дискретных цифровых записей возникают особые искажения, обусловленные проникновением помех из высокочастотной части спектра регистрируемых сейсмических колебаний. В областях части спектров сигналов, ограниченных сверху частотой Найквиста f_N, могут регистрироваться помехи, обусловленные существованием компонент спектра аналогового сигнала на частотах выше f_N. Это означает, что если в спектре квантуемого сигнала имеются гармоники более высокой, чем частота Найквиста, частоты $(f_N + f)$, то при квантовании по времени они воспринимаются как гармоники более низкой частоты $(f_N - f)$. Возможность существования такого варианта иллюстрируется на рис.15.2. Из этого рисунка видно, что численные значения амплитуды синусоиды частотой 125 Гц при квантовании с шагом 2 мс совпадают с численными значениями амплитуды синусоиды частотой 375 Гц. Отсюда следует, что высокочастотный сигнал 375 Гц будет восприниматься при данном шаге дискретизации точно так же, как и сигнал частоты 125 Гц. Легко заметить, что частота 375 Гц является зеркальным отображением частоты 125 Гц относительно частоты Найквиста, которая в этом примере равна 250 Гц, поскольку частота квантования составляет 500 Гц. Для устранения помех, связанных с явлением такого наложения (в английском языке для описания этого явления используется термин ***aliasing***) периодических спектров, ***сейсмические сигналы до квантования по времени*** должны быть подвергнуты *низкочастотной фильтрации*. Это означает, что мы должны на входе сейсморазведочной станции аппаратурно полностью *подавить* в спектре регистрируемого сигнала все гармонические компоненты с частотой выше частоты Найквиста. Для этих целей во всех сейсморазведочных станциях имеются ***фильтры низкой частоты***, называемые также ***антиалайсинг-фильтрами***. Эти фильтры должны иметь граничную частоту, существенно *меньшую частоты* квантования $f_{гр} << f_{кв}$, и *значительную крутизну среза* амплитудно-частотной характеристики.

15.3. Квантование сигналов по амплитуде

Процесс *измерения амплитуды выборки* аналогового сигнала и представление измеренного значения в виде двоичного кода называется ***квантованием сигнала по уровню*** (***амплитуде***). Это преобразование осуществляется устройством, которое принято называть ***преобразователем аналог - код*** (***ПАК***). Принцип оцифровки амплитуд выборки проще всего понять на примере ранее широко использовавшегося в сейсморазведочных станциях *метода поразрядного взвешивания*. Он напоминает метод взвешивания груза на весах с двумя чашами, на одну из которых кладется груз, а на другую - гири - эталоны веса. При этом обычно принято полагать, что в данном эталоне масса каждой последующей гири ровно в два раза меньше предыдущей. Типичный набор эталонных напряжений, например, широко использовавшегося ранее 14 - разрядного ПАК сейсморазведочных станций имеет вид: 4096, 2048, 1024, ..., 0.5 мВ. Этот набор эталонных напряжений позволяет такому ПАК измерять напряжения в диапазоне значений от –8192 до +8192 мВ. В данном ПАК измеряемый сигнал всегда будет уравновешиваться (сравниваться) суммой этих эталонов в соответствии с формулой, мВ

$$U_{изм} = \pm\ (k_1 * 4096 + k_2 * 2048 + k_3 * 1024 + ... + k_{14} * 0.5), \quad k_i = 1 \text{ или } 0. \qquad (15.7)$$

При этом коэффициенты k_i принимают лишь два значения: при отключенном уровне $k_i=0$, а при оставленном (включенном) уровне $k_i=1$. Наглядно процесс измерения условной выборки в 115 ед. шестиразрядным ПАК показан на рис.15.3. Изложенный принцип измерения показывает, что любой сигнал можно измерить лишь с точностью до половины величины последнего разряда ПАК. Эта величина называется ***разрешающей***

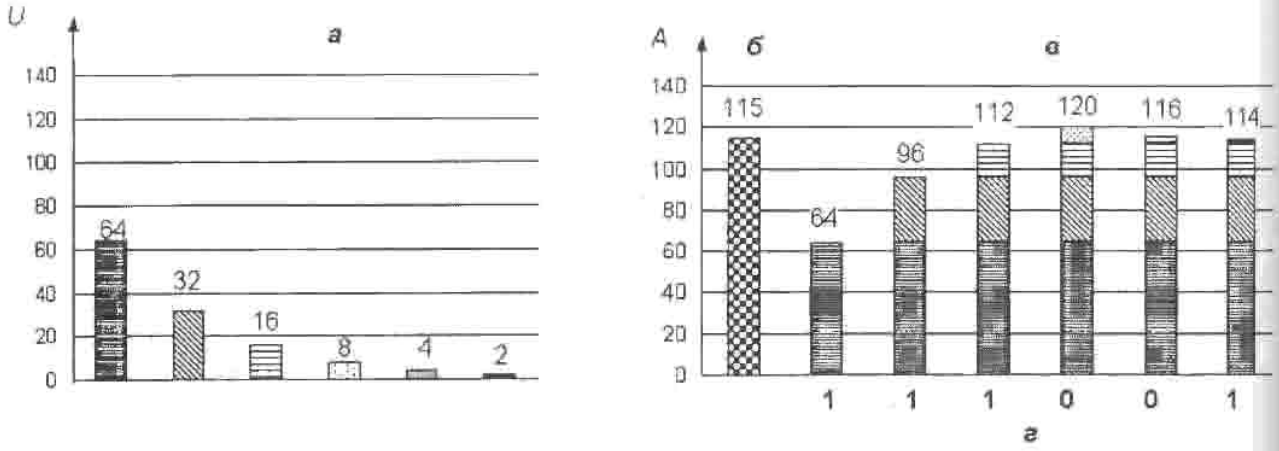


Рис. 15.3. Схематическое изображение поэтапного процесса измерения условной выборки в 115 единиц шестиразрядным преобразователем аналог-код:
а - набор эталонных напряжений; б - измеряемая выборка; в – графическое изображение поразрядного уравновешивания измеряемой выборки набором эталонных напряжений;
г - полученный двоичный код измеряемой выборки

способностью ПАК. Она представляет собой наименьшее различимое преобразователем приращение аналогового сигнала, способное вызвать изменение выходного кода сигнала на единицу младшего разряда. Чем выше разрядность ПАК, тем выше его разрешающая способность. Число разрядов ПАК определяет так называемый ***теоретический динамический диапазон*** сейсморазведочной станции, дБ

$$D = 20\lg\frac{A_{max}}{A_{min}} = 20\lg\frac{U_0}{U_0/2^n} = 20\lg 2^n \approx 6n \quad . \qquad (15.8)$$

где A_{max} и A_{min} - максимальный и минимальный сигналы, которые может регистрировать данная сейсморазведочная станция.

Динамический диапазон 14 - разрядного ПАК достаточно велик (84 дБ), но все-таки заметно меньше возможного динамического (порядка 120 дБ и более) диапазона обычно регистрируемых отраженных волн. Измерительные устройства такого принципа действия обладают достаточно хорошим быстродействием, измеряемым десятками наносекунд. В то же время дальнейшее увеличение числа двоичных разрядов приводит к значительному увеличению числа компараторов и усложнению аппаратуры. Поэтому в цифровых сейсморазведочных станциях с таким типом ПАК вынуждены были применять еще и специальные *расширители динамического диапазона* - усилители с ***системами мгновенной автоматической регулировки усиления - МАРУ***. Только совместная работа таких усилителей и ПАК позволяла иметь в сейсморазведочных станциях общий теоретический динамический диапазон порядка 140÷168 дБ, гарантирующий неискаженную регистрацию отраженных волн.

Ситуация стала быстро меняться в восьмидесятые годы XX века, когда в ***США*** был предложен существенно новый способ аналого-цифрового преобразования с использованием ***"дельта - сигма"*** (ΔΣ) - модуляторов.

В дельта-сигма АЦП имеется только ***одно эталонное напряжение***, которое по величине больше любой ожидаемой входной измеряемой величины - входного сигнала сейсмоприемника. Используемый при этом способ измерения основывается на оригинальном и, на первый взгляд, парадоксальном принципе. В этом способе производится измерение входных величин с помощью эталона *заведомо большей величины*. Популярно такой способ измерения можно сравнить с измерением длины *"попугая с помощью удава известной длины"* (Кличачев, 2005). И хотя такой способ требует для своей реализации заметно большего числа шагов, оказывается, что при этом достигается значительно большая точность конечного результата, чем при измерениях в ранее существовавших 14- разрядных АЦП, когда нужная нам величина напряжения измерялась с помощью многочисленного набора эталонов, построенных на основе некоторого эталона малой величины. Дело в том, что относительная точность знания (задания) малого эталона всегда хуже, чем относительная точность задания большого эталона. В 14 - разрядных АЦП в качестве начального эталона использовалось напряжение 0.5 мВ (500 мкВ). Технические возможности аппаратуры того времени позволяли эту величину задавать с точность до (0.5-2.0) мкВ, что приближенно соответствует относительной погрешности 0.01%. Использование в современных АЦП эталонных напряжений порядка 2 В, заданных с такой же абсолютной погрешностью (0.5-2.0 мкВ) соответствует заданию этого напряжения с относительной погрешностью уже на три порядка лучше (0.00005%). Если еще учесть, что в АЦП нового поколения, в отличие от прежних АЦП, где нужно было задавать с высокой точностью *14 эталонов*, используется только *один* эталон, то достижение в новых АЦП существенно более высокой точности измерения

амплитуды сейсмических сигналов становится почти очевидным. Именно поэтому современные сейсморазведочные станции позволяют измерять величины сейсмических сигналов практически уже на уровне самых слабых существующих естественных шумов и шумов современной электроники - 0.1 - 0.2 мкВ.

Для первоначального понимания ***принципа проведения измерений*** в современных АЦП с помощью одного эталона, следуя идеям Клиначева (Клиначев, 2005), обратимся к схеме, показанной на рис. 15.4. Допустим, что измеряемый нами сигнал P равен 0.21 В, а эталонное напряжение U равно 1 В. Будем считать, что мы с помощью длинной линейки U хотим измерить короткий отрезок P. Для графического изображения процесса проведения измерений нанесем вертикально на плоскость начальную (нулевую) линию. По вертикали вниз будем изображать в принятом горизонтальном масштабе очередное взаимное положение измеряемого отрезка и эталона. Результат измерения на каждом цикле будем оценивать по местоположению на рассматриваемой плоскости *правого конца* измеряемого отрезка P. Эта точка на рассматриваемом рисунке отмечена специальным значком. Будем считать, что попадание правого (определенного!) конца измеряемого сигнала правее вертикальной нулевой линии позволяет присваивать результату измерений знак "+", а левее - знак "-". Займемся последовательным взаимным перекладыванием короткого измеряемого отрезка и длинной линейки (эталона). Характер перекладывания можно понять из структуры изображения, приводимого на рисунке. Измеряемый отрезок всегда будем располагать на плоскости так, чтобы происходило увеличение текущей отсчетной координаты точки измерения (по горизонтали вправо). При этом линейку эталонной длины будем прикладывать от очередной точки измерения влево, если результат измерения сигнала в этой точке положителен. Если результат измерения отрицателен, то линейка откладывается вправо от точки измерения. При таком способе перекладывания на плоскости этих двух отрезков, как легко видеть из приводимого ниже рисунка, координата точки измерения всегда будет меняться на величину, значение которой равно либо разности, либо сумме измеряемого сигнала и эталона.

Для каждого цикла измерений (цикла перекладывание пары отрезков - сигнала и эталона) можно составить неравенства, которые показывают местоположение относительно нуля текущей точки измерения - правого конца отрезка, имитирующего измеряемый сигнал. Координата этой точки на каждом цикле измерений может быть оценена через количество перекладываний (измерений) и величины отрезков P и U. Эти неравенства и позволяют сделать оценку измеряемой величины. Полученные неравенства показаны на правой части поля рис. 15.4.

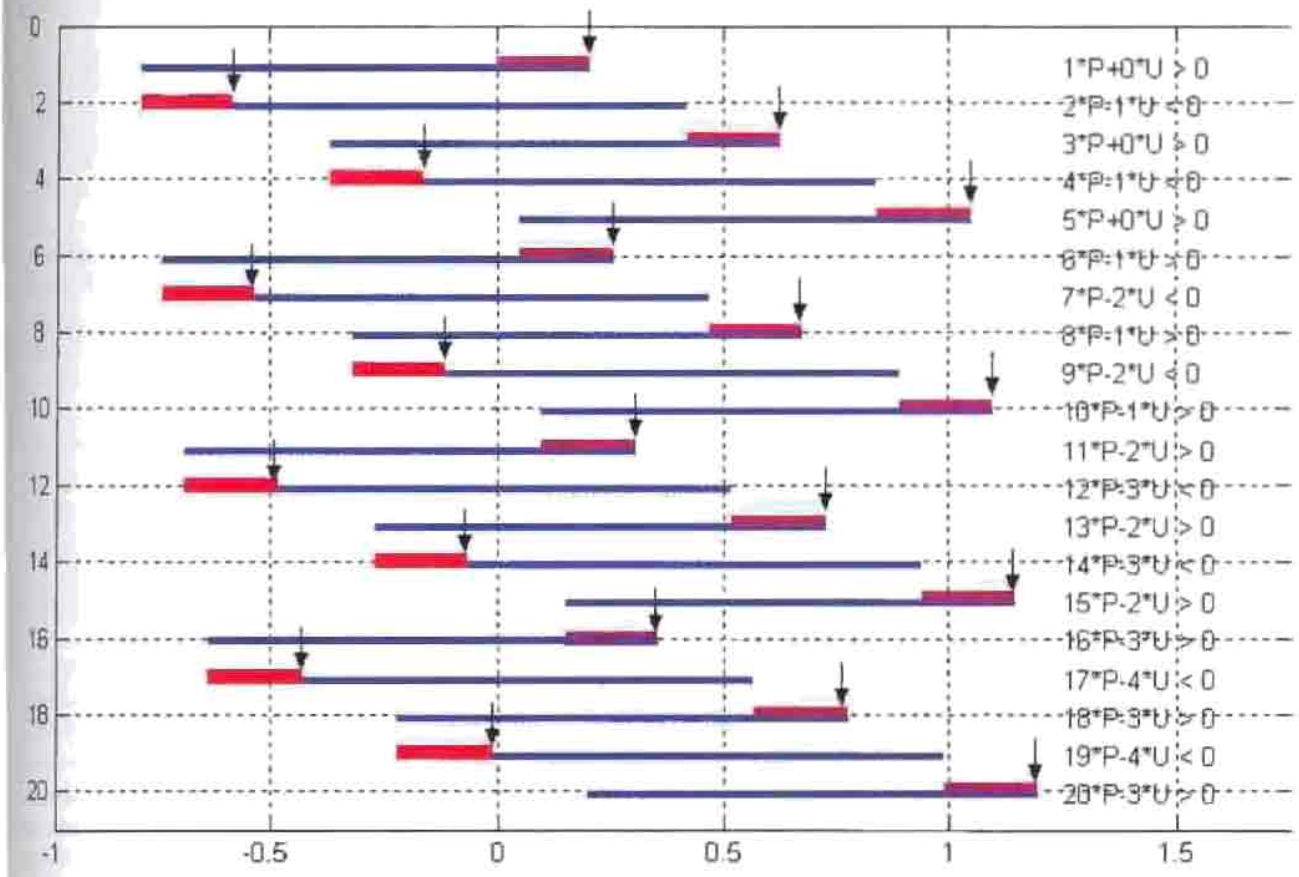


Рис. 15.4. Принципиальная схема измерения сигналов P малой величины (красный короткий прямоугольник) с помощью одного эталона U (синий длинный прямоугольник) заведомо большей величины. Справа в таблице для каждого шага измерений указан вид получаемых оценочных неравенств

Например, на 6 и 7 цикле эти неравенства выглядят таким образом:

$6P - U > 0$, т.е. $6P > U$ и, следовательно, $P > 0{,}166\,U$ - (минимальная оценка величины сигнала P в долях эталона U);

$7P - 2U < 0$, т.е. $7P < 2U$ и, следовательно, $P < 0{,}285\,U$ - (максимальная оценка величины сигнала).

Таким образом, после 7-ого цикла мы можем сказать, что величина измеряемого сигнала находится в интервале $0{,}166\,U < P < 0{,}285\,U$.

Соответственно после 11 и 12 циклов точность оценки величины сигнала повышается:

$11P - 2U > 0$, т.е. $11P > 2U$ и, следовательно, $P > 0{,}182\,U$ - (минимальная оценка сигнала);

$12P - 3U < 0$, т.е. $12P < 3U$ и, следовательно, $P < 0{,}25\,U$ - (максимальная оценка).

Следовательно, на этом шаге (этапе) измерений мы делаем вывод, что измеряемый сигнал находится в интервале $0{,}182\,U < P < 0{,}25\,U$.

Заметим, что в демонстрируемом примере текущая координата точки измерения - координата нахождения правого конца измеряемого отрезка - постепенно приближается к нулевой отметке, но не сравнивается с ней. Поэтому, как правило, для каждой пары шагов мы можем всегда записать лишь два неравенства, оценивающие измеряемую величину как снизу, так и сверху. На последующих циклах вычислений ситуация будет аналогичной. При этом с ростом числа шагов вычислений всегда увеличивается и точность оценки величины измеряемого сигнала, что эквивалентно увеличению разрешающей способности (динамического диапазона) такого способа измерений.

Рассматриваемый способ измерений малых величин с помощью большого эталона не только позволяет производить с помощью неравенств оценку величины измеряемого сигнала. Эта особенность данного способа имеет скорее теоретическое значение, поскольку позволяет доказать сходимость результатов оценки измеряемой величины к ее истинному значению. Более важное значение имеет другая особенность данного способа измерения. Если анализировать алгоритм действий при измерениях по этой схеме, то можно легко заметить, что всегда на двух любых последовательных шагах производится либо вычитание, либо сложение сигнала и эталона. Такой принцип измерений амплитуд сигналов, как оказалось, легко можно реализовать в электронных АЦП нового поколения. Смысл основных выполняемых при этом действий породил и название этой новой технологии измерений: "дельта - сигма технология". Это означает, что в процессе работы такого АЦП всегда происходит многократное образование либо разности, либо суммы сигнала и эталона.

На основании оценок величины измеряемого сигнала, получаемых на каждом цикле, электронным АЦП-преобразователем вырабатывается по определенному правилу ***однобитовый код*** (+1 или -1) результата сравнения положения текущей координаты точки измерения относительно нуля. По результатам таких измерений в серии циклов на выходе формируется последовательность *кодов измерений*. Например, в нашем примере за 20 циклов измерений эта последовательность будет выглядеть так:

1; -1; 1; -1; 1; 1; -1; 1; -1; 1; 1; -1; 1; -1; 1; 1; -1; 1; -1; 1.

Важнейшим качеством рассматриваемого способа измерений является следующая его особенность. Она проявляется в том, что итоговое ***среднеарифметическое значение*** получаемой ***кодовой последовательности*** (умноженное на величину эталона) при *неограниченном увеличении* числа тактов измерений в пределе сколь угодно близко приближается к значению величины измеряемого сигнала. Для иллюстрации сказанного на рис.15.5 в графическом виде показаны полученная в нашем случае за 20 шагов измерений кодовая последовательность, среднеарифметическое ее значение после каждого такта измерений и значение измеряемого сигнала.

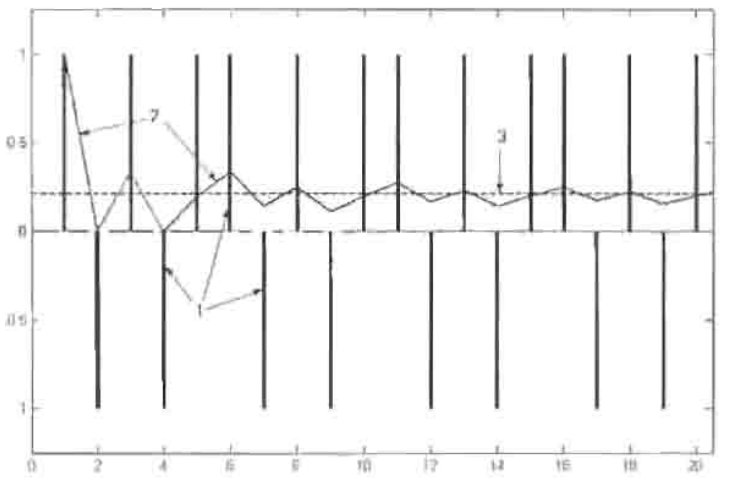


Рис. 15.5. Результатирующая последовательность кодов (1) для рассматриваемого примера, график текущего среднего значения суммы кодов измерений (2) и точное значение измеряемого сигнала (3)

Как следует из структуры описанной схемы измерений, для определения величины сигнала с приемлемой точностью необходимо иметь возможность *многократно* выполнять сложение и вычитание измеряемого сигнала с эталонным за время, отводимое выбранным нами для регистрации сейсмических колебаний *шагом квантования*. Для реализации этого нам необходимо на вход измерительного устройства *многократно* подавать измеряемый сигнал. Для этого в АЦП данного типа предварительная

выполняется так называемое ***передискретизация*** (*избыточное квантование*) исходной входной последовательности аналоговых сейсмических сигналов. Передискретизация означает, что отсчеты аналогового сигнала берутся с частотой, многократно превышающей *верхнюю граничную частоту спектра сигнала* и уже известную нам ***частоту квантования***. *Частота передискретизации* - это есть частота генерирования элементов вышеупомянутой однобитной выходной кодовой последовательности. Она, как правило, очень велика. Например, в АЦП широко распространенной в геофизических организациях России сейсморегистрирующей системы SN 388 французской фирмы Sercel (и в последующих моделях станций этой фирмы) частота передискретизации составляет 320 кГц (Training Course Manual SN 388, 1998). Отношение *частоты передискретизации* к уже известной нам частоте *квантования* сейсмических сигналов называется ***коэффициентом передискретизации K*** (*oversampling ratio*).

Рассмотрим для начала очень краткую *принципиальную структуру* и схему работы АЦП, которые используются в составе регистрирующих каналов в современных сейсморазведочных станциях (рис.15.6).



Рис. 15.6. Принципиальная схема дельта - сигма преобразователя современной сейсморазведочной станции

Каждая схема АЦП всегда содержит *модулятор* (собственно АЦП) и *процессор цифрового сигнала* (Digital Signal Processor - DSP) для преобразования поступающей однобитовой последовательности выработанных кодов сигнала в итоговый 24 битный код сейсмического сигнала. Аналоговый сигнал после усиления в предусилителях станции по каждому сейсмическому каналу подается на АЦП. Модулятор дельта-сигма преобразователя в фиксированный момент времени начинает по команде преобразовывать значения амплитуды поступающего аналогового сигнала по выше описанному алгоритму в последовательно закодированный однобитный цифровой массив. Частота выдачи этих кодов определяется частотой передискретизации.

Правила получения *однобитной последовательности* в АЦП можно понять из анализа принципа работы следующей схемы *преобразователя первого порядка*, позволяющего создавать выходную последовательность сигналов *Vвых*, состоящую только из значений +1 или -1. Эта часть измерительного устройства (рис.15.7) работает по алгоритму, который был изложен выше на примере оценки величины измеряемого отрезка (сигнала) с помощью линейки.

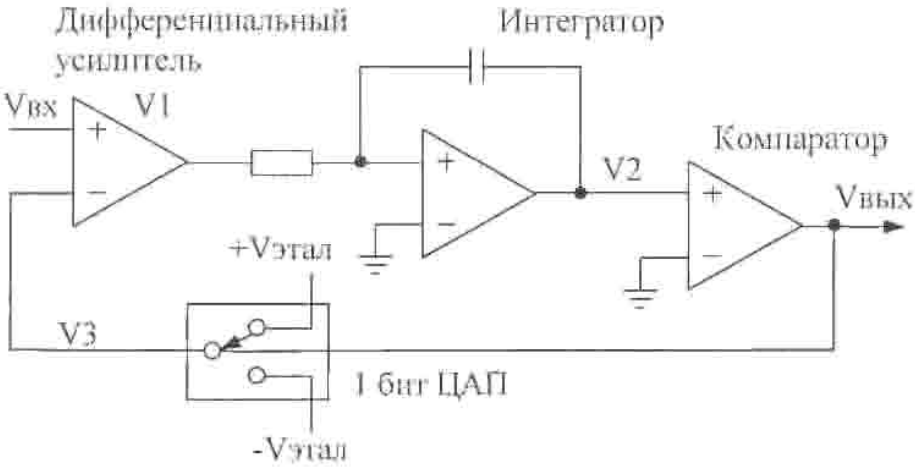


Рис.15.7. Принципиальная схема дельта - сигма преобразователя первого порядка современной сейсморазведочной станции
Vвх - входной аналоговый сигнал; *Vвых* - выходной однобитовый код сигнала; *Vэтал* - эталонный сигнал

В схеме такого преобразователя всегда имеется дифференциальный усилитель, выходы которого через ***интегратор*** подсоединены к ***компаратору***, который в свою очередь присоединен к *1-разрядному ЦАП* в цепи обратной связи. Путем серии последовательных итераций интегратор, компаратор, ЦАП и дифференциальный усилитель выдают поток последовательных битов, в котором содержится информация о величине входного напряжения. Дифференциальный усилитель суммирует входной сигнал *Vвх* и сигнал *V3*. Сигнал *V3* вырабатывается цифроаналоговым преобразователем ЦАП. Он равен по величине эталонному сигналу *Vэтал.* и имеет знак, который противоположен знаку выходного сигнала *Vвых.*,

т.е. если *Vвых* > 0, то *V3* = - *Vэтал.*,
если *Vвых* < 0, то *V3* = + *Vэтал.* (15..9)

В свою очередь, однобитный выходной сигнал *Vвых* (он вырабатывается компаратором) представляет собой +1 или –1 в зависимости от знака сигнала *V2* на выходе интегратора, т.е.

$$U_{вых} = +1, \quad \text{если } U2 > 0,$$
$$U_{вых} = -1, \quad \text{если } U2 < 0. \qquad (15.10)$$

Сигнал $U2$ представляет собой накопленный в интеграторе сигнал, при этом интегратор накапливает значения сигнала $U1$ на выходе дифференциального усилителя с частотой, равной частоте переквантования. Если номер цикла работы интегратора обозначить символом p, то работу интегратора описывает формула

$$U2_p = U1_p + U2_{p-1}. \qquad (15.11)$$

Сигнал же на выходе дифференциального усилителя при этом представляет собой сумму

$$U1 = U_{вх} \pm U_{этал.}, \qquad (15.12)$$

Как уже говорилось, знак перед $U_{этал.}$ всегда противоположен знаку выходного сигнала.

В результате работы такой схемы за N циклов вырабатывается N - битная кодовая последовательность. Пример получения закодированного значения входного сигнала $U_{вх}$ (равного +0,21 В) в форме 20-битной последовательности показан в таблице 15.2. При этом значение эталонного напряжения принято равным $U_{этал.} = 1$ В. Эта выходная 20-битная последовательность представляет собой кодировку того значения входного сигнала (0,200 В), которым после 20 такта измерения может быть оценено истинное значение входного сигнала (среднее значение кода на 20-ом цикле равно 0,200 В).

По мере увеличения числа тактов точность определения величины изучаемого сигнала значительно повышается. Для рассматриваемого примера характер изменения среднего значения на последующих шагах иллюстрируется графиком, показанным на рис.15.8.

Таблица 15.2

Последовательность выполнения кодировки сигнала в одноактовом дельта-сигма преобразователе

Номер такта переквантования	V1	V2	Vвых.	V3	Vср
0	0	0	0	0	0
1	0,21	0,21	1	-1	1,000
2	-0,79	-0,58	-1	1	0,000
3	1,21	0,63	1	-1	0,333
4	-0,79	-0,16	-1	1	0,000
5	1,21	1,05	1	-1	0,200
6	-0,79	0,26	1	-1	0,333
7	-0,79	-0,53	-1	1	0,143
8	1,21	0,68	1	-1	0,250
9	-0,79	-0,11	-1	1	0,111
10	1,21	1,1	1	-1	0,200
11	-0,79	0,31	1	-1	0,273
12	-0,79	-0,48	-1	1	0,167
13	1,21	0,73	1	-1	0,231
14	-0,79	-0,06	-1	1	0,143
15	1,21	1,15	1	-1	0,200
16	-0,79	0,36	1	-1	0,250
17	-0,79	-0,43	-1	1	0,176
18	1,21	0,78	1	-1	0,222
19	-0,79	-0,01	-1	1	0,158
20	1,21	1,2	1	-1	0,200

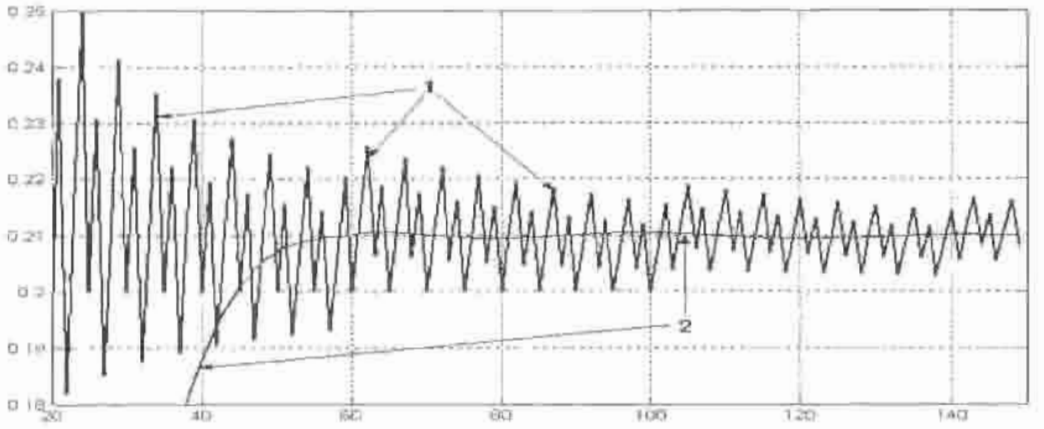


Рис.15.8. Теоретический характер изменения среднего значения (1), определяемого по кодовой последовательности, на последующих тактах (номера тактов по горизонтали - продолжение примера из таблицы 15.2). Линией (2) показан результат применения к этим средним значениям процедуры низкочастотной фильтрации

Все вышеприведенное поясняло принцип и теорию процесса измерений по рассматриваемой технологии. В реальных АЦП процесс измерения амплитуды входного сигнала осуществляется несколько иным путем. Для того рассмотрим в качестве примера схему работы АЦП уже упоминавшейся сейсморазведочной станции SN-388. Выработанная в модуляторе однобитовая последовательность кодов входного сигнала с частотой перекватования (320 кГц) поступает предварительно в *оперативную память* достаточно большой емкости. Из оперативной памяти однобитовые коды в нужной комбинации по команде поступают в *процессор цифрового сигнала - DSP*. DSP представляет собой вычислительное устройство, осуществляющее ***низкочастотную фильтрацию*** кодов и их ***децимацию*** (рис.15.9). В процессе *низкочастотной фильтрации* происходит осреднение (суммирование) кодов и на этой основе осуществляется вычисление амплитуды измеренного сигнала с выработкой его параллельного 24-х разрядного кода. Для реализации процесса низкочастотной фильтрации с большой крутизной среза частотной характеристики во временной области требуется "длинный" оператор, что, в свою очередь, требует проведения большого числа операций типа "умножения + сложения" для получения *каждого выходного отсчета*. Для того, чтобы уменьшить временные затраты, операция фильтрации выполняется в три этапа. Поскольку на выходе сейсмического канала итоговые выходные 24-х разрядные коды нам всегда необходимы лишь с выбранной нами заранее *частотой квантования*, которая заведомо меньше *частоты перекватования*, то возникает необходимость в специфическом сокращении полученного количества результаты измерений. Этот процесс сокращения принято называть ***децимацией***. Он реализуется путем проведения процесса ***разрежения*** исходных данных. Процесс децимации происходит также в три этапа. Параметр децимации (коэффициент разряжения) на первом этапе является переменным и устанавливается в зависимости от выбранного нами шага квантования. Также в зависимости от принятого шага квантования меняется длина оператора фильтра сглаживания и его коэффициенты. Представление о взаимосвязи периодов квантования, коэффициентов разряжения и числа используемых коэффициентов низкочастотных фильтров дает табл. 15.3. Процесс децимации на первом этапе и

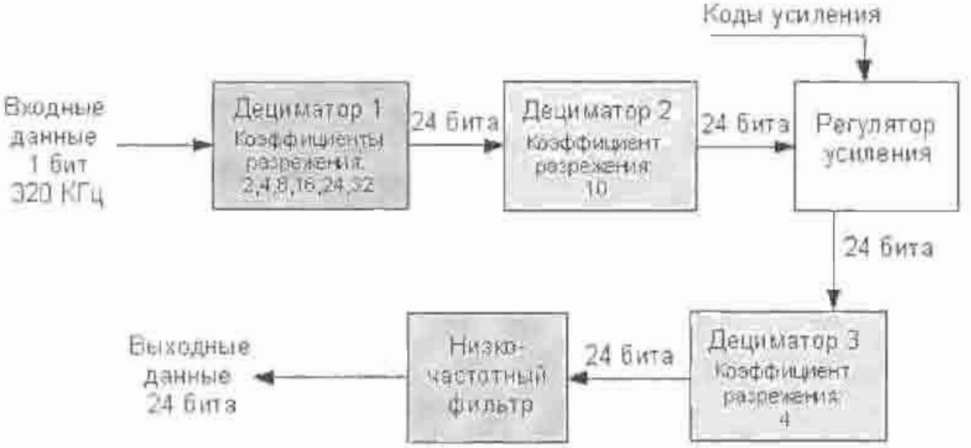


Рис.15.9. Принципиальная схема работы процессора цифрового сигнала DSP: дециматор 1 с переменным коэффициентом децимации; дециматор 2 и 3 с фиксированными коэффициентами децимации; регулятор усиления компенсирует различие в начальном уровне усиления предусилителей; фильтр низкой частоты выдает итоговые 24 битовые данные с выбранным шагом квантования

Таблица 15.3

Взаимосвязь периодов квантования, коэффициентов разряжения и числа коэффициентов оператора фильтра для телеметрической системы SN-388

Дециматор	Частота квантования, мс	Коэффициент разряжения	Частота выходного потока данных, КГц	Количество коэффициентов оператора фильтра
1	0,25	2	160	7
	0.5	4	80	13
	1,0	8	40	29
	2,0	16	20	61
	3,0	24	13,3	93
	4,0	32	10	125
2	0,25	10	16	64
	0.5		8	
	1,0		4	
	2,0		2	
	3,0		1,33	
	4,0		1,0	
3	0,25	4	4	256
	0.5		2	
	1,0		1	
	2,0		0.5	
	3,0		0,333	
	4,0		0,25	

вычисление среднего значения из выборки кодов (процесс фильтрации) поясняется данными, изображенными на рис.15.10. Процесс децимации на втором и третьем этапах проходит аналогично. После окончательной фильтрации на выходе третьего дециматора выдается окончательный параллельный 24-х разрядный код входного аналогового сигнала на этом шаге измерений, который и поступает на запись твердотельный носитель информации.

Однако, несмотря на все вышесказанное, один преобразователь, работающий по вышеописанной схеме, не может обеспечить нужного для сейсморазведки динамического диапазона регистрации сигналов. Поэтому на практике применяют более сложные преобразователи, в которых увеличивают число интеграторов. Эти интеграторы обычно соединяют последовательно (каскадно). Количество каскадно соединенных интеграторов определяет *порядок преобразователя*. На рис.15.11 приведена схема преобразователя *второго порядка*. При увеличении порядка преобразователя увеличивается разрешение (количество бит выходной последовательности) и динамический диапазон такого АЦП. На это свойство АЦП влияет также и *коэффициент переквантования* (oversampling ratio). Как показано в работе (Kosonocky, 1999), с некоторой степенью точности теоретическую оценку динамического диапазона таких преобразователей можно производить по формуле

$$D(L, K) = 3*(2*L+1)*\log_2 K \text{ (дБ)}, \qquad (15.13)$$

где L - порядок преобразователя, K - коэффициент переквантования.

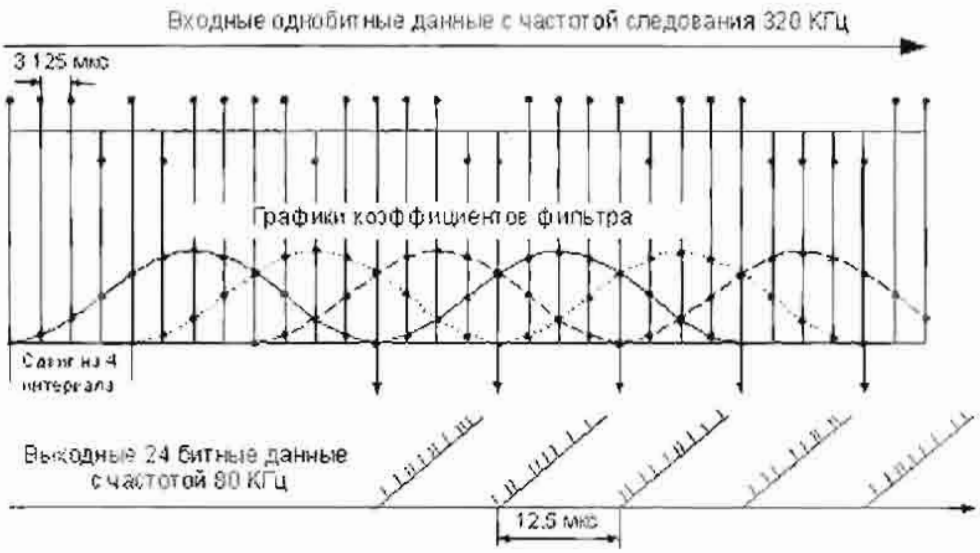


Рис.15.10. Принципиальная схема выполнения процесса фильтрации и децимации (с коэффициентом децимации 4) на первом этапе обработки сигналов в DSP: входные однобитовые данные с частотой следования бит 320 КГц, графики коэффициентов фильтра на 13 коэффициентов для шага квантования в 0,5мс; выходные 24 -х битовые данные с частотой следований 80 КГц

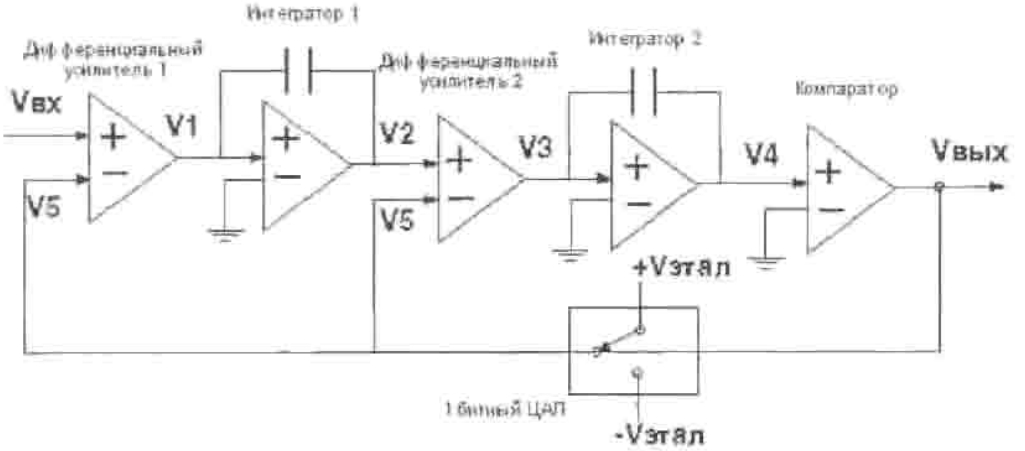


Рис.15.11. Принципиальная схема дельта-сигма преобразователя второго порядка

График зависимости отношения сигнал-шум (теоретического динамического диапазона) дельта-сигма АЦП различных порядков L от величины коэффициента пересквантования K показан на рис.15.12.

Применение преобразователей второго-четвертого порядков позволяет существенно расширить динамический диапазон АЦП до 130 -144 дБ, что соответствует разрядности 22 - 23 (кроме разряда знака). Такая разрядность АЦП в сейсморазведочных станциях полностью перекрывает динамический диапазон всех регистрируемых сейсмических волн.

Ведущей фирмой по разработке АЦП-преобразователей является ***Analog Devices*** (США). Ею разработаны и выпускаются несколько типов преобразователей. Одним из них является 24 - разрядный дельта - сигма АЦП в интегральных микросхемах типа AD7714 - AD7716. Он реализован в виде одной большой интегральной схемы (БИС) малых габаритов. Достигнутые при изготовлении данной микросхемы технические характеристики - малый размер, низкое электропотребление (около 3 мВт), высокая надежность и быстродействие в работе и невысокая себестоимость (около 15 долларов США) - послужили основой для ее широкого применения в современной сейсморазведочной аппаратуре. В настоящее время усилители практически всех выпускаемых сейсморазведочных станций как зарубежного, так и отечественного производства, построены на базе использования АЦП рассматриваемого типа. Использование в сейсмической аппаратуре такого типа АЦП позволяет полностью отказаться от применения в сейсмических усилителях системы МАРУ, поскольку данный тип ПАК автоматически обеспечивает нужный в сейсморазведке весьма высокий динамический диапазон (~ 144 дБ) записи. Это существенно упрощает конструкцию усилителей тракта записи, в целом резко повышает надежность и идентичность многоканальных сейсморегистрирующих систем. Одновременно существенно возрастает точность измерения слабых входных сигналов, что повышает амплитудную разрешающую способность современных сейсморазведочных станций. Более того, высокая точность и качество регистрации сейсмических сигналов такими АЦП, позволяет вполне обоснованно в недалеком будущем ставить вопрос о переходе к ***количественным оценкам*** (измерениям) ***амплитуды регистрируемых сейсмических колебаний.***

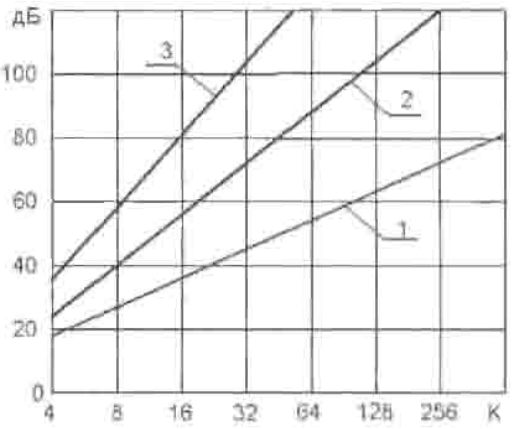


Рис.15.12. Зависимость теоретического динамического диапазона дельта-сигма АЦП от величины коэффициента пересквантования K для преобразователей: 1 -первого порядка; 2- второго порядка; 3-третьего порядка

15.4. Сейсмические форматы

В результате работы преобразователя "аналог - код" по измерению величины и знака амплитудной выборки определяется ее двоичный код, который необходимо записать для хранения. *Устройство* сейсморазведочной станции, осуществляющее определенный *порядок записи двоичных кодов* амплитудных выборок (мантиссы и порядка), а также необходимой вспомогательной сейсмической информации на магнитный носитель, принято называть ***форматором.*** На его вход поступает информация как из преобразователя ПАК, так и из блока логики. В блок логики поступает информация из ряда других устройств станции. Она включает в себя сведения о месте, времени и условиях (в станции) получения данной сейсмограммы. В форматоре из поступившей информации создается ***заголовок*** (этикетка) сейсмограммы и ***блок сейсмических данных.*** Блок сейсмических данных состоит из

совокупности сейсмических слов. ***Сейсмическое слово*** – это совокупность информации, характеризующей *результат количественного измерения* амплитуды *одной выборки* по каждому сейсмическому каналу. *Совокупность сейсмических слов* по всем каналам сейсморазведочной станции, соответствующих одному и тому же моменту времени, принято называть ***сейсмическим кадром***. Длина (объем) сейсмического слова определяется количеством бит информации, необходимым для описания результата измерения амплитуды выборки. Наиболее употребительны варианты, когда длина записи сейсмического слова равна 2,5 байта (20 бит) и 4 байта (32 бита). Дополнительно ***форматор*** выдает специальную служебную информацию, позволяющую разделять между собой и записи заголовки сейсмограмм и блоки сейсмических данных, а также одну сейсмограмму от другой. Запись этих кодов - *"сейсмических слов"* на магнитный носитель всегда осуществляется в том или ином формате – ***формате записи***. Как уже упоминалось ранее, форматы первичной записи всех *многоканальных* сейсморазведочных станций являются *мультиплексными, или повременными*. Такая запись представляет собой совокупность отсчетов (сейсмических слов), взятых в один и тот же момент реального времени по всем трассам многоканальной сейсморазведочной станции. Такая форма первичной записи сейсмограмм (в повременном, или в мультиплексном виде) отсутствует только либо в *одноканальных станциях*, либо в многоканальных телеметрических системах, имеющих *одноканальные полевые модули*. Записи сейсмограмм в мультиплексной форме не могут быть использованы непосредственно ни для их визуализации, ни для обработки. Это становится возможным только после ***демультиплексации*** – перевода их из *повременного формата* записи в *потрассовый формат*. Потрассовая форма записи представляет собой совокупность всех отсчетов, полученных за весь цикл регистрации данного физического наблюдения, для каждого канала сейсморазведочной станции. Различие в организации *повременного и потрассового форматов* сейсмических записей можно понять по данным, приводимым на рис.15.13.

Номер трассы	1	2	3	4	...	N	1	2	3	...	N	1	2	3	1
Номер отсчета	1	1	1	1	1	1	2	2	2	2	2	3	3	3	

Номер трассы	1	1	1	1	1	1	2	2	2	2	2	3	3	3	2
Номер отсчета	1	2	3	4	...	M	1	2	3	...	M	1	2	3	

Рис. 15.13. Структура повременного (1) и потрассового (2) форматов сейсмических записей

По рекомендации ***SEG*** – *Общества геофизиков-разведчиков*, в сейсморазведочных станциях в качестве стандартных были приняты следующие основные *мультиплексные форматы*

- ***SEG - B*** с длиной сейсмического слова 2,5 байта;
- ***SEG - D*** с длиной сейсмического слова 4 байта.

В качестве *демультиплексных* (потрассовых) *форматов* в сейсморазведке по рекомендации ***SEG*** в настоящее время наиболее широко используются следующие:

- ***SEG–D – 8015*** - формат с длиной сейсмического слова в 2,5 байта (20-бит);
- ***SEG–D – 8048*** - формат с длиной сейсмического слова в 4 байта (32-бита);
- ***SEG–D – 8058*** - формат с длиной сейсмического слова в 4 байта (32-бита).

Последние два формата различаются между собой способами представления чисел внутри записи.

В 1975 году был разработан потрассовый (демультиплексный) формат ***SEG–Y*** (revision 0). Он достаточно широко использовался как при выполнении полевых сейсморазведочных работ в качестве выходного формата ряда сейсморазведочных станций (например, в сейсмостанции ***Прогресс-Л***), так и в процессе обработки сейсмических записей на обрабатывающих центрах. Поскольку этот формат записи не был приспособлен для работ по технологии 3D, то сейчас он имеет ограниченное применение. В 2002 году появилась его новая, пересмотренная, версия ***SEG-Y*** (revision 1). Основные изменения в ней коснулись стандартизации положения информации, содержащейся в заголовке, и представление набора данных как потока, имеющего байтовый формат. Неизменным остались размеры оригинального 3200 байтового текстового заголовка файла, 400 байтового бинарного заголовка файла и 240 байтового заголовка трассы. В тоже время увеличен размер слова для записи данных до 4 байт в форме с плавающей точкой согласно стандарту ***IEEE***. Если в начальной версии формат SEG-Y предназначался для записи на 9-дорожечном магнитофоне с определенной плотностью, то в пересмотренной версии данные могут записываться на ряде устройств, поддерживающих записи различной длины: 9-дорожечные ленточные накопители с картриджами типа 3480, высокомкие устройства типа DD2 или 3590, жесткие диски или CD-диски и др. Сегодня этот формат рекомендуется обществом геофизиков разведчиков в качестве отраслевого стандарта.

Запись на какой-либо тип носителя информации, как в мультиплексном, так и в демультиплексном формате имеет одинаковую внешнюю структуру. Общее представление о ней можно получить из схемы, приводимой на рис.15.14. ***Заголовок - этикетка сейсмической записи*** записывается в начале каждой записи и содержит целый *спектр различной служебной информации*: номер сейсмограммы, координаты пикетов взрыва и приема, дату и время записи, шаг квантования, начальное усиление каждого канала, названия площади исследования, организации заказчика и исполнителя работ и т. п. Заголовок-этикетку от блока данных на магнитных лентах отделяет ***межблочный промежуток (МБП),*** который может отсутствовать для некоторых носителей.

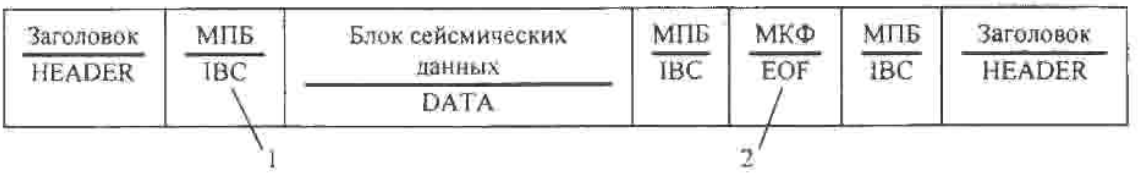


Рис. 15.14. Структура сейсмической записи на магнитном носителе:

1 – МБП - межблочный промежуток (*IBG* - Interblock gap); 2 – МКФ - метка конца файла (*EOF* - End of File Mark)

Блок сейсмических данных в мультиплексной форме формата SEG–B содержит множество сейсмических кадров, число которых определяется длительностью записи и шагом квантования. В начале каждого кадра формируется синхрогруппа из четырех байтов, являющаяся признаком сейсмической информации и позволяющая отличать кадры блока данных от этикетки. Информация по сейсмическим каналам группируется в кадре следующим образом: вначале пишутся коды усиления определителя порядка для 1 - 4 каналов (2 байта), затем мантиссы 1 - 4 каналов (8 байт), после этого записываются коды определителя порядка для 5 - 8 каналов, мантиссы 5 - 8 каналов и т. д. Общее представление о структуре фрагмента блока сейсмических данных формата ***SEG–B*** можно получить по данным, приведенным на рис.15.15.

Блок демультиплексных данных построен по другому принципу. В начале блока пишется дополнительный заголовок данной трассы, а затем - отсчеты (слова) этой трассы. После того, как будут записаны все трассы

1	0	1	2	3	4	5	6	7
2	C_3	C_2	C_1	C_0	C_3	C_2	C_1	C_0
	C_3	C_2	C_1	C_0	C_3	C_2	C_1	C_0
3	S	Q_{-1}	Q_{-2}	Q_{-3}	Q_{-4}	Q_{-5}	Q_{-6}	Q_{-7}
	Q_{-8}	Q_{-9}	Q_{-10}	Q_{-11}	Q_{-12}	Q_{-13}	Q_{-14}	0
3	S	Q_{-1}	Q_{-2}	Q_{-3}	Q_{-4}	Q_{-5}	Q_{-6}	Q_{-7}
	Q_{-8}	Q_{-9}	Q_{-10}	Q_{-11}	Q_{-12}	Q_{-13}	Q_{-14}	0
3	S	Q_{-1}	Q_{-2}	Q_{-3}	Q_{-4}	Q_{-5}	Q_{-6}	Q_{-7}
	Q_{-8}	Q_{-9}	Q_{-10}	Q_{-11}	Q_{-12}	Q_{-13}	Q_{-14}	0
3	S	Q_{-1}	Q_{-2}	Q_{-3}	Q_{-4}	Q_{-5}	Q_{-6}	Q_{-7}
	Q_{-8}	Q_{-9}	Q_{-10}	Q_{-11}	Q_{-12}	Q_{-13}	Q_{-14}	0

Рис. 15.15. Структура блока сейсмических данных в формате SEG-B:

1 - номера дорожек магнитной записи; 2 - коды усиления C_0 - C_3 четырех последовательных каналов; 3 - знак (S) и мантиссы (Q_{-1} - Q_{-14}) четырех каналов

определенной расстановки, например, все шесть трасс одного полевого модуля, начинается процесс записи совокупности трасс другой группы и т. д. Для любого вида данных после блока информации через определенный межблочный промежуток следует признак конца записи сейсмограммы - ***метка конца файла (МКФ)***. Далее может следовать новая полевая запись.

Поскольку в настоящее время демультиплексные выходные форматы записи становятся основными для современных сейсморазведочных станций, то на их структуре следует остановиться более подробно. В качестве примера демультиплексного типа формата рассмотрим наиболее употребляемый формат ***SEG-D***. Заголовок сейсмической записи в формате состоит из двух частей: заголовка сейсмограммы (физического наблюдения) и заголовков каждой сейсмической трассы.

Заголовок сейсмограммы состоит из четырех различных блоков (рис.15.16): ***главного заголовка; обзорного заголовка типа записи; расширенного заголовка; внешнего заголовка.***

32 байта	32 ·x байта	32 · y байта	32 · z байта
GENERAL HEADER	SCAN TYPE HEADER	EXTENDED HEADER	EXTERNAL HEADER
Главный заголовок	Обзорный заголовок	Расширенный заголовок	Внешний заголовок

Расширение главного заголовка	Заголовок профиля	Заголовок служебных данных	Заголовок для пропущенных данных
EXTENDED GENERAL HEADER	LINE DESCRIPTOR HEADER	ANCILLARY DATE HEADER	SKIP DATE HEADER
32 байта	32 · a байта	32 · b байта	32 · c байта

Рис. 15.16. Общая структура заголовка сейсмограммы демультиплексного формата SEG-D

Главный заголовок включает в себя идентификационную информацию, относящуюся к условиям получения записи и величинам, используемым для распаковки остальных частей заголовка сейсмограммы. Он содержит следующие сведения: номер файла; код формата (8015, 8048 или 8058); номер бобины; дату; код производителя и серийный номер сейсмостанции; основной шаг квантования; тип записи (тестовая, рабочая и т. д.); длину записи (от 0.512 до 101.888 с); длину расширенного заголовка; длину внешнего заголовка.

Так как все данные для одной записи собираются с одной и той же скоростью квантования, с одним и тем же фильтром и установками параметров усиления, то ***обзорный заголовок типа*** записи представляет собой просто список дескрипторов (описаний) типов каналов (неиспользуемый, канал сейсмических данных, канал отметчика времени, канал внешних данных и т. п.). ***Обзорный заголовок типа записи*** может содержать от 1 до 99 дескрипторов для однотипных наборов каналов. В каждом таком наборе может присутствовать от 1 до 9999 каналов. Кроме этого, в *обзорный заголовок типа записи* включаются и другие параметры: нормализующий множитель для пересчета записанных в данном формате значений сигнала к значениям сигнала на входе регистрирующей системы, отметка момента взрыва, длина записи, частота и крутизна фильтров и т. д.

Расширенный заголовок включает: главный расширенный заголовок, описывающий другие секции расширенного заголовка; заголовок описаний профиля, описывающий характеристики сейсмического профиля; заголовок служебных данных, который содержит параметры фильтрации (режекторной, высокочастотной и др.); заголовок пропущенных данных (может быть добавлен при необходимости), состоящий из описаний пропущенных каналов (фиксированных пропущенных интервалов).

Внешний заголовок используется для записи дополнительных, необходимых для обработки данных. Формат данных в нем определяется индивидуально.

Блок данных состоит из записей трасс, входящих в многоканальную сейсмическую запись. Каждая запись трассы в свою очередь состоит из ***заголовка трассы*** и собственно ***блока данных трассы.***

Максимальный размер блоков данных, создаваемых в различных сейсмических форматах, обычно зависит от типа носителя информации. Ниже приводятся ориентировочные максимальные размеры блока данных в формате SEG-D для ряда типов устройств записи, указанные в стандарте 1998 г. Следует иметь в виду, что указанные величины могут меняться:

Тип устройства	Максимальный размер блока
3480	128 Кб
3490, 3490E	256 Кб
3590	512 Кб
DST	1,172 Кб
Redwood	256 Кб
1/2" Round Tape	64 Кб

Заголовок трассы содержит параметры: идентификаторы трассы, такие, как номер файла с записью, номер сейсмограммы, номер трассы в сейсмограмме, тип сейсмоприемника (приемник давления - гидрофон, приемник скорости – геофон) и т. д.

Данные трассы могут быть записаны в одном из трех форматов: 20-битный двоичный демультиплексный (SEG-D-8015), 32-битный шестнадцатеричный демультиплексный (SEG–D-8048) или 32-битный демультиплексный формат ***IEEE*** (SEG–D-8058).

В 2,5 - байтном формате SEG–D-8015 основой для блока данных является структура длиной 10 байт, которая повторяется вплоть до записи последнего отсчета. В восемьдесят "ячеек" такой структуры записываются 4 очередных отсчета в двоичном коде. Причем в начальные 16 бит структуры записывается порядок (***EXPONENT***) этих 4-х двоичных чисел (по четыре двоичных разряда на порядок каждого числа). Далее следуют четыре одинаковые по структуре 16-битные группы, куда входят разряд для знака (***SIGN***) мантиссы (0 – *положительный*, 1 – *отрицательный*) и 15 бит отводится на двоичную мантиссу отсчета (***FRACTION*** - дробную часть). Внешне этот формат записи данных весьма схож с демультиплексным форматом ***SEG-B***. Отсчет при этом, как уже упоминалось ранее, представляется в двоичной форме в виде

$$A = (-1)^{S} * 0.Q_{-1}Q_{-2}Q_{-3}Q_{-4}Q_{-5}Q_{-6}Q_{-7}Q_{-8}Q_{-9}Q_{-10}Q_{-11}Q_{-12}Q_{-13}Q_{-14}Q_{-15} \times 2^{C_3C_2C_1C_0}, \qquad (15.14)$$

В 4-байтном формате SEG–D-8048 (http://www.seg.org, 2005) основой для блока данных является структура, длиной 4 байта, которая повторяется вплоть до записи последнего отсчета (рис.15.17). В такую структуру записывается один отсчет с трассы в двоичном коде. В начальный разряд заносится знак числа. Затем 7 бит отводится на порядок, после чего следует дробная часть двоичного представления числа, на которую отводится 23 двоичных разряда. В последний бит структуры заносится 0. Отсчет при этом представляется в двоичной форме в виде

$$A = (-1)^{S} * 0.Q_{-1}Q_{-2}Q_{-3}.....Q_{-20}Q_{-21}Q_{-22}Q_{-23} \times 16^{C_6C_5C_4C_3C_2C_1C_0-64}, \qquad (15.15)$$

0	1	2	3	4	5	6	7	*1*
S	C_6	C_5	C_4	C_3	C_2	C_1	C_0	*2*
Q_{-1}	Q_{-2}	Q_{-3}	Q_{-4}	Q_{-5}	Q_{-6}	Q_{-7}	Q_{-8}	*3*
Q_{-9}	Q_{-10}	Q_{-11}	Q_{-12}	Q_{-13}	Q_{-14}	Q_{-15}	Q_{-15}	
Q_{-17}	Q_{-18}	Q_{-19}	Q_{-20}	Q_{-21}	Q_{-22}	Q_{-23}	0	

Рис. 15.17. Структура блока записи одного сейсмического отсчета в демультиплексном формате *SEG-D-8048*:
1 - номера дорожек магнитной записи, 2 - знак (*S*) и порядок (C_1 - C_6) отсчета, 3 - дробная часть (Q_{-1} – Q_{-23}) отсчета

Структура 4-байтного формата SEG–D-8058 удовлетворяет американскому стандарту ***IEEE/ANSI Std. 754-1985***. Он обеспечивает невозможность записи на ленту ошибочных данных или значений, которые выходят за пределы диапазона данных, получаемых в системе ***I/O***. Основу для блока данных составляет структура длиной 4 байта. В такую структуру записывается один отсчет в двоичном коде. В начальный разряд заносится знак числа. Затем 8 бит отводится на порядок, после чего следует дробная часть двоичного представления числа, на которую отводится 23 двоичных разряда. Отсчет при этом представляется в двоичной форме в виде

$$A = (-1)^S * 1.Q_{-1}Q_{-2}Q_{-3}.....Q_{-20}Q_{-21}Q_{-22}Q_{-23} \times 2^{C_6C_5C_4C_3C_2C_1C_0-127}. \qquad (15.16)$$

Структура 4-байтного формата SEG–Y удовлетворяет американскому стандарту ***IEEE/ANSI Std***. Основу для блока данных составляет структура, подобная структуре 4 байтового блока формата SEG-D-8048. Отсчет представляется в форме

$$A = (-1)^S * 0.Q_{-1}Q_{-2}Q_{-3}.....Q_{-20}Q_{-21}Q_{-22}Q_{-23} \times 16^{C_6C_5C_4C_3C_2C_1C_0-64}. \qquad (15.17)$$

Современные демультиплексные форматы записи сейсмических данных (SEG–D-8048, SEG–D-8058) обладают весьма большими потенциальными возможностями, как по численному диапазону записываемых величин, так и по структуре представления данных. По существу эти форматы практически позволяют записывать и в дальнейшем проводить *количественные измерения* амплитуд приходящих от сейсмоприемников *электрических сигналов в весьма широком диапазоне значений*. Это открывает новые потенциальные возможности на этапе обработки сигналов с использованием динамических характеристик сейсмических волн.

В 1993 году компанией ***Shell*** был разработан специальный формат для записи данных о координатах и превышениях точек съемки и других параметрах полевых работ, обеспечивающий сопровождение сейсмической записи, позиционирование, дополнение пространства данных и уменьшение ошибок записи. Также обеспечивается возможность полевого контроля качества полученных материалов и, следовательно, обнаружения и коррекции ошибок в получаемых больших наборах данных перед передачей их в обрабатывающие вычислительные центры.

Формат таких специальных файлов получил название ***SPS*** (***Shell Processing Support***). Он предназначен в первую очередь для обеспечения съемок 3D, но может использоваться и при 2D сейсмических исследованиях. Формат предусматривает генерацию в процессе получения полевых данных следующих (одного или нескольких) текстовых файлов: *S* - файла (source file) - для записи информации о пунктах возбуждения, *R* - файла (receiver file) - для записи информации о приемниках, *X* - файла (cross-reference file) - для записи информации о соответствиях пунктов возбуждения и пунктов приема и, при необходимости, *C* - файла (comment file) - для записи комментариев. Каждый файл начинается с заголовка, содержащего ряд определенных полей и блоков по 1600 байт, разделенных межблоковыми промежутками. В конце файла ставится метка конца файла - EOF. Файлы являются MS DOS совместимыми текстовыми файлами ASCII и легко записываются на различные виды носителей. Этот формат также поддерживается и рекомендуется ***SEG*** для использования в сейсмической разведке.

Вопросы для самопроверки

1. Запишите в двоичной системе год смерти великого русского поэта А. С. Пушкина
2. Поясните структуру записи цифрового кода сигнала на магнитную ленту.
3. Как связана частота Найквиста с частотой квантования сейсмических сигналов?
4. Назовите основные соотношения между граничными частотами регистрируемых сигналов и интервалами квантования, принятые в современных сейсморазведочных станциях.
5. Поясните суть явления наложения, при котором сейсмические сигналы с частотой f_N+f воспринимаются в процессе квантования по времени как сигналы с частотой f_N-f, где f_N – частота Найквиста.
6. Поясните принципы квантования сигналов по амплитуде.
7. Какие форматы записей сигналов приняты в сейсморазведочных станциях?
8. Поясните структуру записи сейсмограммы на магнитную ленту.
9. Как определяется теоретически динамический диапазон регистрации цифровой сейсморазведочной станции?
10. Назовите основные современные демультиплексные форматы записи сейсмических данных.
11. Поясните структуру заголовка сейсмической записи демультиплексных форматов *SEG-D*.
12. С какой целью используются файлы формата *SPS*?
13. Какие основные изменения произошли в новой версии формата *SEG-Y*?

* * * * * * *

16. СОВРЕМЕННЫЕ ЛИНЕЙНЫЕ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫЕ СТАНЦИИ

16.1. Введение

Как уже упоминалось ранее, в настоящее время под ***линейными сейсморазведочными станциями*** понимается регистрирующая *аппаратура, предназначенная для исследований по технологии 2D на отдельных профилях* (линиях) с использованием относительно ограниченного (до 120-144) числа каналов и *аналогового способа передачи сигналов* от сейсмоприемников в центральную регистрирующую станцию. Это определение в лексиконе отечественных сейсморазведчиков появилось относительно недавно (Турлов, 2002). Причиной этому послужило появление сейсморазведочных станций с принципиально иным, чем ранее существовавшим – *телеметрическим способом передачи сигналов* от сейсмоприемников к месту их окончательной регистрации, который стал возможным только с появлением цифровой формы записи сейсмических сигналов.

Первые *цифровые отечественные* ***линейные*** сейсморазведочные станции *третьего поколения* были выпущены промышленностью еще в 1966 году. Однако они по своим техническим характеристикам были далеки от совершенства. Сейсморазведочные станции той поры (***ССЦ-1***, ***ССЦ-2***, ***ССЦ-3***, ***Волжанка*** и др.) послужили фундаментом, на котором в последующем сформировалась *отечественная цифровая сейсморазведка - сейсмическая аппаратура и оборудование, методика полевых работ, обрабатывающие и интерпретационные системы*. Уже в 1978 году в СССР был начат серийный выпуск новых линейных цифровых сейсморазведочных станций третьего поколения – станций типа ***Прогресс-1, 2, 3***. Эти станции по уровню своих качественных и количественных технических показателей были весьма близки к уровню зарубежных аналогов того времени. Серийный выпуск станций этого типа на Московском производственном объединении *„Геофизприбор"* уже в 1983 году позволил полностью перевести на цифровую запись все сейсморазведочные работы на нефть и газ. В этот период в стране ежегодно поиски и разведку месторождений нефти и газа проводили с использованием более 550 сейсморазведочных станций. Совершенствующаяся технология работ по методу общей средней (глубинной) точки и усложняющиеся геологические задачи, ставившиеся перед нефтяной сейсморазведкой, требовали улучшения технических характеристик сейсморазведочной аппаратуры и, прежде всего, в части повышения ее канальности. В соответствии с этим в 1989 году начинается серийный выпуск более совершенной и многоканальной (с 96 каналами записи) сейсморазведочной станции типа ***Прогресс-96***. В структуре этой серийной станции впервые в отечественной практике появилась микропроцессорная техника, взявшая на себя часть контрольно-тестовых функций. Эта модель станции открывает серию отечественной линейной регистрирующей аппаратуры нового, ***четвертого поколения*** - поколения ***линейных компьютеризированных сейсморазведочных станций***. Выпуск станций этого типа продолжался до 1994 года. Начавшиеся в 1992 году либеральные реформы в *России* привели сначала к спаду производства сейсморазведочных станций, а потом и к полному прекращению их выпуска. В настоящее время некоторое количество этих станций (15 - 20 шт.) еще продолжают работать в отдельных сейсморазведочных организациях.

К середине 90-х годов отечественные конструкторские бюро сейсмического приборостроения в сложившихся неблагоприятных условиях, после некоторого периода поисков, начали создавать новые типы линейных отечественных ***высококомпьютеризированных*** сейсморазведочных станций. Среди них, прежде всего, следует назвать разработку *Саратовского конструкторского бюро* (***СКБ***) сейсмического приборостроения - сейсморазведочную станцию типа ***Прогресс-Л***. На базе этой разработки ***СКБ-СП*** в настоящее время по желанию заказчиков - производственных организаций - осуществляет модернизацию ранее выпускавшихся сейсморазведочных станций ***Прогресс-96*** и тем самым продлевает срок их эксплуатации.

В эти же годы ***ЗАО "СИ ТЕХНОЛОДЖИ"***, сформировавшееся на базе ***СКБ*** государственного научно-производственного предприятия ***„Южморгеология"*** (*г. Геленджик*), создало и начало выпускать несколько модификаций линейных сейсморазведочных станций типа ***„Интромарин"***. Последняя разработка этого предприятия - ***Интромарин-L2*** по большинству технических показателей соответствует мировым аналогам. Относительно малая стоимость аппаратуры при ее высоких функциональных возможностях обеспечивает этой станции на отечественном рынке достаточно высокий спрос.

После 1994 года в отечественной сейсморазведке сложилась ситуация, при которой в страну начался интенсивный приток различных зарубежных сейсморазведочных систем регистрации. В составе аппаратуры, приобретаемой отечественными геофизическими компаниями, основная доля пришлась на принципиально новые для российских геофизиков-сейсморазведчиков регистрирующие системы - ***многоканальные телеметрические комплексы***. Так получилось, что эти комплексы представляли собой и по западным меркам новейшие образцы регистрирующей аппаратуры. Приобретая их, отечественные геофизические компании по уровню технического оснащения регистрирующей аппаратурой становились в один ряд с передовыми геофизическими компаниями мира.

Наибольшие успехи в деле проникновения на отечественный рынок аппаратуры достигнуты двумя ведущими зарубежными фирмами-производителями. Среди них, прежде всего, следует назвать американскую фирму - производитель ***INPUT/OUTPUT INC***. Эта фирма по состоянию на начало 2005 года поставила на территорию стран ***СНГ*** около 90 комплектов аппаратуры типа ***INPUT/OUTPUT SYSTEM TWO***, в том числе в российские организации – около 70. Второй по количеству поставленных в Россию и страны СНГ регистрирующих комплексов является французская фирма ***„SERCEL"***. За последние 15 лет эта фирма поставила в Россию свыше 60 единиц сейсморазведочной аппаратуры различных типов и модификаций. Среди других зарубежных фирм, регистрирующая аппаратура которых в том или ином количестве работает на территории ***России***, прежде всего, следует назвать фирмы ***„OYO GEOSPAGE"*** (наземная регистрирующая система типа ***DAS-1***) и ***„SYNTRON"*** (морские регистрирующие системы ***SYNTRAK-480-24™***).

По ориентировочным данным автора, в 2006 году в России работало около 200 сейсморазведочных систем сбора сейсмической информации различного типа (линейных и телеметрических). Структура парка используемых сейсморазведочных станций отражена в нижеследующей таблице 16.1.

Таблица 16.1

Структура парка сейсморазведочных станций в России на конец 2006 года

Наименование комплексов	Количество работающих комплексов в 2006 г.	Средняя относительная доля комплексов, %
INPUT / OUTPUT-TWO и др.	70 - 75	36
Прогресс-1, 2, 3, 96, Л, Т2	35 -40	18
Интромарин L2	20 - 25	12
Sersel SN-358, 368, 388, 408, 428	45 – 55	27
DAS-1	3 - 5	2
SYNTRAK-480-24™	2 - 4	2
Другие типы	5 – 6	3
Итого	180 – 210	100

Из приведенных данных видно, что сейсморазведочные станции линейного типа в практике работ на нефть и газ по числу используемых экземпляров (30 %) все еще занимают достаточно заметное место. Если при этом еще учесть, что в отечественной практике профильные работы по технологии 2D занимают до 60 % всех объемов наземных сейсморазведочных работ, то можно полагать, что станции этого типа еще некоторое время будут играть значимую роль в структуре сейсморазведочного парка отечественных геофизических компаний.

16.2. Цифровая сейсморазведочная станция Интромарин L2

Конструкторское бюро ***ЗАО „СИ Технолоджи"*** (*г. Геленджик*) в середине 90-х годов разработало и начало выпускать небольшими сериями системы сбора и регистрации данных сейсморазведки с торговой маркой ***„Интромарин"***. Последняя разработка фирмы - система ***Интромарин L2*** - выпускается в двух модификациях: *стоечной и портативной* (Запорожец, 2002).

Стоечный вариант (***Интромарин L2 Гера***) предназначен для стационарного монтажа в кузовах автомобилей, санных балках, рубках кораблей и т. п. Эта система достаточно компактна (габаритные размеры 600 х 650 х 1400мм, вес не более 200 кг) и подходит для работ, выполняемых сейсморазведочными партиями, оснащенными соответствующими транспортными средствами. Внешний вид этой системы показан на рис.16.1.

Портативный вариант (***Интромарин L2 Калипсо***) предназначен для размещения в компактной полевой лаборатории и состоит из двух (120 каналов) или трех (240 каналов) блоков размерами 550 х 580 х 210 мм каждый.

При разработке системы ***Интромарин L2*** были использованы серийно выпускаемые комплектующие признанных мировых лидеров (***Analog Devices, Intel*** и др.), что обеспечивает ее высокое качество и относительно низкую стоимость. При создании станции был выбран путь минимизации аппаратной части за счет широкой программной реализации основных функций на базе мощных процессоров и оптимальных алгоритмов обработки сигналов.

Конструктивно базовая регистрирующая система ***Интромарин L2***, блок-схема которой показана на рис.16.2 включает в себя:

- *преобразователь аналоговый сейсмический многоканальный – **ПАСМ** - на* 120 *или* 240 *сейсмических каналов и* 8 *или* 16 *вспомогательных каналов,*

- *управляющий компьютер с двумя процессорами **Pentium Pro**,*

- *системный монитор* (17") *с сенсорным экраном,*

- *систему синхронизации работы станции с источником упругих волн,*

- *накопители на магнитной ленте или на магнитооптическом диске,*

- *устройства вывода сейсмограмм типа струйного принтера или термопринтера.*

Электронный коммутатор каналов ОСТ, находящийся в ПАСМ, обеспечивает удвоение числа групп сейсмоприемников, одновременно подключенных к станции. Коммутатор каналов позволяет оператору станции реализовывать в работе любые необходимые процедуры работ по технологии ОСТ: создание центральных или фланговых систем наблюдений, осуществление раздвижки каналов, формирование выносов, изменение порядка следования каналов в секции косы на обратный. Имеется возможность установки автоматических режимов работы коммутатора, соответствующего используемой технологией работ. Управление коммутатором каналов осуществляется посредством использования удобного интерфейса.

При тестировании косы производится определение: полного сопротивления группы сейсмоприемников, наличия замыкания в косе, наличия обрывов в косе, уровня шумов в косе, сопротивления утечки на землю. *Система контроля и „ремонта" кос* позволяет осуществлять на основе развитой системы аппаратных и программных средств тестирование косы и восстановление проводимости соединений в косе. Дистанционный „ремонт" косы заключается в подаче в дефектную



Рис. 16.1. Общий вид сейсморазведочной станции Нитромарин 1.2 Гера

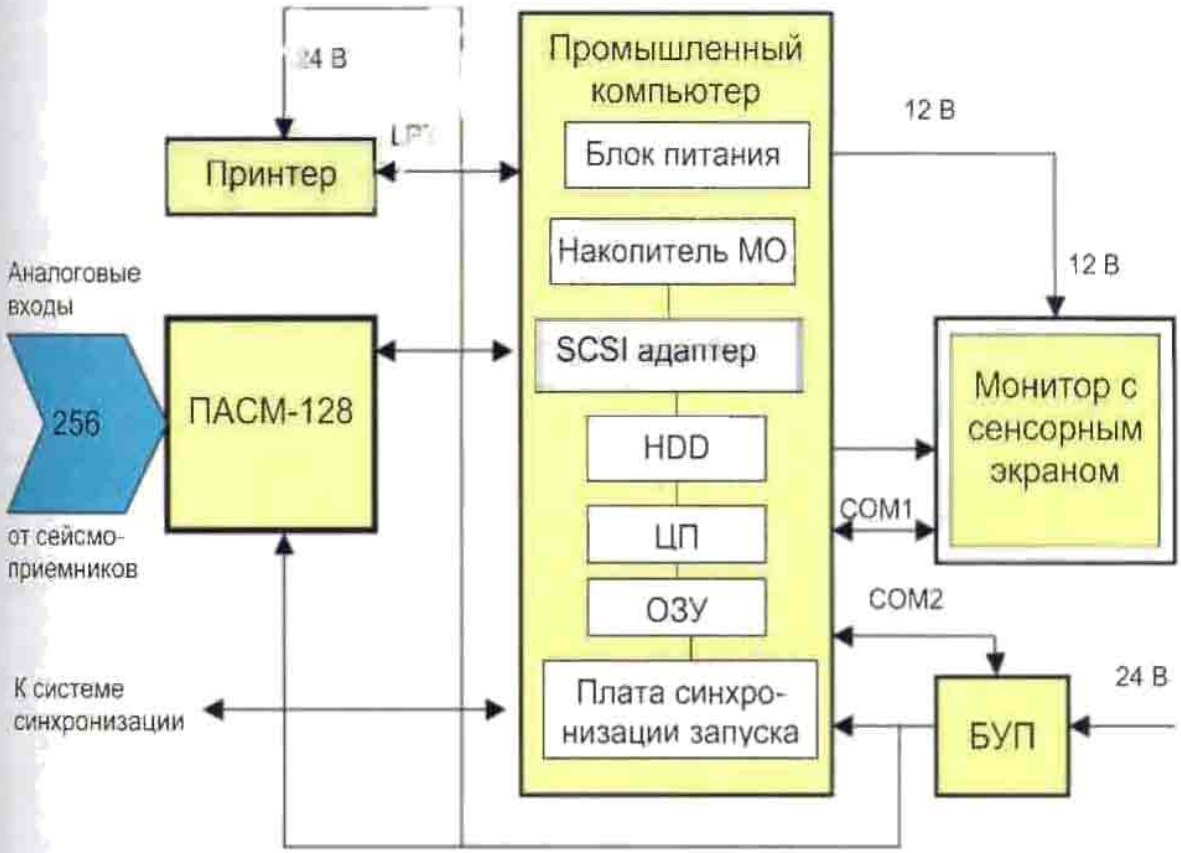


Рис. 16.2. Блок-схема сейсморазведочной станции Нитромарин 1.2

линию импульсов тока от встроенного генератора. Импульсы амплитудой до 100 В пробивают окисные пленки на поверхности контактных групп, что обеспечивает эксплуатацию кос в условиях высоких или низких температур. Процедура „ремонта" эффективна в автоматическом режиме, когда система сама без вмешательства оператора тестирует линии и восстанавливает проводимость контактных соединений. При этом нет необходимости отключать косу от сейсмостанции – сигнальные входы аппаратуры надежно защищены от перегрузок по напряжению.

Предусилитель с 24-*разрядным* АЦП обеспечивает необходимое усиление (четыре ступени усиления в 12, 24, 36 или 48 *дБ*) и исключительно точную оцифровку сигналов во всем сейсмическом диапазоне частот. В качестве АЦП используется передовая зарубежная технология (***ADST***) высокой точности с оригинальной отечественной идеей цифровой коррекции идентичности регистрирующих каналов. *Цифровая коррекция* - это измерение параметров каждого канала непосредственно перед регистрацией с помощью эталонных сигналов, определение разности отклонений между каналами и добавление этой разницы к реальному сигналу в процессе регистрации. Это позволяет добиваться исключительно высокой фазовой идентичности каналов станции. Блок-схема такой системы показана на рис.16.3.

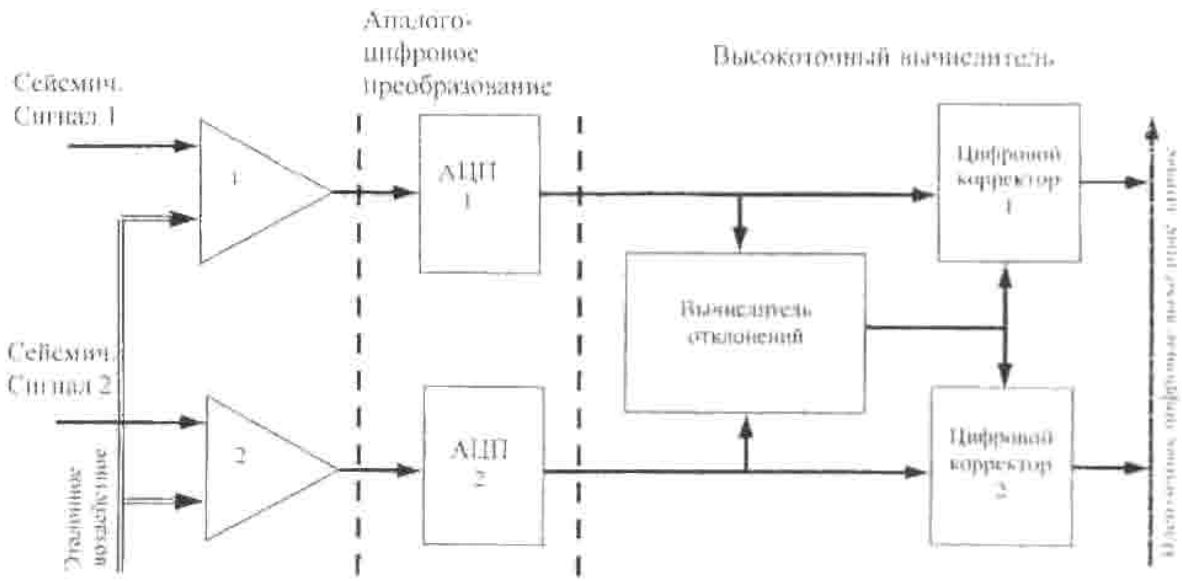


Рис. 16.3. Блок-схема цифровой коррекции измерительного тракта сейсморазведочной станции Интромарин L2

Отсутствие в сейсморазведочной станции системы мгновенного автоматического регулятора усиления (МАРУ) обеспечивает высокую линейность цифрового преобразователя на уровне 24 разрядов во всем диапазоне частот от 3 до 750 Гц с динамическим диапазоном до 144 дБ. Это заметно повышает качество полевых записей.

Блок-схема основных алгоритмов работы сейсморазведочной станции Интромарин L2 показана на рис.16.4

Управляющий компьютер и системный монитор с сенсорным экраном обеспечивают дружественный и интуитивно понятный графический интерфейс на русском языке. Применение технологии сенсорного экрана (***Touch Screen***) существенно упрощает управление сложным регистрирующим комплексом. Область отображения экрана разделена *на три логические части. Верхняя часть* предназначена для непрерывного отображения состояния сейсмической расстановки. Здесь выводятся в виде ряда столбиков следующие характеристики: входные сопротивления сейсмоприемников, средние пиковые значения входных сигналов, уровни шумов для всех каналов. Это позволяет легко и быстро оценивать качественное состояние каналов расстановки. *Нижняя часть* состоит из нескольких „страничек с закладками", на которых сосредоточены все органы управления тем или иным модулем системы. Дополнительно существует „главная страничка", дублирующая оптимальный набор органов управления, необходимых для оперативной работы на профиле. *В средней части* экрана отображается детальная информация о состоянии и параметрах модуля, выбранного в данный момент времени для настройки. При выборе *„главной странички"* в этой области выводится сейсмограммы для просмотра.

Как и во всех современных сейсморазведочных станциях, в сейсморазведочной станции Интромарин L2 применяются два вида форматов. На этапе непосредственной записи используется *мультиплексный* четырехбайтный формат SEG-D. В процессе подготовки информации для длительного хранения возможно преобразование (демультиплексирование) записанной информации в один из трех возможных *демультиплексных* форматов – SEG-D-8048, SEG-D-8058, SEG-Y. Задача оператора состоит только в том, чтобы выбрать вид выходного

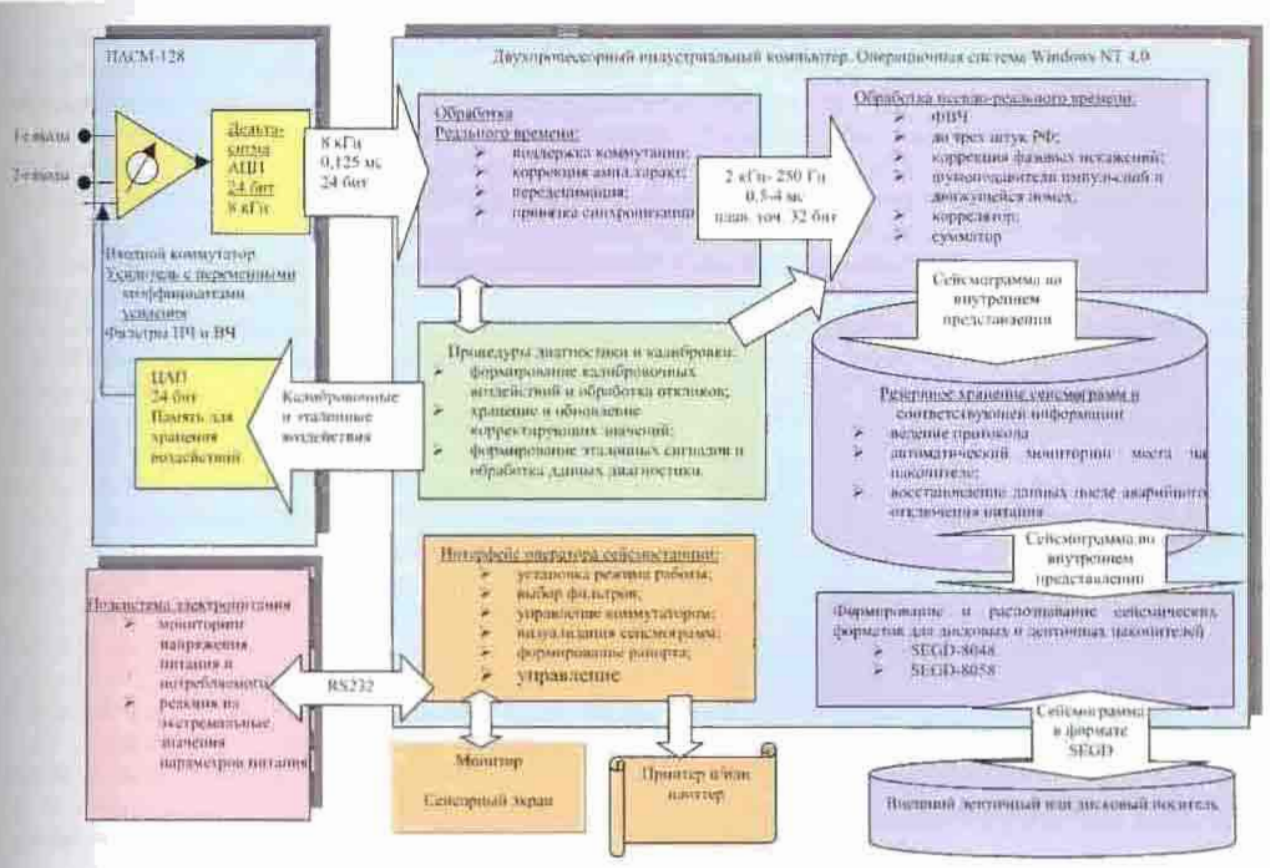


Рис. 16.4. Блок-схема алгоритмов работы сейсморазведочной станции Интромарин L2

формата, в котором будет записываться и храниться полевой материал. Для облегчения задачи выбора выходного формата системное программное обеспечение станции Интромарин L2 просит указать только название сейсмической обрабатывающей системы, на которой предполагается в последующем обрабатывать регистрируемый материал. Возможности станций Интромарин L2 таковы, что их записи могут считывать и обрабатывать современные системы типа ***VISTA, GEOVECTOR, PROMAX, IXL и СЦС-3.***

Коррелятор-сумматор реализован программно с использованием высокопроизводительного вычислителя с плавающей точкой. Функция суммирования имеет модификации, необходимые для эффективного подавления поверхностных волн и случайных помех. Имеется возможность по набору параметров (фазовые и амплитудные спектры, функция взаимной корреляции) оценить идентичность характеристик применяемых вибраторов.

В комплект станции входит все необходимое оборудование, которое обеспечивает работу регистрирующей системы с любой из известных систем синхронизации работы станции с источником (***CCB-2, Pelton Co.*** и др.).

В качестве устройств для хранения сейсмической информации в станции используются постоянно встроенные накопители типа: ***Exabyte 8505, DAT*** или ***DLT***. Имеется возможность подключения внешнего 9-дорожного накопителя на магнитной ленте с плотностью записи 1600/6250 *bpi*.

Основные технические характеристики ЦСС Интромарин L2 Гера

Число каналов активных -	120 248/376/504,
подключаемых дополнительно	240/492/752/1008
Период квантования, мс	0,5; 1; 2; 4
Максимальное время регистрации, с	32
Полоса пропускания, Гц	3 - 750
Параметры тестирования станции	- динамический диапазон;
	- эквивалентные входные шумы;
	- амплитудная неидентичность каналов;
	- эффективность действия режекторного фильтра;
	- величина взаимных влияний;
	- величина нелинейных искажений;
	- неравномерность АЧХ каналов.
Потребляемая мощность, Вт в режиме работы 120 каналов -	280

Саратовское конструкторское бюро сейсмического приборостроения (г. Саратов) в 1996 г. сконструировало и начало выпускать малыми сериями новую линейную *компьютеризированную многоканальную сейсморегистрирующую систему* (***КМСС***) четвертого поколения ***Прогресс-Л***. Она родилась как продукт модернизации сейсморазведочной станции Прогресс-96. Модернизация заключалась в значительном уменьшении числа блоков и компьютеризации процесса управления и регистрации сейсмической информации.

ЦСС Прогресс-Л является одной из первых отечественных сейсморегистрирующих систем с высоким уровнем компьютеризации (Станция сейсморазведочная ..., 2001). Она предназначена для проведения полевых сейсморазведочных работ с использованием взрывных и невзрывных источников импульсного и вибрационного действия. Функциональная схема ЦСС Прогресс-Л, поясняющая принципы ее работы приведена на рис.16.5.

Сейсмические сигналы от сейсмоприемников поступают на входы коммутатора входных сигналов, предназначенного для подключения группы сейсмоприемников из заданной расстановки к входам предварительных усилителей. Коммутатор входных сигналов представляет собой программно управляемое устройство. Он, как и всякий коммутатор ОСТ, имеет в два раза больше входов, чем выходов. На входы предварительных усилителей через коммутатор тестовых воздействий может быть подключен и тестовый сигнал, который генерируется в формирователе тестовых воздействий. Коэффициент усиления предварительных усилителей может быть установлен равным 1, 4, 16 или 64. Выходные аналоговые сигналы после ФНЧ поступают в аналого-цифровые преобразователи, где в каждом сейсмическом канале осуществляется их дельта-сигма преобразование с частотой выходных данных 2000 Гц. После специальной фильтрации (КИХ-фильтры) 22-х разрядные сейсмические слова каждого канала с частотой 2000 Гц поступают в устройство управления и сбора данных, с выхода которого в виде сейсмического кадра данные каждые 0.5 мс поступают в спецпроцессор станции. Спецпроцессор обеспечивает:

- накопление данных;
- систему фильтрации данных при записи;
- корреляцию до и после накопления данных;
- демультиплексирование исходной информации;
- цифровую фильтрацию и регулировку усиления при воспроизведении;
- просмотр микросейсм на экране компьютера;
- тестовый и функциональный контроль параметров аналогового блока;
- преобразование выходной информации в формат SEG-D и SEG-Y.

Работа всей ЦСС полностью контролируется и обеспечивается с помощью *управляющего компьютера*. Управляющий компьютер выполняет следующие функции:

- подготовку и передачу спецпроцессору режимов работы;
- прием демультиплексированной информации со спецпроцессора, предварительную обработку и визуализацию сейсмограмм на экране монитора и термопринтере;
- тестирование в реальном времени аналого-цифровых блоков;
- запись выходной информации на магнитный диск.

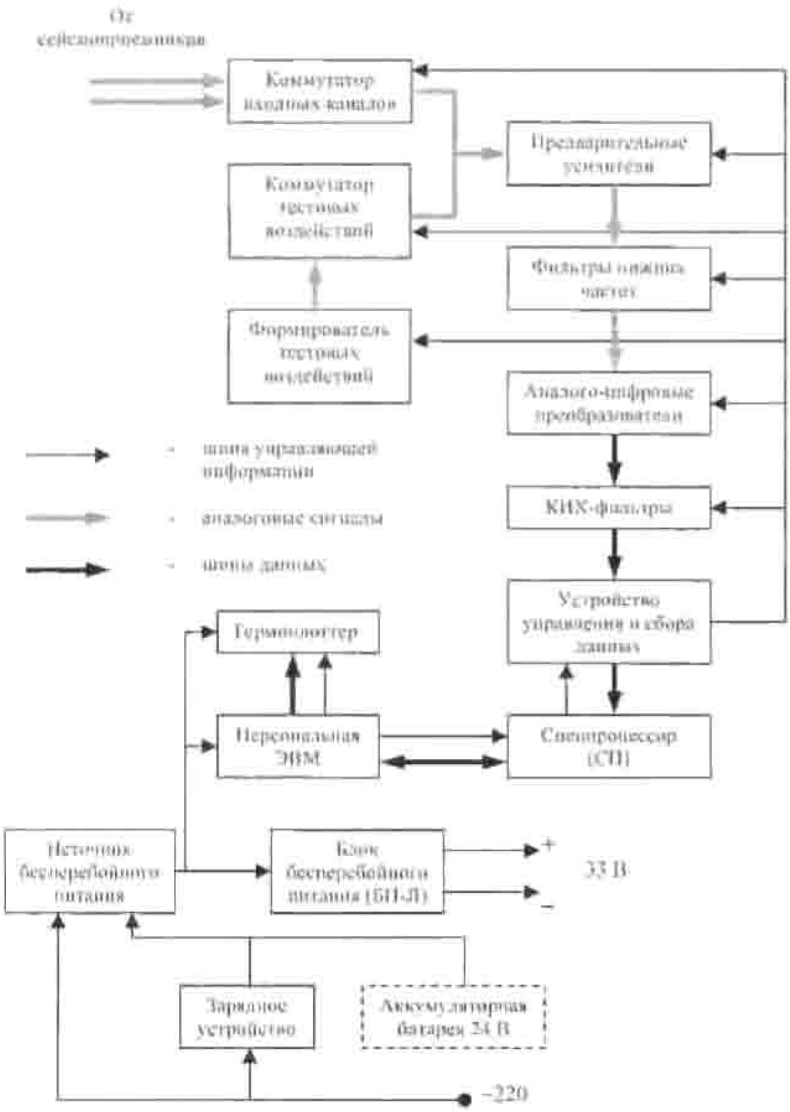


Рис. 16.5. Функциональная схема сейсморазведочной станции Прогресс-Л

Специализированный *программный комплекс системы* обеспечивает удобство работы с системой посредством развитого меню для диалога с оператором в процессе регистрации и воспроизведения полевой информации. При этом обеспечивается:

- формирование режимов работы спецпроцессора;
- задание конфигурации расстановки;
- автоматический контроль параметров системы и управление регистрацией и визуализацией данных;
- отображение микросейсм на экране монитора;
- формирование выходных форматов SEG-D и SEG-Y с автоматической записью в этикетку параметров конфигурации расстановки.

В аналого-цифровом блоке конструкторы ЦСС Прогресс-Л одними из первых в отечественной практике применили новейшую зарубежную разработку – 24-х разрядные преобразователи *„аналог-код"*, что обеспечивает новый стандарт качества и точности записи цифровой информации. Аналого-цифровой блок, показанный на рис.16.6, имеет автономное питание от аккумуляторной батареи 24 В и обеспечивает:

- режим сбора данных от 128 сейсмических каналов;
- коммутацию до 256 входных каналов с помощью встроенного электронного коммутатора ОСТ;
- оцифровку сейсмических сигналов с помощью 24-разрядного АЦП;
- формирование сигналов для тестового контроля параметров канала записи;
- формирование специальных воздействий для контроля параметров сейсмической косы.

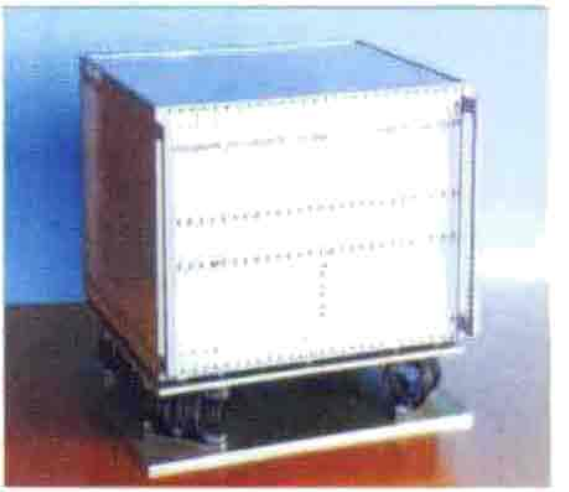


Рис. 16.6. Аналого-цифровой блок ЦСС Прогресс-Л

В комплект одной системы Прогресс-Л может входить до 4-х аналого-цифровых блоков.

Магнитооптический накопитель, *подключаемый к управляющему компьютеру*, обеспечивает:

- запись сейсмической информации;
- использование в качестве носителей 3,5-дюймовых магнитооптических дисков объемом 0,640 – 1,3 Гб, что позволяет записывать не менее 800-1200 полевых сейсмограмм.

Термоплоттер рулонного типа ALTA-820/822 позволяет выводить сейсмограммы на термобумагу шириной 220 мм с разрешающей способностью 208 точек на дюйм и со скоростью протяжки до 4 дюймов/с.

Сейсморазведочная станция Прогресс-Л конструктивно выполнена в виде отдельных функционально законченных устройств, размещаемых на 2-х тумбовом аппаратурном столе, который снабжен пружинными амортизаторами. Все оборудование размещается в специальном геофизическом кузове автомобиля повышенной проходимости (рис.16.7).



Рис. 16.7. Сейсморазведочная станция Прогресс-Л в автомобиле повышенной проходимости

Принятые конструктивные решения позволили получить следующие основные технические характеристики ЦСС Прогресс-Л

Технические характеристики сейсморазведочной станции Прогресс-Л

Число сейсмических каналов	От 12 до 1024 (кратно 12);
Число входов коммутатора ОСТ	256
Период дискретизации, мс	0.5 1, 2, 4
Частотный диапазон, Гц	0 – 526
Разрядность входного кода	23 + знак
Цифровой фильтр ФНЧ (при записи), Гц	87, 103, 196, 205, 222, 374, 401, 437, 526
Цифровой фильтр ФВЧ (при записи), Гц	От 1 до граничной частоты ФНЧ с шагом 1
Количество частот режекции	3
Формат записи (выходной)	SEG-D, SEG-Y
Потребляемая мощность, Вт	
в режиме 120 каналов	350

оразведочные станции дру. использующиеся в России

Помимо выше рассмотренных отечественных типов станций, в России (СССР) регулярно в том или ином количестве использовались зарубежные сейсморазведочные станции. Чаще всего отечественные геофизические организации приобретали сейсморазведочные станции производства фирм ***США*** и ***Франции***. К настоящему времени в ряде производственных организаций успешно продолжают работать несколько линейных сейсморазведочных станций типа ***SN-358*** французской фирмы ***„SERCEL"***.

Сейсморазведочная станция ***SN-358*** выпускалась в различной комплектации и для использования, как для наземных, так и для морских работ. В состав основной конфигурации входят следующие блоки:

- ведущий аналого-цифровой блок 1 (***Master Analog Unit-MAU***);
- ведомые аналоговые блоки 2 (***Slave Analog Unit -SAU***);
- блок логики 3 (***Logic Unit-LU***);
- панель управления 4 (***Control Panel-CP***);
- ленточный магнитофон (***Tape Transport-TT***);
- периферийное оборудование (***Peripheral Equipments-PE***);
- устройство питания (***Power Supply-PS***).

Принципиальная блок-схема сейсморазведочной станции SN-358 для наземных и морских работ с мультиплексной формой записи приведена на рис.16.8.

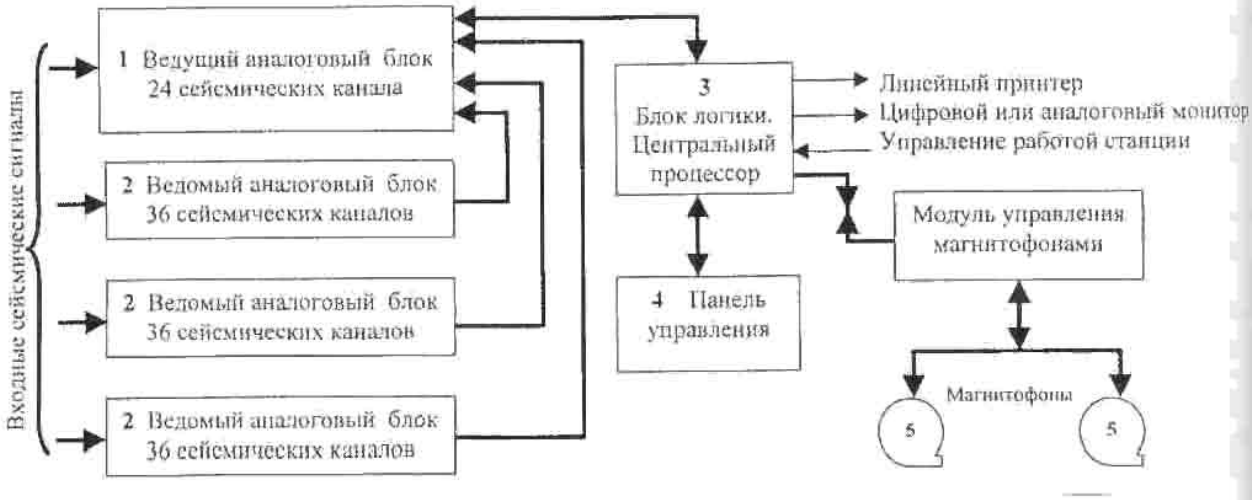


Рис. 16.8. Блок-схема сейсморазведочной станции SN-358

Ведущий блок (***MAU***) содержит аналоговые электрические схемы, обеспечивающие:

- запись сигналов четырех вспомогательных каналов;
- полный контроль работы линий и блоков;
- работу основного усилителя;
- преобразование "аналог-код " к виду 14 разрядов + знак;
- регистрацию записи 24-х сейсмических каналов.

К одному блоку ***MAU*** может быть подключено до трех ведомых аналоговых сейсмических блоков (***SAU***) на 36 сейсмических каналов каждый.

Блок логики содержит ряд микропроцессоров, обеспечивающих управление работы всей станции через панель управления и запись сейсмической информации на ленту в мультиплексном формате ***SEG-B***. Добавление в состав станции специального блока памяти - ***Demyltiplexing memory unit – DMU*** - позволяет в процессе записи производить демультиплексирование сейсмических данных. В этом случае в качестве выходного формата записи используется демультиплексный формат на 2,5 байта типа ***SEG-D-8015***. Сейсморазведочные станции этого типа еще продолжают использоваться на ряде морских исследовательских судов, как России, так и ряда зарубежных стран (Schmidt, 2003).

Блок-схема такого варианта станции ***SN-358 DMX*** показана на рис.16.9. В зависимости от числа ведущих блоков ***MAU*** и шага квантования возможное число каналов станции ***SN-358 DMX*** может быть различным.

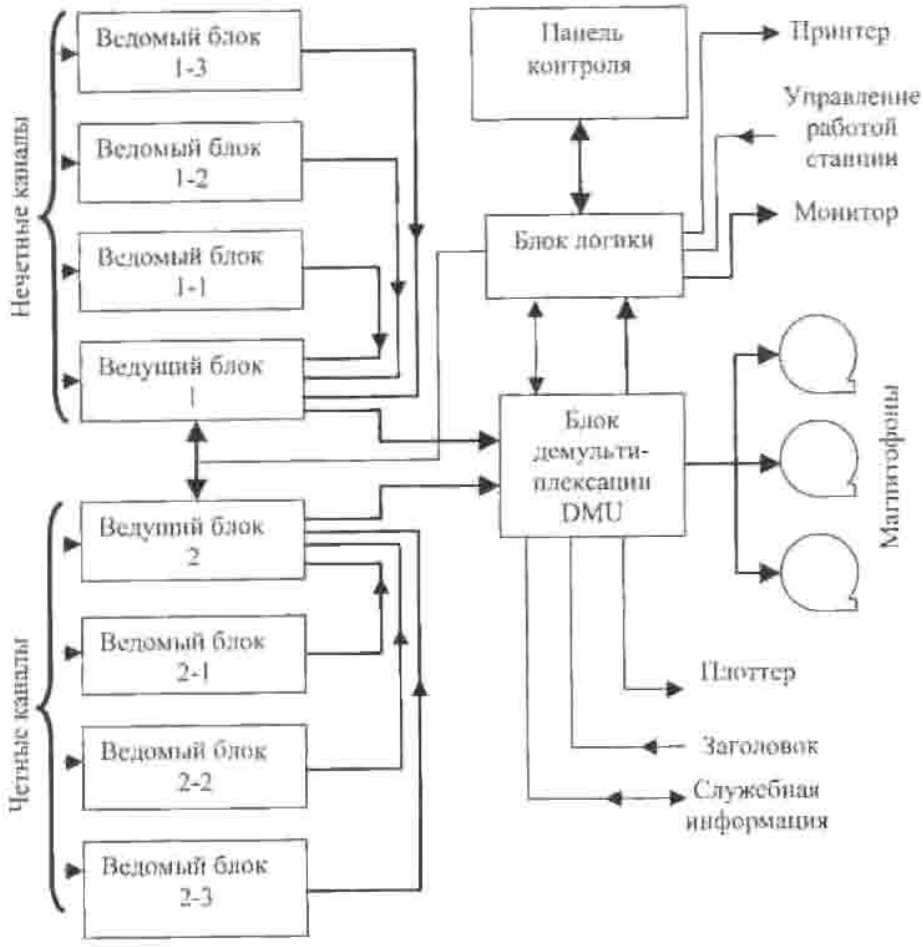


Рис. 16.9. Блок-схема сейсморазведочной станции SN-358 DMX для морских работ

Принятые конструктивные решения позволили получить следующие основные технические характеристики станции ***SN-358***.

Технические характеристики сейсморазведочной станции SN-358

Число каналов:
основных .....от 8 до 246
вспомогательных.....до 8
Длительность записи, с.....от 1 до 99 с шагом 1
Шаг квантования, мс.....0,125; 0,25; 0,5; 1; 2; 4
Усиление предусилителей:
наземный вариант.....2^5 или 2^8
морской вариант.....2^4 или 2^7
Энергопотребление
при записи на 96 каналов, Вт.....480

Заметное место среди производителей линейной сейсморазведочной аппаратуры, поставляемой на рынки ***России***, занимает объединенная японо-американская фирма ***OYO GEOSPACE Instruments Inc.*** Она имеет свое представительство в ряде стран, в том числе и в России. Имея значительный опыт разработки и выпуска малоканальных (12 - 24 каналов) сейсморегистрирующих систем в ***Японии*** для ведения малоглубинных сейсмических исследований (системы ***McSEIS-1500***, ***McSEIS-SX*** и др.), объединенная фирма создала на основе своих традиций новую сейсморегистрирующую систему, которая может одновременно использоваться и в нефтяной сейсморазведке. Эта система, показанная на рис.16.10, получила название ***Data Acquisition System.*** В основу структуры станции положены блочные принципы построения, что позволяет ее легко транспортировать. Поскольку станция создавалась в 90-е годы, то при ее создании уже использованы последние достижения цифровой и вычислительной техники.

Основа данной регистрирующей системы - компьютеризированный регистрирующий блок - ***Master Control Unit*** - на 24 (или 48) сейсмических и 2 вспомогательных канала. В составе этого блока имеется ***память*** для

оперативного сбора и хранения информации на 4 - 16 MB, память для хранения программных средств на 4 MB и жесткий диск на 120 MB для длительного хранения сейсмической информации. Управление работой всей системы осуществляется с помощью клавиатуры и ввода управляющих команд с дискеты емкостью 1,44 MB. Встроенное программное обеспечение позволяет осуществлять диагностику фактического состояния, как самой регистрирующей системы, так и сейсмической косы с сейсмоприемниками по ряду показателей:

- величине уровня шумов на входе;
- коэффициенту усиления предварительных усилителей;
- уровню взаимных влияний между каналами;
- коэффициенту нелинейных искажений;
- наличию утечек в приемной линии;
- наличию обрывов в приемной линии;
- местоположению обрывов в приемной линии и др.



Рис. 16.10. Сейсморазведочная станция DAS-1

В состав комплекса минимальной конфигурации входит термический плоттер шириной записи 4,4 дюйма (11,2 см). По желанию заказчика конфигурация данной системы может быть значительно расширена как по числу сейсмических каналов (до 144), так и по набору дополнительных устройств. Варианты возможной комплектации приведены ниже:

Варианты структуры станции DAS-1

Канальность	48	144
Объем записывающей памяти, Мб	16	16
Объем системной памяти, Мб	16	16
Емкость памяти, отводимая для записи одной трассы, Кб	40/80	13/27
Число подключаемых дополнительных блоков записи	Нет	Два
Емкость стандартного твердого диска, Мб	120	120

Технические характеристики сейсморазведочной станции DAS-1

Число каналов	24, 48, 96 или 144
Шаг квантования сигнала, мс	0,03125; 0,0625; 0,125; 0,250; 0,500; 1,0; 2,0; 4,0
Максимальное число отсчетов на трассу	80000
Разрядность *АЦП*	23 + знак
Энергопотребление Вт, в режиме:	
записи	96
воспроизведения	200
Выходной формат записи	SEG-D-8048

В настоящее время эта фирма выпускает более совершенный вариант станции подобной структуры - ***DAS-2***.

16.5. Линейные сейсморазведочные станции: что впереди?

Все выше описанные сейсморазведочные станции по современной классификации относятся к классу линейных станций - станций, у которых аналоговые электрические сигналы сейсмоприемников передаются по длинным сейсмическим косам в центральный блок, который и принято называть сейсморазведочной станцией. Именно здесь сейсмические сигналы всех сейсмоприемников проходят первичную обработку и последующую регистрацию. Состав и структура процедур обработки непрерывно совершенствовались и усложнялись

Одновременно совершенствовались способы регистрации сейсмической записи, менялись и улучшались формы выдачи визуализированных сейсмограмм. Как уже говорилось, современные сейсморазведочные станции рассматриваемого класса относятся к ***четвертому*** поколению. Отличительной особенностью этого поколения сейсморазведочных станций является, помимо цифровой формы регистрации сейсмических сигналов, широкое применение различного рода процедур как тестирования работоспособности сейсмических каналов до и во время регистрации, так последующей достаточно глубокой обработки регистрируемой сейсмической информации. Эти свойства сейсморазведочных станций четвертого поколения позволяют получать сейсмическую информацию весьма высокого качества, что открыло перед сейсморазведкой на базе широкого использования динамических характеристик волнового поля возможность решения исключительно сложных, ранее не решаемых, геологических задач по прогнозированию свойств нефтяных и газовых резервуаров. Вместе с тем, несмотря на такие успехи, в практике работ на нефть и газ наблюдается устойчивая тенденция снижения объемов использования линейных сейсморазведочных станций. Объяснить это парадоксальное обстоятельство только одним относительным уменьшением объемов сейсморазведочных работ по технологии 2D нельзя. Действует, к сожалению, еще один субъективный фактор: в среде специалистов нефтяных компаний-заказчиков отдается предпочтение телеметрическим системам регистрации при заказе работ не только по технологии 3D, но и профильных работ. Наличие этой тенденции позволяет думать о том, что имеют место какие-то глубокие и объективные причины этого явления. Выявить эти причины может помочь ретроспективный исторический анализ развития сейсморазведочной аппаратуры.

Качественное представление о жизненном цикле сейсморазведочных станций первого и последующих поколений линейных сейсморазведочных станций дают графики, показанные на рис.16.11. На них в условном масштабе (в долях от максимума) показана относительная плотность распространения во времени на производстве сейсморазведочных станций каждого поколения. С момента появления первой на производстве обычно проходило около 15 лет. Столько же лет после этого еще проходило до момента полного прекращения использования на производстве аппаратуры данного поколения.

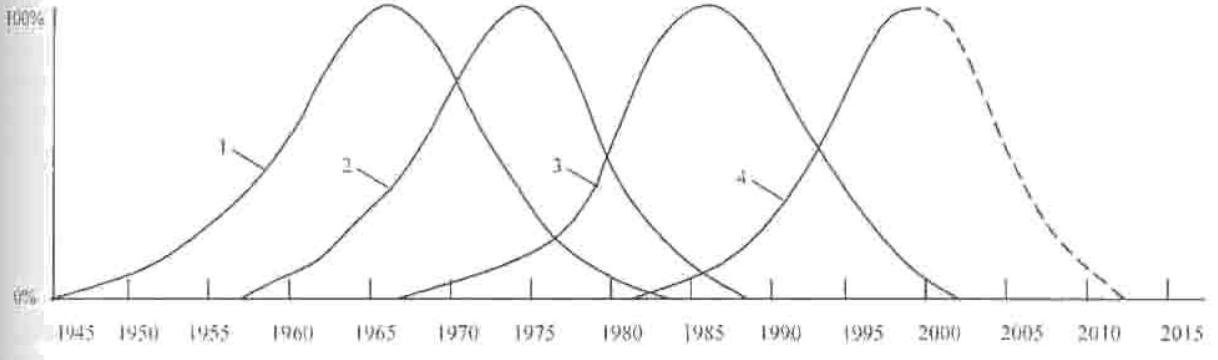


Рис. 16.11. Относительная плотность распространения во времени на производстве отечественной сейсморазведочной аппаратуры разных поколений:
1 - сейсморазведочная аппаратура первого поколения с прямой осциллографической записью;
2 - сейсморазведочная аппаратура второго поколения с аналоговой магнитной записью;
3 - цифровая сейсморазведочная аппаратура третьего поколения;
4 - компьютеризированная сейсморазведочная аппаратура линейного типа

Если проанализировать историю (Бондарев, Крылатков, 2002) создания и периодов жизнедеятельности сейсморазведочных станций разных поколений, то это позволит понять тенденции в развитии аппаратуры в будущем. Из анализа этих графиков отчетливо видно:

- каждое поколение сейсморазведочной аппаратуры проходит свой определенный жизненный цикл – зарождение, расцвет и угасание;
- на смену действующему поколению аппаратуры непременно приходит новая генерация аппаратуры;
- жизненные циклы аппаратуры каждого поколения имеют отчетливую тенденцию к сокращению;
- на смену сейсморазведочным станциям четвертого поколения обязательно придут сейсморазведочные станции нового типа.

Сейсморазведочные станции линейного типа сыграли свою выдающуюся роль в истории сейсморазведки. В настоящее время принципы построения станций этого типа подвергаются серьезному переосмыслению, поскольку объем использования этих станций на производстве непрерывно уменьшается за счет все более широкого применения *телеметрических сейсморегистрирующих систем*.

В настоящее время достаточно четко просматривается ***три сценария*** в судьбе линейных сейсморазведочных станций.

Первый из них – это дальнейшее совершенствование сейсморазведочных станций для разведки нефти и газа путем увеличения числа каналов (до 512 и более) по традиционной схеме с высоким уровнем сервисного программного обеспечения на стадии самоконтроля технического состояния и ведения предварительной обработки сейсмических данных. Одновременно в таких станциях предусматривается возможность их работы в режиме технологии 3D с несколькими линиями приема. Типичный пример этому - отечественная станция типа ***Прогресс-Л***.

Второй сценарий – создание высокотехнологичных, компактных и универсальных сейсморазведочных станций для использования их в самых разнообразных целях: от решения задач малоглубинной сейсморазведки при инженерно-геологических исследованиях до региональных сейсмических работ. Типичный пример станций такого типа – *зарубежные станции* типа ***DAS-1, DAS-2,*** или *отечественные станции типа* ***SGD-SEL***. Этот сценарий фактически означает медленный, но верный уход из сферы ее использования при сейсморазведочных работах на нефть и газ.

Третий сценарий – постепенное и полное их вытеснение *телеметрическими комплексами*.

По какому из этих путей пойдет развитие и совершенствование сейсморазведочной аппаратуры, покажет будущее. На основе личного опыта автор полагает, что *линейные компьютеризированные сейсморазведочные станции* четвертого поколения выйдут из употребления в России после 2008 - 2012 гг. Правильность данного прогноза покажет только время.

Вопросы для самопроверки

1. Охарактеризуйте структуру современного парка сейсморазведочных станций России.
2. Поясните принцип работы цифровой сейсморазведочной станции типа Прогресс-1.
3. Назовите главные дополнительные возможности станции Прогресс-2.
4. Сформулируйте содержание понятий "виброграмма" и "коррелограмма".
5. Назовите главные отличительные признаки сейсморазведочной станции Прогресс-96.
6. Поясните главные достоинства сейсморазведочной станции типа Прогресс-Л.
7. Какими важными достоинствами обладают сейсморазведочные станции типа Интромарин L2?
8. Назовите основные типы зарубежных сейсморазведочных станций, работающих в России.
9. Поясните принцип работы сейсморазведочных станций типа SN-358.
10. Какими важными достоинствами обладают сейсморазведочные станции типа DAS-1?
11. Каковы возможные пути совершенствования линейных сейсморазведочных станций?

★ ★ ★ ★ ★ ★ ★



17. ТЕЛЕМЕТРИЧЕСКИЕ СЕЙСМОРЕГИСТРИРУЮЩИЕ СИСТЕМЫ

17.1. Общие принципы построения телеметрических систем сбора сейсмической информации

Необходимость создания многоканальных телеметрических сейсморегистрирующих систем возникла в сейсморазведке тогда, когда появилась реальная потребность в широком внедрении в практику работ систем наблюдений с многократными перекрытиями в *площадном варианте*. При работе такого типа очень остро встала проблема *надежности и помехоустойчивости* процесса передачи аналоговых сигналов по длинным (более 3 - 5 км) сейсмическим косам, значительности веса таких кос и затруднительности их перемещения по площади. Использование обычных сейсмических кос при большом числе каналов (обычно более 120) стало практически затруднительным из-за их большого веса, громоздкости, трудности в обеспечении хороших помехозащитных характеристик, частых нарушений контактов в разъемных соединениях, больших электрических влияний между каналами, высокого уровня наводок в районах с развитой промышленной инфраструктурой. Эти и другие важные обстоятельства поставили на повестку дня вопрос о создании таких сейсморегистрирующих систем, у которых *начальная часть процесса регистрации и процесса обработки* аналоговых сейсмических сигналов осуществлялась бы *вблизи места их приема*. С целью реализации этих требований и были созданы сейсморегистрирующие системы нового типа. Сначала появились первые телеметрические сейсморегистрирующие системы (ТСС), разработчики которых вообще отказались от кабельной системы передачи сейсмической информации от места ее регистрации (от сейсмоприемников) к месту ее окончательной записи (в сейсморазведочную станцию). Одной из первых таких станций была система SGR, созданная в 1974 году компанией Amoco Production Co из США (Кучмеев И.М., 2003). Полевая запись каждого сейсмоприемника осуществлялась на кассетный регистратор, позволявший осуществлять запись 75 сейсмограмм длиной по 5с. В 1976 компания Globe Universal (США) впервые выпустила систему GUS-BUS уже с кабельным каналом передачи сейсмических данных в центральную регистрирующую станцию. Каждый полевой модуль обслуживал 4 сейсмических каналов записи. Полевой модуль обеспечивал предварительное усиление, фильтрацию, АРУ, аналого-цифровое преобразование сейсмических сигналов и передачу информации в центральную регистрирующую станцию. Адрес полевого модуля устанавливался вручную в момент его установки на профиле. По команде оператора имелась возможность дистанционного тестирований модулей и установки частот среза фильтров. Питание полевых модулей было автономным.

В 1978 г. компания SERCEL (Франция) выпустила свою первую сейсмическую телеметрическую регистрирующую систему SN-348, технические параметры которой были достаточно совершенны. Она имела 480 многоканальных полевых модулей, их питание осуществлялось по телеметрическому кабелю, адреса полевых модулей передавались по кабелю и др. Система SN-348 получила широкое распространение в мире и во многом определила конструктивные особенности всех последующих телеметрических систем.

К началу восьмидесятых годов прошлого века в США были разработаны телеметрические регистрирующие системы, использующие оптико-волоконные линии связи - MDS-14 (1981г), MDS-16 (1983 г.), MDS-18 (1988 г.) и MDS-18X (1990 г.). Широкого распространения аппаратура этого типа при наземных сейсморазведочных работах по ряду причин не получила. Аналогична судьба телеметрических систем сбора информации, в которых использовался только радиотелеметрический принцип передачи информации в центральную регистрирующую станцию – MYRIASEIS (Institut Francais du Petrole, Франция), TELSEIS-200 (Fairfield Industries, США) и OPSEIS 5500 (Applied Automation, США).

Однако в последующем основное место на производстве во всем мире заняли телеметрические системы, у которых главным способом передачи данных стала кабельная телеметрия. Другие виды телеметрии (радиотелеметрия, оптико-волоконная телеметрия, лазерная телеметрия и др.) играют в современных системах, как правило, вспомогательное положение.

В телеметрических системах начальное преобразование аналоговой сейсмической информации в цифровую форму осуществляется *непосредственно на профиле вблизи места ее регистрации*. Далее эта цифровая информация передается на *базовую сейсморегистрирующую систему* по специальным *телеметрическим каналам связи*. Первоначально телеметрические системы предназначались, прежде всего, для проведения сейсморазведочных работ в труднодоступных районах (тундра, переходные зоны суша - море, заболоченные территории и т. п.). Постепенно, по мере их совершенствования, сфера применения такой аппаратуры быстро расширялась. Особенно быстро это стало происходить в середине 90-х годов, когда в сейсморазведке началось широкое применение площадных трехмерных сейсмических наблюдений. К настоящему времени телеметрические регистрирующие системы получили признание большинства геофизиков. Объем их использования непрерывно увеличивается. Более того, во многих организациях, в силу ряда причин, телеметрические многоканальные системы нередко достаточно широко используются и для работ по профильным системам наблюдений. Существует мнение в среде специалистов, что *телеметрический принцип* построения сейсморегистрирующих систем в будущем станет

доминирующим. Основываясь на этом мнении, многие специалисты высказывают даже такую крайнюю точку зрения, что в недалеком будущем сейсморазведочные *станции линейного типа* окажутся вообще *невостребованными*. Кто окажется прав в этом вопросе, покажет практика сейсморазведочных работ ближайшего времени.

Телеметрические сейсморегистрирующие системы представляют собой сложно организованные и многофункциональные устройства, классификация принципа работы которых может осуществляться по ряду различных признаков.

В качестве *первого и основного* классификационного принципа выступает *тип телеметрического канала связи (КС)*, по которому передается сейсмическая и другая информация от *полевого модуля (ПМ)* системы к *центральной регистрирующей станции (ЦРС)*. По типу используемых каналов связи все современные телеметрические системы подразделяются на: *проводные*, *оптоволоконные*, *радиоканальные* и *локальные* (рис.17.1).

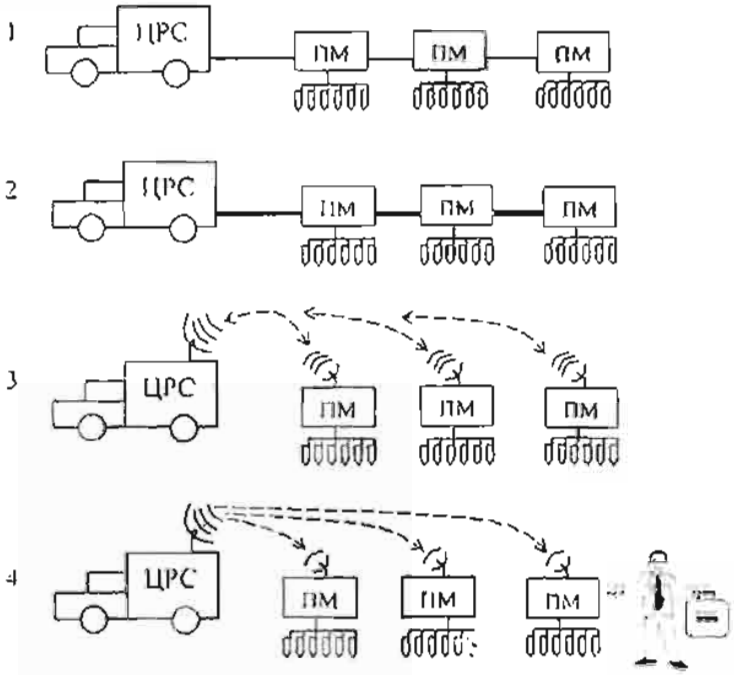


Рис. 17.1. Типы телеметрических каналов связи между полевыми модулями (*ПМ*) и центральной регистрирующей станцией (*ЦРС*): 1 - проводные, 2 - оптоволоконные; 3 - радиоканальные; 4 - локальные

Вторым классификационным *принципом* телеметрических систем является *пространственно-временной принцип передачи данных от ПМ к ЦРС*. Различают *последовательную* и *параллельную* (во времени и пространстве) передачу сейсмической информации от полевых модулей к центральной регистрирующей станции (рис.17.2). При этом во всех случаях, в силу ограниченности пропускной способности каналов связи, зарегистрированная сейсмическая информация от *ПМ к ЦРС* передается *вне режима реального времени* процесса регистрации сейсмограмм. Наиболее часто используют *последовательный* способ передачи информации. Этот процесс начинается с передачи информации от ПМ, которые наиболее удалены от ЦРС. В результате этого получение в ЦРС сейсмической записи (сейсмограммы) происходит спустя некоторое (небольшое) время после окончания работы ПМ в режиме записи. В телеметрических системах с *радиоканальным* видом связи передача информации идет в последовательном режиме, что позволяет использовать лишь одну радиочастоту (иногда две) для передачи информации. Естественно, что на опрос всех действующих ПМ требуется некоторое время. Ведущее место в мире в настоящее время занимают телеметрические системы, в которых используют *проводную связь* и, реже, *радиосвязь*.

Телеметрическая система сбора и регистрации сейсмической информации представляет собой локальную сеть, состоящую из множества ПМ, размещенных по какой-либо схеме на площади (или профиле) исследования, и через канал связи сообщающихся с ЦРС (рис.17.3). Основу полевых модулей системы

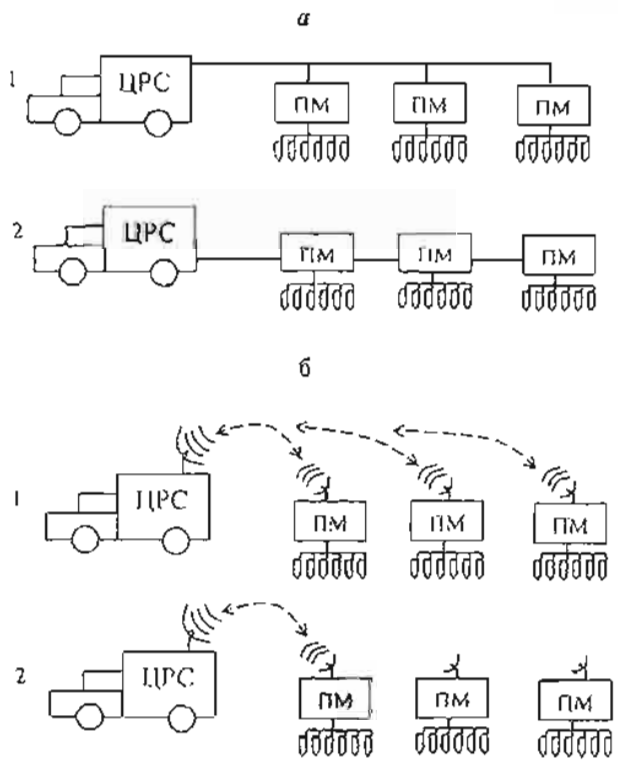


Рис. 17.2. Система с кабельным (а) и радиоканальным (б) телеметрическими каналами связи при параллельной (1) и последовательной (2) передачах информации от полевых модулей (*ПМ*) к центральной регистрирующей станции – *ЦРС*

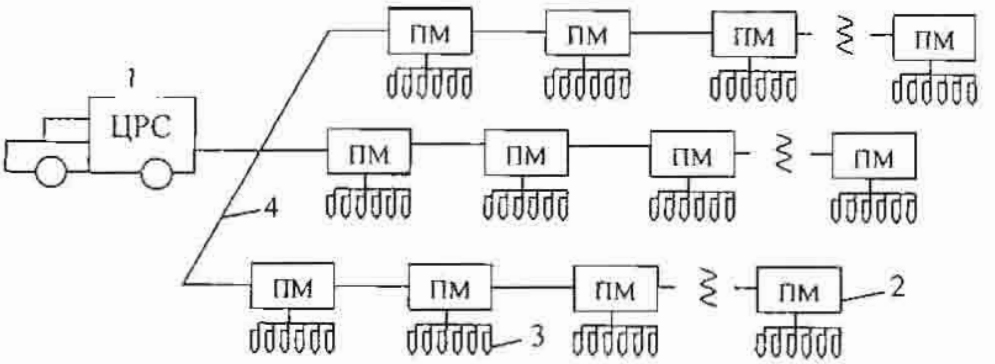


Рис.17.3. Принципиальная схема регистрирующей телеметрической сейсморазведочной станции: 1 - центральная регистрирующая станция - *ЦРС*; 2 - полевые модули *ПМ*; 3 - сейсмоприемники; 4 - телеметрический канал связи

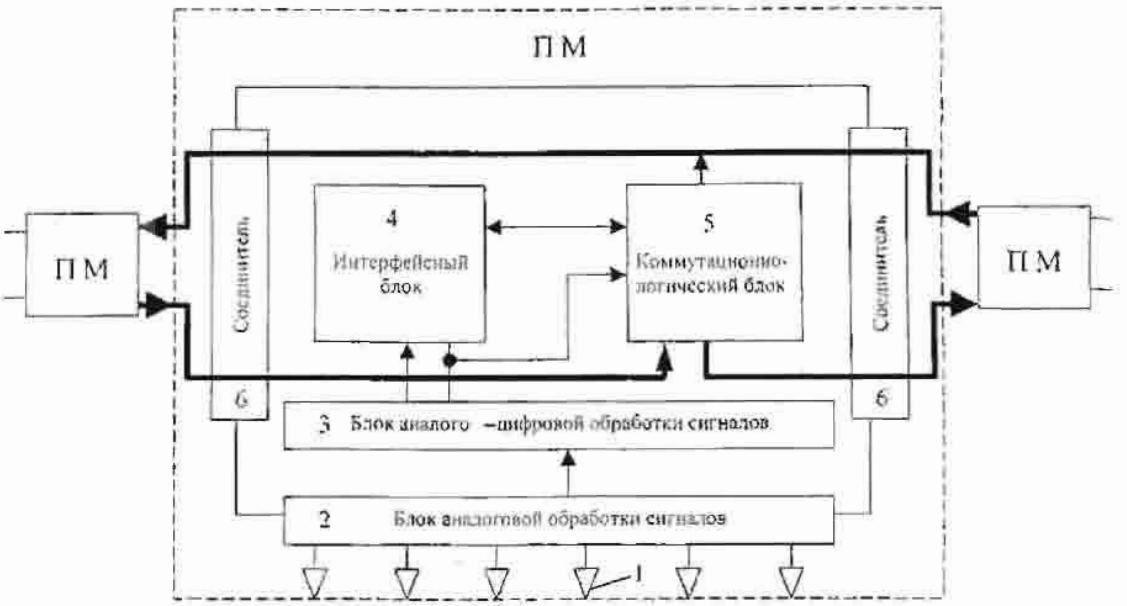


Рис. 17.4. Обобщенная блок-схема полевого модуля:
1 - сейсмоприемники; 2 - блок аналоговой обработки сигналов; 3 - блок аналого-цифровой обработки; 4 - интерфейсный блок; 5 - коммутационно-логический блок; 6 - соединители-устройства сопряжения с соседним *ПМ*

составляет тракт записи одно - шестиканальной сейсморазведочной станции. Каждый ПМ содержит *блок аналоговой обработки сигналов*, включающий ряд предусилителей с фильтрами ФНЧ, ФВЧ и РФ, *блок аналого-цифровой обработки*, состоящий из *аналого-цифрового преобразователя*, *коммутационно-логический блок*, включающий в себя коммутатор каналов, форматор, блок памяти и т. п. и *интерфейсный блок* (рис.17.4).

Центральная регистрирующая станция представляет собой набор ряда функционально связанных между собой устройств, работающих под управлением центральной *ЭВМ* (рис.17.5). Основу ЦРС составляет блок регистрации и контроля сейсмических данных (1). Его назначение – выполнение всех функций, связанных с отождествлением нумерации линий и

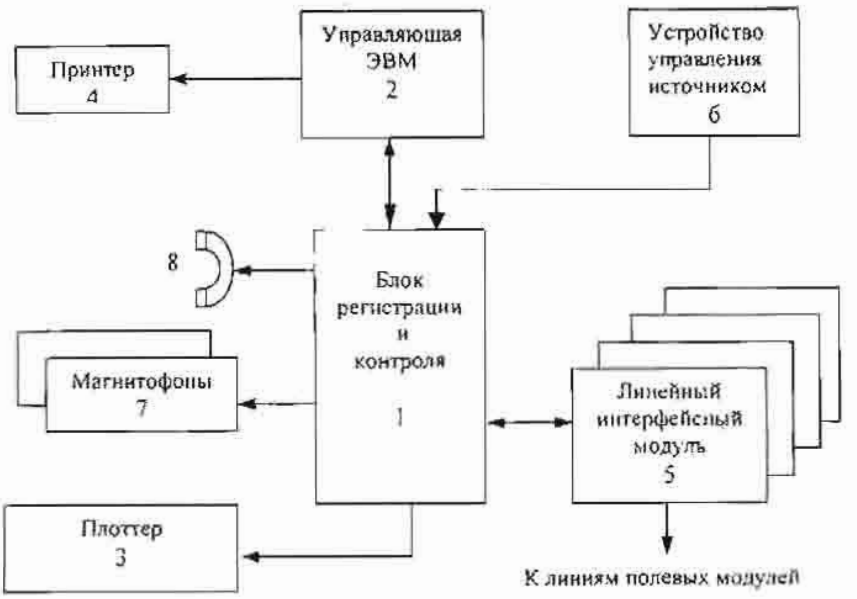


Рис. 17.5. Блок - схема центральной регистрирующей станции - *ЦРС*

полевых модулей, сбор телеметрической информации, ее первичная обработка и запись для долговременного хранения на магнитные носители (7). Вся работа этого блока осуществляется под управлением рабочей станции - мощной ЭВМ (2). Для оперативной распечатки полевых сейсмограмм обычно используют плоттер (3). Распечатки некоторой текстовой оперативной информации осуществляются на принтере (4). Полевые модули подключаются к блоку регистрации и контроля через *линейные интерфейсные модули* (5). Естественно, что для осуществления процесса управления возбуждением упругих колебаний в составе центрального регистрирующего комплекса всегда содержится система *управления работой сейсмических источников* (6), а также *система связи оператора* (8) с подразделениями сейсмического отряда на профиле.

17.2. Телеметрические сейсморегистрирующие системы фирмы "INPUT/OUTPUT, INC"

Среди зарубежных фирм, выпускающих телеметрическую аппаратуру, в России наиболее известна американская фирма *„INPUT/OUTPUT, INC"* (штаб-квартира в г. *Хьюстон*, штат *Техас*). В 1994 году в *России* появилась ее последняя к тому времени аппаратурная разработка второго поколения - телеметрическая регистрирующая система *I/O SYSTEM TWO*. За более чем 35-летний период работы (основана в 1968 г.) компания выпустила более 350 экземпляров телеметрической аппаратуры различной модификации, из которых около 100 эксплуатируются в *России* и странах *СНГ*. Именно эта компания одной из первых в мире применила *передовую дельта – сигма - технологию* (*ADST*) при разработке и изготовлении 24-разрядного аналого-цифрового преобразователя, который является одним из основных элементов полевого модуля. Это позволило получать уникальные по качеству сейсмические записи. Поскольку система *I/O SYSTEM TWO* была первой широко используемой в России телеметрической аппаратурой, то ее структура послужила базовым учебным эталоном для знакомства отечественных сейсморазведчиков с аппаратурой такого типа. По этой причине описание ее строения дается достаточно подробно.

В эти годы фирма выпустила *три модификации* регистрирующих телеметрических многоканальных комплексов с использованием *кабельных* (*I/O SYSTEM TWO MRX*), *оптоволоконных (I/O SYSTEM TWO MSX)* и *радиолиний* связи (*I/O SYSTEM TWO RSR*) между полевыми модулями и центральной регистрирующей станцией.

В *России* используются преимущественно комплексы с кабельной системой связи. Это обстоятельство, очевидно, объясняет и тот факт, что среднее число каналов, приходящихся на одну приобретенную регистрирующую систему в *России*, составляет около 800. В то же время в других странах, где применяется эта аппаратура, число каналов, приходящихся на одну систему, превышает 2000. Несомненно, что увеличение числа приемных каналов, приходящихся на одну станцию, способствует повышению качества регистрируемых данных и производительности сейсморазведочных работ.

I/O SYSTEM TWO - это современная телеметрическая станция, построенная по модульному принципу. Она предназначена для сбора данных трехмерных многоканальных сейсмических исследований и контроля над качеством работы системы в процессе сбора информации. Регистрация данных может производиться по одной или множеству (до 512) линий с общим максимальным числом каналов 8064 (при шаге квантования 4 мс). Одной из существенных особенностей данной станции является возможность проводить диагностику в оперативном и автоматическом режимах. Данные тестирования сопоставляются с эталонными рабочими характеристиками, установленными на заводе-изготовителе. В случае выхода каких-либо параметров системы за разрешенные пределы оператору станции выдается уведомление об ошибке и ее местонахождении. Это гарантирует получение неискаженных данных и обеспечивает высокую эффективность работы всего сейсморазведочного оборудования.

Общая структура системы

Все оборудование телеметрической сейсмической системы типа *I/O SYSTEM TWO* состоит из *четырех модульных подсистем*.

Центральная электроника (*ЦЭ*) получает команды, устанавливает параметры и инструкции от оператора станции и передает их на полевое оборудование. Она контролирует и обрабатывает сейсмические данные, поступающие от полевого оборудования, выводит их на магнитофон или плоттер. Включает в себя следующие элементы:

- консоль оператора (*Operator Console Module-OSM*) на базе *IBM-486*;
- блок управления системой (*System Control Module-SCM*) с подблоком памяти *SIM*;
- линейный интерфейсный модуль (*Line Interface Module-LIM*);
- магнитофон (*Tape Transport Module-TTM*);
- коррелятор-сумматор (*Correlator/Stacker Module-CSM*).

Полевое электронное оборудование (*ПЭО*) дешифрирует поступающую информацию и выполняет команды, полученные от центральной электроники. В процессе регистрации сейсмических данных ПЭО принимает, дешифровывает и передает данные на ЦЭ. Оно включает в себя:

- полевые регистрирующие модули (*RSC, MRX, RSX*);

- коммутационный модуль (*LT* или *MT*);
- источники питания.

Периферийное оборудование станции содержит:
- устройство управления источником взрыва (*Energy Source Controller-ESC*);
- плоттер (*Plotter Module-PM*);
- портативный источник питания (*Portable Power Supply*).

Вспомогательное оборудование служит для установки параметров ПЭО, технического обслуживания и текущего ремонта всей системы и состоит:
- из портативного тестирующего устройства полевых модулей (*Hand Held Terminal-HHT*);
- модуля контроля линейной расстановки (*Line Checker Module-LCM*);
- диагностического и ремонтного комплексов (*Remote Test Station-RTS*);
- осциллографа;
- зарядного устройства.

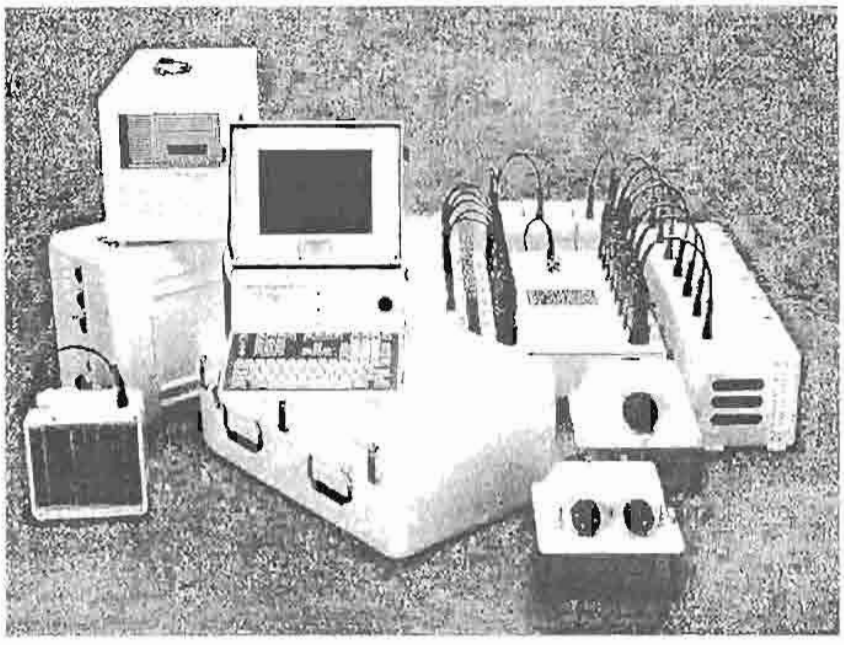


Рис. 17.6. Внешний вид набора блоков станции I/O SYSTEM TWO

Представление о внешнем виде основных блоков системы *I/O SYSTEM TWO* дает рис.17.6.

Центральная электроника

Блоки центральной электроники монтируются в кабине сейсмостанции и выполняют следующие функции:
- адресацию и установку параметров полевого оборудования;
- стыковку между полевым и периферийным оборудованием;
- регистрацию сейсмических данных.

Вариант конфигурации центральной электроники и периферийного оборудования при работе со взрывными источниками показан на рис.17.7.

Консоль оператора (***ОСМ***) является связующим интерфейсом оператора со станцией *I/O SYSTEM TWO*. С ее помощью оператор вводит все системные параметры для каждого модуля, получает обратно на дисплей информацию о работе системы через режим контроля ее в реальном времени или в автономном режиме. В конфигурацию ОСМ включен принтер, на котором можно получить документальные распечатки различных видов рапортов, а также всей информации с экрана ОСМ. Основными функциями ОСМ являются:
- контроль и ввод данных для работы всей системы;
- автоматическая инициализация системы с использованием предварительно установленных параметров;
- вывод результатов тестирования и диагностики на экран монитора;
- архивация рапортов оператора и отчетов о состоянии оборудования;
- представление оператору необходимой консультативной информации (*HELP*).

Для реализации этих функций в состав ОСМ входит программное обеспечение со следующими возможностями:
- установка параметров системы в автономном режиме;
- создание *сценариев* (*скриптов*), облегчающих планирование и проведение работ;
- управление всем периферийным оборудованием системы;
- редакция в диалоговом режиме параметров отработки площади и параметров коммутации каналов;
- фиксация в журнале регистрации паспорта каждого физического наблюдения или свипа;
- автоматическая загрузка параметров и сценариев с дискеты;
- вывод на экран в режиме реального времени цветного графического изображения конфигурации расстановки;
- консультативная помощь оператору.

Блок управления системой ***SCM*** с помощью устройства *долговременной памяти* ***SIM*** осуществляет распределение команд и адресов всем находящимся на связи с ним модулям. Регистрируемые сейсмические данные передаются на SCM через LIM для последующей записи на магнитофон TTM. SCM запускает заданные оператором на ОСМ команды, предназначенные для всей системы. Для этой цели вначале оператор создает *сценарий*, или *скрипт*, для работы всей системы.

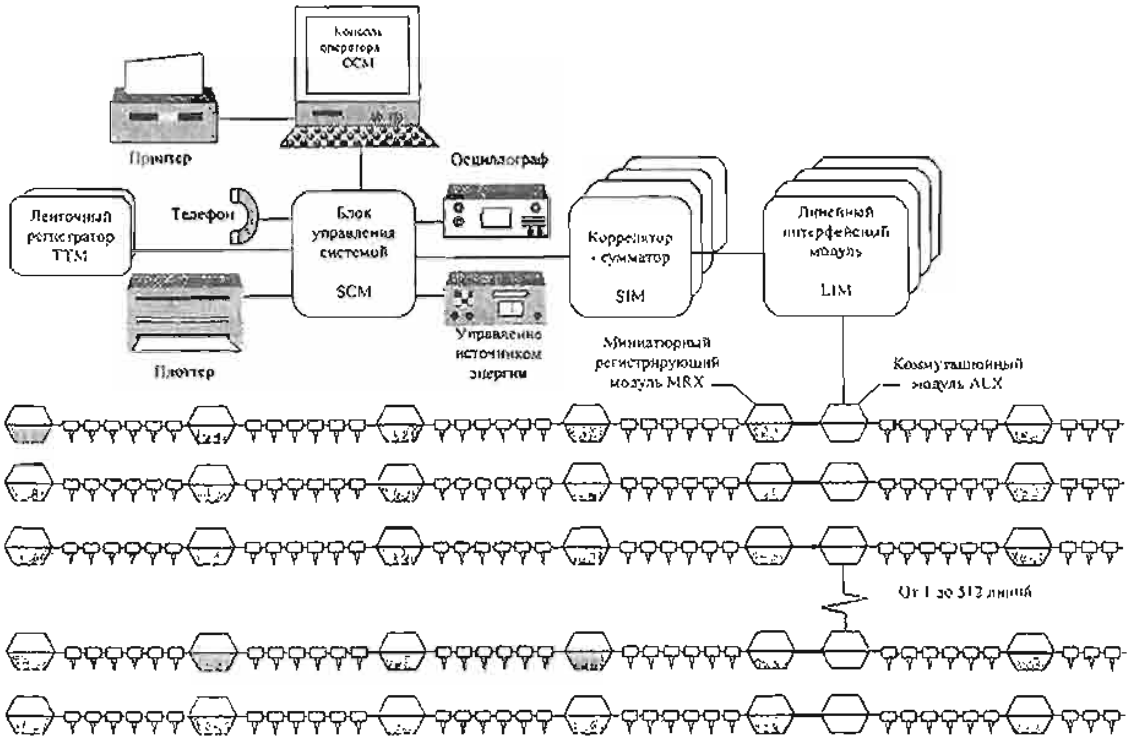


Рис.17.7 Вариант конфигурации центральной электроники и периферийного оборудования цифровой телеметрической станции I/O SYSTEM TWO в развернутом виде для наземных работ 3D

Основными функциями SCM являются:

- установление связи и стыковки с OCM;
- форматирование данных, поступающих на магнитофон TTM и с него;
- форматирование данных для вывода их на плоттер;
- установление линий связи блоков центральной электроники,
- синхронизация работы всей системы;
- определение ошибок в работе всей системы.

К блоку управления SCM через коррелятор - сумматор CSM может подключаться одновременно *не более четырех* линейных интерференционных модулей LIM. В процессе подключения наземных модулей LIM в блоке SCM каждому из них присваивается свой адрес, который позволяет без конфликтов осуществлять связь с любым из наземных модулей LIM. Блок управления системы SCM следит за рабочими характеристиками всей системы во время любых операций и определяет наличие сбоев или ошибок в ее работе. Он имеет стабильный внутренний генератор стандартных тактовых импульсов, на основе чего синхронизируются все операции в системе. Кроме того, SCM формирует отметку момента возбуждения для инициирования работы пункта взрыва. В случае обнаружения какой-либо ошибки в системе внизу на экране OCM появляется предупреждающее информационное сообщение.

Линейный интерференционный модуль LIM - это блок сопряжения центральной электроники с полевым оборудованием. Каждый LIM может управлять каналами, число которых не превышает 2016. Эти каналы могут быть распределены на линиях, количество которых может достигать 512. Модуль LIM выполняет следующие функции:

- осуществляет самотестирование и диагностику;
- присваивает адреса полевым коммутационным и регистрирующим модулям (ALT и MRX);
- тестирует полевые регистрирующие модули *MRX* и поступающие сейсмические данные;
- проводит калибровку усиления сейсмических сигналов в MRX;
- определяет опорную частоту режекторного фильтра электрических помех промышленной частоты;
- осуществляет синхронизацию выборок данных от MRX;
- демультиплексирует поступающие данные и данные о состоянии модулей;
- выводит многоканальную сейсмограмму данных в режиме реального времени на осциллограф;
- предоставляет телефонный канал связи для переговорных устройств;
- предоставляет возможность ввода 9 вспомогательных каналов только на первый LIM.

LIM получает инструкции от SCM, которые предназначаются как для внутреннего пользования, так и для передачи на полевое оборудование. LIM передает по сети команду, которая распознается модулями ALT и MRX и вызывает процесс их включения. После этого они посылают на LIM свой адрес для проверки. В функции LIM

входит синхронизация данных и сортировка информации о состоянии расстановки. LIM способен выполнять данную операцию одновременно с демультиплексированием данных различных выборок.

Коррелятор-сумматор (CSM) способен высококачественно выполнять следующие функции, необходимые для обработки в поле данных вибросейсмических наблюдений:

- подавление шумов путем:
  - подавления импульсных помех;
  - весового суммирования;
  - сочетания подавления помех и весового суммирования;
  - использования двойного алгоритма подавления шумов;
- суммирование;
- корреляцию.

Магнитофон (TTM) - это девятидорожечный накопитель на полудюймовой магнитной ленте с кассетами размером 10,5 дюймов. Он управляется специальным блоком, находящимся в SCM. Блок управления передает 2,5- или 4-байтные демультиплексированные данные форматов соответственно SEG-D-8015 и SEG-D-8048 на магнитофон для записи. Встроенное в магнитофон устройство форматирования поддерживает плотность записи 1600 или 6250 битов на дюйм. Данные могут записываться на один или два магнитофона.

Для получения сейсмограмм в полевых условиях система I/O SYSTEM TWO содержит *специальный цифровой монитор* – ***Digital Field Monitor***, который позволяет на термическую бумагу шириной 30 см (12 дюймов) выводить запись одновременно до 480 каналов в формате временной последовательности либо до 2400 каналов в трассопоследовательном формате. Разрешенность записи – 8 точек на миллиметр.

Полевое оборудование

В состав полевого оборудования входят два типа модулей: регистрирующие модули Remote Signal Conditioner – RSC и коммутационные модули типа Line Taps - LT или Advanced Line Taps - ALT. Регистрирующие модули RSC выпускаются в нескольких модификациях. Наиболее часто при наземных работах используются модули конструкции типа MRX, имеющие существенно меньшие габариты и вес. Имеется аналог этого модуля, который способен работать в воде на глубине до 15 м (MRX-2). Коммутационные модули LT и ALT различаются не принципиально.

Полевой регистрирующий модуль MRX - это основной интеллектуальный, программируемый, выносной модуль системы, осуществляющий сбор и оцифровку сейсмической информации. MRX включается в работу после того, как получит команду от периферийного модуля LIM, устанавливающего параметры полевого оборудования. Обычно поступают команды на установку следующих параметров модуля:

- коэффициента усиления предусилителя (12, 24, 36, 48 дБ);
- констант спектрального формирующего фильтра;
- частот антиалайсингового фильтра;
- частот фильтра ФВЧ;
- частот режекторного фильтра и фильтра специальных частот (**HPE**).

После получения отметки момента возбуждения от LIM модуль MRX начинает сначала передавать на LIM данные, полученные им от более удаленного MRX. Затем он добавляет свою собственную информацию в конец потока данных. Первым поток сейсмических данных начинает передавать тот MRX, который расположен дальше всех от LIM.

Установка коэффициента усиления предусилителей осуществляется оператором (с пульта OCM) по четырем зонам в зависимости от удаления от пункта возбуждения. Их границы (по числу каналов), условно показанные на рис.17.8, запоминаются системой и автоматически передаются вместе с пунктом возбуждения.

Параметры антиалайсингового фильтра могут быть установлены в следующих пределах:

- 540 или 750 *Гц* при шаге квантования 0,5 мс;
- 270 или 400 Гц при шаге квантования 1,0 мс;
- 135 или 200 Гц при шаге квантования 2,0 мс;
- 68 или 100 Гц при шаге квантования 4,0 мс.

Для компенсации ослабления за счет поглощения в среде высокочастотных составляющих сейсмического сигнала в полевом модуле станции предусмотрен *спектральный формирующий фильтр* (***SSF***) с тремя наборами начальных и конечных частот дополнительного усиления. В результате работы такого фильтра амплитудно-частотная характеристика сейсмического канала приобретает более благоприятный для регистрации сейсмических колебаний характер (рис.17.9). В конечном счете, это приводит к повышению разрешенности сейсмической записи. Подтверждением тому может служить вывод одной и той же сейсмической записи, полученной с включенными фильтрами и без них. На показанном фрагменте сейсмограммы (рис.17.10) отчетливо видна повышенная разрешенность сейсмической записи, полученная с включенными фильтрами SSF.

Одним из главных источников помех на сейсмических записях являются электростатические и электромагнитные помехи от линий электропередач. Эти помехи в станции устраняются специальным программным режекторным фильтром электрических помех промышленной частоты (50 или 60 Гц и их гармоники и субгармоники) – ***HPE*** (***Hi-Line***

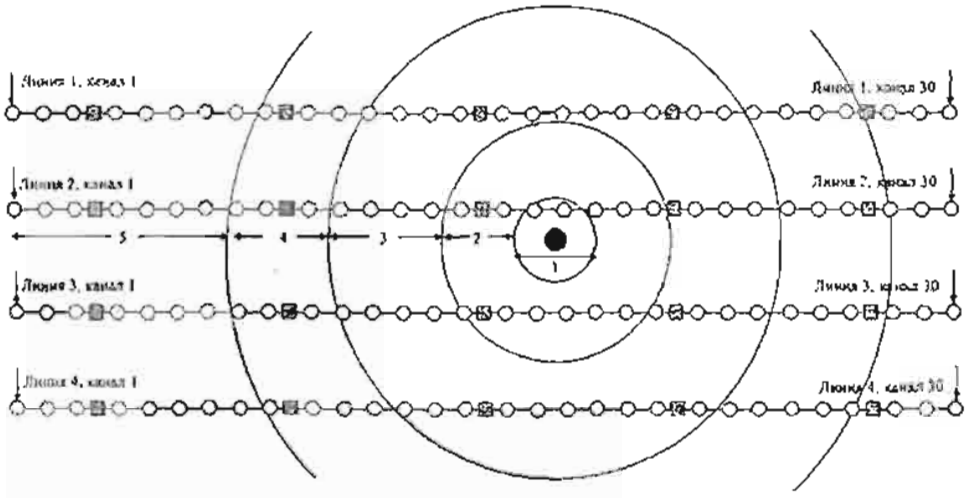


Рис. 17.8. Условная схема установки границ зон усиления в зависимости от удаления от пункта возбуждения.
Усиление предусилителей в «зонах» 1 - 0 дБ; 2 - 12 дБ; 3 - 36 дБ; 4 - 48 дБ

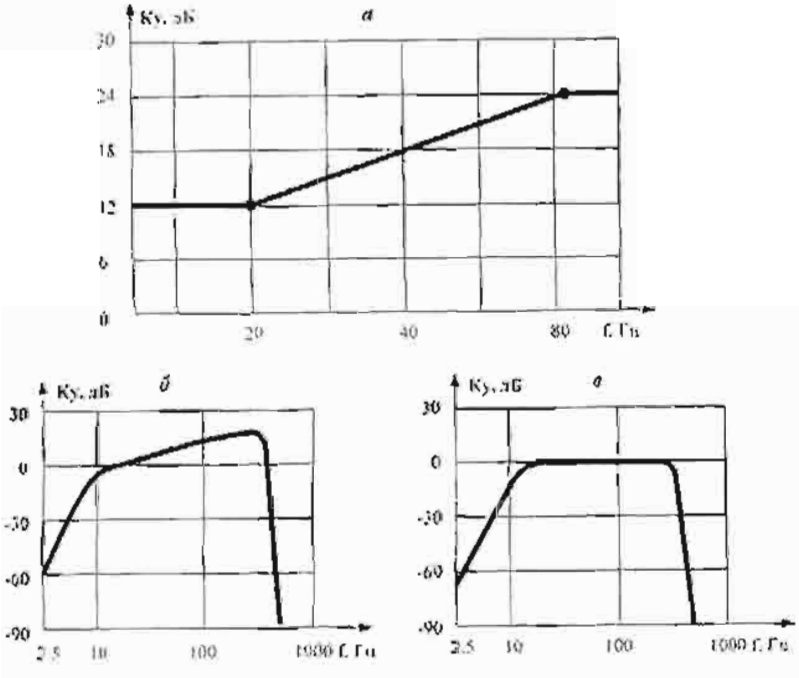


Рис. 17.9. График зависимости коэффициента усиления предусилителей от частоты (а). Результирующая амплитудно-частотная характеристика предусилителей с включенным (б) и выключенным (в) спектральным

Pickup Eleminator), встроенным в модуль MRX. Фильтр HPE может быть запрограммирован для одновременного отслеживания и подавления *трех частот* линий электропередач и трех специальных частот в любом диапазоне регистрируемого спектра. Вид типичной частотной характеристики фильтра HPE показан на рис.17.11.

После получения команды на включение MRX выполняет элементарное самотестирование и после этого подтверждает свое включение на центральную электронику. В дальнейшем оператор через ОСМ может осуществить предварительное тестирование или полную проверку рабочих параметров MRX. На этапе *предварительного тестирования* можно определить величины следующих параметров MRX:

- степень ослабления синфазного сигнала;
- величину сопротивления группы сейсмоприемников;
- коэффициент нелинейного искажения;
- значение частот режекторного фильтра HPE и др.

В ходе *полной проверки* рабочих параметров MRX можно определить численные показатели:

- динамического диапазона;
- входных помех;
- точности ступеней регулятора усиления;
- линейности АЦП;
- сопротивления группы сейсмоприемников;
- взаимного влияния сейсмических каналов;
- общего нелинейного искажения и т. п.

В случае если показатели тестов выходят за установленные рамки, то ошибка автоматически вносится в журнал регистрации ошибок. На экране ОСМ появляется

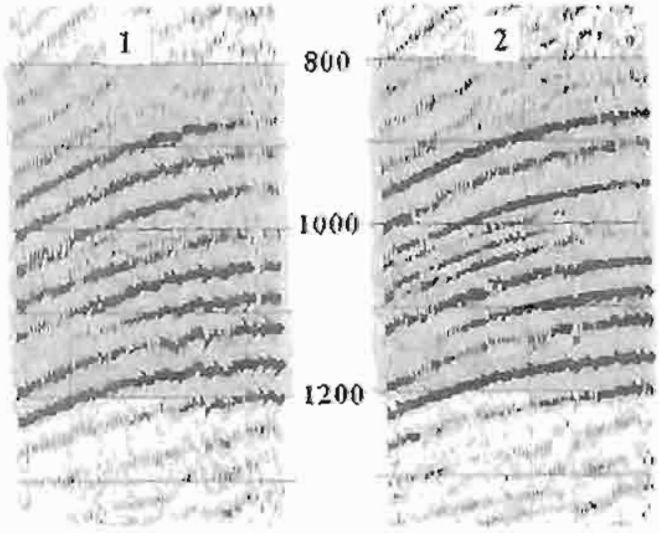


Рис. 17.10. Пример сейсмической записи с выключенным (1) и включенным (2) спектральным формирующим фильтром *NSF*

предупреждающее сообщение. При выводе на экран графического изображения расстановки неисправные модули MRX показываются мигающим светом.

Работу MRX частично можно проверить с помощью портативного тестирующего устройства (ПНТ). Эта проверка осуществляется, как правило, на этапе анализа состояния MRX *до подключения* его к сейсмической линии.

Коммутационные модули типа LT или ALT - это интеллектуальные, программируемые устройства, выполняющие следующие функции:

- линейного повторителя в линии связи станции с сейсмическими косами (рис.17.12, а);
- устройства сопряжения сейсмических кос и станций (рис.17.12, б);
- устройства вывода в линейной расстановке, соединяющего те MRX, которые находятся в разнонаправленных линиях (рис.17.12, в).

Модули LT и ALT используются совместно с модулями MRX и позволяют на основе телеметрических линий связи стандартной для I·O SYSTEM TWO длины добиваться большого количества вариантов в конфигурации полевого оборудования и разметки сейсмических кос.

Коммутационный модуль ALT обладает лучшими, чем LT, техническими характеристиками, поскольку позволяет:

- подключать до 512 линий на один LIM;
- применять телеметрический кабель с меньшим числом пар (5 пар) вместо ранее используемого стандартного 11-парного кабеля.

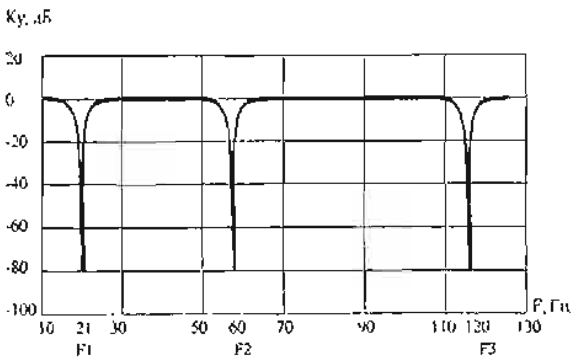


Рис. 17.11. Типичная частотная характеристика режекторного фильтра *HPE* полевых модулей *MRX*

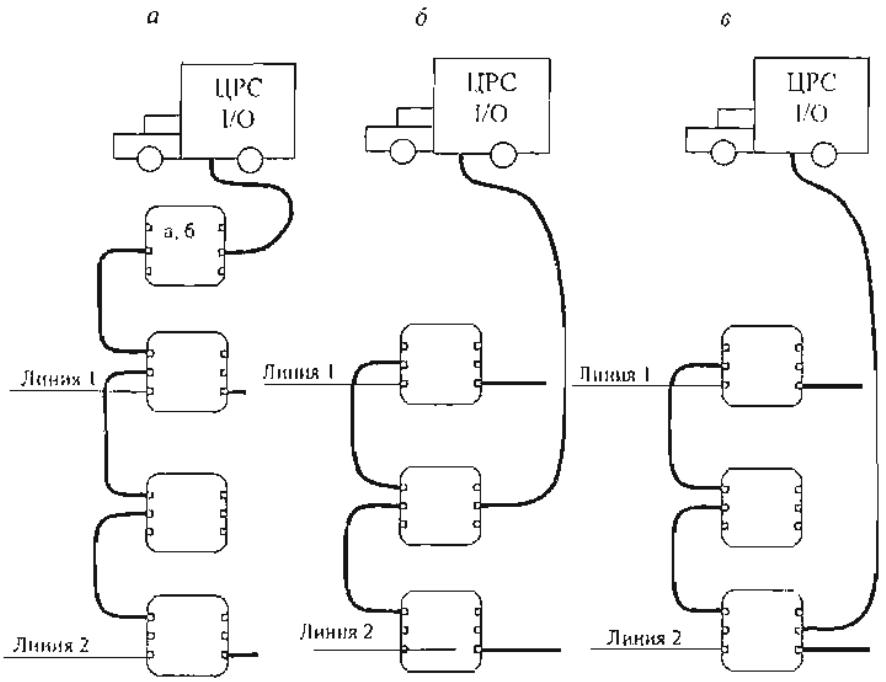


Рис. 17.12. Коммутационные модули *ALT* в роли:
а - линейного повторителя в линии связи станции с сейсмическими косами; б - устройства сопряжения сейсмических кос и станции; в - устройство вывода в линейной расстановке

Вспомогательное оборудование позволяет проводить как всестороннее полноценное тестирование, так и экспресс-оценку качества работы любого полевого модуля или соединительных кабелей.

Дистанционный диагностический комплекс (*Remote Test Station-RTS*) предназначен для быстрого и всестороннего контроля качества состояния, проверки, тестирования и ремонта полевого оборудования.

Он состоит из:

- персонального компьютера с принтером;
- ремкомплекта для полевых модулей MRX;
- набора интерфейсных плат;
- программатора для ППЗУ;
- набора инструментов для ремонта и др.

С его помощью можно проводить тестирование полевых модулей с целью определений численных записей и параметров:

- динамического диапазона;
- внутренних шумов;
- частотной характеристики;
- взаимного влияния между каналами;
- режекторного фильтра и др.

Модуль контроля линейной расстановки (Line Checker Module-LCM) дает возможность полевой бригаде быстро произвести проверку качества работы полевого сейсмического оборудования без использования

работы центральной электроники, что необходимо и важно при конвейерной технологии сейсморазведочных работ. Он позволяет:

- получать краткий отчет о работоспособности полевых модулей;
- произвести тесты на прохождение телеметрических сигналов через полевые модули и кабели;
- замерять сопротивление всех групп сейсмоприемников и соединительных кос;
- определять состояние источников питания.

Портативное тестирующее устройство (Hand Held Terminal-HHT) используется для тестирования полевых модулей MRX и коммутационных модулей ALT, до подключения их к сети телеметрии. С его помощью можно осуществлять:

- проверку величины сопротивления группы сейсмоприемников;
- тестирование телеметрических кабелей;
- нумерацию полевых модулей;
- проверку состояния аккумуляторов и др.

Основные технические характеристики системы I/O SYSTEM TWO

Максимальное число каналов при шаге квантования	4 мс – 8064; 2 мс – 4032; 1 мс – 2016; 0.5 мс – 1008
Максимальное расстояние между полевыми модулями, м	110
Максимальное расстояние между линиями, м	671
Вес полевого модуля, кг	6,8
Потребляемая центральной электроникой мощность, Вт	
- модуль контроля системы SCM	75
- линейный интерфейсный модуль LIM	105
- коррелятор-сумматор CSM	250
- линейный регистратор TTM	290
- консоль оператора OCM	50

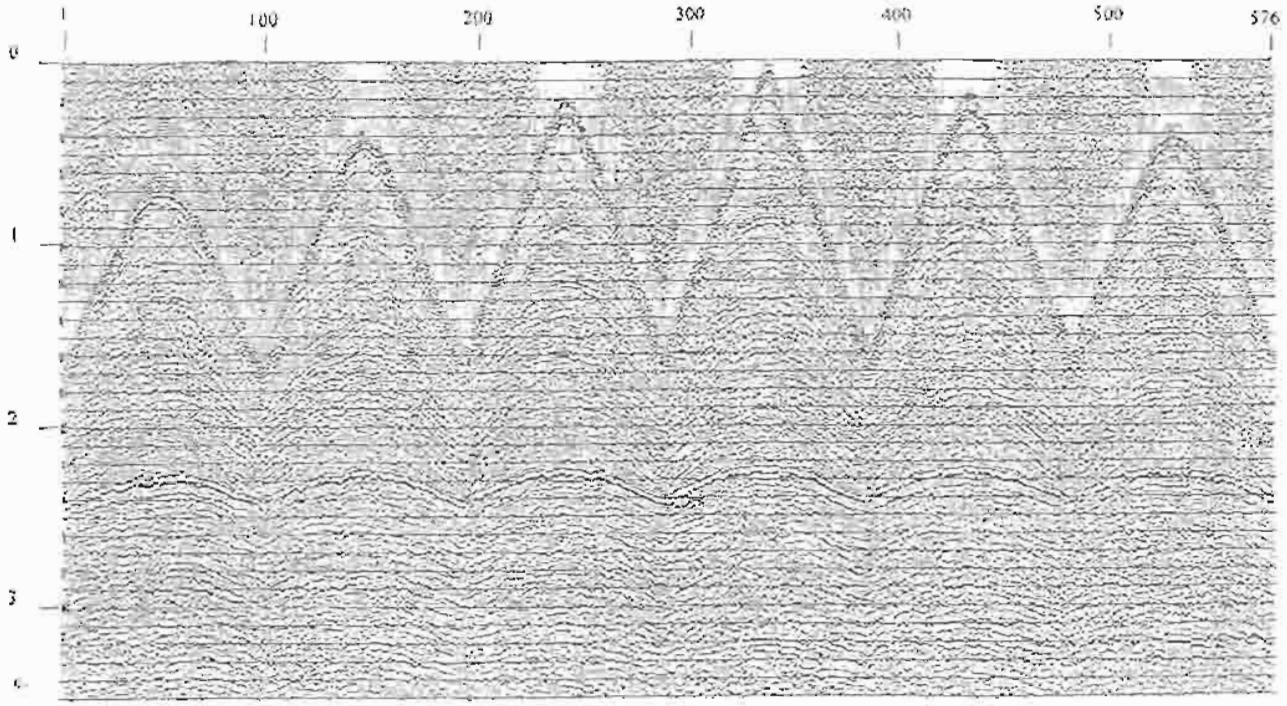


Рис. 17.13. Типичная сейсмическая запись на станции I/O SYSTEM TWO при работе с использованием шести приемных линий с 576 сейсмическими каналами

Вид типичной сейсмической записи, полученной на станции ***I/O SYSTEM TWO***, показан на рис.17.13.

Кроме вышеописанной системы I/O SYSTEM TWO, фирма выпускала еще один интересный вариант – радиотелеметрическую систему ***I/O SYSTEM TWO RSR.*** Эта система предназначена для проведения работы по технологии 3D в труднодоступных районах, включая переходные (транзитные) зоны суша - море. Главной ее

особенностью является новый полев
включает следующие компоненты:

- центральную электронику (***Operator Control Electronics-OCE***);
- набор выносных регистрирующих модулей (***Remote Seismic Recorder-RSR***);
- блок сбора информации с полевых модулей (***Date Collector Unit-DCU***).

Центральная электроника (***OCE***) состоит из следующих основных блоков:

- главного процессора;
- консоли оператора (***Operator Control Module-OCM***), состоящей из клавиатуры, мыши, 20-дюймового экрана;
- центрального приемопередатчика с антенной (***Central Transceiver-CTR***);
- контроллера для работы с радиотелеметрическим модулем RSR
- устройства записи и преобразования формата данных (***Date Transceiver Unit-DTU***);
- сдвоенного картриджного регистратора типа 3490 (дополнительно – магнитофона 3590);
- плоттера V12.

Центральная электроника устанавливает посредством радиотелеметрии связь с полевым оборудованием. Используется целый набор частот из диапазона 216 - 230 МГц, что позволяет добиваться высокой эффективности работы системы в среде, перегруженной радиочастотами. Центральная электроника позволяет оператору задавать установленные параметры регистрации по каждому полевому модулю RSR. Имеется возможность проведения предварительных проверочных тестов в отобранных модулях. Результаты тестирования хранятся в памяти модуля RSR и могут быть переданы по радиоканалу на пульт оператора. Цикл регистрации запускается командой, посылаемой на модули RSR, которые находятся в активной части профилей наблюдений. Модули RSR опознают команду и дают ответ о готовности регистрировать очередное физнаблюдение. После получения ответов центральная электроника посылает сигналы на пункт взрыва и модули RSR. Все параметры работы архивируются в центральной электронике. Развернутая конфигурация системы ***I/O SYSTEM TWO RSR*** на площади исследований может иметь вид, показанный на рис.17.14.

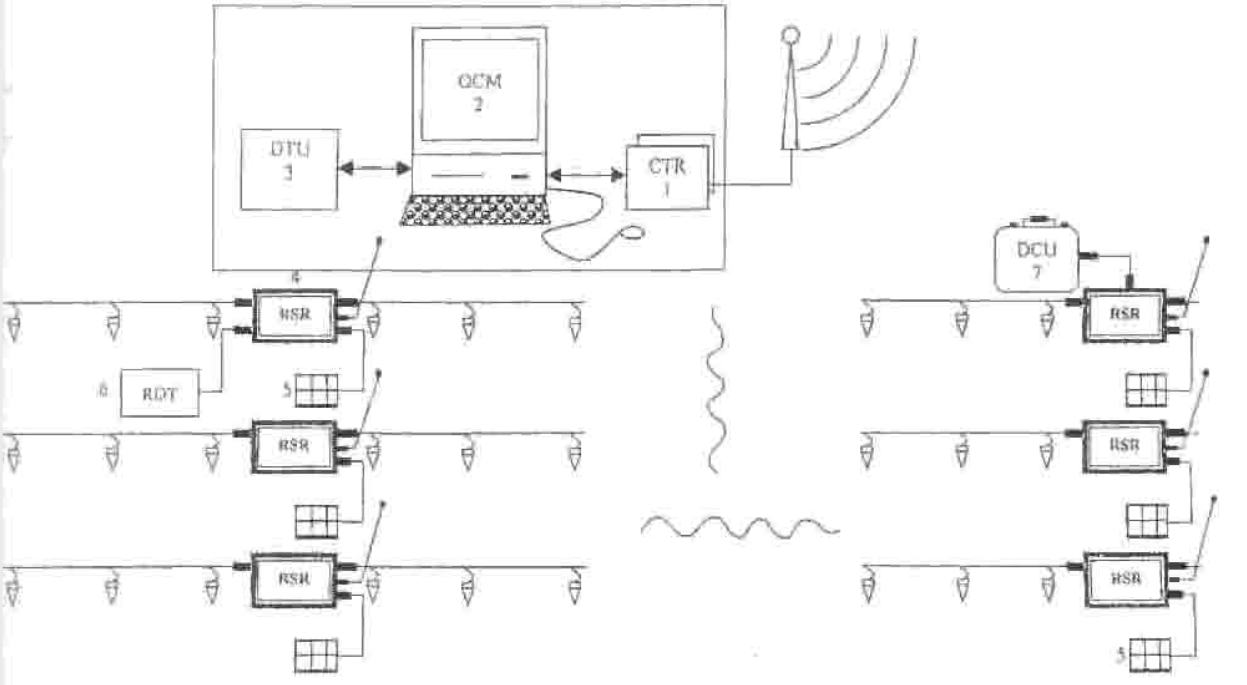


Рис. 17.14. Условная схема размещения на площади радиотелеметрической системы I/O SYSTEM TWO RSR:
1 - антенна центрального приемопередатчика; 2 - консоль оператора;
3 - устройство преобразования формата данных и их записи; 4 - полевые регистрирующие модули *RSR*;
5 - солнечная батарея; 6 - портативное устройство адресации; 7 - устройство сбора данных с полевых модулей

Устройства записи и преобразования формата данных (***DTU***) является главным блоком центральной электроники и выполняет следующие функции:

- получает данные с полевых модулей непосредственно через блок сбора информации (DCU) либо с архивных записей;
- автоматически работает с файлами формата SEG -D;
- допускает подключение до шести ленточных устройств записи;
- позволяет записывать неограниченное число каналов;

- имеет возможность выдачи сейсмограммы на дополнительно подключаемый плоттер;
- выполняет операции с виброграммами, полученными от одного или группы вибраторов.

Полевой регистрирующий модуль RSR – это 6-канальный управляемый по радио блок регистрации сейсмических сигналов и их записи на твердотельную память. В модуле RSR имеется приемопередатчик, управляемый дистанционно оператором системы. Технические характеристики модуля RSR в части возможности регистрации сейсмических колебаний полностью идентичны параметрам полевых модулей MRX. В процессе полевых работ модуль RSR собирает и оцифровывает аналоговые сейсмические сигналы, записывает их вместе с дополнительной информацией в *энергонезависимую* память объемом 24 Мб. Это позволяет хранить в памяти свыше 400 физических наблюдений (длительность 6 с, шаг квантования 2 мс). Питание RSR осуществляется от аккумуляторных батарей, которые могут подзаряжаться от солнечных батарей. Поскольку модуль RSR ***не осуществляет передачу сейсмических данных*** по радио, то потребляемая энергия весьма незначительна. Данные, записанные модулем RSR, собираются помощником оператора путем их перекачивания из памяти RSR в устройство сбора информации DCU через высокоскоростной интерфейс. DCU имеет два жестких диска (один является дублирующим), на которые и записывается информация с RSR. Объем памяти DCU обеспечивает запись информации с более чем 80 RSR. Обычно процесс перекачки данных производится одновременно с перемоткой кос или заменой батарей на подзарядку.

Портативное дистанционное устройство адресации (***Remote Deployment Terminal - RDT***) используется для задания фактического местоположения на профилях каждого регистрирующего модуля RSR в процессе его постановки. RDT позволяет помощнику оператора на профиле задавать параметры, проводить тестирование и проверку состояния каждого регистрирующего модуля в группы сейсмоприемников.

Дальнейшим развитием ранее выпущенных моделей фирмой *INPUT/OUTPUT, INC*, была станция типа *I/O SYSTEM 2000*. Эта регистрирующая система впервые обеспечивала:

- полную интеграцию кабельной телеметрии и радиотелеметрии без ущерба для качества регистрируемых данных;
- создание и выполнение на основе имеющихся программных средств комплексного проекта на сейсморазведочные работы от этапа его составления до выполнения первичной обработки включительно;
- дистанционный доступ к сейсмическим данным и данным по контролю качества полевых работ.

В этой системе на основе широкого использования средств спутниковой связи *впервые в реальном времени* стал возможен дистанционный доступ к развернутым полевым компонентам системы (рис.17.15). Это открыло возможность следить за работой оператора и системы регистрации с удаленного центра и, если это необходимо, брать на себя управление системой и получать доступ к полевым данным. Такую возможность принято называть эффектом *телеприсутствия - telepresence*. На основе этой новой возможности осуществим:

- срочный дистанционный поиск и устранение неисправностей системы и/или ошибок работы оператора;
- дистанционный контроль качества регистрации полевых данных;
- дистанционное руководство полевыми работами;

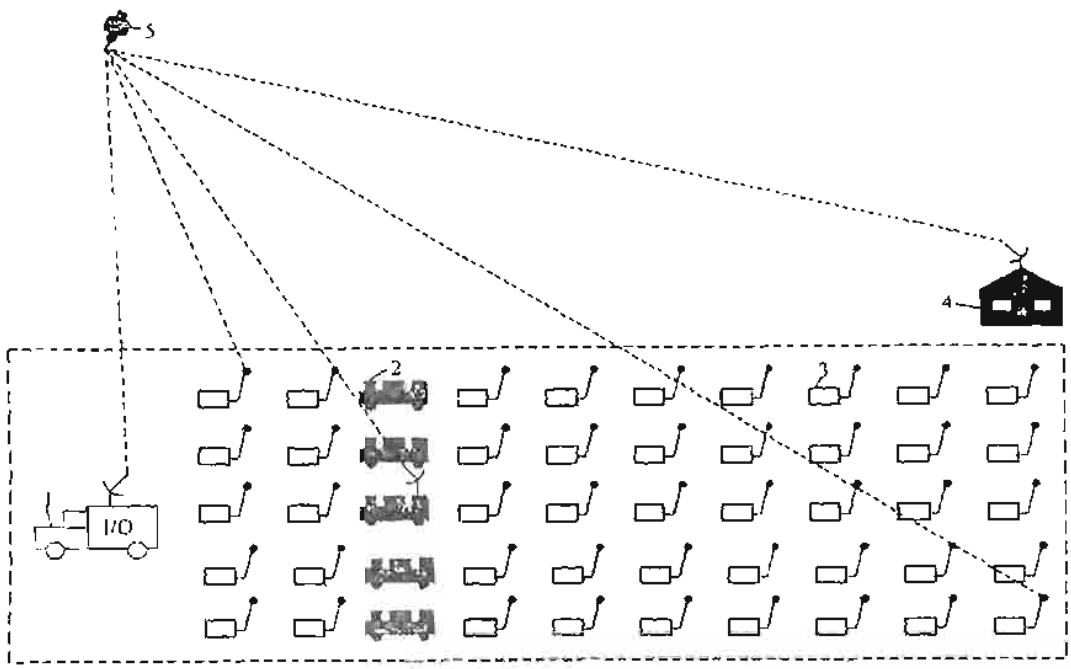


Рис. 17.15. Принципиальная схема взаимодействия элементов станции I/O SYSTEM 2000:
1 - центральная электроника; 2 - группа вибраторов; 3 - полевые модули; 4 - блок размещения руководителя отряда; 5 - спутниковый ретранслятор

- организацию эффективной работы партии в удаленных от баз экспедиции районах работ.

Широкое использование спутниковой навигации GPS позволяет осуществлять точную привязку к координатным системам местоположения, как каждого полевого модуля, так и любых (взрывных и вибрационных) источников возбуждения упругих колебаний. Развитое программное обеспечение данной системы позволяет осуществлять самые различные расчетно-аналитические и контрольные функции на всех стадиях проведения сейсморазведочных работ:

- на стадии проектирования:
  - расчет параметров расстановки;
  - формирование схемы отработки профилей;
  - расчет параметров группирования источников и приемников;
  - графическое моделирование карт участков работ, местоположения различных объектов;
  - создание проекта схемы расположения линий;
  - сейсмическое лучевое моделирование и т. п.;
- на стадии регистрации данных:
  - организовывать и контролировать работу полевых модулей, сейсмоприемников и системы телеметрии;
  - организовывать и контролировать работы как одиночных, так и групповых источников импульсного и вибрационного типов;
  - планировать и управлять общей работой всех полевых устройств;
  - вести оперативную обработку данных, получаемых с виброисточников;
  - осуществлять демультиплексирование данных и формировать запись на ленту в формате SEG-D-8058;
  - осуществлять оперативный контроль качества полевых записей;
  - отслеживать выполнение работ;
  - осуществлять контроль за проведением буровых работ;
- на стадии предварительной обработки данных:
  - рассчитывать и вводить априорную статику по данным первых вступлений;
  - следить за фактической кратностью работ по всем данным;
  - отслеживать качество отработки системы наблюдений;
  - подготавливать записи к окончательной обработке данных на ВЦ.

Основные технические характеристики I/O SYSTEM 2000

Число сейсмических каналов (при 4 блоках *ML7*)	до 6000
Число используемых каналов	6
Шаг квантования, мс	0,5; 1; 2; 4
Число активных линий	до 120
Потребляемая мощность, Вт	менее 1200

Широкого распространения в России и зарубежом эта система по ряду причин не получила.

В качестве дальнейшего развития телеметрической станции I/O SYSTEM 2000[2] компания в 2002 году (Houston, Texas, 2003) выпустила новую модель регистрирующей системы, названную **I/O IMAGE!™**. Эта система также состоит из блоков центральной электроники, полевого оборудования с шестиканальными регистрирующими модулями и контрольно-измерительной аппаратуры. Поскольку эта система является дальнейшим развитием ранее выпускавшихся фирмой телеметрических станций модельного ряда I/O SYSTEM One® - I/O SYSTEM Two® - I/O SYSTEM 2000, то она характеризуется использованием в ней некоторых уже известных в этих системах принципиальных технических решений. Сохранена и успешна в системе роль кабельной телеметрии, увеличена до 6000 емкость аппаратуры, усовершенствовано математическое обеспечение системы. Все это существенно улучшило интегральные технические характеристики системы. Однако широкого применения эта система в России также не получила. Дело в том, что с началом нового века на рынке геофизической аппаратуры появились телеметрические системы другой фирмы принципиально нового типа - высокоинтеллектуальные системы с ***распределенной пространственной сейсмической сетью***. Именно к таким системам, обладающим повышенной эффективностью, производственные организации стали проявлять наибольший интерес.

В качестве ответа на вызовы времени фирма I/O в начале 2003 году также выпустила новую регистрирующую систему под маркой **System Four™**. Первоначально эта система задумывалась как основная регистрирующая система при работе с цифровыми сейсмоприемниками типа VectorSeis®. Однако, в силу ограниченности числа каналов на работе с применением этих сейсмоприемников, позже в систему были включены полевые модули, позволяющие выполнять сейсморазведочные работы и с применением аналоговых сейсмоприемников. Эта регистрирующая система построена по принципиально новой схеме. Ее главными компонентами являются:

- Центральная записывающая система - CRS - Central Recording System;
- Полевое измерительное оборудование - GSC - Ground System Component.

Основу *Центральной записывающей системы - CRS* - составляет современный персональный компьютер с набором необходимых технических устройств для записи, хранения и воспроизведения сейсмической информации на твердом носителе. Управление системой осуществляется с помощью высокоинтеллектуального интерфейса и многооконных изображений на трех экранах. Система позволяет развертывать на площади исследований до 30000 активных каналов. Дружественный интерфейс полевой электроники позволяет быстро и эффективно управлять работой полевого оборудования.

В состав *полевого оборудования* входят:

- *цифровые входные линейные модули - D-unit* - Digital input line unit;
- *аналоговые входные линейные модули - A-unit* - Analog input line unit;
- *цифровые модули поперечных соединений - XLU* - Digital crossline switch;
- *блоки питания - BBU* - Battery Booster Unit;
- *кабели для линейных соединений блоков типа* A-unit и D-unit;
- *кабели для поперечных соединений модулей* XLU;
- *устройства для тестирования.*

Описанное оборудование позволяет выполнять полевые работы в достаточно сложных для проведения сейсмической разведки условиях местности. Обобщенная типовая схема расположения полевого оборудования показана на рис.17.16.

Цифровые входные линейные модули - D-unit - предназначены для подключения трех цифровых трехкомпонентных акселерометров типа VectorSeis (рис.17.17). Сейсмическая информация от подключенных к модулю сейсмоприемников по телеметрическому каналу связи SmartNet™ в реальном времени может передаваться в Центральную записывающую систему при шаге квантования 2 мсек не более чем от:

- 213 модулей при расстоянии между ними 80 м;
- 318 модулей при расстоянии между ними 55 м;
- 415 модулей при расстоянии между ними 33 м.

Аналоговые входные линейные модули - A-unit - предназначены для подключения трех аналоговых электродинамических сейсмоприемников обычного типа. Сейсмическая информация от подключенных к модулю трех сейсмоприемников по телеметрическому каналу связи *SmartNet™* в реальном времени может передаваться в Центральную записывающую систему при шаге квантования 2 мсек не более чем от:

- 319 модулей при расстоянии между ними 80 м;
- 477 модулей при расстоянии между ними 55 м;
- 623 модулей при расстоянии между ними 33 м.

Использованный в модуле 24 -разрядный АЦП (23 разряда + знак) обеспечивает интервал квантования сигналов по времени в 1 мсек, 2 мсек и 4 мсек при общем динамическом диапазоне записи 146 дБ. Уровень входных шумов при разных усилениях может меняться от 0,13 мкВ до 0,76 мкВ. Допустимое максимальное входное напряжение- от 27.6 мВ (при наибольшем усилении) до 1768 мВ (при минимальном усилении). Частотная характеристика усилителей модулей равномерна в полосе частот от 1,5 Гц до 375 Гц. Антиалайсинговый фильтр - линейный минимально фазовый с граничными частотами 375 Гц (при шаге квантования 1 мсек), 187 Гц (при шаге 2 мсек) и 94 Гц (при шаге 4 мсек).

Габариты и вес модулей *A-unit* и *D-unit* одинаковы и равны соответственно 55*90*206 мм и 0.960 кг. Диапазон рабочих температур модулей также одинаков и равен от -40°С до +75°С. Модули обоих типов могут работать в диапазоне высот от -100 м до 5500 м.

Цифровые модули поперечных соединений - XLU - предназначены для выполнения соединений линий приема в единый регистрирующий массив. Обеспечивают подключение в сеть в реальном времени до 6000 каналов (при шаге квантования информации в 2 мсек). Имеют два порта для подключения линий с информационными модулями *A-unit* или *D-unit* и 3 порта для подключений линий поперечных соединений (рис.17.18).

Блоки питания - BBU преобразуют входное напряжение 12 В в выходное постоянное напряжение 24 В. Каждый блок обеспечивает питанием не более:

- 36 блоков *D-unit* при 33 м шаге между ними; - 54 блоков *A-unit* при 33 м шаге между ними;
- 24 блоков *D-unit* при 55 м шаге между ними; - 42 блоков *A-unit* при 55 м шаге между ними;
- 18 блоков *D-unit* при 80 м шаге между ними; - 30 блоков *A-unit* при 80 м шаге между ними.

Кабель для линейных соединений блоков типа *A-unit* и *D-unit* обеспечивает их питание и передачу телеметрической информации. Имеет диаметр около 9 мм и весит 8 кг каждые 100 м. Температурный режим работы кабеля -от -40°С до 75°С.

Кабель для поперечных соединений модулей *XLU* обеспечивает передачу телеметрической информации в Центральную записывающую систему. Диаметр кабеля - 6 мм, вес 2.8 кг на каждые 100 м.

Основным регистрирующим элементом данной телеметрической системы является ранее кратко описанный сейсмоприемник -акселерометр типа *VectorSeis™*. Это прибор позволяет с шагом квантования в 1 мсек, 2 мсек или 4 мсек и с разрядностью 24 бита (23 + знак) определять величины ускорений частиц грунта, вызванных приходом в точку регистрации сейсмических волн. Прибор позволяет определять три компоненты ускорений, что открывает перед



Рис.13.16 Схема размещения на местности полевого оборудования регистрирующей системы SYSTEM FOUR



Рис 17.17. Внешний вид блока D - ций на фоне акселерометра типа VectorSeis

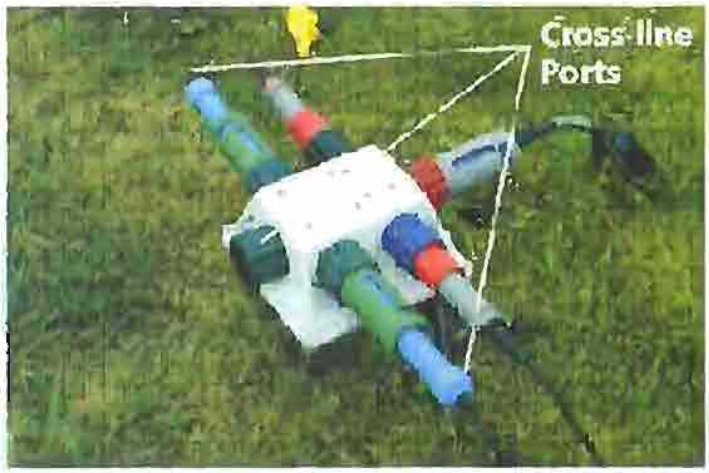


Рис 17.18. Внешний вид блока поперечных соединений типа XLU

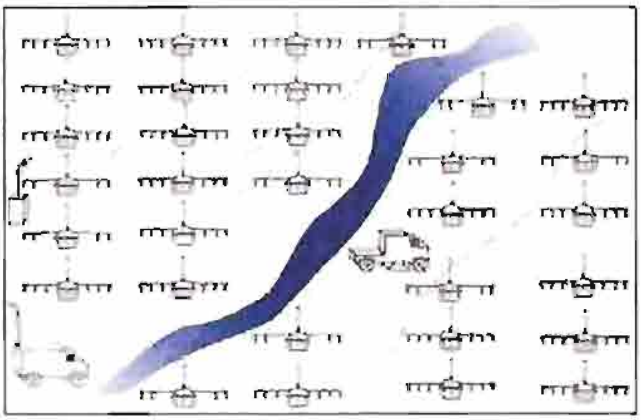


Рис.17.19. Блок- схема размещения на местности полевого оборудования радиотелеметрической системы VectorSeis® System Four™ VR с регистрирующими модулями типа VRSR2 при использовании трехкомпонентных акселерометров марки TrueDigital™ (VectorSeis)

сейморазведкой возможность определения полного вектора смещения грунта в точке приема и, на этой основе, раздельно выделять на записях продольные и поперечные сейсмические волны. Именно поэтому данная регистрирующая система предназначается, главным образом, для решения задач по одновременной регистрации продольных и поперечных волн - для решения задач многоволновой сейморазведки.

Акселерометр типа VectorSeis позволяет измерить ускорения в диапазоне +/- 3,3 м/сек² с динамическим диапазоном около 120 дБ. Уровень внутренних шумов при этом лежит в диапазоне от 4,18*10⁻⁶ м/сек² (при шаге квантования 4 мсек) до 8,36 *10⁻⁶ м/сек² (при шаге 1 мсек). Антиалайзинговый фильтр в приборе - линейный минимально фазовый с граничными частотами от 3751 Гц (при шаге квантования 1 мсек) до 94 Гц (при шаге 4 мсек). Имеются набор фильтров для подавления низкочастотных волн-помех в диапазоне от 3 до 90 Гц. Прибор имеет волновое (до 0,5°) угловое разрешение по отношению к направлению подхода векторов смещения.

В последнее время фирма I/O выпустила новую радиотелеметрическую модификацию этой аппаратуры - систему VectorSeis® System Four™ VR, предназначенную также для регистрации всех трех компонент волнового поля. Основой полевой электроники этой системы является новый радиоуправляемый полевой модуль - Remote Seismic Recorder - VRSR2. Он рассчитан на подключение до трехканальных цифровых акселерометров типа VectorSeis, имеющих торговую марку TrueDigital™. Количество подключаемых в систему модулей VRSR2 - неограничено. В систему возможно включение аналоговых сейсмоприемников на базе использовавшихся ранее выпущенных шестиканальных полевых радиотелеметрических модулей типа RSR, применявшихся и выпускавшихся прежде телеметрических систем этой фирмы. Принципиальная схема размещения полевого оборудования этой системы показана на рис.17.19.

Естественно, что переход на использование новых модулей потребовал внесения существенных изменений в состав и структуру Центральной электроники системы.

В 2006 году эта фирма вышла на рынок с усовершенствованной моделью новой сейморазведочной станцией для наземной сейморазведки *SCORPION*. Ее главная особенность - широкая возможность одновременного включения в состав регистрирующего комплекса как аналоговых геофонов, так и цифровых акселерометров различного вида.

Как видно из сказанного, фирма I/O непрерывно и быстро совершенствует выпускаемые ею телеметрические системы. Это можно объяснить как желанием максимально полно удовлетворять запросы геофизических компаний, так и конкуренцией с фирмами - производителями аналоговой аппаратуры, и прежде всего, с французской фирмой Sercel. С одной стороны, непрерывное совершенствование регистрирующей аппаратуры всегда открывает новые возможности в сейморазведке. С другой стороны, быстрая смена широких моделей регистрирующих систем без существенного качественного улучшения их характеристик создает геофизическим компаниям определенные трудности для объективного выбора.

17.3. Телеметрические сейсморегистрирующие системы фирмы „SERCEL"

Одним из крупнейших в мире производителей аппаратуры и оборудования для наземных и морских сейсморазведочных работ является фирма *"SERCEL"* (год основания 1956), входящая в состав *Всеобщей геофизической компании CGG - COMPAGNIE GENERALE DE GEOPHYSIQUE* (компания основана братьями *Шлюмберже* в 1931 г.). В отличие от американской компании *"INPUT/OUTPUT, INC"*, компания *CGG* не только производит сейсморазведочную и радионавигационную аппаратуру, различное оборудование для геологоразведочных работ, программные средства обработки геолого-геофизической информации, но и сама выполняет полевые исследования, ведет обработку материалов с выдачей конечных результатов. Это позволяет фирме быстро и объективно оценивать качество произведенной аппаратуры и оборудования и, на этой основе, достаточно быстро совершенствовать технические характеристики выпускаемой аппаратуры.

Первой телеметрической сейсморазведочной станцией фирмы *"SERCEL"* была аппаратура типа *SN-348*, выпущенная, как уже упоминалось, еще в семидесятые годы. Позднее, в середине восьмидесятых годов, на ее основе была создана более совершенная телеметрическая система *SN-368*, получившая достаточно широкое распространение в мире. В этой системе впервые в мире фирма достаточно четко реализовала классические признаки телеметрических систем, характеризующихся:

- наличием интеллектуальной центральной электроники;
- многоканальных программируемых полевых модулей;
- телеметрических систем управления и связи;
- высокой, почти неограниченной канальности.

Сейсмическая станция *SN-368* включает в себя две подсистемы аппаратуры:

- *центральную контролирующую электронику (Central Control Unit-CCU);*
- *полевое оборудование.*

Центральная контролирующая электроника CCU включает в себя 6 блоков:

- основной контрольный блок (*Master Control Unit -MCU*);
- дисплей (*Display Unit-DU*);
- линейный расширитель (*Line Extension Unit-LXU*);
- ленточный регистратор (*Tape Transports-TT*);
- устройство для подключения дополнительной периферии: принтера, плоттера, коррелятора - сумматора, дополнительного магнитофона;
- блок питания (*Power Units*).

Полевое оборудование включает в себя:

- линейные модули сопряжения (*Crossing Station Unit-CSU*);
- полевые модули (*Station Unit-SU*);
- линейные повторители (*Repeater Unit-RU*).

Блок-схема станции *SN-368* показана на рис. 17.20, ее технические характеристики приведены в таблице.

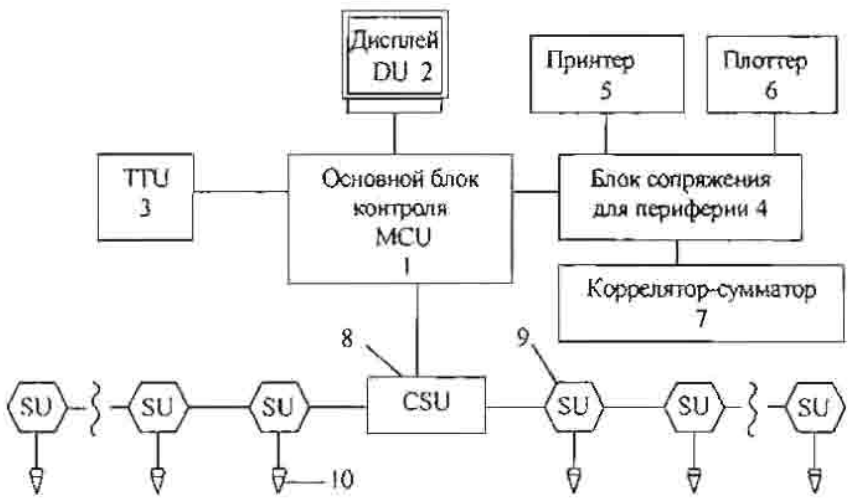


Рис. 17.20. Блок-схема телеметрической сейсморазведочной станции SN-368:
1 - блок контроля - *MCU*; 2 - дисплей - *DU*; 3 - ленточный регистратор - *TT*;
4 - блок сопряжения для периферийного оборудования; 5 - принтер; 6 - плоттер; 7 – коррелятор - сумматор;
8 - линейный модуль сопряжения - *CSU*; 9 - полевой модуль - *SU*-1; 10 - сейсмоприемники

Число каналов при шаге квантования, мс:	1	2	4
-базисной конфигурации	120	240	480
-дополнительной конфигурации	600	1200	2400
Длительность записи, с.	0 – 99, изменяется с шагом 1 с.		
Коэффициенты усиления:			
предусилителя	2^4 или 2^7		
основного усилителя с системой *МАРУ*	от 2^0 до 2^{14}		
Разрядность *АЦП*	14 + знак		
Формат записи	мультиплексный в 2,5 байта *SEG-D* с плотностью 1600 *bpi PE* или 6250 *bpi GCR*		
Вес полевого модуля, кг			
на 1 канал *SU*	4,50		
на 2 канала *SU-D*	4,85		

В начале девяностых годов на базе опыта производства телеметрической системы *SN-368*, а также с учетом достижения других фирм в этой области была создана современная телеметрическая система нового поколения - система *SN-388*. Она принципиально отличается от ранее выпускавшихся станций тем, что, сохраняя общую структуру станций предыдущего поколения, она полностью компьютеризирована и использует аналогово-цифровой преобразователь нового поколения – 24-разрядный преобразователь на основе новой *„дельта -сигма"- технологии* (*ADST*). Эта телеметрическая система может работать как с импульсными источниками (включая накопление), так и *вибрационными*.

Телеметрическая регистрирующая система SN-388, как и система *SN-368*, состоит из двух подсистем:

- центральной контролирующей электроники *CCU*;
- полевого оборудования.

Блок-схема узлов центральной контролирующей электроники представлена на рис. 17.21.

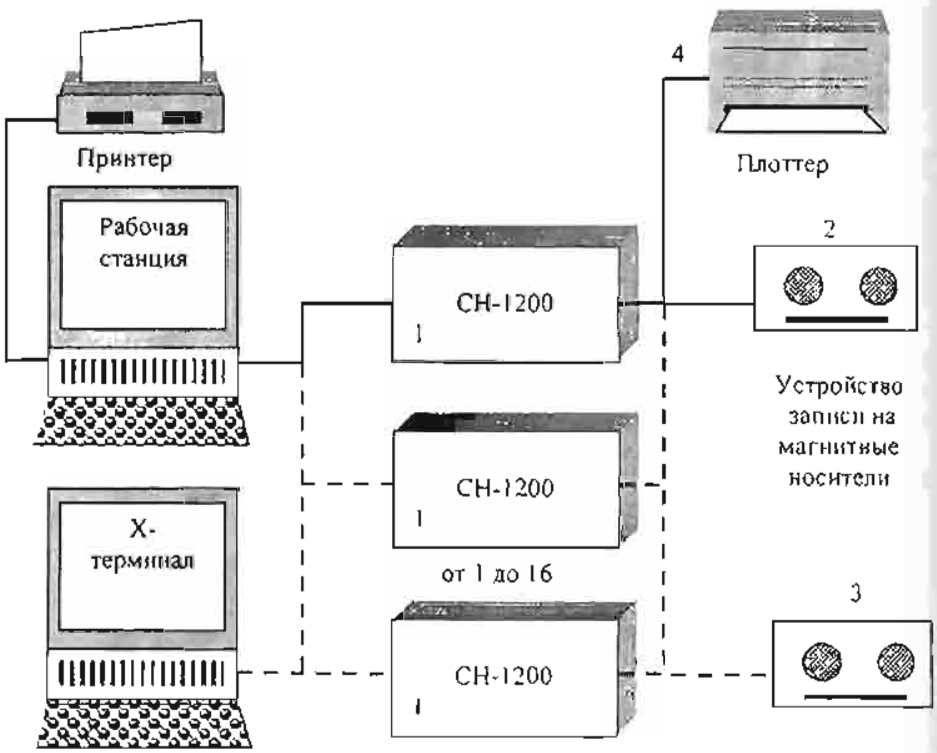


Рис. 17.21. Блок-схема центральной контролирующей электроники *CCU* телеметрической системы SN-388:
1 - модуль сбора и обработки сейсмической информации;
2 - ленточный магнитофон;
3 - ленточный картридж;
4 - сейсмический плоттер.

Основным элементом этой подсистемы *CCU* является *модуль сбора и обработки сейсмической информации* на 1200 каналов (*1200 CH module*). Количество работающих модулей в станции может достигать 16. Максимальное число различных линий, подключаемых к модулю, 254.

Управление работой таких модулей осуществляется через интерфейс оператора (*HUMAN COMPUTER INTERFACE-HCI*), реализованный на мощных рабочих станциях типа *SUN*. Это предоставляет оператору возможность

одновременно наблюдать за несколькими графическими экранами с высокой разрешающей способностью и на этой основе контролировать весь процесс записи сейсмической информации. Компьютерный интерфейс подключен к цветному принтеру для распечатки всех параметров наблюдений и ежедневных отчетов оператора. Модуль сбора и обработки информации выпускается в двух вариантах.

Простейший вариант - ***PORTABLE ACQUISITION MODULE*** (***PAM***) - используется для ведения работ в труднодоступных районах. В этом случае устройство ***PAM*** может принимать до 1200 каналов при шаге дискретизации 2 мс. Масса такого устройства 22 кг. Типичная минимальная полевая комплектация центральной электроники в этом случае содержит: портативный модуль сбора сейсмической информации (***PAM***), устройство управления станцией (***HCI***) на базе переносного компьютера типа ***Laptop*** и ленточный накопитель типа ***SS8TT***.

В *основном стационарном* варианте для работы станции используется более интеллектуальный модуль сбора и обработки - ***Acquisition and Processing Module*** – (***APM***). Он позволяет осуществлять не только сбор, но и некоторые виды предварительной обработки информации:

- корреляцию до и после накопления;
- только накопление;
- равномерное накопление в режиме использования одного или нескольких окон;
- редактирование импульсных помех (обнуление или вырезание);
- одновременную или параллельную работу двух источников.

Дополнительно в состав центральной электроники ***CCU*** могут быть поставлены программные пакеты типа ***GEO-QA/QC***, позволяющие оператору станции вести контроль качества сейсмических данных в режиме реального времени на объекте работ.

Оперативная распечатка сейсмических записей производится на специальном плоттере. Запись сейсмограмм производится либо на ленточный магнитофон типа ***SS8TT*** с плотностью записи 6250 *bpi* ***GGR***, либо на ленточный картридж типа ***CD 488***. В обоих случаях запись производится в демультиплексном формате ***SEG-D-8058***.

Основу ***полевого оборудования*** составляют полевые модули ***(Station Unit-SU).*** Модули ***SU*** - это интеллектуальные цифровые записывающие сейсморазведочные станции с ограниченным числом каналов - 1, 3 или 6. Могут работать при температуре окружающей среды от -40 до +70 °С. Сейсмический канал модуля включает в себя:

- предусилитель с четырьмя уровнями усиления 0, 12, 24 дБ;
- высокоточный 24-разрядный аналого-цифровой преобразователь новейшей технологии ***ADST***;
- коммутатор каналов, обеспечивающий 4 шага квантования сигналов по времени: 1, 2, 3, 4 мс;
- частотные антиалайсинговые фильтры;
- низкочастотные фильтры;
- режекторные фильтры;
- блок оперативной памяти.

Общий вес полевого модуля для наземных работ составляет: одноканального ***SU-1*** – 3,75 кг; трехканального ***SU-3*** – 3,80 кг; шестиканального ***SU-6*** - 3,85 кг. Существуют варианты этих модулей для работы под водой на глубинах до 15 м (***SU-1-B/S, SU-6-B/S***) и до 50 м (***BU-6***). Варианты оптимального подключения сейсмоприемников к полевым модулям показаны на рис. 17.22. Наиболее целесообразное использование полевых модулей в тех или иных видах сейсморазведочных работ показано на рис. 17.23.

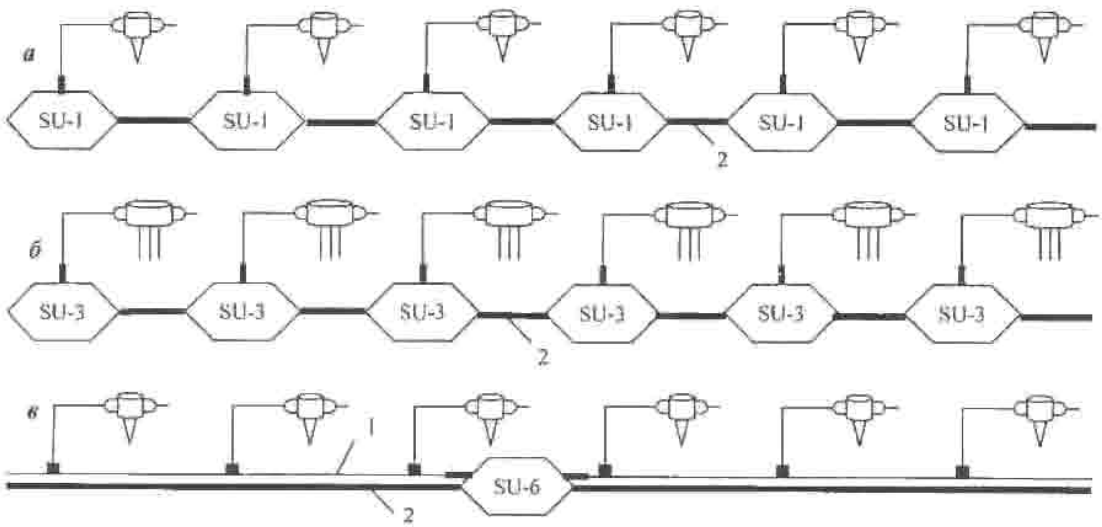


Рис. 17.22. Наиболее целесообразные варианты подключения сейсмоприемников к различным полевым модулям: а - один сейсмоприемник и одноканальный модуль; б - трехкомпонентный сейсмоприемник и трехканальный модуль; в - шесть сейсмоприемников и шестиканальный модуль; 1 - аналоговый канал связи; 2 - телеметрический канал связи

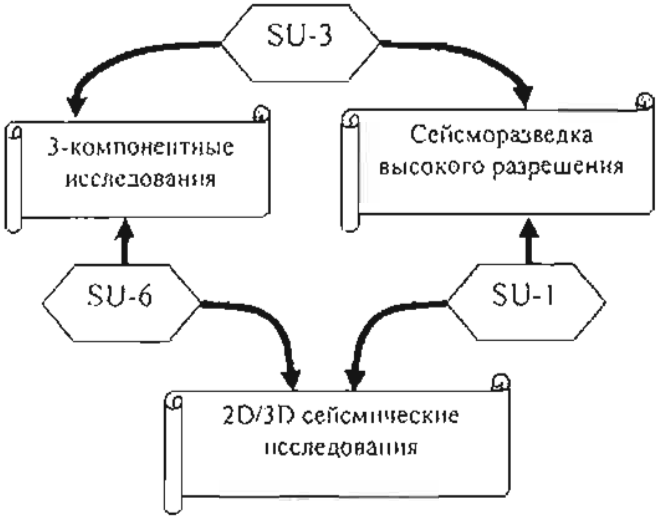


Рис. 17.23. Схема наиболее целесообразного использования полевых модулей в различных методиках сейсморазведочных работ

Для непосредственного подключения линий полевых модулей к центральной регистрирующей станции используются специальные соединительные модули *CSU* (*CROSSING STATION UNIT*). При этом если расстояние между линиями полевых модулей превысит 800 м, то в соединительную линию необходимо включить блок поперечного ретранслятора-повторителя *TRU* (*TRANSVRSE REPETER UNIT*).

В качестве линейного кабеля, соединяющего полевые модули в линию, используется секционированный многожильный кабель диаметром 11 мм и длиной либо 55 м, либо 80 м. Для подключения линий к станции используется специальный 9-мм кабель длиной 800м. Питание полевых модулей в линии осуществляется посредством включения в линию специальных устройств питания *PSU* (*POWER STATION UNIT*), подключаемых к аккумуляторным батареям. Представление о структуре многолинейной расстановки, работающей в составе телеметрической станции *SN-388*, можно получить на основе схемы, приводимой на рис.17.24.

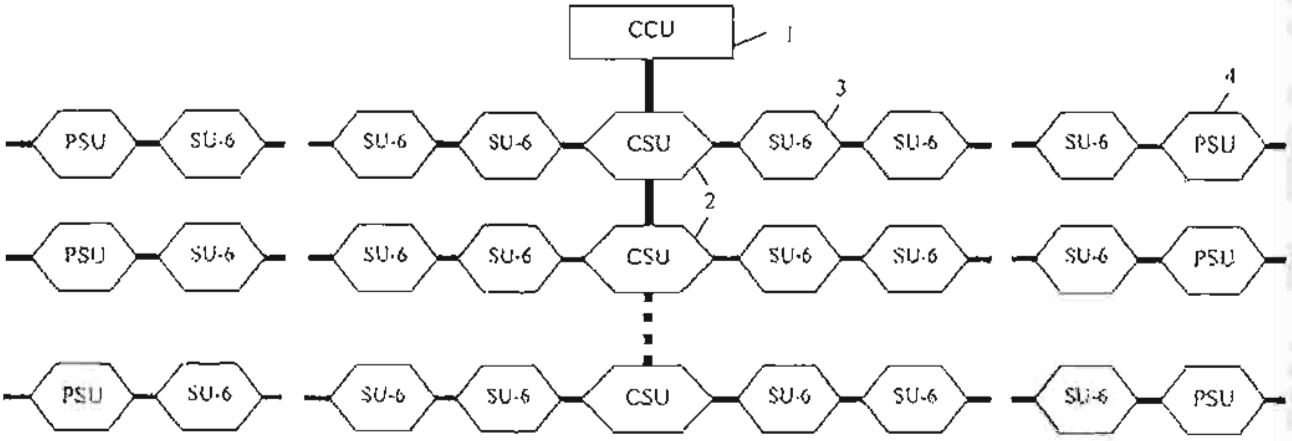


Рис. 17.24. Условная схема многолинейной расстановки, работающей в составе телеметрической станции SN-388:
1 - центральная контролирующая электроника *CCU*; 2 - линейные модули сопряжения *CSU*;
3 - полевые модули *SU-6*; 4 - устройство питания полевых модулей *PSU*

Для выполнения работы с вибрационными источниками стандартное программное обеспечение ***HCI*** может производить полное дистанционное управление электронной системой вибраторов через интерфейс *VE416*. Возможно подключение в работу системы спутниковой привязки местоположения каждого конкретного вибратора.

Используемые в станциях типа SN-388 решения позволили получить технические характеристики, которые приводятся ниже. Внешний вид сейсморазведочной станции SN-388 в специальном кузове показан на рис.17.25

Основные технические характеристики телеметрической системы SN-388

Максимальное число каналов при шаге квантования	4 мс - 38400; 3 мс - 28800 2 мс - 19200, 1 мс - 9600 0.5 мс - 4800
Максимальное число активных каналов на каждой линии при шаге квантования	4 мс - 1200; 3 мс - 900 2 мс - 600; 1 мс - 300 0,5 мс - 150
Максимальное количество блоков на 1200 каналов, шт.	16
Максимальное количество линий на каждый блок 1200 каналов, шт.	254
Операционная система интерфейса (оператор-компьютер)	UNIX

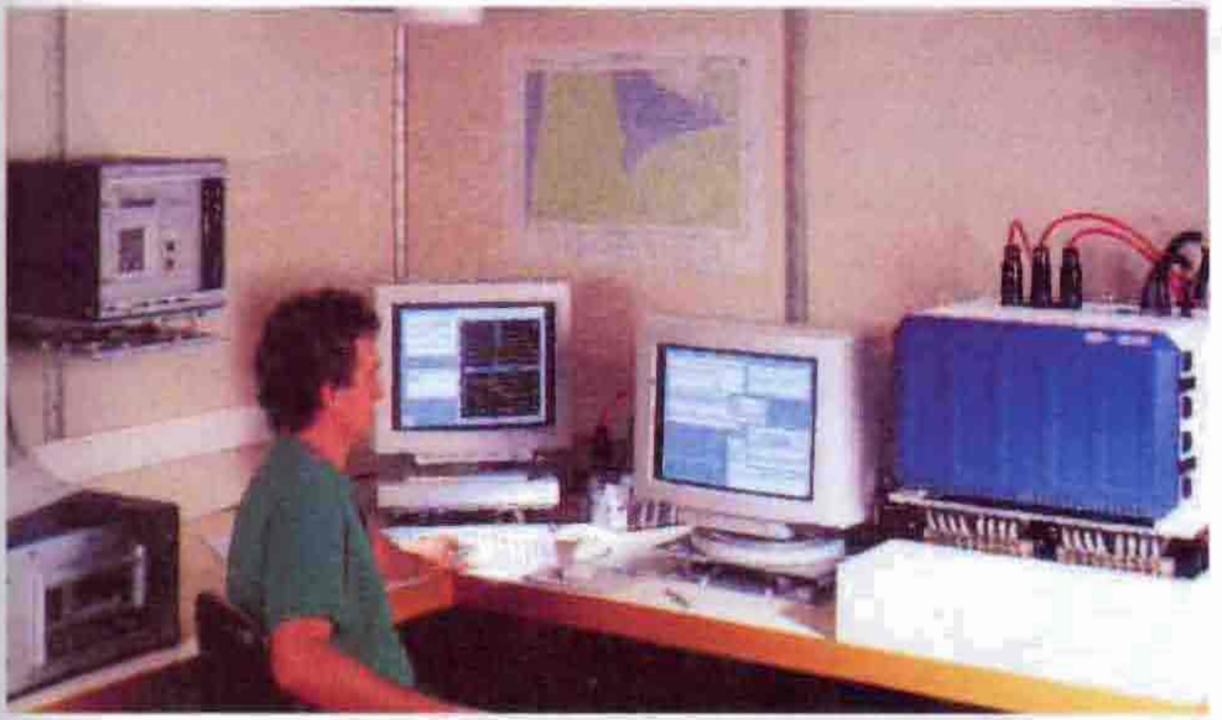


Рис. 17.25. Общий вид телеметрической сейморазведочной станции SN-388 в кузове полевой лаборатории

Телеметрическая система SN-388 в силу ее простоты и высокой надежности получила достаточно широкое распространение в России и продолжает широко использоваться в настоящее время.

В середине 90-х годов фирма ***SERCEL*** объединилась с фирмой ***OPSEIS***. Это позволило на базе телеметрической станции SN-388 и радиотелеметрической станции ***OPSEIS EAGLE*** создать новую станцию ***EAGLE 88***. Она объединяет высокочастотные устройства системы ***OPSEIS EAGLE*** и модуль сбора и обработки ***АРМ*** с оперативным интерфейсом и периферийным оборудованием системы SN-388. Основу новой системы составляет новый модуль ***EAGLE 88***, состоящий из электронных устройств обеих систем. Он включает в себя:

- электронику ***EAGLE;***
- блок высокочастотной связи (***ВЧ***);
- устройство обработки;
- кассетные накопители.

Схема взаимодействия названных блоков изображена на рис.17.26.

Основу *полевого оборудования* данной системы составляют ***полевые дистанционно управляемые по ВЧ модули SAR***. Они представляют собой интеллектуальные самотестирующиеся шестиканальные полевые модули с каналом связи по высокой частоте (216 - 220 МГц). Усовершенствованный интерфейс оператора ***HCI*** предоставляет в распоряжение оператора все необходимые средства для непрерывного контроля системы наблюдений. Эти средства контроля включают:

- монитор ВЧ связи, поставляющий всю необходимую информацию для регистрации данных с каждого модуля
- дисплей управления модулями SAR, позволяющий оператору осуществлять контроль параметров каждого модуля и линий связи, используемых этими модулями;
- графический профильный дисплей, представляющий оператору на экране изображение линий наблюдения.

Станция *EAGLE 88* одновременно может регистрировать сейсмическую информацию дистанционно по

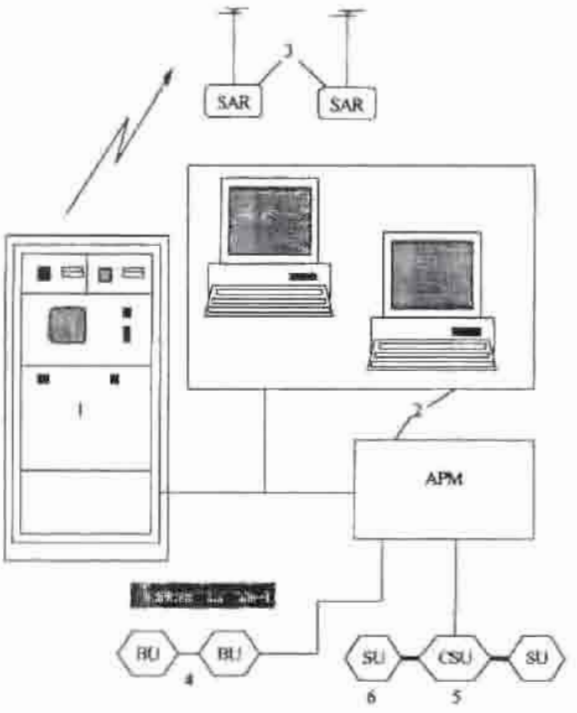


Рис. 17.26. Блок-схема радиотелеметрической станции EAGLE 88:
1 - модуль электроники, кассетных накопителей и высокочастотной связи;
2 - устройство сбора и обработки данных;
3 - полевые радиоуправляемые модули *SAR*;
4 - модули для сбора информации под водой;
5 - линейный модуль сопряжения *CSU*;
6 - наземные полевые модули

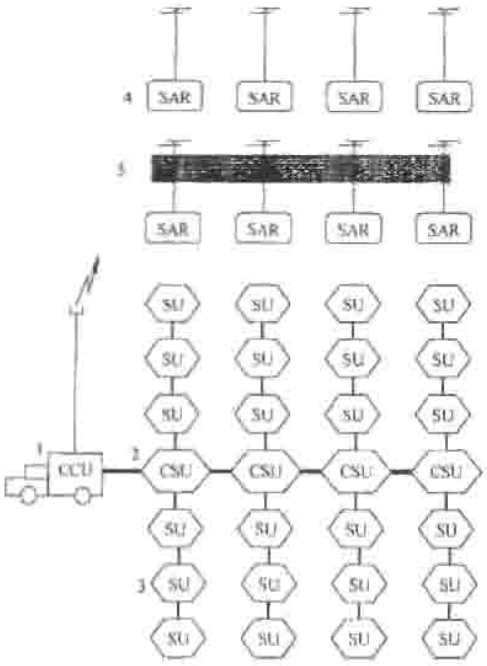


Рис. 17.27. Схема расположения полевого оборудования станции EAGLE 88 при наблюдениях по четырем линиям:
1 - центральная регистрирующая станция; 2 - линейные модули сопряжения (*CSU*); 3 - наземные полевые модули (*SU*);
4 - полевые радиоуправляемые модули (*SAR*); 5 - водное препятствие

по ВЧ от модуля SAR, любых наземных или подводных полевых модулей SU. Это позволяет вести работы в лесу, горах, болотах или на мелководье, обходить препятствия в виде рек, населенных пунктов и т. п. Комбинированная схема использования модулей SAR и SU показана на рис.17.27.

Как и все радиотелеметрические системы других мировых фирм, эта система в России не получила сколь-нибудь широкого применения.

В начале 21 века фирма "***Sercel***" разработала телеметрическую систему нового поколения – сейсморазведочную станцию ***Sercel 408UL*** (www.sercel.com, 11.2005). В основу системы положена концепция регистрации сейсмических данных, использующая совершенно новое *полевое оборудование*, оригинальную *телеметрию* и совершенное *программное обеспечение*. Основу нового полевого оборудования составляет регистрирующее ***звено*** (Link), состоящее (по заказу) из набора от 1 до 48 малогабаритных полевых цифровых модулей, встроенных в кабель небольшого диаметра с разъемами с обеих сторон. В данной станции кабель и цифровые модули сбора составляют вместе единый элемент всей регистрирующей системы - *регистрирующее звено*. Вся совокупность звеньев расстановки является не только каналом распространения сейсмических данных и команд, но поддерживает коммуникационный протокол, который позволяет станции 408UL работать в качестве единой ***Сейсмической пространственной сети*** (***Seismic Areal Network***). Сейсмические данные и команды в такой сети можно направлять по заданному оператором маршруту. Существующая в сейсмической пространственной сети резервная буферизация позволяет обеспечивать повторную передачу данных до тех пор, пока они не будут успешно приняты по кабельным секциям сети или радиоканалу. Для того чтобы выполнить эту задачу было создано новое ***Программное обеспечение сейсмической сети*** (***Seismic Network Software***), существующее не только в узле регистрации, но распределенное по всей ***Сейсмической пространственной сети***. Оно обеспечивает не только регистрацию сейсмических данных, но и осуществляет анализ качества сейсмической информации в реальном времени на базе системы ***SQC-PRO***, ведет поиски и обнаружение неисправностей для управления потоками данных.

В России система Sercel ***408UL*** обычно поставляется в виде двух модификаций: ***408UL*** и ***408XL***, каждая из которых состоит из ***Центрального Модуля Управления*** (***Central Control Unit***) и ***полевой электроники*** с активными звеньями кабелей. Регистрация данных осуществляется полевой электроникой, дистанционно питаемой через кабели от стандартных батарей постоянного тока (12В). Общий вид центрального модуля управления показан на рис.17.28.

Центральный Модуль Управления (***CCU***) состоит из ***интерфейса Человек - Компьютер*** (***рабочая станция HCI***) и ***модуля управления*** (CM408 или CMXL). Блок-схемы соответствующих моделей показаны на рис.17.29 и рис.17.30.

Модули управления CM408 выпускаются в комплектации для работ либо с импульсными - ***CM408 - I***, либо с вибрационными - ***CM408 – V*** - источниками.

Основными функциями управляющего модуля ***CM408 - I*** являются:

- интерфейс с полевой электроникой;
- генерирование сигнала "*Огонь*" и регистрация "*Отметки момента взрыва*";
- управление сейсмическим профилем;
- сбор данных с полевой электроники;
- форматирование данных для передачи на магнитофон и/или плоттер;
- сбор данных о статусе системы для отправки на HCI.

Система ***CMXL*** состоит из ***модуля 408XL*** и ***матобеспечения PRM***. Функции управляющего модуля 408XL аналогичны функциям модуля CM408. Матобеспечение PRM может быть установлено на рабочую станцию HCI или при больших объемах работы и для необходимости достижения большой производительности работ, на отдельную станцию. Оно осуществляет следующие функции:

- форматирование данных для передачи на магнитофон, плоттер и SQC – PRO;
- сбор данных о статусе системы для отправки на HCI;
- редактирование шумов (обнуление/обрезание/разностное накопление).

Рабочая станция SQC-PRO, подключенная к модулю 408UL (CMXL) позволяет контролировать качество собираемых данных параллельно с их регистрацией без замедления темпов работ как по технологиям 2D, так и 3D.



Рис.17.28. Общий вид центрального модуля управления (CCU) регистрирующей станции 408UL (Учебный Центр ОАО "Ханты-мансийскгеофизика")

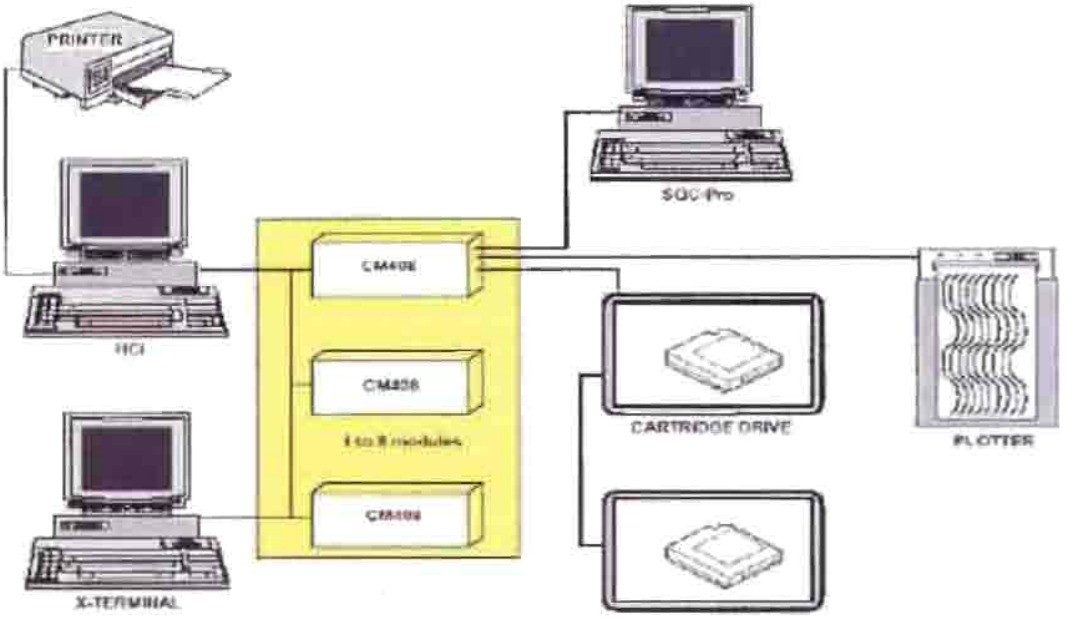


Рис.17.29. Принципиальная блок - схема телеметрической регистрирующей станции 408UL

Запись, печать данных, опции корреляции и накопления осуществляются модулями CM408, а в случае использования CMXL - дополнительным пакетом программного обеспечения PRM. PRM соединяется с различными устройствами через шины со сверхвысоким быстродействием и объемом памяти. Регистрация данных осуществляется одним или более регистрационным модулем (до 8 модулей в системе 408UL, до 2 -в системе CMXL), что дает максимальный объем до 20000 каналов при дискретизации 2 мсек, или эквивалентный этому объем каналов (данных) при другой дискретизации.

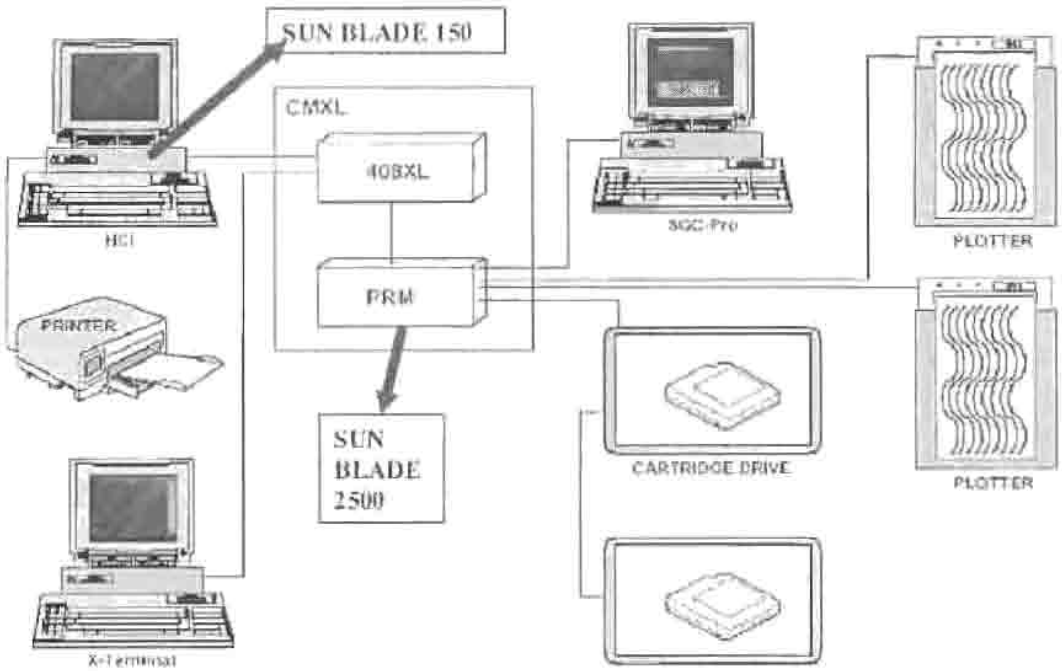


Рис.17.30. Принципиальная блок - схема телеметрической регистрирующей станции 408XL

HCI соединяется с регистрирующими модулями через мощную и наращиваемую ETHERNET связь. Поступающие или обработанные данные записываются на магнитный носитель (картриджный магнитофон). Цифровая фильтрация может осуществляться только на записанных или воспроизводимых данных. Это означает, что высокочастотный, низкочастотный и режекторный фильтры могут быть применены только к сейсмическим данным при их выводе на плоттер. При записи на ленту возможно применение только антиалайсингового фильтра.

Периферийное оборудование системы (принтер или плоттеры) может быть подключено к центральному модулю управления для создания твердых копий данных или для записи значений различных параметров станции при ее работе. Система имеет возможность отображать шумы каналов. Оператор контролирует работу всей регистрирующей системы через HCI, используя рабочую станцию, которая имеет до трех мониторов с высоким разрешением, клавиатуру и мышь. Удобная гибкая многооконная система дает быстрый доступ ко всем параметрам и установкам.

Основными функциями матобеспечения HCI являются:

- рабочий контроль всей системы регистрации (установка и изменение параметров, отображение всей системы, включая параметры электроники вибраторов VE416/VE432);
- графическое отображение всей полевой электроники, подключенной к центральному модулю управления, включая вспомогательные модули и пикеты возбуждения: графический дисплей позволяет выбирать требуемую расстановку и отображать все ее параметры до и во время взрыва;
- установка и изменение координат и параметров пикетов возбуждения;
- возможность разработки программы действий: файлы с описанием параметров системы 408UL могут быть сохранены и/или загружены со вспомогательного компьютера. Существует возможность самостоятельного вычисления параметров;
- сжатое отображение активности всей системы;
- отображение, анализ и хранение результатов всех тестов расстановки;
- автоматическое ведение журнала данных и рапорта оператора;
- отображение планируемых позиций источников и приемников с возможностью наложения на оцифрованную карту и/или геодезическую сетку. Слежение за позицией вибратора в реальном времени и вычисление текущей позиции центра группы источников (при использовании VE416/VE432 и GPS);
- запись атрибутов источников и приемников с графическим отображением;
- выполнение функции слежения за позициями сервисного транспорта (при наличии системы GPS) и отображение его местоположения на карте и т.п;
- печать всех параметров, характеризующих работу телеметрической системы, включая создание твердых копий ежедневных рапортов оператора;
- графический интерфейс управления электроникой вибраторов VE416/VE432;

- включение помощи оператору и др.

Для вибросейсмических работ стандартное матобеспечение HCI имеет возможность осуществлять полное дистанционное управление параметрами электроники VE416/VE432 групп вибраторов. Ввод параметров производится на HCI, которые полностью копируются в программное обеспечение Цифрового Генератора Сигналов DPG (Digital Pilot Generator). На протяжении всей работы информация по вибраторам принимается HCI для хранения и анализа. Для других типов систем управления вибраторами дистанционный контроль осуществляется через необходимые взаимодействующие сигналы. Управление последовательностью возбуждения свипами группами вибраторов осуществляется по следующей схеме. Как только все вибраторы в группе готовы, их платформы приземлены, географическое расположение конечных координат источника переданы в центральный модуль 408UL, система выбирает соответствующий пикет возбуждения из таблицы с описанием проводимых работ и автоматически запускает вибраторы. Расположение группы вибраторов появляется в главном окне позиционирования перед началом регистрации. Данная опция также поддерживается в режиме *слип-свип* работ. При работах по технологии слип-свип система позволяет группе вибраторов начинать процесс вибрации, не ожидая окончания работы предыдущей группы. Система ждет истечения задержки, установленной оператором (приблизительное время для угасания предыдущего свипа) и позволяет следующей группе вибраторов начать работу синхронно с активированием соответствующих приемников.

При передвижном режиме работ, когда размеры и вес оборудования критичны, HCI базируется на портативной рабочей станции LAPTOP с одним монитором.

В стационарном режиме возможно подсоединение дополнительных терминалов для обеспечения комфортабельного и удобного наблюдения всех полевых работ, просмотра и ввода всех параметров системы. Печать всех параметров, создание твердых копий ежедневных рапортов работ (удобных для пользователя), используя стандартный струйный принтер, прилагаемый к HCI.

Полевая электроника *кабельной телеметрии* состоит из двух основных типов элементов:

- ***Цифровых устройств сбора информации - FDU - Field Digitizer Units*** - ключевых элементов звена Link-(рис.17.31);

- двух типов ***Модулей регистрации на профиле LAU*** (***Line Acquisition Units***).

При формировании сети сбора информации из частей *одного профиля* используются модули ***LAUL*** (рис.17.32), когда соединяются в сеть *разные профили*, то используются модули, называемые ***LAUX*** (рис.17.33).

Для ***радиотелеметрии*** используются два других типа полевых модулей:

- ***SU6-R - 6***-канальный цифровой модуль с приемопередатчиком радиосигналов;

- ***REM*** - модуль сбора и дистанционной передачи данных с модулей SU-6-R в общую телеметрическую сеть.

Одно регистрирующее звено состоит из одного или более (до 48) предельно маленьких, легких устройств регистрации - ***FDU***, соединяющихся кабелем заданной (выбранной) длины малого диаметра, с 4-х контактными вилками с обеих сторон. На рис.17.34 приведены примеры строения звена с несколькими устройствами FDU. Для непосредственного применения FDU снабжен разъемом для подключения группы сейсмоприемников. Возможна установка внутрь корпуса либо электродинамического сейсмоприемника, либо твердотельного акселерометра. В маленьком блоке FDU компания SERCEL уместила управляемый предусилитель и цепь аналого-цифрового преобразования для каждого канала, плюс встроенный цифровой управляемый тестовый генератор сигналов, позволяющий проводить аппаратные тесты без подключения внешних устройств. В FDU встроен АЦП с низким искажением и большим динамическим диапазоном, который позволяет регистрировать идеальные сейсмические записи с минимально-фазовым и линейно-фазовыми сдвигами. Так как при создании FDU отказались от использования аналоговых фильтров на базе аналоговых компонентов, то появление нежелательных фазовых сдвигов, вызываемых колебаниями температуры, исключается. Это также предотвращает при регистрации ошибки, возникающие при неправильной настройке параметров фильтра в полевых условиях.

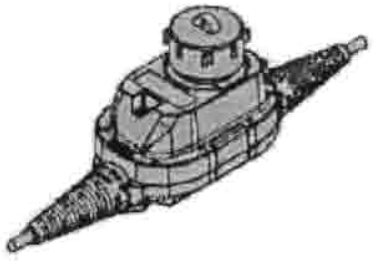


Рис.17.31. Общий вид полевого модуля FDU-1

Для регистрации полного вектора волнового поля фирма SERCEL предлагает в состав регистрирующей аппаратуры включать вместо полевых модулей FDU эквивалентные им по структуре подключения цифровые трехкомпонентные сейсмоприемники - акселерометры типа DSU3 (Digital Sensor Unit), выполненные с использованием MEMC+ASIC технологии. Сравнительный вид полевого модуля FDU и модуля-сейсмоприемника DSU3 показан на рис.17.35.

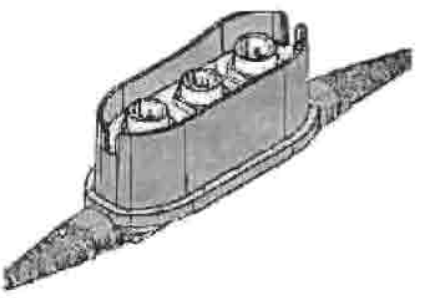


Рис.17.32. Общий вид модуля LAUL

Модули LAUX и LAUL, главным образом, используются для соединения устройств внутри расстановки. Они также используются рабочей станцией HCI для управления потоком данных с сейсмических (регистрационных) профилей

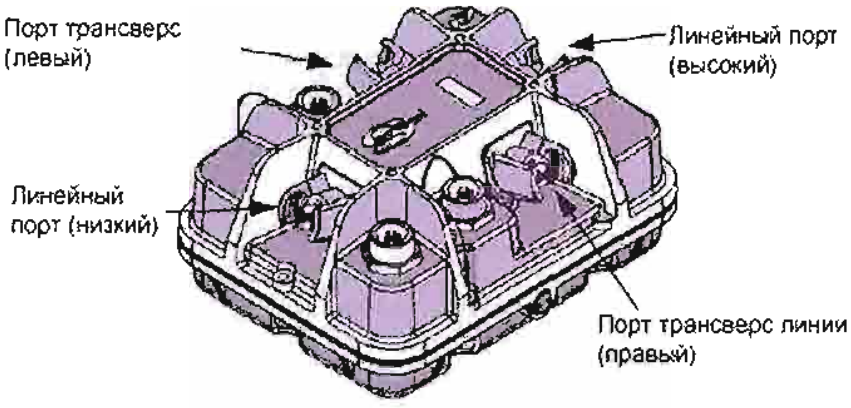


Рис.17.33. Общий вид полевого модуля LAUX

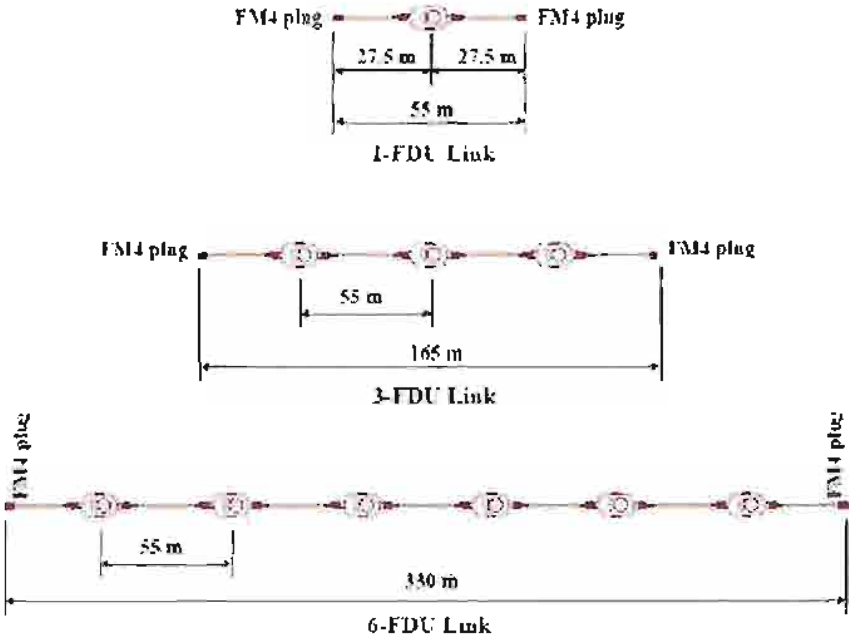


Рис.17.34. Типичные схемы строения зубцов из модулей FDU



Рис.17.35. Сравнительный вид полевых модулей FDU и DCU3

на станцию регистрации и для управления питанием на рабочих секциях профиля. Рабочая станция также имеет возможность отображения модулей LAUX и LAUL вместе с секциями, которыми они управляют. LAUX и LAUL могут также использоваться как полевые линейные тестеры. Устройства LAUX и LAUL работают от стандартной батареи 12В (то 9В..до 13.5В). Они снабжены двумя разъемами питания, что позволяет заменять батареи без риска какого-либо прерывания в снабжении питанием. Требуемая мощность для модуля LAUX, включая две 48-канальные секции, составляет меньше 25 Вт при напряжении 12 В, и меньше 15 Вт – для модуля LAUL с одной 48-канальной секцией.

LAUX генерирует команду включения на следующий LAUX (через один из траверсных входов), а также команды управления и регистрации. Если требуется, модуль обрабатывает данные с устройств FDU, и управляет потоком данных с FDU в станцию записи. Если возникают какие-либо ошибки связи, они также обнаруживаются и обрабатываются этим модулем.

Модуль LAUX включается автоматически при поступлении напряжения на какой-либо из его линейных или траверсных входов. После этого запускаются внутренние тесты. Затем напряжение подается на устройства FDU в линейные секции по обе стороны от LAUX (максимум 48 FDU на каждую сторону).

Модуль LAUL также включается автоматически при поступлении напряжения на какой-либо из его линейных входов. После этого запускаются внутренние тесты. После получения команды включения с соседнего LAU, LAUL подает питание в линейную секцию с другой стороны (максимум 60 FDU).

Выше описанное полевое оборудование кабельной телеметрии позволяет проводить полевые работы на относительно свободной местности во как технологии 2D, так и по технологии 3D. В этом случае полевое оборудование на местности может располагаться по схемам, аналогичным показанным соответственно на рис.17.36 и рис.17.37. В случае внезапного появления какие - либо обрывов в развернутой приемной сети 3D система HCI самостоятельно способна направить поток информации другими возможными путями. Сказанное иллюстрируется схемой, показанной на рис.17.38. Для выполнения полевых работ на местности при наличии препятствий различной природы (реки, озера, дороги, урбанизированные территории и др.) с целью их обхода в состав полевого оборудования системы могут включаться различные устройства:

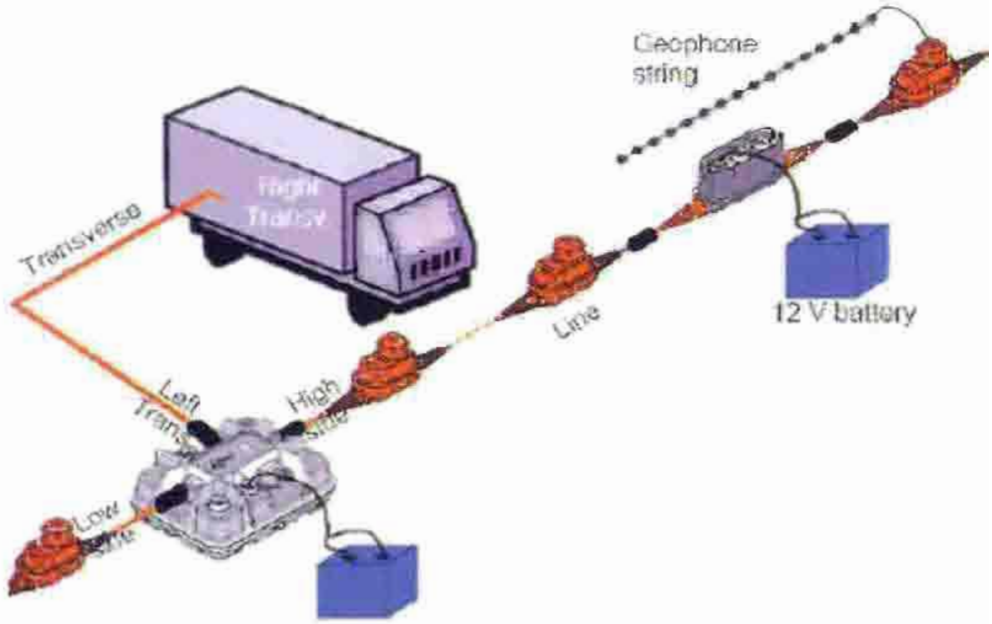


Рис.17.36. Схема станции наблюдений с регистрирующей аппаратурой 408UL по технологии 2D

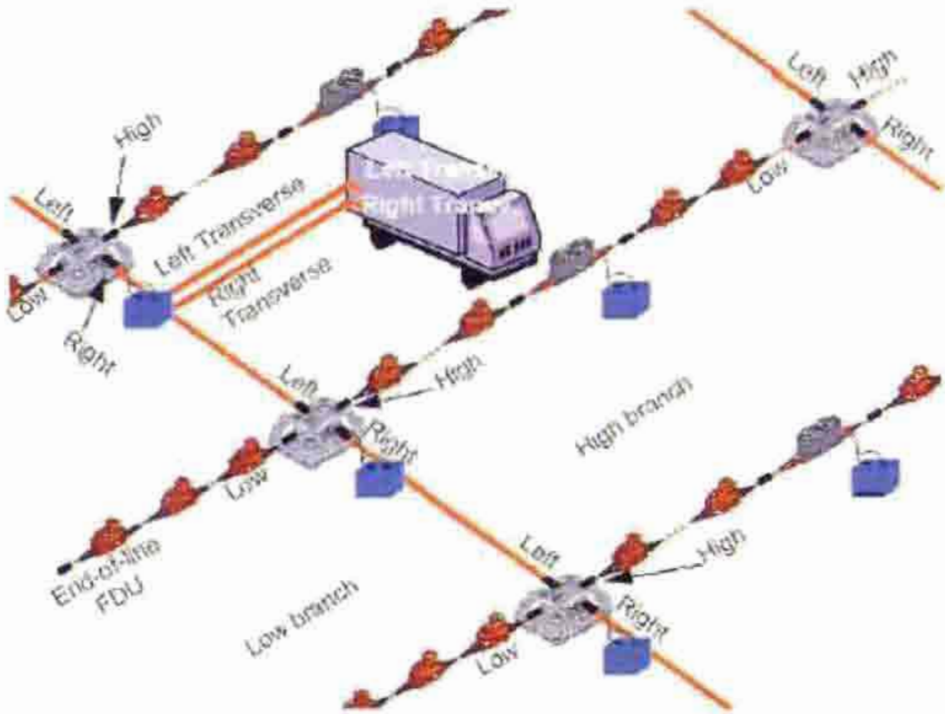


Рис.17.37. Схема организации наблюдений с регистрирующей аппаратурой 408UL по технологии 3D

- пассивные звенья на базе стандартных модулей FDU;
- удлиненный кабель (до 400м);
- оптико-волоконная связь (диапазон действия до 2000 м);
- микроволновая связь WRU (диапазон действия до 3000 м);
- звено лазерной связи (максимальная дальность до 1000 м).

Эти элементы могут легко включаться в состав регистрирующей системы и позволяют выполнять работы в самых разнообразных условиях. Пример реализации обхода с использованием пассивных звеньев с FDU показан на рис.17.39.

Общая схема расположения различного полевого оборудования на местности, входящего в состав сейсморазведочной станции 408 UL, условно показана на рис.17.40.

Обобщая приведенные данные можно констатировать, что телеметрическая сейсморегистрирующая система является современной и технически высоко совершенной аппаратурой четвертого поколения сейсморазведочных станций. Ее технические характеристики, приводимые ниже, бесспорно подтверждают сказанное.

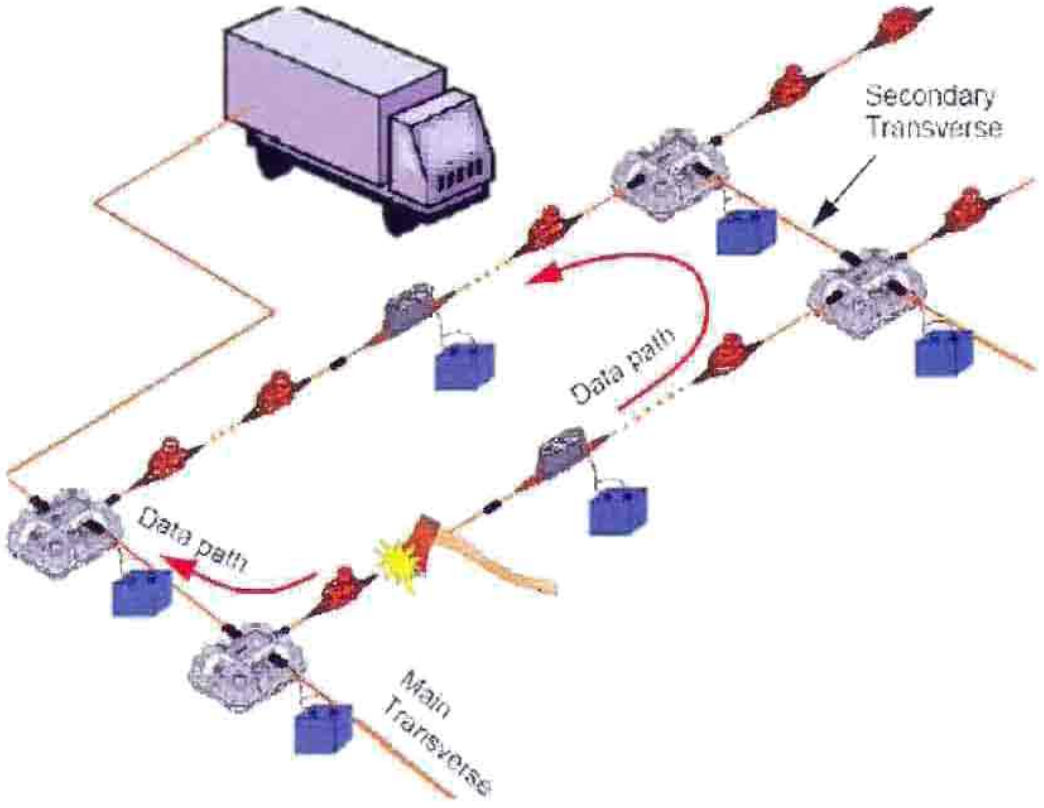


Рис. 17.38. Схема организации потоков информации в регистрирующей аппаратуре 408UL при наличии повреждений на одной из линий приема при работах по технологии 3D

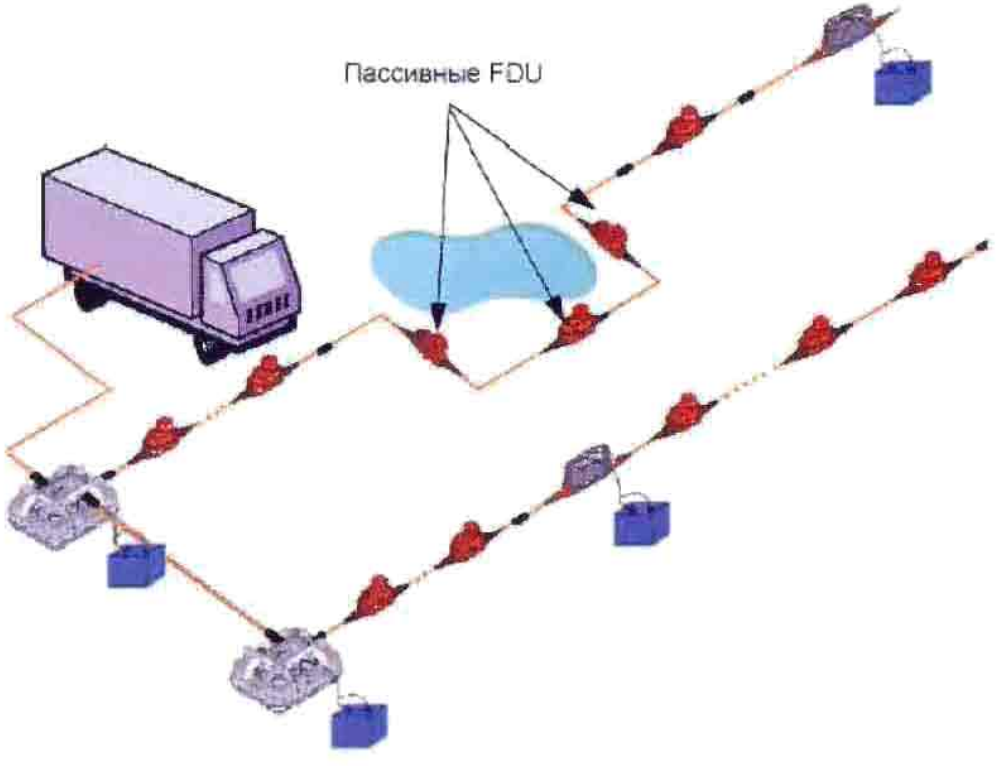


Рис. 17.39. Схема организации обходов препятствий с использованием пассивных звеньев с FDU при работах с регистрирующей аппаратурой 408UL по технологии 3D

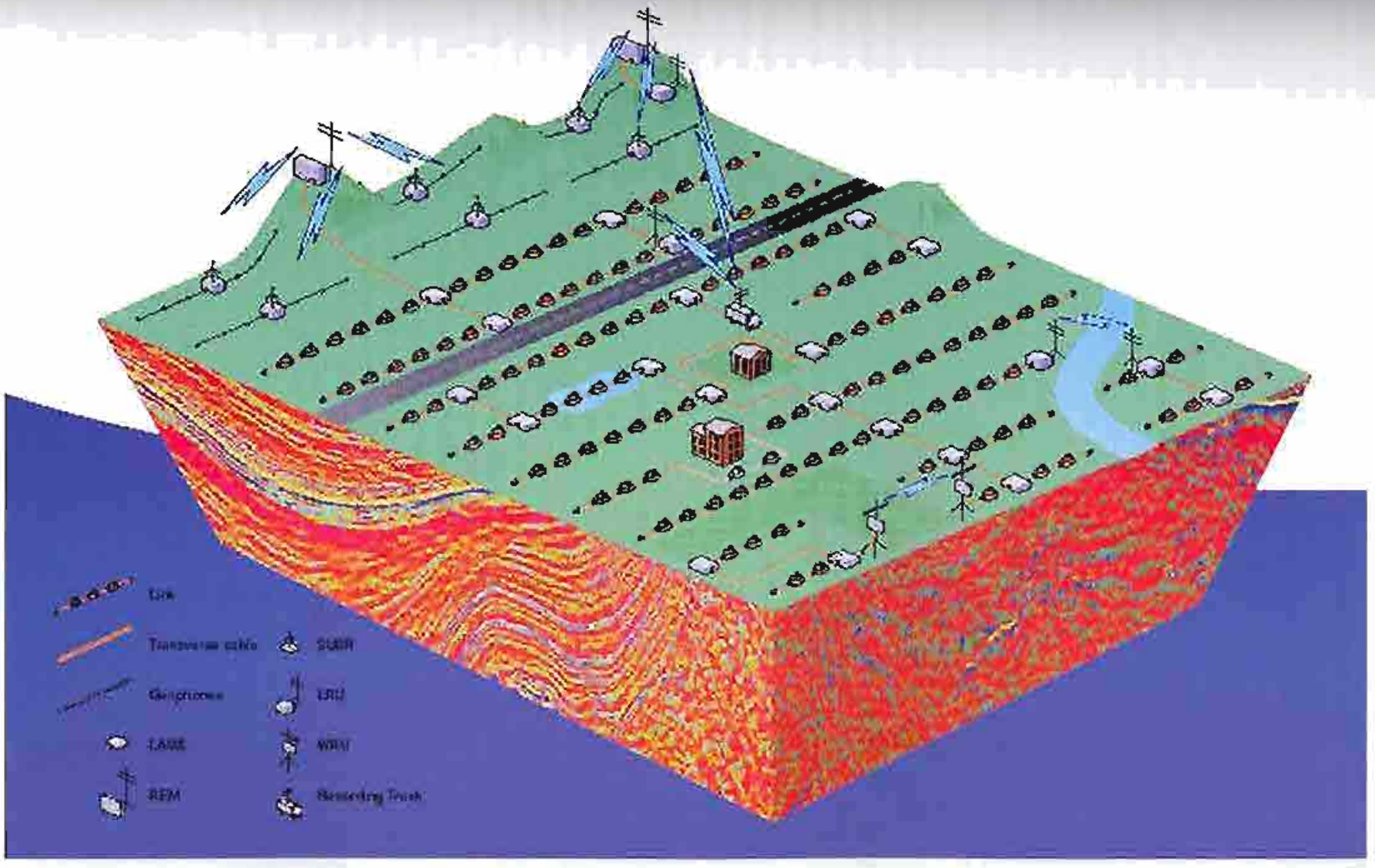


Рис 17.10. Схема размещения оборудования системы *VISTA*

Максимальное число каналов - неограничено
Максимальное число линий - неограничено
Максимальная длительности записи (при шаге квантования 2 мсек) - 64 с
Фильтр ВЧ - с 10 Гц с шагом 1 Гц
Фильтр НЧ - с 30 Гц с шагом 1 Гц
Режекторный фильтр РФ - с 30 Гц с шагом 1 Гц
Накопители записи - до 6 магнитофонов типа СД 490Е или СД 590
Формат записи - SEG-D (Rev.2), демультиплексный 4 байта на выборку
FDU - шаг квантования -4, 2, 1, 0.5, 0.25 мсек
Расстояние максимальное между модулями FDU - до 110 м
Разрядность и мгновенный динамический диапазон АЦП FDU - 24 бит / 130 дБ
Вес FDU - 0,415 кг, с кабелем 55 м - 2, 890 кг
Глубина погружения FDU в воду - до 15 м (с кабелем WPSR), до 1 м (с кабелем ST)
LAUL - вес 2,400 кг, глубина погружения в воду - 15 м
LAUX - вес 5,500 кг, глубина погружения в воду - 15 м
Расстояние между LAUX - до 250 м с кабелем ST, до 400 м - с кабелем WPSRL

Приведенные характеристики свидетельствуют, что эта система по своим параметрам достаточно близка к ранее рассмотренной системе I/O Four. Поскольку обе эти системы создавались практически одновременно (1998-2002 гг.), то их характеристики оказались близкими. Однако целый ряд эксплуатационных и других преимуществ оказались на стороне французской модели аппаратуры. Все это привело к тому, что большинство отечественных геофизических организаций отдают предпочтение при приобретении модели 408 UL. Поэтому эта модель регистрирующей телеметрической системы в России в настоящее время становится основной.

Компания CGG недавно (www.sercel.com, 11.2005) объявила о начале выпуска в ближайшее время телеметрической сейсморегистрирующей системы нового поколения - системы 428 XL. Эта система будет состоять из нового оборудования и программного обеспечения, специально спроектированного для того, чтобы удовлетворить повышенным потребностям современного производства при ведении сейсморазведочных работ в полевых условиях. Предполагается, что эта система будет совместима с полевым оборудованием телеметрической станции 408UL.

Система 428XL будет иметь новый ***блок центральной электроники***. Он, также как и в системе 408UL, имеет архитектуру типа *"клиент-сервер"* и будет обеспечивать возможность доступа к серверу через глобальную информационную сеть. Сервер представляет собой рабочую станцию или ПК, которому в принципе не требуется экран. В стандартном исполнении - это сервер серии Blade 2500 с одним или двумя процессорами, сдвоенным диском емкостью 4-8 Гб, работающий под управление операционной системы Solaris 8. Программное обеспечение работы сервера называется *e-428 Server*. Оно обеспечивает работу с клиентами локальной сети. В качестве клиента используется настольный ПК в локальной сети (или удаленный ПК) с возможностью включения до 3-х экранов на один компьютер-клиент. Работает под управлением операционной системы Windows 2000, XP или Linux. Работу клиента обеспечивает программное обеспечение, называемое *e-428 Client*. Оно обслуживает работу операторского интерфейса.

Основу блока центральной электроники составляет модуль, называемый LCI-428 - ***линейный управляющий интерфейс***. Он обеспечивает работу с 10000 каналами в реальном времени при шаге квантования 2 мс. До 10 таких модулей могут быть соединены вместе и, таким образом, обеспечивать сбор данных в реальном времени с 100000 каналов. Вес одного модуля 4,1 кг. Потребляемая мощность 6,7 Вт. Данный модуль поддерживает скорость передачи данных в 8 Мб/с при сетевом оборудовании от 408 UL или 16 Мб/с при использовании оборудования от 428XL. Сейсмические файлы данных в формате SEG-D временно хранятся на диске сервера перед передачей их на ленточный накопитель, систему контроля качества QC или в устройства NAS - сдвоенные диски большой емкости.



Рис.17.41 Внешний вид полевого цифрового модуля FDU-428

Полевой цифровой преобразователь *FDU-428* содержит в своем составе одноканальный 24 битный АЦП. Его основные характеристики подобны характеристикам модуля FDU системы 408UL. Он имеет динамический диапазон свыше 130 дБ, шаги квантования 4, 2, 1, 0.5 и 0.25 мс. Потребляемая мощность 120-132 Вт. Имеет несколько меньший вес - 0.35 кг. Допускает погружение в воду на глубину до 15 м (рис.17.41)

В системе 428XL могут применяться одно- и трехканальные цифровые сейсмические модули DSU1-428 и DSU3-428. Они представляют собой усовершенствованные цифровые акселерометры, изготовленные с использованием MEMC-технологии, обладающие низким потреблением энергии. Конструкция обеспечивает более низкое расположение чувствительного элемента, чем в цифровом

сейсмоприемнике DSU-3, что способствует уменьшению внутренних шумов. Полоса пропускаемых частот - от 0 до 800 Гц. Динамический диапазон 120 дБ. Потребляемая мощность около 0.3 Вт. Вес 0.43 кг. Может быть погружен в воду на глубину до 15 м.

Архитектура каналов связи в системе 428 XL подобна архитектуре каналов связи в 408 системе. ***Звено 428 XL*** представляет собой комбинацию *FDU 428* и кабелей *428XL*, которые могут быть соединены в один легкий блок. Длина и тип кабелей, так же как число *FDU 428* и интервалы между ними, задаются пользователем.

Блоки ***LAUL-428 и LAUX - 428*** в системе выполняют те же функции, что и аналогичные блоки в системе 408UL. Они осуществляют подачу по специальному кабелю требуемого для FDU-428 и DSU -428 напряжения от стандартных аккумуляторов с напряжением 12 В. Обеспечивают передачу и временное хранение сейсмической информации с возможностью ее восстановления, если в процессе передачи произошла ошибка, а также выполняют необходимое тестирование полевого оборудования.

LAUX - 428 (рис.17.42) применяется для поперечного соединения линий в 3D-расстановке и передачи данных между линиями, а ***LAUL - 428*** – для передачи данных вдоль линии. В зависимости от скорости передачи (8 или 16 Мб/с) и длины кабеля между FDU 428 один модуль LAUL может обеспечивать работу от 20 до 40 DSU -428 и от 37 до 102 FDU -428. Вес одного модуля LAUL - 428 составляет 2.4 кг. Потребляемая мощность - 2.8 Вт. Вес одного модуля LAUX-428 составляет 5.5 кг. Потребляемая мощность 6.7 Вт.



Рис.17.42. Внешний вид полевого цифрового модуля LAUX-428

Система 428 XL может включать в свой состав блоки радиотелеметрии. В ней имеется новый модуль получения и накопления данных - LAUR-428 (рис.17.43) и приемо-передающий модуль LRU-428, обеспечивающий соединение с другими приемными линиями или непосредственно с регистрирующим устройством. Модуль LAUR-428 обеспечивает сбор данных с 30 сейсмических каналов данных с шагом 2 мс в реальном времени. Обеспечивает устойчивую передачу данных на расстояние до 24 км. Оборудованный энергонезависимой памятью, LAUR-428 позволяет временно хранить полученные с каналов данные и избегать их потери в случае отказов электропитания или ошибок при передаче. Беспроводные линейные ретранслирующие модули (LRU-428) могут быть включены в структуру кабельной сети. Каждый LRU-428 может передавать данные от 240 каналов с шагом квантования в 2 мс в реальном времени.



Рис.17.43. Внешний вид радиотелеметрического полевого цифрового модуля LAUR-428

Система 428XL характеризуется:

- более эффективной и экономичной системой электроснабжения;
- более удобной компоновкой оборудования;
- высокой совместимостью программного обеспечения и применяемых вычислительных средств;
- эффективной совместимостью проводной телеметрии и радиотелеметрии для передачи данных;
- сверх низким как полным весом системы, так и весом одного всех всего оборудования, приходящегося на один регистрирующий канал;
- полной совместимостью с полевыми звеньями системы 408UL.

Система 428XL может стать действительно лучшей телеметрической системой начала 21 века.

17.4. Телеметрические станции других фирм, использующиеся в России

Помимо телеметрических систем фирм ***"INPUT/OUTPUT, INC"*** и ***"SERCEL"***, в ***России*** в том или ином количестве используются сейсморазведочные станции других, менее известных, зарубежных и отечественных фирм. Среди таких станций, прежде всего, следует назвать несколько моделей телеметрических систем производства ***Китайской Народной Республики.*** Эти системы имеют в структуре много общего с телеметрическими станциями фирмы ***"SERCEL"***. Их выпускает экспериментальный завод по производству оборудования для нефтяной геофизики, принадлежащий разведочной компании ***Instrument Company of the Petroleum Geophysical Exploration Bureau (CPGI)***. В числе этой аппаратуры следует, прежде всего, назвать станции типа ***SK-4 (Telemetry Seismic Data Acquisition System-4)*** и ***WG-1006 (Wanfend Geophysical Instrument, Co. Ltd -CPGI)***. Поскольку эти модели являются модернизированными аналогами выходящих из обращения систем ***SN-368*** и ***SN-388*** фирмы ***SERCEL*** и имеют ограниченное применение в России, то на описании их устройства останавливаться не будем.

Канадская компания *Geo-X Systems Ltd* из г. *Калгари* имеет многолетний опыт в области создания и производства сейсморазведочной аппаратуры. В 1992 году она начала выпускать достаточно совершенную по тому времени многоканальную *телеметрическую систему ARAM 24*. Основу данной телеметрической системы составляли:

- *центральный записывающий блок* (***Central Recording Unit-CRU***);
- *линейный блок телеметрии*, рассчитанный на подключение до 2400 каналов (***Quad Line Tap Unit-QLTU***);
- *полевые записывающие модули* на 8 каналов (***Remote Acquisition Module-RAM***);
- *устройства контроля и тестирования* аппаратуры.

В полевых блоках был применен современный 24 -битовый преобразователь "аналог-код". Имелась возможность включения в состав регистрирующей системы блоков радиотелеметрической связи (***Microwave Unit***) с дальностью передачи информации по радио до 3.5 км. Дополнительное оборудование позволяло работать с группой вибраторов (до 8 шт.), использовать систему для сбора сейсмической информации в мелководных зонах (до 50 м). Несколько экземпляров этой системы успешно работает на территории России и Казахстана.

В последние годы компания *Geo-X Systems Ltd* выпустила новую, более совершенную систему регистрации ***ARAM - ARIES*** (www. aram.com. 10.2005). Система представляет собой единый комплект блоков наземного полевого оборудования, центрального регистрирующего устройства и вспомогательного оборудования.

Центральное регистрирующее устройство представлено:

- *модулем обработки данных* - ***Seismic Processing Module - SPM***;
- *устройствами записи, визуализации и контроля информации*.

Наземное полевое оборудование состоит из:

- *линейных модулей сбора данных* - ***Remote Acquisition Module - RAM***;
- *модулей межпрофильных соединений* - ***Line Tap Unit - LTU***;
- *телеметрических и сейсмических кабелей* разного назначения;
- *вспомогательного оборудования*.



Рис.17.44. Общий вид центрального регистрирующего устройства станции ARAM-ARIES

Модуль обработки данных - ***SPM*** - выполнен на базе двух высокопроизводительных процессоров типа Pentium-4 и может работать с четырьмя дисплеями одновременно. В его состав входят несколько накопителей на жестких дисках, что позволяет осуществлять резервное копирование информации и существенно ускоряет процесс предварительной обработки данных сейсморазведки. Специальное фирменное высокоинтеллектуальное программное обеспечение позволяет оператору станции программировать и контролировать работу полевого оборудования, организовывать обходы потоков информации при возникновении препятствий различного рода (обрывы, дороги, промышленные объекты и др.), осуществлять запись информации на различные носители и др. В обычной комплектации этот модуль позволяет выполнять обработку в реальном времени (при шаге квантования 2 мсек) поток информации по 1200 каналам, в расширенной конфигурации в тех же условиях возможна обработка информации по 19200 каналам.

Выходная запись сейсмической информации осуществляется на полудюймовые 36 - ти дорожечные картриджи, аналогичные стандартным картриджам модели 3490. Формат демультиплексированной четырехбайтовой записи - SEG-D, версия 2 (SEG-D 8058 IEEE) или SEG -Y. Общий вид центрального регистрирующего устройства показан на рис.17.44.



Рис.17.45. Общий вид линейного полевого модуля RAM станции ARAM-ARIES

Линейный модуль сбора данных - ***RAM*** - предназначен для подключения аналоговых сейсмоприемников (групп сейсмоприемников) и может работать в режиме 4, 6 или 8 канального приемного устройства (рис.17.45). В каждом из усилителей использован 24 разрядный (23 разряда + знак) АЦП с встроенной памятью на 640000 сейсмических слов. Усилитель имеет три уровня начального усиления - 12, 24 и 30 дБ. Общий динамический диапазон усилителя - около 120 дБ. Максимальное входное напряжение - до 0.944 В, минимальные внутренние шумы - 0.16 мкВ. Питание модуля осуществляется от аккумуляторов с напряжением 24 В, потребление - до 0.28 мВт. Вес модуля-3.6 кг. Вариант этого модуля для работы в условиях погружения в воду на глубины до 50 м называется ***Uni - RAM***.



Рис.17.46. Общий вид полевого модуля LTU станции ARAM-ARIES

Модуль межпрофильных соединений - ***LTU*** предназначен для организации сейсморазведочных работ с несколькими приемными линиями (рис.17.46). Принимает и ретранслирует по телеметрическому каналу связи информацию от модулей ***RAM*** в модуль обработки данных центрального

регистрирующего устройства. Максимальное расстояние между модулями не должно превышать 625 м. Вес каждого модуля - 4 кг.

По желанию заказчика компания поставляет для работ специальное оборудование - ***Net-Link***, позволяющее осуществлять по оптическому кабелю связи беспроводную передачу телеметрической информации через не доступные участки площади исследований. Схематическое представление о размещении полевого оборудования при выполнении работ 3D можно получить по рис.17.47.



Рис.17.47. Принципиальная схема размещения на местности комплекса полевого оборудования телеметрической станции ARAM-ARIES

В целом по отзывам авторитетных отечественных специалистов (Ростовщиков и др., 2005) эта система является вполне современной и позволяет обеспечивать высокую производительность работ даже в экстремальных условиях Крайнего Севера.

В ряде производственных геофизических организаций, работающих в восточных районах России, имеются на вооружении телеметрические сейсморегистрирующие системы производства японской фирмы *JGI, INC.* Эти телеметрические системы получили название *G DAPS-4 - Geophysical Data Acquisition and Processing System.*

Регистрирующая система состоит из следующих основных блоков:

1. ***Центральный записывающий блок*** (*Central Recording Unit -CRU*) позволяет подключать до 1024 линий с 2034 каналами на каждой линии и включает в себя:
   - главный блок (***Master Unit***), содержащий процессор с операционной системой *SOLARIS 2*,
   - контроллеры для подключения сейсмических линий и линий вспомогательных каналов;
   - плоттер термический шириной 30-60 см (12-24 дюйма);
   - ленточный накопитель *1/2" Cartridge Tape Drive* на 9 дорожек;
   - интерфейс оператора – два цветных монитора с клавиатурой;
   - принтер;
   - управляющее программное обеспечение (***Management Softer***), позволяющее:
     - планировать структуру *2D/3D* съемки;
     - осуществлять запись сейсмоданных;
     - проводить контроль и анализ качества сейсмических данных;
     - реализовывать вывод трасс на экран;
     - изучать уровень и структуру сейсмических шумов и др.

2. ***Ведомые линейные контрольные блоки*** (*Slave Line Control Unit-SLCU*) позволяют подключать до 2034 каналов на каждый блок.

3. ***Кабели для цифровой телеметрии*** (*Digital Telemetry Cable for Line или Multi Line-DTCM*).

4. ***Полевой модуль*** (***Remote Station Unit -RSU***) со следующими характеристиками:
   - число каналов 6;
   - 24-битовый преобразователь "аналог-код";
   - шаг квантования 0.5; 1; 2; 4 мс;

- длительность записи - 32768 отсчетов на канал;
- проведение суммирования/корреляции;
- возможность самотестирования и проверок:
  - динамического диапазона;
  - величины входных шумов;
  - сопротивления и утечек в сейсмической линии;

5. ***Блок передачи телеметрической информации*** по радиоканалу (***Microwave Radio Communication-MRC***), который позволяет осуществлять связь на расстоянии до 2 км.

Развитое и современное программное обеспечение позволяет выполнять целый ряд действий (процедур) на этапе

- *планирования **2D/3D** съемки:*
  - расчет геометрических параметров съемки:
  - минимальных и максимальных расстояний;
  - распределения азимутов углов подхода лучей;
  - кратности;
  - размеров бинов;
  - высотных отметок профиля и т. п.;
- *анализа данных:*
  - вывод трасс на дисплей;
  - выбор параметров для полосовой фильтрации, деконволюции и усиления;
  - распределение параметров - *F-K*-фильтрации;
  - расчет и анализ потрассовых атрибутов;
- *обработки сейсмических данных:*
  - ввод геометрии ***2D/3D***;
  - ввод кинематики;
  - ввод статики;
  - скоростной анализ;
  - суммирование;
  - фильтрацию;
  - масштабирование;
  - деконволюцию.

Схема использования оборудования станции ***G DAPS-4*** на площадных работах по ***3D*** показана на рис.17.48

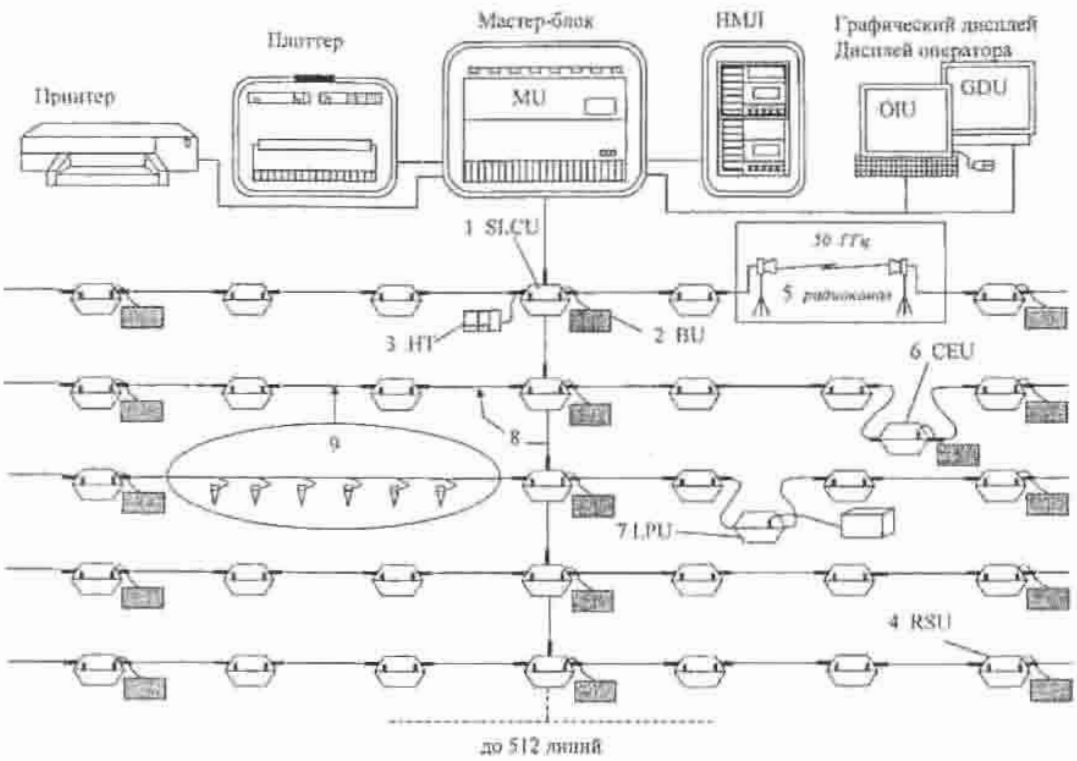


Рис. 17.48. Схема использования оборудования телеметрической станции G DASP-4 при работе по методике *3D*:
1 - ведомые линейные контрольные блоки - *SLCU*; 2 - источник питания; 3 - портативный терминал;
4 - полевые модули – *RSU*; 5 - блок передачи телеметрической информации по радиоканалу - *MRC*;
6 - блок удлинения кабеля - *CEU*; 7 - блок централизованного питания - *LPU*; 8 - цифровой телеметрический кабель *DTCM*

Приведение технических характеристик системы (практически неограниченная канальность, современное программное обеспечение и др.) выдвигает эту телеметрическую систему в число лучших в мире. Относительно широкое ее распространение в России, скорее всего, объясняется некоторой традиционной настороженностью сейсморазведчиков по отношению к геофизической продукции японских фирм.

В *России* лишь две компании – *научно-производственная компания "СибГеоСейс"* (*г. Новосибирск*) и *СКБ Сейсмического приборостроения* (*г. Саратов*) - решились вступить в борьбу за создание и поставку на рынки сбыта современной телеметрической сейсморазведочной аппаратуры и оборудования для ведения наземных сейсморазведочных работ.

Имея пятнадцатилетний опыт работы в области разработки, изготовления и эксплуатации многоканальных полевых и телеметрических сейсморазведочных и сейсмологических комплексов, *НПК "СибГеоСейс"* совместно со специалистами *отраслевых институтов ВНИИГеофизика* и *СНИИГГиМС* разработала и приступила к выпуску опытных образцов современных сейсморазведочных станций различного назначения для профильных, площадных, региональных и скважинных исследований. Для ведения площадных сейсмических работ создана телеметрическая многоканальная сейсморазведочная станция ***SGS-T***. Она содержит в своем составе:

- центральную электронику с системой телеметрии;
- набор полевых малогабаритных модулей;
- комплект вспомогательного оборудования;
  - для диагностики полевых модулей и линий связи; систем их связи электропитания и др;
  - обеспечения синхронизации взрывов ***SGS-S***, в том числе через спутниковые навигационные системы ***GPS***;
  - систем их электропитания и др.

Полевые модули системы имеют современные 24-разрядные преобразователи *"аналог-код"*. Количество каналов в модуле 3 или 6, масса модуля соответственно составляет 1,5 и 2,5 кг. Период квантования сейсмических сигналов 0,25; 0,5; 1; 2; 4 мс. Центральная электроника позволяет включать на одну линию до 256 модулей, а количество подключаемых линий может достигать 4. Это может обеспечить сбор сейсмической информации с 4096 каналов. Программное обеспечение центральной электроники позволяет выполнять различные виды предварительной обработки сигналов:

- контроль за интенсивностью шумов на профиле;
- визуальный контроль за регистрируемой сейсмической информацией;
- накопление сейсмических сигналов;
- корреляцию сейсмических сигналов;
- автоматизированный анализ и редактирование поступающей информации;
- запись зарегистрированной сейсмической информации в выходном формате ***SEG-Y***
- телеметрическую установку режимов работы полевых модулей и автоматизированный контроль их работоспособности;
- синхронизацию работы станции и источников возбуждения упругих колебаний и т. п.

В настоящее время опытные образцы станции проходят полевые испытания, и, возможно, в последующем может быть налажен серийный выпуск первой отечественной телеметрической системы современного уровня.

Основные технические характеристики телеметрической сейсморазведочной станции SGS-T

Количество полевых модулей на одной линии	до 256
Количество линий связи	до 4
Период квантования сейсмического сигнала, мс	0.25, 0.5, 1.0, 2.0, 4.0
Рабочий диапазон температур полевого модуля, °С	–40 +60
Масса полевого модуля, кг	
трехканальный	1.5
шестиканальный	2.5

В последнее время Сибирским *НИИ* геологии, геофизики и минерального сырья была разработана и совместно с *ЗАО "СибОКБ ГП"* изготовлена многоканальная телеметрическая станция ***СТС-24Р*** для региональных, поисковых и разведочных работ (Сагайдачная, 2003). Телеметрическая станция ***СТС-24Р*** включает в себя *бортовой модуль (центральную регистрирующую станцию)*, несколько мобильных *автономных регистрирующих систем (АРС)*, *экспериментальные полевые модули* с необычным спектром шагов квантования: от 0.25 до 16 мс, *контроллер* сейсмической линии связи, *систему синхронизации возбуждения*, *спутниковую систему телеуправления INMARSAT*, *программное обеспечение* и вспомогательное оборудование. В целом станция ***СТС-24Р*** состоит из нескольких автономных сейсмических станций ***АРС***, которые могут работать как автономно, так и в составе единого комплекса под управление *бортового модуля*, роль которого может выполнять одна из *АРС*. Характерная отличительная особенность станции – использование *спутниковой системы для телеуправления полевыми модулями* из базового бортового модуля.

Основное назначение станции - региональные сейсмические исследования. Опыт использования станции при поисково-сейсморазведочных работах на нефть и газ пока отсутствует. Структурная схема станции ***СТС-24Р*** показана на рис.17.49.

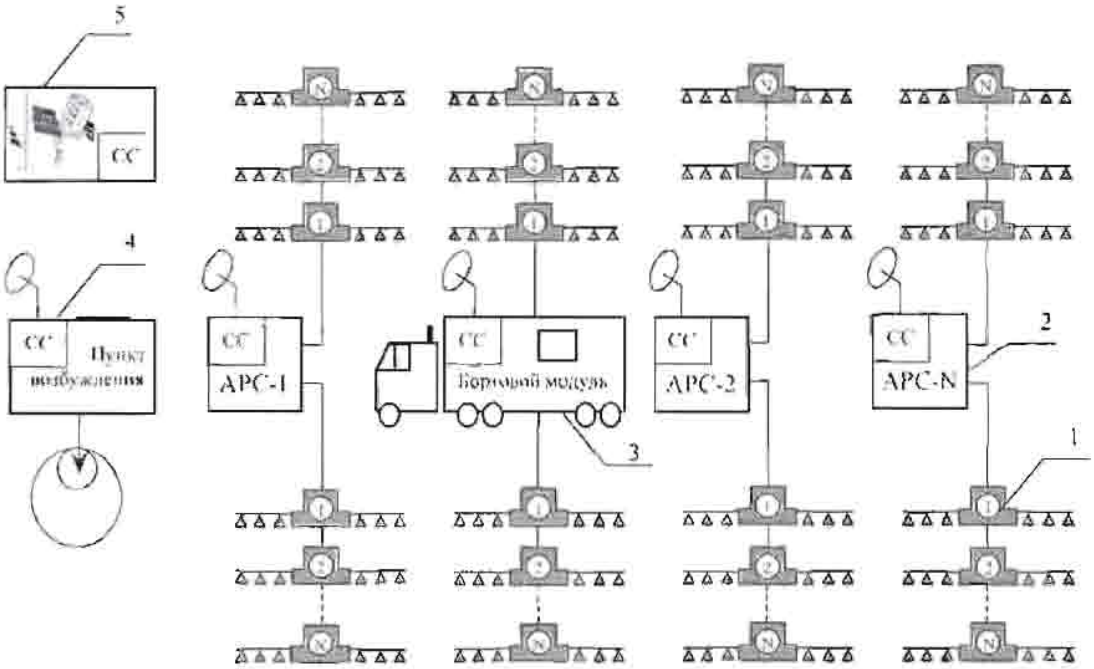


Рис. 17. 49. Структурная блок-схема сейсмостанции СТС-24Р:

1 - шестиканальный переносной телеуправляемый полевой модуль с сейсмоприемниками;

2 - мобильная автономная регистрирующая система; 3 – бортовой модуль с центральной регистрирующей системой;

4 – система синхронизации источника; 5 - спутниковая система *INMARSAT*



Рис. 17. 50. Сравнительный вид полевого четырехканального модуля станции СТС-24Р Роса и сейсмоприемника

Последняя модификация аппаратуры этого типа - станция ***СТС-24Р РОСА*** (Сагайдачная и др., 2003; 2005) - разработана с использованием оригинальных отечественных решений, выполнена на элементной базе нового поколения: многократно программируемых логических матриц высокой и сверхвысокой степени интеграции, высокоскоростных элементов телекоммуникаций и др. Логическое построение станции и структура пакетов информации в линиях связи позволяет принимать данные нескольких тысяч каналов. Пропускная способность кабелей, имеющих 8 пар передачи данных, обеспечивает суммарную скорость передачи цифровой информации в реальном времени до 64 Мбит/с. Полевые модули станции - 4-х канальные (рис.17.50).

По функциональным и техническим характеристикам станция соответствует лучшим зарубежным аналогам, а по отдельным параметрам (стоимость, вес, габариты, потребление электроэнергии, частота дискретизации и длительность регистрации) превосходит зарубежные системы регистрации, поставляемые в Россию.

СКБ Сейсмического приборостроения (г. Саратов), имея значительный опыт конструирования сейсморазведочной аппаратуры, в 1994 году разработало и внедрило в производство первую отечественную телеметрическую сейсморегистрирующую систему ***Прогресс-Т***. Однако этот тип аппаратуры не нашел большого спроса в геофизических организациях страны. С 2003 года в этом ***КБ*** начат выпуск нового образца телеметрической аппаратуры ***Прогресс-Т2*** (Бескоровайный и др., 2003; 2005).

Система ***Прогресс-Т2*** состоит из:

- центрального регистрирующего комплекса аппаратуры;
- наземного полевого оборудования.

Центральный регистрирующий комплекс (ЦРК) системы ***Прогресс-Т2*** (рис.17.51) рассчитан на регистрацию в режиме реального времени через один телеметрический порт 1200 сейсмических каналов при шаге квантования 2 мс. Базовый образец аппаратуры может иметь до четырех таких портов. ЦРК обеспечивает управление наземным полевым оборудованием, его диагностику, прием, обработку и регистрацию принятой информации, а также контрольное воспроизведение записанной информации на экране монитора и бумажном носителе. Обработка сейсмических данных осуществляется в реальном времени и включает:

- редакцию импульсных шумов;
- вертикальное накапливание;
- взвешенное накапливание;
- корреляцию до и после накапливания;
- вычисление и построение спектра сигналов в заданном окне.

Программный комплекс системы содержит два монитора, широкий спектр устройств для регистрации полевых данных (магнитооптика, ленточные стриммеры типа 8-abyte, стриммеры типа IBM 3490, лишний CDROM) устройства для воспроизведения информации на бумажном носителе (термопринтеры, струйные и лазерные принтеры). Данные регистрируются в формате SEG-D.



Рис. 17. 51 Общий вид Центрального регистрирующего комплекса станции Прогресс -2 Г. На переднем плане - модуль БСД-6

Наземное полевое оборудование включает:

- блоки сбора данных;
- блоки линий приема;
- блоки регенерации;
- блоки питания;
- секции телеметрического кабеля;
- аккумуляторные батареи в специальных контейнерах.

Блок сбора данных (БСД) обеспечивает прием сигналов по шести приемным каналам, их усиление, преобразование в цифровой 24 -разрядный код, фильтрацию, передачу этих данных в телеметрическую линию связи и регенерацию информации, поступающей от соседних БСД. Шестиканальный полевой модуль – блок сбора данных БСД-6 разработан с применением новейшей элементной базы, что позволяет существенно снизить потребление энергии в пересчете на один канал – не более 200 мВт. При профильных работах и числе каналов до 128 предусмотрена возможность питания их от бортовой сети автомобиля. Блок линии приема (БЛ) обеспечивает синхронизацию работы БСД соответствующей линии приема и передачу телеметрической информации в БЛ соседней линии приема или в ЦРК. Структурная схема соединений всех модулей при работах по технологии 3D показана на рис.17.52.

В целях дальнейшего развития функциональных возможностей регистрирующей системы *Прогресс-Т2* разработчики создали в 2005 году и включили в состав аппаратуры секции *одноканальных блоков сбора данных БСД-1*. Блок БСД-1 допускает его погружение в воду на глубину до 15 м. Использование таких секций (от 1 до 48 БСД-1) существенно расширяет функциональные возможности телеметрической системы *Прогресс-Т2* при работах в транзитных зонах.

Основные технические характеристики станции Прогресс-Т2

Максимальное число активных каналов в линии	150 при шаге квантования 0.5 мс; 300 при шаге квантования 1 мс; 600 при шаге квантования 2 мс; 1200 при шаге квантования 4 мс;
Максимальное число линий в системе	до 64
Число каналов в регистрирующем модуле	до 6
Максимальный входной сигнал, В	до 3
Динамический диапазон регистрации, не менее, дБ	137
Шаг квантования сейсмических данных, мс	0.5; 1; 2; 4
Уровень собственных шумов в полосе частот от 10 до 125 Гц, мкВ, не более	0.2
Потребляемая мощность одного полевого модуля, Ватт, не более	1.4
Потребляемая мощность регистрирующего комплекса, Ватт, не более	250

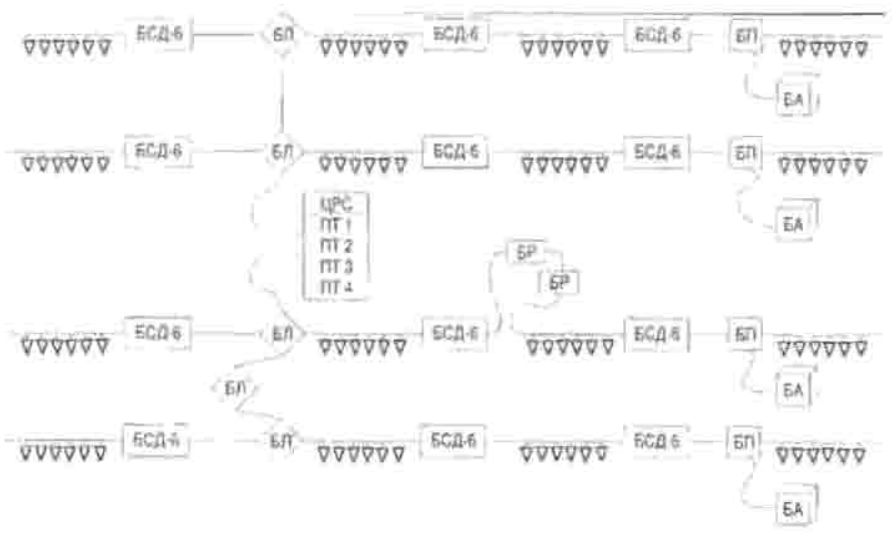


Рис. 17.52. Блок-схема телеметрической сейсморазведочной станции Прогресс-2Т
ЦРК-Центральный регистрирующий комплекс, ПТ- порт телеметрический, БСД-6 - блок сбора данных 6 -и канальный, БП- блок питания линии, БА - блок аккумуляторов, БР- блок регенерации линии, БЛ -блок линии

Хочется надеяться, что регистрирующая аппаратура типа ***Прогресс-Т2*** вскоре станет вполне конкурентоспособным видом отечественной телеметрической сейсморегистрирующей аппаратуры.

Из приведенного краткого обзора структуры и технических характеристик видно, что телеметрические сейсморегистрирующие системы за относительно короткий срок своего развития достигли весьма существенных успехов. Высокая помехоустойчивость при регистрации полезных записей, практически неограниченная канальность, интеллектуальные программы самотестирования, совершенные и разнообразные системы телеметрии, приспособленные для ведения работ в самых разнообразных условиях регистрации, достаточно совершенные программные средства обработки записей – эти качества телеметрических сейсморегистрирующих систем находят все большее число своих сторонников в среде специалистов-сейсморазведчиков.

Сейсмическая разведка XXI века будет непременно базироваться на широком использовании телеметрических сейсморегистрирующих станций. Хотелось бы, чтобы отечественные телеметрические системы по своим техническим качествам и широте использования не уступали лучшим зарубежным моделям.

Вопросы для самопроверки

1.Поясните сущность и преимущества телеметрического принципа построения сейсморегистрирующих систем.
2.Назовите основные классификационные признаки телеметрических систем передачи информации.
3. Нарисуйте принципиальную блок-схему телеметрической сейсморегистрирующей системы.
4. Назовите четыре основные модульные подсистемы телеметрической сейсморегистрирующей системы ***I/O SYSTEM TWO.***
5. Объясните назначение и состав центральной электрической системы ***I/O SYSTEM TWO.***
6. Перечислите состав и функции полевого оборудования ***I/O SYSTEM TWO.***
7. Назовите основные особенности радиотелеметрической системы ***I/O SYSTEM TWO RSR.***
8. Охарактеризуйте основные достоинства и недостатки телеметрической системы ***I/O 2000.***
9. Охарактеризуйте основные достоинства и недостатки телеметрической системы ***I/O System Four.***
10. Поясните по блок - схеме назначение устройств сейсморазведочной станции ***SN-368.***
11. Объясните состав и назначение центральной контролирующей электроники станции ***SN-388.***
12. Охарактеризуйте технические параметры полевого оборудования станции ***SN-388.***
13. Назовите основные особенности радиотелеметрической системы ***EAGLE-88.***
14. Перечислите состав и функции полевого оборудования ***408 UL.***
15. Охарактеризуйте технические различия между станциями ***408UL*** и ***408XL.***
16. Каковы главные преимущества телеметрических систем типа ***408UL***?
17. Поясните состав и структуру телеметрической станции ***G DAPS-4.***
18. Какие отечественные компании - производители сейсморазведочной аппаратуры разрабатывают телеметрические сейсморегистрирующие системы?
19. Поясните технические возможности телеметрической системы ***Прогресс-2Т.***
20. Поясните состав и структуру отечественной телеметрической системы ***SGS-T***

* * * * * * *

РАЗДЕЛ 2.3. СИСТЕМЫ НАБЛЮДЕНИЙ, ПРОЕКТИРОВАНИЕ И ОРГАНИЗАЦИЯ ВЫПОЛНЕНИЯ НАЗЕМНЫХ И МОРСКИХ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

18. ОСНОВЫ ТЕОРИИ ИНТЕРФЕРЕНЦИОННОГО ПРИЕМА И ВОЗБУЖДЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ

18.1. Элементы теории интерференционных систем приема

Высокое качество и геологическая эффективность результатов сейсмической разведки достигается умелым использованием целого ряда различных технико – методических приемов ведения полевых работ, позволяющих, прежде всего, существенно улучшать, как на исходных сейсмограммах, так и, в последующем, на окончательных временных разрезах, *соотношение уровней записи полезных сигналов и волн-помех*. Только ***высокий уровень отношения сигнал/помеха***, и, прежде всего, ***на исходных записях***, позволяет в последующем в процессе обработки сейсмической информации получать качественные и достоверные результаты. Среди набора таких технико–методических приемов ведущее место в сейсморазведке занимают различные приемы суммирования сейсмических сигналов, регистрируемых сейсмоприемниками или их группами, нужное расположение которых на площади исследований предварительно рассчитывается на основе определенных теоретических предположений. Теоретические основы выбора рациональных параметров методики полевых наблюдений – *правил оптимального размещения источников и приемников сейсмических колебаний на профиле (площади) исследований и условий регистрации применительно к конкретным особенностям решения поставленной геологической задачи* - составляют предмет специального раздела сейсморазведки, называемого *теорией интерференционного возбуждения и приема колебаний*.

Как правило, рекомендации этой теории могут обычно реализовываться двумя несколько отличными путями. *Первый путь* предполагает осуществление в полной мере всех рекомендаций этой теории непосредственно на этапе выполнения полевых работ путем соответствующего размещения источников и приемников и создания необходимых условий для получения качественных сейсмических записей. Такой путь был доминирующим на первых этапах применения сейсморазведки, когда технической базой сейсморазведки была аналоговая сейсморегистрирующая аппаратура первого поколения. Из числа полевых процедур этого типа, прежде всего, следует назвать широко использовавшееся в прошлом *смешение энергии* соседних каналов (*смесители*), применение малых расстояний между регистрирующими каналами (*малые базы наблюдений*), селекцию сейсмических волн по кажущимся скоростям (*скоростные фильтры*), узкополосную фильтрацию и др. К основному достоинству такого подхода следует отнести тот общеизвестный факт, что эти приемы почти всегда позволяли получать достаточно качественные сейсмические записи непосредственно в полевых условиях. Конечно, качество сейсмических записей в значительной мере определялось правильностью выбора параметров регистрации. Недостатков у такой методики наблюдений было существенно больше. Главный из них – невозможность внесения каких–либо улучшений и изменений в полученную сейсмическую запись. Более совершенную по качеству запись можно было получать только путем ее фактической повторной регистрации. А это непременно всегда удорожало работы, удлиняло их сроки выполнения. Именно поэтому, как только на последующих этапах развития сейсморазведочной техники появились возможности воспроизведения полевой записи, стали предпочитать идти *вторым путем*.

Этот *второй путь* предусматривает выполнение полевых работ таким образом, чтобы как можно большую часть всех необходимых рекомендаций теории интерференционного приема осуществлять на этапе обработки в вычислительных центрах. К сожалению, всегда и во всех условиях, полностью перенести выполнение необходимых требований теории интерференционного приема только на этап обработки данных принципиально невозможно. По этой причине в настоящее время полевые работы стремятся выполнять по такой технологии, которая минимизирует реализацию в полевых условиях большей части требований теории интерференционного приема, но обеспечивает выполнение других условий этой теории в процессе ведения обработки полученных данных. В результате этого эффективная методика полевых работ в конкретных сейсмогеологических условиях в настоящее время всегда является разумным компромиссом между этими двумя подходами. Принятие таких решений всегда осуществляется специалистами – сейсморазведчиками на этапе составления проекта на сейсморазведочные работы. При принятии оптимальных проектных решений всегда учитывают много различных факторов, в том числе и те, которые вытекают из *теории интерференционного приема и возбуждения упругих колебаний*, элементы которой излагаются ниже.

Предположим, что имеется совокупность из n приемных каналов, по которым осуществляется регистрация сейсмических колебаний вдоль прямолинейного профиля наблюдений (Мешбей, 1985). Допустим также, что на профиле регистрируется m идеально регулярных сейсмических волн. Через Δt_{jk} обозначим сдвиги во времени

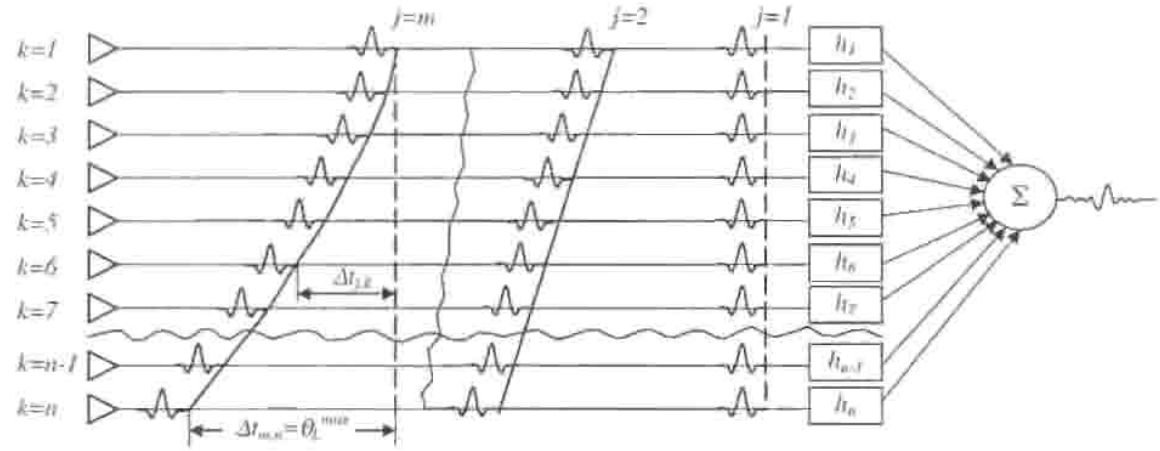


Рис.18.1. Принципиальная схема интерференционной системы сейсмических наблюдений

вступления j - й волны на κ - м канале относительно времени регистрации этой же волны на первом (опорном) канале (рис.18.1). Сигналы по каждому из каналов поступают на свой индивидуальный широкополосный усилитель, который изменяет амплитуду каждого сигнала путем умножения ее на величину h_k. Далее сигналы поступают на устройство, где после выхода из усилителей сигналы всех каналов складываются и суммарный сигнал поступает на регистрацию для последующего анализа. Реальное физическое устройство или программный продукт, работающие по этой принципиальной схеме, принято называть ***интерференционной системой*** (***ИС***) приема колебаний.

Обозначим через $S_j(\omega)$ спектр сигнала j - й волны на *первой (опорной) трассе*. Тогда спектр волны с той же формой записи на κ - й трассе, зарегистрированной со сдвигом во времени на величину $\Delta t_{j,k}$, будет, в соответствии с теорией спектров, определяться по формуле

$$S_{j,k}(\omega) = S_j(\omega)\exp(-i\omega\Delta t_{j,k}) \quad . \tag{18.1}$$

Спектр суммы всех сигналов, поступающих на вход суммирующего устройства по каждому каналу, будет равен суммарному спектру всех сигналов

$$S_k(\omega) = \sum_{j=1}^{m} h_k S_{j,k}(\omega) = \sum_{j=1}^{m} h_k S_j(\omega)\exp(-i\omega\Delta t_{j,k}) \quad . \tag{18.2}$$

На выходе системы будем иметь спектр суммарного результирующего сигнала в следующем виде

$$S_{вых}(\omega) = \sum_{k=1}^{n} S_k(\omega) = \sum_{k=1}^{n}\sum_{j=1}^{m} h_k S_j(\omega)\exp(-i\omega\Delta t_{j,k}) \quad . \tag{18.3}$$

После изменения порядка суммирования можно получить

$$S_{вых}(\omega) = \sum_{j=1}^{m} S_j(\omega)\Big(\sum_{k=1}^{n} h_k(\omega)\exp(-i\omega\Delta t_{j,k})\Big) = \sum_{j=1}^{m} S_j(\omega)\cdot H(\omega) \quad . \tag{18.4}$$

Внутреннюю сумму, зависящую только от свойств системы и поканальных относительных сдвигов, принято обозначать $H(\omega)$ и называть ***комплексной частотной характеристикой*** интерференционной системы

$$H(\omega) = \sum_{k=1}^{n} h_k(\omega)\exp(-i\omega\Delta t_{j,k}) \quad . \tag{18.5}$$

Свойства суммарного сигнала на выходе системы будут уже определяться как *параметрами интерференционной системы*, так и *параметрами самих исходных сигналов*. Законы соответствия между свойствами исходных сигналов, параметрами системы приема и свойствами выходного сигнала устанавливает *частотная теория интерференционного приема колебаний*.

Частотная характеристика интерференционной системы в общем случае является комплексной величиной. Действительную часть этой комплексной функции принято называть ***амплитудной частотной характеристикой***, мнимую - ***фазовой частотной характеристикой***. Поскольку вид частотной характеристики определяется относительными сдвигами $\Delta t_{j,k}$, что, в свою очередь, определяется формой годографа волны, а значит, и направлением ее подхода к линии наблюдений, то частотную характеристику $H(\omega)$ называют также ***характеристикой направленности интерференционной*** системы.

Все виды интерференционных систем подразделяются на *однородные и неоднородные*. К однородным системам относят интерференционные системы, имеющие для всех каналов равные веса $h_k \equiv 1$. Это - наиболее

употребительные виды систем. Однако нередко находят применение и системы с весовыми коэффициентами h_k, значения которых определяются на основе специальных требований.

Временные задержки Δt_{jk} можно рассматривать и с других позиций. Можно считать, что величины задержек Δt_{jk} определяют вид и направление линии суммирования. С такой точки зрения все реально используемые линии суммирования можно принципиально разделить на два вида - *прямые линии* (прямолинейное суммирование) и *кривые линии – линии сложной формы* (чаще всего используются линии параболического типа). Среди прямых линий особая роль принадлежит вертикальным линиям, которым соответствуют оси синфазности с бесконечно большой кажущейся скоростью. Суммирование по таким линиям выполняются наиболее просто. Его часто называют вертикальным суммированием. Этот случай соответствует так называемому синфазному сложению колебаний. Для практики является наиболее важным. В этом случае все задержки $\Delta t_{jk}=0$ и комплексная частотная характеристика имеет вид

$$H_0(\omega) = \sum_{k=1}^{n} h_k \quad . \tag{18.6}$$

В качестве меры количественной оценки эффективности работы конкретной интерференционной системы обычно принято использовать отношение энергии сигнала на выходе системы $E_в$, полученное при заданной линии суммирования, к энергии сигнала при синфазном суммировании этой же волны $E_в$. Это отношение принято называть ***коэффициентом направленного действия – КНД*** *интерференционной системы* (Беспятов, 1972)

$$КНД = E_в / E_в \quad . \tag{18.7}$$

КНД характеризует *разрешающую способность* интерференционной системы по отношению к колебаниям данной формы. Помимо ***КНД***, для характеристики работы ИС применяют и другие критерии. В частности, весьма объективную характеристику работы ИС по подавлению волн - помех можно получить на основе использования понятия ***коэффициента разрушения записи - КРЗ*** (Бондарев, Крылатков, 1998).

Интерференционные системы обладают фильтрующими свойствами в отношении не только регулярных волн, но и случайных волн-помех. В силу различия фильтрующих свойств интерференционной системы по отношению к регулярным волнам и волнам-помехам на выходе ИС происходит улучшение соотношения энергии полученного сигнала к энергии помех. В качестве количественной меры такого улучшения используется понятие *статистической характеристики* ИС

$$r = \sum_{k=1}^{n} h_k \Big/ \sqrt{\sum_{k=1}^{n} h_k^2} \quad . \tag{18.8}$$

Для однородной ИС ($h_k = 1$) максимальный статический эффект суммирования равен

$$r = \sqrt{n} \quad . \tag{18.9}$$

При любых других вариантах распределения весов показатель статистического эффекта уменьшается, вплоть до нулевого значения.

Расчет характеристики направленности обычно производится для того, чтобы понять ее форму и структуру, определить области пропускания и подавления, количественно оценить уровень подавления волн-помех.

18.2. Группирование приемников и источников

Как уже упоминалось выше, конкретную интерференционную систему можно реализовать либо физически на стадии приема колебаний в полевых условиях, либо выполнять необходимые операции в процессе обработки информации. Естественно, реализация конкретных ИС в процессе обработки представляется более предпочтительным вариантом с различных точек зрения. Однако при этом необходимо помнить следующее. Если в процессе обработки информации выяснится, что исходная (уже полученная с применением ИС с конкретными параметрами) сейсмическая информация не удовлетворяет каким – либо требованиям обработки (по числу каналов, расстоянию между ними, плотности точек наблюдений и т. п.) то, естественно, практическая реализация нужной интерференционной системы при обработке станет невозможной. Вот почему на практике некоторые виды ИС приходится физически реализовывать в процессе полевых работ. К числу таких видов ИС, прежде всего, относят *группирование сейсмоприемников и источников*, ориентированные на подавление низкоскоростных волн-помех поверхностного типа.

Все современные профильные (2D) сейсморазведочные работы методом ОСТ, как правило, выполняются с применением *различных форм* ***группирования сейсмоприемников***. Это связано с тремя причинами. Первая из причин, которая заставляет применять группирование сейсмоприемников – влияние интенсивных поверхностных волн-помех. Вторая причина – достаточно заметное различие в условиях установки сейсмоприемников для различных каналов приемной установки на профиле наблюдений. Третья причина – недостаточная чувствительность одиночных приборов, устанавливаемых на профиле наблюдений.

Исторически сложилось так, что сначала в практике сейсморазведки начали широко использовать ***продольное линейное группирование*** сейсмоприемников. Для этого параллельно и по профилю наблюдений размещалась группа сейсмоприемников с относительно небольшим и постоянным шагом между ними. Соединенные последовательно между собой сейсмоприемники этой группы подключались с помощью основной косы на вход сейсморазведочной станции. Именно эта *группа сейсмоприемников* виртуально исполняет роль отдельного сейсмоприемника в каждом регистрирующем канале сейсморазведочной станции. Число приборов в группе и расстояние между ними предварительно рассчитывалось с помощью созданной *теории группирования сейсмоприемников*. В последующем в сейсморазведке были предложены и опробованы различные формы линейного *поперечного и площадного группирования*. Применение больших по числу приемников и сложных по форме групп сейсмоприемников всегда сдерживалось очевидной трудностью их практической реализации. Поэтому в практике сейсморазведки, как правило, действует принцип использования групп сейсмоприемников, минимально простых по форме и по числу используемых приборов. Чаще всего на практике используются ***линейные продольные*** группы сейсмоприемников с *равномерным шагом* между ними. Теория именно такого вида группирования рассматривается далее.

Параметры группы сейсмоприемников как одного из элементов методики полевой системы наблюдений наиболее просто рассчитываются для случая, когда регистрацию и суммирование сейсмических колебаний предполагается выполнять на малых базах, где криволинейностью годографов наблюденных волн можно пренебречь. Сейсмические волны в таких случаях можно считать *локально плоскими*, а их кажущиеся скорости в пределах базы приема - постоянными. Если при этом принять еще, что шаг наблюдений Δx по профилю между каналами в группе постоянен (что обычно и реализуется на практике), то расчетные формулы частотной теории интерференционных систем приобретают относительную простоту и наглядность.

Пусть к прямолинейному профилю наблюдений одновременно (на первый канал рассматриваемой базы наблюдений) приходят две волны: отраженная и поверхностная. Первая из них, приходящая вертикально снизу, является полезной и должна быть зарегистрирована с минимальными искажениями. Другая волна - поверхностная, распространяющаяся по горизонтали вдоль профиля наблюдений, является помехой и должна быть максимально ослаблена. Именно для решения такой задачи в практике сейсмической разведки широко и используется ***группирование сейсмоприемников*** (Цветаев, 1953; Гурвич, 1960).

Рассмотрим теорию группирования сейсмоприемников с позиций выше рассмотренной теории интерференционного приема колебаний. Допустим, что кажущаяся скорость распространения поверхностной волны (а она в этом случае совпадает с фазовой или групповой скоростью поверхностных волн) равна $V_{кпв}$. Время ее прихода на κ - й канал группы, по сравнению со временем прихода этой же волны на первый канал, будет отличаться на величину $(\kappa-1)\cdot\Delta x/V_{кпв}$. Поскольку мы будем рассматривать регистрацию этой ИС одновременно двух волн, то ради общности постановки задачи, предварительно зададим наклон линии суммирования отдельно и охарактеризуем его кажущейся скоростью суммирования $V_{кс}$. Временной сдвиг на κ - м канале ИС, по сравнению с первым, будет равен $(\kappa-1)\cdot\Delta x/V_{кс}$. Отклонение годографа данной поверхностной волны от линии суммирования будет характеризоваться задержкой

$$\Delta t_k = (k-1)\cdot\Delta x\left(\frac{1}{V_{кпв}}-\frac{1}{V_{кс}}\right). \qquad (18.10)$$

Подставляя эту величину задержки в формулу (18.5), получим

$$H(\omega)=\sum_{k=1}^{n}\exp\left(-i\cdot(k-1)\cdot h_k\cdot\Delta x\cdot\left(\frac{\omega}{V_{кпв}}-\frac{\omega}{V_{кс}}\right)\right). \qquad (18.11)$$

При $h_k=1$ (однородная ИС) будем иметь

$$H(\omega)=\sum_{k=1}^{n}\exp\left(-i(k-1)\cdot\Delta x\left(\frac{\omega}{V_{кпв}}-\frac{\omega}{V_{кс}}\right)\right). \qquad (18.12)$$

Если начало отсчета аргумента по оси x выбрать в центре базы ИС, то частотная характеристика группирования (18.12) станет действительной функцией. Она в этом случае имеет нулевую фазовую характеристику, т.е. колебания на выходе ИС совпадают по фазе с входным сигналом в средней точке базы приема. Поэтому результат суммирования плоских волн всегда относят к этой точке. Действительная часть ряда (18.12) в этом случае является табличной суммой синусов, аргумент которых образуют арифметическую прогрессию. С учетом сказанного, частотная характеристика такой интерференционной системы будет равна

$$H(K)=\sum_{k=1}^{n}exp\left(-i(k-1)\cdot\Delta x\cdot K\right)=sin\left[\frac{n\cdot\Delta x\cdot K}{2}\right]\Big/sin\left[\frac{\Delta x\cdot K}{2}\right], \qquad (18.13)$$

где $K=\omega/V_{кпв}-\omega/V_{кс}$ - разностное волновое число.

Функция $H(K)$, зависящая от двух параметров n и Δx, имеет период $T=2\pi/\Delta x$ и достигает своего максимального значения $H_{max}(K)=H_{max}(0)=n$ при $K=0$. Для понимания формы характеристики ИС целесообразно строить графики функции $\left|H(K)/H(0)\right|$. В западной литературе такие характеристики чаще всего принято строить

с использо
децибелах.

На каждой такой характеристике можно выделить две области - ***область пропускания*** и ***область подавления***. Областью пропускания условно считают интервал волновых чисел от главного максимума (K=0) до первого нулевого значения характеристики при $K_{гр1}=2\pi/n\Delta x$. К области подавления обычно относят интервал волновых чисел, который расположен между главными и побочными максимумами и имеет следующие границы.

$$K_{гр1}=2\pi/(n\cdot\Delta x) \quad , \quad K_{гр2}=2\pi(n-1)/(n\cdot\Delta x) \quad . \tag{18.14}$$

Для всякой волны, годограф которой совпадает с линией суммирования, разностное волновое число K равно нулю. Сейсмическая волна с таким значением волнового числа попадает в главный максимум характеристики и всегда усиливается в n раз. Волна, которая по своим параметрам попадает в область подавления, будет при суммировании ослаблена. Если линия суммирования будет вертикальной прямой ($V_{кс}=\infty$), то полезные отраженные волны с бесконечно большой кажущейся скоростью проходят такую ИС без искажений и только усиливаются данной группой. Наоборот, поверхностные волны, кажущиеся скорости которых относительно малы, группой сейсмоприемников ослабляются, и тем существенней, чем больше элементов (сейсмоприемников) содержится в группе. Поэтому важной задачей выбора методики полевых работ является расчет параметров группы сейсмоприемников (их числа и расстояния между ними), обеспечивающих при минимальных размерах группы эффективное подавление низкоскоростных волн-помех. Для такого расчета необходимо знать реальные возможные диапазоны частот и кажущихся скоростей волн-помех.

Допустим, что в конкретных условиях проведения полевых работ можно ожидать, что частотный диапазон волн-помех заключен в интервал $\omega_{min}\le\omega\le\omega_{max}$, а диапазон кажущихся скоростей $V_{кп}^{min}\le V_{кп}\le V_{кп}^{max}$. Их пространственные частоты - волновые числа K при этом будут заключены в интервале

$$K_{min}=\frac{\omega_{min}}{V_{кп}^{max}} \quad , \qquad K_{max}=\frac{\omega_{max}}{V_{кп}^{min}} \quad . \tag{18.15}$$

Искомая группа сейсмоприемников ослабит эти помехи, если диапазон их волновых чисел попадет в область подавления характеристики направленности. Принимая $K_{гр1}=K_{min}$ и $K_{гр2}=K_{max}$, получим нужные нам расчетные формулы

$$n=\frac{K_{max}}{K_{min}}+1 \quad , \qquad \Delta x=\frac{2\pi}{K_{min}+K_{max}} \quad . \tag{18.16}$$

Обычно группы сейсмоприемников содержат от 3 до 30 сейсмоприемников, а расстояние между ними может колебаться от 2 до 10 м. Сейчас на практике чаще всего, следуя традициям американских геофизиков, используют группы сейсмоприемников, состоящие из 12 сейсмоприемников с 4 - 5 метровым интервалом между ними. Эта группа является, в среднем, оптимальной для подавления поверхностных волн - помех, характеризующихся примерно следующими параметрами: Vmin =200 м/с, Vmax =500 м/с, $f$min=10 Гц, $f$max=45 Гц. Характеристика направленности такой группы сейсмоприемников, состоящей из двенадцати сейсмоприемников, показана в относительном виде на рис.18.2.

Помимо эффекта селекции сейсмических волн по направлению подхода (эффект характеристики направленности второго рода), группа сейсмоприемников частично *ослабляет влияние и случайных помех*. Эффект *ослабления* прямо пропорционально *корню квадратному из числа сейсмоприемников, используемых в группе*.

При сейсморазведочных работах 2D линейное группирование *аналоговых электродинамических сейсмоприемников* будет еще достаточно долго оставаться важнейшей компонентой методики полевых работ.

При выполнении работ *по технологии 3D*, когда сейсмические волны, в том числе и волны-помехи, к каждому приемному каналу (сейсмоприемнику) могут приходить с различных азимутов, линейное группирование (ориентировка линейной

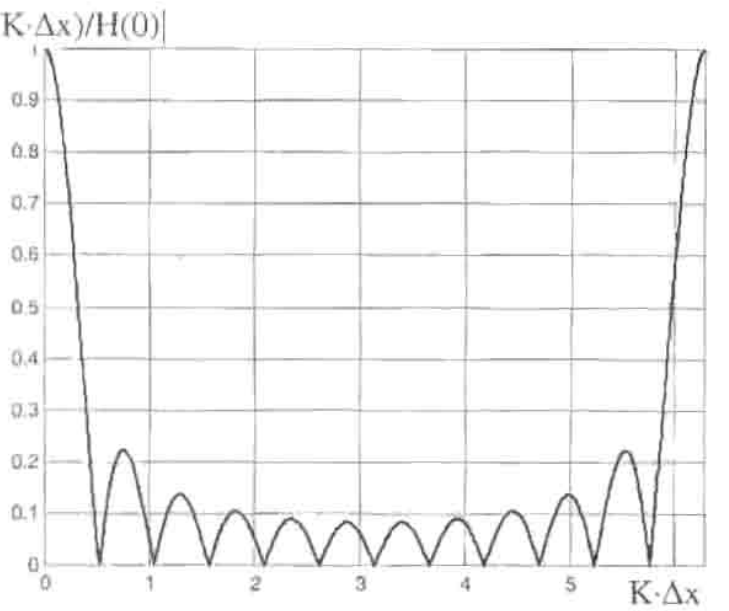


Рис.18.2. Характеристика направленности группы сейсмоприемников при n = 12

группы вдоль линий приема) не дает того эффекта, на который обычно рассчитывают. При этом, поскольку все группы сейсмоприемников имеют разные азимуты на пункт возбуждения, то они для разных ОТВ обладают *различными* амплитудно– частотными характеристиками. Это означает, что суммирование таких записей приводит к появлению неконтролируемых амплитудно-фазовых искажений. Поэтому многие сейсморазведчики (Жгенти и др., 2003) уже достаточно отчетливо высказывают мнение о том, что линейное группирование сейсмоприемников при работах по технологии 3D не только бесполезно, но *и вредно*. Применение же площадных баз группирования (например, звездообразных групп, которые могут иметь одинаковые АЧХ по различным азимутам приема), как правило, затруднено по организационно- финансовым причинам. Применяемое иногда в этих случаях кавзиточечное группирование сейсмоприемников на очень малой базе (1-3 м.) также мало эффективно. Кроме некоторого положительного эффекта в повышении чувствительности приемных каналов, это приводит и к существенным отрицательным эффектам из-за ухудшения частотной характеристики каналов по причине всегда имеющейся не идентичности приборов группы. Ожидаемый же статистический эффект такого группирования тоже вряд ли достигается по причине малости базы такой группы, в сравнении с длинами волн возможных случайных помех.

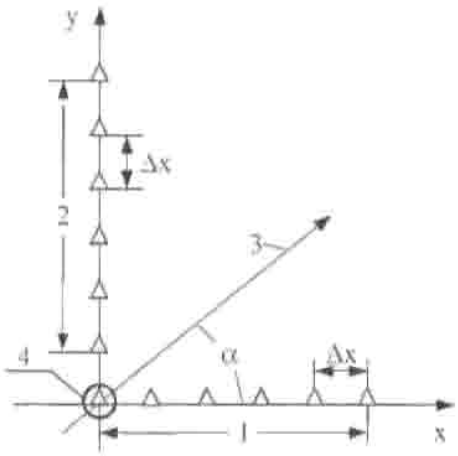


Рис.18.3. Условная схема группирования сейсмоприемников для установки типа "угол"
1 - направление линии приема;
2- сейсмоприемники; 3 - направление распространения поверхностных волн-помех

Для понимания основ теории площадного группирования сейсмоприемников рассмотрим технологию расчета характеристики группы сейсмоприемников, состоящей из двух линейных подгрупп, расположенных на профиле наблюдений перпендикулярно друг другу (рис.18.3). Дело в том, что во всех сейсморазведочных организациях для проведения группирования сейсмоприемников при работах 2D широко использовались специальные короткие (до 55 м.) косы с фиксированным числом (чаще всего - 12) равномерно распределенных приемных каналов. Эти косы обычно на практике принято называть "пауками", или по западной терминологии - "стрипами". На базе использования именно таких кос сравнительно легко сформировать пространственные группы сейсмоприемников в виде прямого угла. Такие площадные группы сейсмоприемников на производстве, ради краткости, принято называть установками типа "угол". Трудоемкость реализации такого вида группирования на имеющемся оборудовании относительно невысока, а эффект подавления поверхностных волн-помех достаточно заметен. Именно поэтому число сторонников использования на практике таких площадных групп сейсмоприемников в среде геофизиков-сейсморазведчиков непрерывно растет.

В сейсморазведке предложено для использования большое число пространственных групп сейсмоприемников - от простейших групп типа квадрата или прямоугольника - до групп весьма экзотической структуры типа "птичьи лапки" или "ветряная мельница" и др. (Sheriff R. 1991). Однако на практике группы сложной для реализации формы строения широкого распространения не получили.

Рассмотрим элементы теории расчета характеристик направленности пространственных групп сейсмоприемников простейшей формы. Источник возбуждения порождает интенсивные поверхностные волны-помехи, распространяющиеся по всем направлениям. Направление подхода плоской поверхностной волны к центральному прибору конкретной группы сейсмоприемников (направление линии источник-центр базы приема) будем отсчитывать от положительного направления линии приема против часовой стрелки. Подгруппу сейсмоприемников, расположенных вдоль линии приема будем считать первой, а подгруппу приборов, ориентированных перпендикулярно линиям приема - второй. Число сейсмоприемников в первой подгруппе обозначим через N_1, во второй подгруппе - через N_2. Пусть к сейсмоприемнику, находящемуся в вершине прямого угла приходит плоская гармоническая поверхностная волна релеевского типа, вертикальная компонента которой генерирует в этом сейсмоприемнике аналоговый электрический сигнал следующего вида

$$E(t) = E_0 \cdot \sin \omega t \quad , \qquad (18.17)$$

где E_0 – амплитуда сейсмического сигнала, ω – круговая частота гармонических колебаний.

Движение этой волны–помехи вдоль обеих подгрупп аналоговых сейсмоприемников будет порождать в каждом из них электрические сигналы одинаковой формы, но имеющие разные фазовые сдвиги. Плоский волновой фронт этой волны, распространяющийся от источника колебаний в плоскости наблюдений со скоростью V, будет двигаться вдоль вышеназванных подгрупп сейсмоприемников соответственно со скоростями

$$V_x = V/\sin\alpha\,; \quad V_y = V/\cos\alpha\,, \tag{18.18}$$

где α – азимут направления распространения поверхностной волны-помехи.

Поскольку группирование сейсмоприемников обычно предполагает их последовательное соединение, то итоговый суммарный электрический сигнал на выходе группы будет иметь вид

$$E_{сумм.}(t) = q_1 \cdot E_1(t) + q_2 \cdot E_2(t) =$$

$$q_1 \cdot E_0 \cdot \sum_{k=0}^{N_1-1} \sin\omega \cdot \left(t - k \cdot \frac{\omega \cdot \Delta x \cdot \cos\alpha}{V} \right) + q_2 \cdot E_0 \cdot \sum_{l=1}^{N_2} \sin\omega \cdot \left(t - k \cdot \frac{\omega \cdot \Delta x \cdot \sin\alpha}{V} \right), \tag{18.19}$$

где q_1 и q_2 принимают значения соответственно равные нулю или единице в зависимости от необходимости включения или выключения какой-либо подгруппы сейсмоприемников.

Выполнив необходимые тригонометрические преобразования, полученный сигнал можно представить в виде

$$E_{сумм.} = E_0 \cdot \sqrt{\left(a_1 + a_2\right)^2 + \left(b_1 + b_2\right)^2} \cdot \sin\left(\omega \cdot t - \varphi\right), \tag{18.20}$$

где введены следующие обозначения

$$a_1 = q_1 \cdot \sum_{k=0}^{N_1-1} \cos\left(k \frac{\omega \cdot \Delta x \cdot \cos\alpha}{V} \right); \quad a_2 = q_2 \cdot \sum_{l=1}^{N_2} \cos\left(l \frac{\omega \cdot \Delta x \cdot \sin\alpha}{V} \right);$$

$$b_1 = q_1 \cdot \sum_{k=0}^{N_1-1} \sin\left(k \frac{\omega \cdot \Delta x \cdot \cos\alpha}{V} \right); \quad b_2 = q_2 \cdot \sum_{l=1}^{N_2} \sin\left(l \frac{\omega \cdot \Delta x \cdot \sin\alpha}{V} \right), \tag{18.21}$$

φ - фазовый сдвиг, вид которого при рассмотрении ослабляющих свойств группы безразличен.

Амплитуда суммарного сигнала на выходе группы будет равна

$$A_{сумм.} = E_0 \cdot \sqrt{\left(a_1 + a_2\right)^2 + \left(b_1 + b_2\right)^2}. \tag{18.22}$$

Условная амплитуда результирующего сигнала для случая *одновременного* (синфазного) прихода этой же волны-помехи ко всем сейсмоприемникам группы будет очевидно равна

$$A^0_{сумм.} = E_0 \cdot \left(q_1 \cdot N_1 + q_2 \cdot N_2\right), \tag{18.23}$$

Отношение амплитуды результирующего сигнала $A_{сумм}$ к величине условной амплитуды $A^0_{сумм}$, как было показано ранее, определяет амплитудно-частотную характеристику данной группы сейсмоприемников (характеристику направленности группы)

$$H\left(\omega, \alpha, \Delta x, V, N_1, N_2\right) = \frac{1}{q_1 \cdot N_1 + q_2 \cdot N_2} \cdot \sqrt{\left(a_1 + a_2\right)^2 + \left(b_1 + b_2\right)^2}. \tag{18.24}$$

Полученное выражение вполне пригодно для проведения всех необходимых нам численных расчетов характеристик направленности рассматриваемой пространственной группы сейсмоприемников.

Если выполнить все необходимые, но громоздкие тригонометрические преобразования, можно получить сравнительно компактное замкнутое выражение для амплитудной характеристики направленности рассматриваемой группы сейсмоприемников. Разумеется, что из него легко получаются известные выражения для амплитудных характеристик направленности линейных групп сейсмоприемников. В частности, полагая $N_2 = 0$ и $q_2 = 0$, можно получить аналитическое выражение для характеристики направленности группы сейсмоприемников, расположенных вдоль линии приема

$$H_1 = \frac{1}{N_1} \cdot \left[\operatorname{cosec}\left(\frac{\omega \cdot \Delta x \cdot \cos\alpha}{2 \cdot V} \right) \cdot \sin\left(\frac{N_1}{2} \cdot \frac{\omega \cdot \Delta x \cdot \cos\alpha}{V} \right) \right]. \tag{18.25}$$

Это выражение, как легко видеть, полностью эквивалентно приведенному ранее выражению (18.13) для характеристики направленности линейной группы сейсмоприемников в случае распространения волны-помехи вдоль профиля наблюдений.

Для того, чтобы объективно сравнить ослабляющее действие группы сейсмоприемников конкретного вида (групп различного вида), рассмотрим более детально характеристики направленности двух условных групп. Число сейсмоприемников в обеих группах возьмем одинаковым и равным 12. В качестве первой группы возьмем обычную линейную группу сейсмоприемников, ориентированных вдоль линий приема. Такое группирование еще нередко используются в настоящее время при работах 3D. В качестве второй группы для сравнения возьмем выше рассмотренную группу типа "угол" с одинаковым числом каналов (по 6 шт.) по ортогональным направлениям. В качестве основного параметра при расчете характеристик направленности будем использовать длины волн-помех, распространяющихся по прямой линии "источник колебаний" - "центр базы группирования". Представление о виде соответствующих характеристик направленности для трех значений

возможных углов
рис.18.4 и рис.18.5.

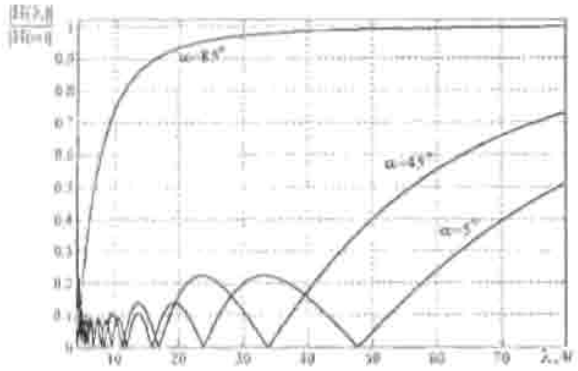


Рис.18.4. Характеристики направленности линейной группы из 12 сейсмоприемников, расположенных по профилю наблюдений с шагом 4 м при различных азимутах прихода волн-помех:
1 - 5°, 2 - 45°, 3 - 85°

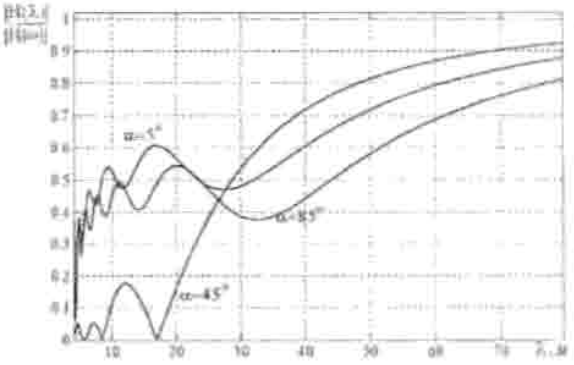


Рис.18.5. Характеристики направленности пространственной группы типа "угол" из 12 сейсмоприемников, расположенных по двум ортогональным направлениям с шагом 4 м при различных азимутах прихода волн-помех
1 - 5°, 2 - 45°, 3 - 85°

Из анализа приведенных графиков следует, что первая группа более эффективна для борьбы с волнами-помехами, приходящими к центру базы приема с углами подхода, близкими к направлению линии группирования ($-45° \le \alpha \le 45°$) и совершенно не подавляет волны с углами подхода за этими пределами. Вторая группа достаточно эффективна для борьбы с волнами - помехами, приходящими под любыми азимутами. Поскольку при работах по технологии 3D азимуты подхода волн - помех для различных центров баз приема колебаний примерно равномерно распределены в диапазоне от - 90° до +90°, то для корректности решения задачи сравнения ожидаемых уровней подавления необходимо *усреднить* расчетные характеристики направленности по углу подхода волн-помех в этом диапазоне. В результате такого усреднения соответствующие характеристики направленности рассматриваемых групп будут иметь вид, показанный на рис.18.6. Как видно из представленных графиков, в *среднем* уровень ослабления волн-помех, приходящих по различным азимутам, двух сравниваемых групп ***примерно одинаков*** и составляет около 10 - 18 дБ. Увеличение числа каналов во второй группе до 16 (и более) делает группу типа "угол" существенно более эффективной по сравнению с первой группой.

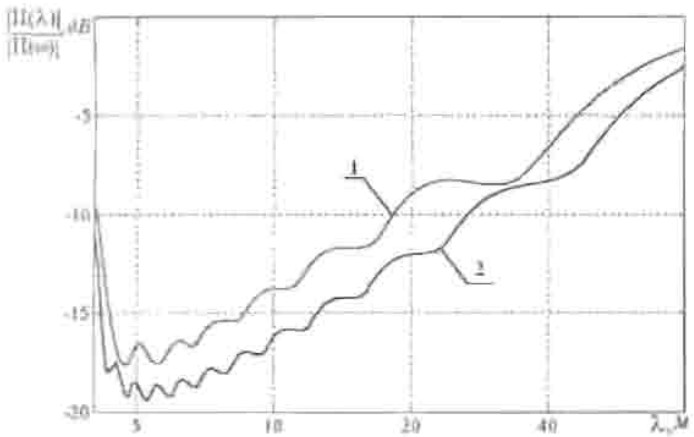


Рис.18.6. Усредненные по углу подхода волн-помех характеристики направленности линейной профильной и пространственной группы типа "угол", каждая из которых состоит из 12 сейсмоприемников, расположенных с шагом 4 м. Осреднение произведено в секторе возможных азимутов прихода волн-помех от -90° до +90°:
1- линейная расстановка; 2 - пространственная установка типа "угол"

Однако группа типа "угол" имеет, в сравнении с линейной группой, другое очень важное преимущество - ее амплитудно-частотная характеристика направленности существенно меньше зависит от азимута угла подхода волн- помех. Для иллюстрации сказанного приведем совокупность отдельных характеристик направленности, соответствующих серии возможных значений углов подхода волн-помех во всем возможном диапазоне значений от - 90° до +90°. Соответствующие графики для двух сравниваемых групп сейсмоприемников приведены на рис.18.7 и рис 18.8. Из представленных графиков отчетливо видно, что характеристики направленности обычной линейной группы весьма сильно меняют свой вид в зависимости от азимута подхода волны-помехи. Это означает, что такая группа при ее использовании в работах по технологии 3D может вносить в различные трассы различных приемных линий весьма заметные и неконтролируемые амплитудные (и фазовые!) искажения в исходные записи и их последующие суммы.

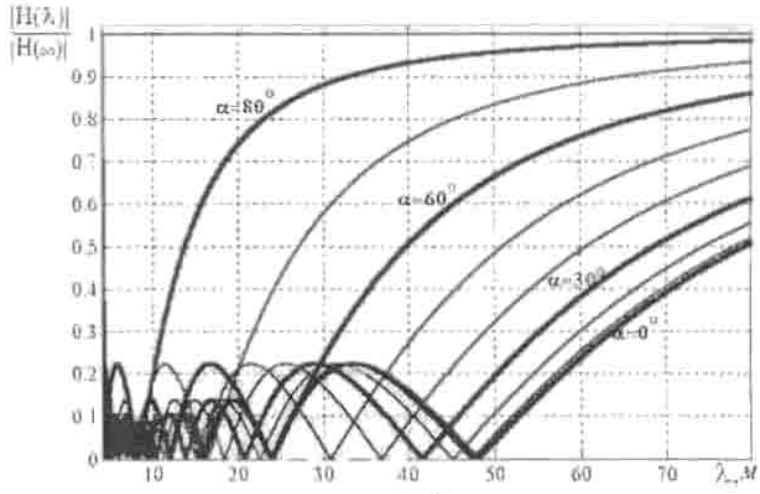


Рис.18.7. Характеристики направленности линейной группы из 12 сейсмоприемников с шагом 4 м, расположенных по линии приема, для различных азимутов прихода волн-помех. Параметр линий - угол подхода волн-помех

N=12

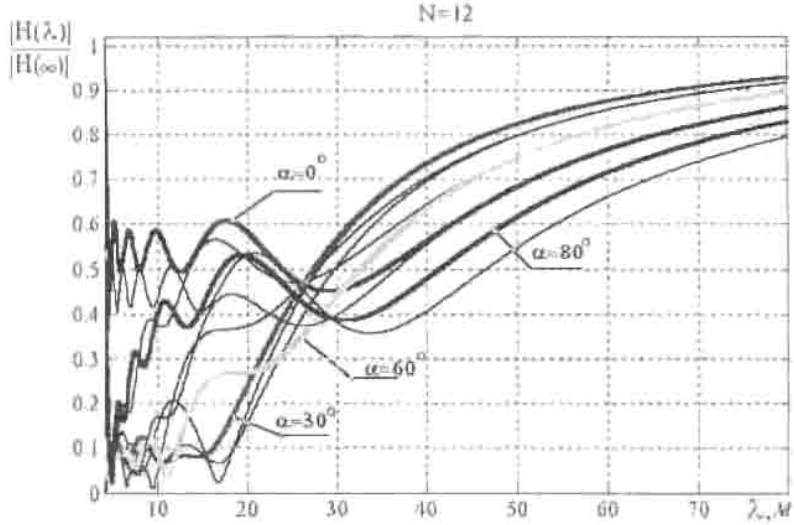


Рис.18.8. Характеристики направленности пространственной группы типа "угол" из 12 сейсмоприемников с шагом 4 м, расположенных по двум ортогональным направлениям по 6 приборов для различных азимутов прихода волн-помех. Параметр линий - угол подхода волн-помех

Наоборот, характеристики направленности группы типа "угол", в силу их относительно слабой зависимости от азимута прихода волн-помех, обеспечивают внесение существенно меньших искажений в исходные трассы сейсмических записей. Расчеты подтверждают, что *дисперсия рассеивания* характеристик направленности от их средних значений для первой группы в 4 -5 раз выше, чем для группы типа "угол".

Естественно, что более сложные и многоэлементные пространственные группы сейсмоприемников могут иметь и более *эффективные характеристики направленности*.

Приведенные результаты свидетельствуют о том, что при работах 3D в условиях доминирования поверхностных волн-помех релеевского типа более целесообразно вместо линейных групп применять пространственные группы сейсмоприемников, в том числе и расстановки простейшей конфигурации типа "угол".

В последние годы в практике сейсмической разведки наблюдается отчетливая тенденция использования систем наблюдений с малым шагом между приемными каналами. Этому способствует практическое отсутствие ограничений на число каналов в используемых сейсморазведочных станциях. Находит все более широкое применение буксируемые косы со встроенными в них сейсмоприемниками. Уже сегодня имеется наземное полевое оборудование для работы по методу OST, в котором используется шаг между приемными каналами в 6.25 м или 12.5 м. Эти цифры совсем близки (Δx =5 м) к тем значениям, которые обычно приходится применять при наземном группировании сейсмоприемников. Такие полевые записи позволят полностью перенести тяжесть проблемы борьбы с поверхностными волнами на этап обработки, что будет несравненно более эффективно. Эти и другие тенденции позволяют предполагать, что со временем технологии группирования сейсмоприемников, вероятно, исчезнут из арсенала полевых приемов работы, по крайней мере, по технологии 2D. Все сказанное позволяет предположить, что полевые интерференционные системы приема колебаний в недалеком будущем не будут иметь столь широкого применения, как в настоящее время.

Появление на рынке геофизического оборудования сейсмоприемников, изготовленных по МЕМС технологии, заставляет по иному и под другим углом зрения взглянуть на проблему группирования

приемников. Дело в том, что совместная работа нескольких цифровых сейсмоприемников на один регистрирующий канал невозможна в принципе. Группирование записей таких каналов возможно только при условии, что каждый из приемников будет работать на свой регистрирующий канал. Это означает, что общее количество таких приемников на профиле должно быть равно числу обычно используемых электродинамических приборов при группировании, равным произведению числа активных каналов в регистрирующей базе на число приемников в группе. Сложность и высокая стоимость изготовления таких сейсмоприемников не позволит в обозримом будущем использовать их в таком режиме. Поэтому переход на их использование на практике означает полный отказ от применения группирования сейсмоприемников в полевых условиях как при работах 3D, так и 2D. Именно такие рекомендации в этом направлении исходят от фирм–изготовителей этих сейсмоприемников. В каком направлении в действительности будет совершенствоваться технология полевой регистрации, покажет будущее.

Рассмотренная частотная теория группирования сейсмоприемников полностью применима и для объяснения работы группы источников колебаний. Это касается характеристик направленности, статистического эффекта и правил расчета параметров группы источников. Следует при этом только помнить, что группирование взрывных источников упругих колебаний выполнять намного сложнее и дороже, чем группирование сейсмоприемников. Поэтому, если возникает крайняя необходимость в применении группирования источников или приемников, то начинают борьбу с помехами с использования групп сейсмоприемников. Если волны-помехи имеют широкий диапазон кажущихся скоростей и частот, то в таком случае иногда возникает необходимость в дополнительном применении группирования источников. Параметры такой группы рассчитывают для подавления помех с наиболее высокими значениями кажущихся скоростей. При совместном группировании источников и приемников результирующая характеристика направленности и общий статистический эффект равны произведению *соответствующих функций характеристик направленности обеих интерференционных систем.*

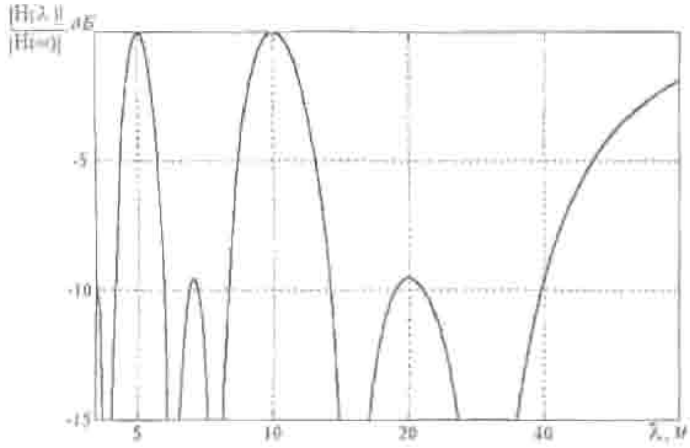


Рис.18.9. Характеристика направленности группы из 3-х источников, размещенных на базе 30 м

При невзрывном способе возбуждения колебаний, как правило, всегда вынужденно используются группы источников. Обычно такая группа состоит из 3-5 (или более) источников. В этом случае все полученные выше формулы теории группирования сейсмоприемников могут быть использованы для определения наиболее оптимальных расстояний между самоходными источниками.

Для иллюстрации сказанного рассмотрим получение *результирующей характеристики* направленности совместной работы двух линейных групп-группы из 12 сейсмоприемников с шагом между ними в 4 м и группы из 3 источников на базе 20 м. Пусть ожидаемые поверхностные волны-помехи при этом имеют следующие параметры: V_{min}=200 м/с, V_{max}=800 м/с; f_{min}=10Гц, f_{max}= 40 Гц. Это означает, что длины волн - помех могут находиться в диапазоне от 5 м до 80 м. Характеристика направленности для *группы источников* для этого диапазон длин волн имеет вид, показанный на рис. 18.9. Аналогичная характеристика для *группы сейсмоприемников* показана на рис.18.10.

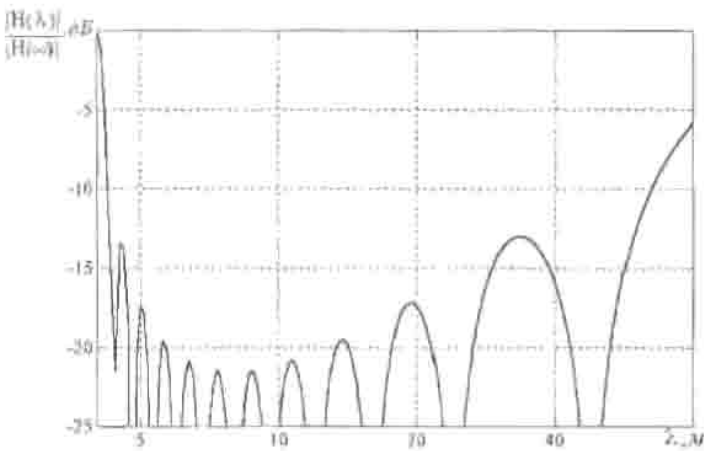


Рис.18.10. Характеристика направленности линейной группы из 12 сейсмоприемников, установленных на базе 44 м

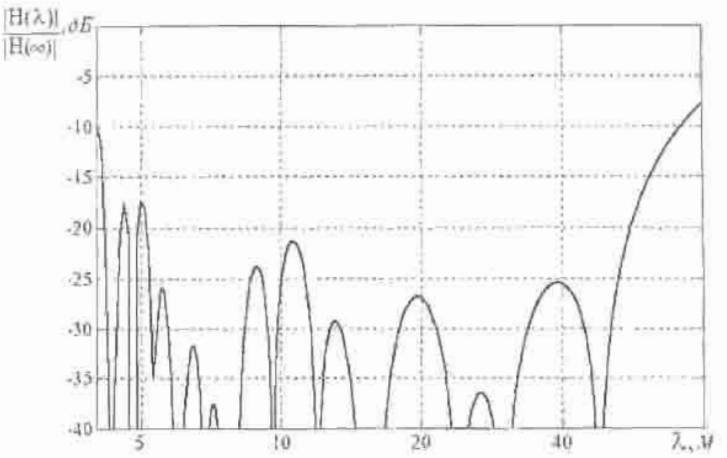


Рис.18.11. Результирующая характеристика направленности по отношению к волнам-помехам при совместной работе двух групп: 3 источников на базе 30 м и 12 сейсмоприемников на базе 44 м

Итоговая *результирующая характеристика* направленности обеих групп, как результат их перемножения, будет иметь вид, показанный на рис.18.11. Все выше рассмотренные характеристики для иллюстрации распространенной за рубежом формы представления таких графиков приведены в логарифмическом масштабе.

Как видно из представленного итогового графика, совместная работа обеих групп источников и приемников существенно эффективнее подавляет волны-помехи с указанными параметрами.

18.3. Регулируемый направленный прием и излучение

Интерференционные системы, используемые при группировании приемников и источников, суммируют (в полевых условиях) колебания разных каналов приема без относительных временных сдвигов (вертикальное суммирование), т.е. они настроены на выделение волн с бесконечно большими кажущимися скоростями. Нередко отраженные волны могут приходить к линии профиля не строго вертикально снизу. В этом случае они могут попадать в область гашения применяемых ИС. С целью более успешного выделения полезных волн, приходящих под *разными (к вертикали) углами*, можно настроить параметры ИС таким образом, чтобы эти волны попадали в область их пропускания. Наилучший прием таких волн может быть осуществлен лишь тогда, когда линии суммирования в ИС могут менять свое направление. В этом случае принято говорить об особой методике приема колебаний - ***методике регулируемого направленного приема***. Такой способ выделения полезных волн на этапе становления сейсморазведки был реализован на специальной аналоговой аппаратуре. Предложенный метод полевых исследований, как уже упоминалось ранее, получил название ***метода регулируемого направленного приема - МРНП*** (***СССР, Рябинкин Л. А.***). Он предназначался для изучения сложно построенных сред. В настоящее время он применяется, главным образом, в лабораторном варианте на стадии обработки. Следует, конечно, заметить, что такой обработке могут быть подвергнуты полевые материалы, удовлетворяющие некоторым специфическим требованиям (относительно небольшие расстояния между каналами, достаточная плотность наблюдений и т.п.).

Характеристика направленности суммирования в методе РНП, по отношению к плоской волне с кажущейся скоростью $V_{кп}$, определяется, как и ранее, формулой (18.12). Когда наклоны линии суммирования и годографа плоской волны совпадают ($V_{кс}=V_{кп}$), разностное волновое число K становится равным нулю и волна целиком попадает в область пропускания. Волна, у которой годограф не совпадает с линией суммирования, попадает в область подавления характеристики направленности. Это проявляется тем сильнее, чем выше ее частотный спектр. Поэтому МРНП по отношению к высокочастотным сейсмическим волнам обладает более высокой разрешающей способностью. В силу этого выполнение высокочастотной фильтрации сейсмических записей перед суммированием является обязательным и принципиальным моментом технологии МРНП.

Принципиальной основой МРНП является идея управления наклоном линии суммирования – основным элементом (параметром) характеристики направленности интерференционных систем приема колебаний. Для этого фиксируют наклон линии суммирования и производят сложение записей n каналов исходной базы наблюдений. Размер этой базы наблюдений выбирают таким, чтобы можно было в пределах этой базы с достаточной точностью считать фронт приходящих сейсмических волн плоским. Полученную одну суммарную трассу принято называть *суммотрассой* РНП. Меняя наклон линии суммирования с определенным (чаще - постоянным) шагом получаем набор суммотрасс, который принято называть *суммолентой* РНП. Суммолента МРНП отражает амплитуду анализируемого волнового поля в зависимости от времени регистрации t и величины временного сдвига dt. Поскольку каждая трасса суммоленты имеет

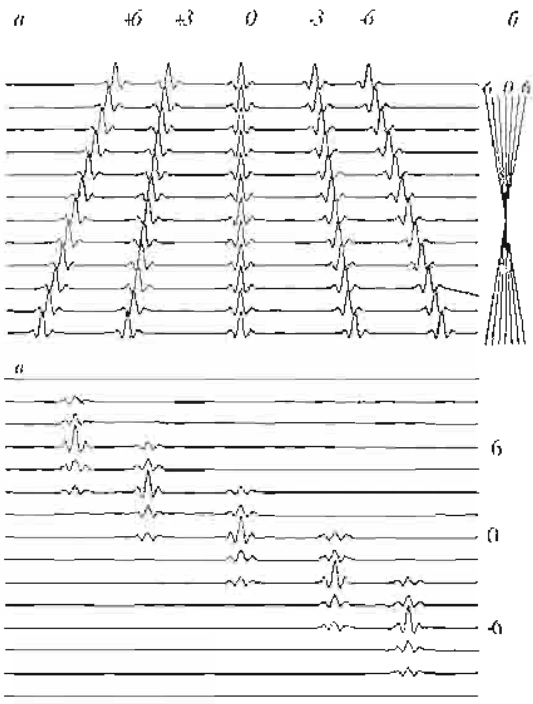


Рис.18.12. Схема, поясняющая принцип суммирования по методу РНП:
а – исходная сейсмограмма, б – направления линий суммирования, в – итоговая сумматрица МРНП

свой фиксированный временной сдвиг, то по номеру трассы всегда однозначно определяется величина сдвига. Шаг изменения сдвигов и их возможный диапазон выбираются экспериментально. Его величина зависит от требуемой детальности исследований и частотного состава анализируемого волнового поля. Каждой регулярной плоской волне на исходной записи всегда соответствует *область разрастаний амплитуд* на группе соседних трасс суммоленты. Эта и ряд других особенности структуры записи на суммоленте являются важными признаками для обнаружения и выделения регулярных волн данным методом. В идеальном варианте сущность процесса МРНП поясняется на рис.18.12.

В последние годы метод РНП получил на основе использования цифровой техники дальнейшее развитие и стал называться цифровым методом РНП (*ЦМРНП*). С его помощью возможно изучение как кинематических, так и динамических характеристик сейсмических волн (интенсивность, частотный состав и др.), что позволяет применять ЦМРНП для решения задач прогнозирования геологического разреза сложно построенных сред.

Принцип регулируемой направленности осуществим не только при приеме, но и при возбуждении колебаний. Если на профиле мы проведем взрыв нескольких зарядов в скважинах при наличии небольших закономерно меняющихся задержек между началами инициирования зарядов, то в пространстве образуется управляемый плоский фронт колебаний. На основе этой идеи был создан метод сейсмических исследований - *метод управляемого плоского фронта*. В настоящее время в силу относительной сложности полевых работ по такой методике работают редко. Эту модификацию сейсмической разведки используют иногда в лабораторном варианте (при наличии исходной информации требуемого качества). Существуют и другие методики управления (фокусирования) волновыми фронтами источников возбуждения.

18.4. Криволинейное суммирование

В настоящее время основной технологией работ в сейсморазведке являются работы методом общей средней точки ОСТ. Это позволяет по результатам обработки получать суммарные трассы высокой кратности, совокупность которых образует нужные нам временные разрезы высокой геологической достоверности. Для получения итоговых сейсмических трасс высокой кратности необходимо наблюденные трассы ОТВ, после введения в них различных поправок, просуммировать. Иными словами, эти трассы должны поступить на вход ИС, имеющей определенные желаемые свойства. Для фактического исполнения этого необходимо:

- получить полевые записи ОТВ по технологии многократных перекрытий с достаточной плотностью наблюдений и сформировать сейсмограммы по идеологии метода ОСТ;

- рассчитать необходимые поправки для каждой трассы сейсмограммы ОСТ и осуществить ее поступление на вход интерференционной системы.

Поскольку в методе ОСТ используют значительные по размерам базы наблюдений, то при суммировании трасс сейсмограмм ОСТ уже нельзя волновой фронт отраженных волн считать плоским. Это означает, что линия для оптимального суммирования в таких ИС должна иметь более сложную, чем прямая линия, форму. Первым таким простейшим видом линии суммирования может рассматриваться линия суммирования в виде параболы второй степени. Такую форму годографа на входе интерференционной системы обычно может иметь остаточный (после введения априорных кинематических поправок) годограф отраженной волны в методе ОСТ. Суммирование в методе ОСТ обычно выполняют с равными весами для всех трасс. В таком случае комплексная частотная характеристика такого преобразования будет иметь вид (Мешбей, 1985)

$$H(\omega) = \sum_{k=1}^{n} \exp\left(-i\omega\theta_k\right) \quad , \tag{18.26}$$

где θ_k - временные отклонения годографа рассматриваемой волны от линии суммирования на k-й трассе.

С целью учета реальной кривизны годографов отраженных волн на больших базах наблюдений будем полагать, что уравнение годографа отраженной волны достаточно хорошо аппроксиммируется квадратичной параболой. Поэтому функция θ_k может быть представлена в виде

$$\theta_k = \frac{(k-1)^2}{(n-1)^2}\theta_l^{max} , \qquad (18.27)$$

где θ_l^{max} - максимальное запаздывание волны относительно линии суммирования на конце базы приема $L=(n-1)\Delta x$. Подставляя функцию запаздывания θ_k в формулу (18.17), будем иметь

$$H\left(\omega\cdot\theta_l^{max}\right) = \sum_{k=1}^{n}\exp\left(-i\frac{(k-1)^2}{(n-1)^2}\omega\theta_l^{max}\right) . \qquad (18.28)$$

Амплитудные и фазовые характеристики для ИС данного типа суммирования рассчитываются только численно по следующим формулам

$$\left|H\left(\omega\cdot\theta_l^{max}\right)\right| = \sqrt{A^2\left(\omega,\theta_l^{max}\right)+B^2\left(\omega,\theta_l^{max}\right)} \quad , \quad \Phi\left(\omega,\theta_l^{max}\right) = arctg\frac{B(\omega,\theta_l^{max})}{A\left(\omega,\theta_l^{max}\right)} , \qquad (18.29)$$

где $$A\left(\omega,\theta_l^{max}\right) = \sum_{k=1}^{n} cos(\omega\cdot\theta_k) , \quad B\left(\omega,\theta_l^{max}\right) = \sum_{k=1}^{n} sin(\omega\cdot\theta_k) . \qquad (18.30)$$

Характеристика направленности криволинейного суммирования (18.28) является периодической функцией обобщенного аргумента $\omega\theta_l^{max}$ с периодом повторения $2\pi(n-1)^2$. Синфазно суммируемые волны с $\theta_l^{max} = 0$ данной ИС усиливаются, подобно всем однородным интерференционным системам до уровня $H(\theta) = n$. На рис.18.13 показаны амплитудные характеристики направленности для 24-кратных систем наблюдений в методе ОСТ. Областью пропускания характеристики направленности считают интервал от основного максимума до первого минимума функции (18.28). Протяженность этого интервала составляет величину около 2π. Далее начинается область подавления. Однако в области подавления из-за нелинейности функции запаздывания Δt не происходит столь значительного ослабления колебаний, как это имеет место в случае суммирования плоских волн. Поскольку $\omega\theta_l^{max} = 2\pi\theta_l^{max}/T_B$, где T_B - видимый период сейсмической волны, то реально могут быть ослаблены лишь те колебания, у которых на базе приема запаздывание заметно превышает видимый период колебаний: $\theta_l^{max} > (1+1,5)T_B$. Это обстоятельство лежит в основе проектирования системы наблюдений методом ОСТ. Как и любая другая интерференционная система, криволинейное суммирование обладает еще и значительным статистическим эффектом. Суммирование по методу ОСТ, как вид ИС, исключительно широко применяется как наиболее эффективное средство борьбы с волнами-помехами кратно-отраженного типа. Поскольку годографы однократно и многократно отраженных волн вблизи своего минимума по кривизне различаются незначительно, то для достижения эффекта ослабления кратных волн приходится применять достаточно большие базы приема (2 км и более), что позволяет достичь выполнения условия $\theta_l^{max} > T_B$.

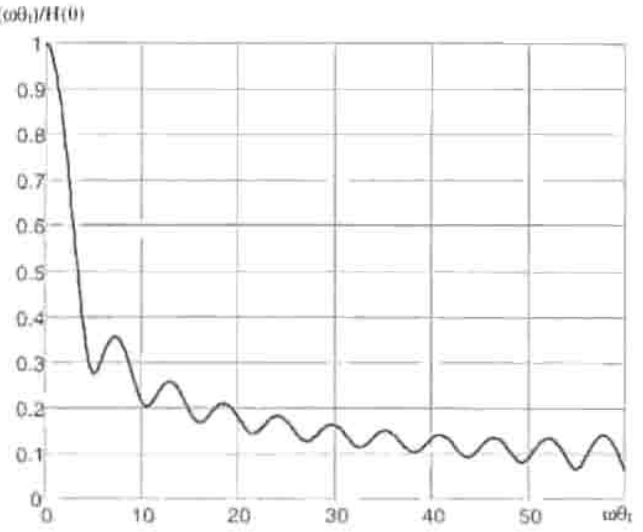


Рис.18.13. Характеристика направленности суммирования по методу ОСТ при кратности n = 24

Основным результатом криволинейного суммирования записей по методу ОСТ является *динамический временной разрез по профилю наблюдений*. Он представляет собой совокупность последовательно расположенных трасс, каждая из которых есть результат криволинейного суммирования одной сейсмограммы ОСТ, соответствующей данному ПК профиля. Благодаря действию мощной интерференционной системы, которой является криволинейное суммирование по ОСТ, в итоговом динамическом временном разрезе в значительной мере подавлены случайные и регулярные волны-помехи и, прежде всего, многократно отраженные волны. Это существенно повышает достоверность прослеживания однократно отраженных волн.

В настоящее время разрабатывается еще одна новая идея криволинейного суммирования - ***технология фокусирующих преобразований*** (Тарасов, 1968; Гольдин и др., 2004; Поздняков и др., 2000, 2004), позволяющая эффективно выделять сейсмические волны, обусловленные конкретным объемом среды. Такая технология предполагает выполнение направленного суммирования (фокусировку) данных многократного перекрытия путем сканирования (перебора) по дифракционным гиперболоидам со скользящим окном по источникам и приемникам. Характеристики направленности таких ИС имеют более сложную форму и лучшую направленность. Это дает возможность разделять волновое поле на регулярные (зеркальные отраженные волны) и нерегулярные (дифрагированные и рассеянные волны) компоненты и, тем самым, получать новое волновое изображение геологической среды.

К теории фокусирующих преобразований близка по духу новая сейсмическая технология, созданная для изучения трещиноватости горных пород. Эта технология, получившая название ***сейсмической локации бокового обзора – СЛБО*** (Кузнецов О. Л и др, 2004, Курьянов и др, 2004), позволяет, на основе специально выполняемой методики полевых работ, получать суммарные сейсмические трассы высокой кратности (до 10^5). Такая кратность достигается за счет раздельного набора кратности (суммирования трасс) как по пунктам приема, так и по пунктам возбуждения. Это позволяет получать остро направленные суммарные характеристики направленности используемых интерференционных систем возбуждения и приема колебаний. На основе получаемых трасс высокой кратности достаточно уверенно осуществляется оценка энергии рассеянного излучения конкретных объемов геологической среды. Относительная величина этой энергии прямо пропорциональна относительной плотности открытой трещиноватости горных пород, что является весьма важной характеристикой изучаемых областей потенциальной нефтегазоносности.

На идеях криволинейного суммирования колебаний основан и метод ***дифракционных преобразований – D - преобразований*** (Тимошин, 1972) сейсмических записей отраженных волн. Линиями суммирования в этом методе служат расчетные годографы дифрагированных волн. Итоговое значение амплитуды сигнала на каждой трассе получают как результат сложения с определенными весовыми коэффициентами амплитуд сигналов с соседних трасс. Различные модификации дифракционного преобразования отличаются друг от друга, в конечном счете, только структурой используемых весовых коэффициентов. *Дифракционное преобразование* сейсмической записи является одной из основных процедур преобразования временных разрезов в динамический временной разрез с учетом сейсмического сноса (одним из видов процедур миграции).

Вопросы для самопроверки

1. Поясните понятие „интерференционная система".
2. Почему реализация любой интерференционной системы в процессе обработки более предпочтительна?
3. Что такое частотная характеристика ИС?
4. Что характеризует коэффициент направленного действия ИС?
5. В чем проявляется статистический эффект ИС?
6. Поясните особенности характеристики направленности группирования сейсмоприемников.
7. Почему неэффективно линейное группирование сейсмоприемников при работах по технологии 3D?
8. Поясните сущность метода регулируемого направленного приема.
9. Какое содержание вкладывается в термины "суммолента" и "суммотрасса" в МРНП?
10. Что такое характеристика направленности метода ОСТ?
11. Почему в качестве основы криволинейного суммирования выбрана парабола второго порядка?
12. В чем сущность фокусирующих преобразований волнового поля?
13. Каково назначение сейсмической технологии СЛБО?
14. Какова конечная цель технологии дифракционного преобразования сейсмической записи?

* * * * * * *

19. ПРОФИЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ НАБЛЮДЕНИЙ 2D В НАЗЕМНОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКЕ

19.1. Прием и возбуждение упругих колебаний

Содержание и последовательность выполняемых *сейсморазведочных работ* определяется специально составленным ***проектом на эти работы***. В соответствии с характером запроектированных работ определяется *стоимость и продолжительность* сейсморазведочных работ. Для того, чтобы выполняемые работы позволяли бы при минимальных затратах и сроках их выполнения полностью решить поставленные в проекте геологические задачи, *необходимо* в его содержание ***заложить лучшие, оптимальные параметры методики и технологии полевых сейсморазведочных работ***. Для реализации этого необходимы знания правил выбора основных параметров методики работ.

К проведению сейсморазведочных работ могут быть допущены полевые регистрирующие комплексы - сейсморазведочные станции, источники упругих волн, косы и сейсмоприемники, радиостанции и другое оборудование, ***технические характеристики*** *которых согласованы между собой*, находятся в *соответствии с их заводскими паспортными данными* и обеспечивают решение поставленных проектом геологических задач. Полный перечень и содержание комплекса *необходимых контрольных метрологических* проверок всех видов оборудования определяется *специальным разделом проекта* на производство сейсморазведочных работ. *Письменные заключения* о допуске различных видов оборудования к ведению полевых работ составляются на основе *актов метрологических заключений*, анализа тестовых записей, предусмотренных инструкциями по эксплуатации каждого вида аппаратуры и оборудования, и утверждаются техническим директором геофизического предприятия.

В процессе полевых работ должно быть предусмотрено проведение *регулярных* (ежедневных, ежемесячных, ежеквартальных) *проверок технического состояния сейсморазведочной аппаратуры и оборудования*, предусмотренных инструкциями по их эксплуатации или стандартами геофизического предприятия. Результаты проверок технического состояния и полученные в результате этих проверок параметры полевых сейсморегистрирующих комплексов должны регистрироваться в специальных журналах и подтверждаться аппаратурными лентами.

Возбуждение упругих колебаний в сейсморазведке в настоящее время осуществляется либо с *помощью взрыва*, либо с помощью специальных *невзрывных источников. Выбор типа* источников осуществляется *на стадии проектирования работ*.

Взрывы могут производиться в специальных *взрывных скважинах*, *шурфах*, на *поверхности земли* или *в воздухе*. Во всех случаях может применяться ***только электрический способ взрывания***. *Наиболее часто* в сейсморазведке используются *взрывы в скважинах*. Максимальный сейсмический эффект в этом случае достигается при погружении заряда *ниже подошвы зоны малых скоростей*, при взрыве в пластичных и обводненных грунтах докупорке зарядов в скважинах водой, буровым раствором, грунтом, снегом и т.п. Выбор оптимальных условий взрыва осуществляется, как правило, по результатам опытных работ. Во всех случаях следует *стремиться использовать* ***одиночные заряды минимальной массы***. В случае невозможности уверенного изучения целевых горизонтов на основе взрывов одиночных зарядов следует использовать ***группирование взрывов***. По окончании взрывных работ необходимо предусматривать *ликвидацию последствий* ведения буровзрывных работ. При ведении взрывных работ необходимо строго руководствоваться действующими ***„Едиными правилами безопасности при взрывных работах", Москва, 2001***.

При *невзрывном способе возбуждения* упругих колебаний обычно используются линейные или площадные группы *синхронно работающих механических источников*. Их число, расстояние между ними, шаг перемещения и число воздействий и/или длительность их работы на точке определяются поверхностными условиями работ, требуемой глубиной исследований и выбираются в процессе опытных работ. В процессе работы с невзрывными источниками необходимо соблюдать идентичность основных параметров режима их работы для обеспечения точности синхронизации на уровне ± 0,002 с.

Возбуждение упругих колебаний при исследовании ***на акваториях*** осуществляется с помощью *пневматических источников или их групп*. В отдельных случаях используются электроискровые источники упругих колебаний.

Возбуждение поперечных колебаний осуществляется с помощью горизонтально направленных ударных, взрывных или вибрационных воздействий. Для обеспечения *уверенной селекции поперечных волн* по характеру их поляризации в источнике на каждом пункте, как правило, производят воздействия, *различающиеся по направлению на 180°*.

Во всех случаях возбуждения упругих волн необходимо обеспечить фиксирование ***отметки момента возбуждения (взрыва) и вертикального времени*** (при взрывах в скважинах) с погрешностью не более ± 0,001 с.

Прием сейсмических колебаний по каждому каналу, как правило, производится *группой сейсмоприемников*. Параметры группы - *число приборов* в группе и *база и форма группирования* - определяются проектом работ и выбираются на основе анализа характеристик волнового поля помех. Сейсмоприемники в группе должны быть правильно ориентированы и иметь надежный контакт с грунтом. Регистрация колебаний производится преимущественно на открытом канале. В отдельных случаях допускается применение фильтров высоких частот для ослабления низкочастотных волн-помех и режекторных фильтров для подавления электрических помех промышленной частоты 50 Гц.

Для *регистрации продольных волн*, как правило, применяются *вертикальные воздействия* и сейсмоприемники с вертикально ориентированной осью максимальной чувствительности. Такую систему регистрации принято называть *схемой возбуждения и регистрации* ***ZZ***. Возбуждение поперечных волн осуществляется *горизонтально ориентированными* перпендикулярно профилю *разнонаправленными* воздействиями. Прием колебаний осуществляется сейсмоприемниками с горизонтально ориентированной осью максимальной чувствительности. Такую *схему возбуждения и регистрации* принято обозначать ± ***YY***. При работах с обменными волнами типа ***SV*** используют *схемы возбуждения и регистрации* ***ZX*** или ***XX***. При сейсморазведочных работах на море используются специальные ***приемники давления - гидрофоны.*** Они реагируют на *изменение давления* ***P***, вызванное приходом продольных волн. При использовании в сейсмических работах поляризационных характеристик упругих волн применяют либо *трехкомпонентные* ортогональные приемные установки (приборы), либо *многокомпонентные* азимутальные сейсмические установки.

Выполнение любых сейсморазведочных работ начинается с проверки технической готовности аппаратуры и оборудования. Для этого, прежде всего, проверяют соответствие реальных параметров оборудования требованиям их паспортных характеристик. Осуществляют это в период подготовки к проведению сейсморазведочных работ. Применительно к сейсмоприемникам такая проверка осуществляется, главным образом, в отношении их основных параметров: чувствительности, фазовой идентичности, затухания, сопротивление утечки, полярности выходов и др. Для этого существует специальная измерительная аппаратура и методики проверки. Поскольку современные сейсмоприемники не подлежат ремонту вне заводских условий, то такая проверка, по существу, сводится к разделению их по результатам проверки на рабочие и нерабочие. Окончательное решение вопроса о качестве работы сейсмоприемников осуществляется путем проведения в полевых условиях специальной проверки, называемой в среде сейсморазведчиков *"опытными идентичности работы сейсмоприемников"*. Представление о проверке идентичности полевого оборудования в условиях севера можно получить по рис.19.1. Эта процедура является обязательной для любых полевых сейсморазведочных работ, поскольку только эти записи (сейсмограммы) могут объективно отражать идентичность и качество работы используемого полевого оборудования. Необходимость такой проверки может дополнительно возникнуть и в течение полевого периода при непредвиденно вынужденной замене части сейсмоприемников или по другим аналогичным причинам. *Работа с сейсмоприемниками (группами сейсмоприемников) высокой идентичности - непременное условие получения полевых материалов высокого качества.*



Рис.19.1. Проверка на идентичность полевого оборудования и сейсмоприемников в ОАО "Таймыргеофизика" (2001 г.)

Кроме хорошо работающего полевого оборудования важную роль играет качество установки сейсмоприемников на грунт. Здесь решающее значение имеют: установление надежного контакта между сейсмоприемником и грунтом, правильность подключения сейсмоприемника к клеммам косы (правильная полярность подключения) и вертикальность (или горизонтальность) установки сейсмоприемников в грунт. Хотя в современных сейсмоприемниках все сделано для того, чтобы исключить упомянутые ошибки, тем не менее, небрежность исполнителей всегда остается. Конечно, опытный оператор современной сейсморазведочной станции с помощью специальных аппаратурных тестов и анализа качества полученных записей всегда может выявить большую часть таких неполадок. Однако на их устранение необходимо время и дополнительные ресурсы. В условиях работы в режиме высокой производительности нередко возможен пропуск таких ошибок. При приемке полевого материала это приводит к выявлению допущенного брака, который современные заказчики, как правило, не засчитывают в объемы выполненных работ. Необходимо помнить, что качество сейсморазведочных работ в значительной мере обеспечивается качественной работы *каждого сейсмоприемника* (Инструкция..., 1986; Поганов, 1987; Притчетт, 1999).

19.2. Общая характеристика систем наблюдений

Взаимное расположение пунктов возбуждения ***ПВ*** *и пунктов приема* ***ПП*** сейсмических волн в изучаемой среде принято называть ***системой наблюдений***. *Последовательность* взаимного *перемещения* ***ПВ*** *и* ***ПП*** на поверхности наблюдений называют ***технологией наблюдений***.

В зависимости от количества используемых каналов, структуры и формы взаимного расположения пунктов возбуждения и приема сейсмических волн различают ***точечные зондирования***, ***профильные*** и ***пространственные системы наблюдений***. В соответствии с этим принято говорить об ***одномерной***, ***двумерной*** и ***трехмерной*** сейсморазведке. Коротко эти виды исследований принято соответственно называть ***D***, ***2D*** и ***3D измерениями***.

Одномерную систему наблюдений (***D***) часто называют *способом центрального луча* и применяют в настоящее время преимущественно только в *морской сейсмоакустике*. Для такой системы характерно *сближенное положение одного источника и одного приемника* (группы приемников) сейсмических колебаний. При этом записываются отраженные волны, распространяющиеся нормально к отражающим границам.

Основной объем сейсморазведочных работ в настоящее время выполняется по *системам профилей (2D измерения)*. *Системы наблюдений* по профилю при этом могут быть ***продольными***, когда пункты возбуждения и приема располагаются *на одной линии*, и ***непродольными***, когда пункты возбуждения располагаются по линиям, отнесенным на определенное расстояние от линии пунктов приема. В зависимости от характера прослеживаемости сейсмических границ в масштабе исследований системы наблюдений по профилю могут реализовываться в виде ***непрерывного профилирования*** и в виде ***дискретных наблюдений (сейсмозондирований)***.

При решении задач в сложных сейсмогеологических условиях, как правило, применяются ***пространственные системы наблюдений (3D измерения)***. Основными признаками пространственной системы наблюдений является одновременная регистрация колебаний от ***любого пункта возбуждения (взрыва)*** на ***совокупности нескольких приемных линий***, разнесенных в пространстве друг от друга на достаточно большое расстояние. Эта система позволяет регистрировать сейсмические волны, приходящие по разным направлениям, и *получать на этой основе трехмерные представления* о сложно построенных геологических структурах.

19.3. Типы систем наблюдений

Прежде чем обсуждать различные типы систем наблюдений, необходимо ознакомиться с основными терминологическими понятиями и параметрами любой применяемой системы наблюдений. К числу таких важнейших понятий относятся:

N - ***кратность*** прослеживания отражающих горизонтов. Часто для краткости ее называют просто кратностью системы наблюдений;

L – ***база наблюдений*** - участок профиля, занимаемый совокупностью пунктов приема при записи сейсмических волн от одного пункта возбуждения;

S – ***канальность*** регистрирующей аппаратуры;

Xmin, Xmax – ***минимальное и максимальное*** удаления пунктов приема колебаний от пункта возбуждения упругих волн;

Δl – ***интервал возбуждения*** упругих волн - расстояние по профилю (линии возбуждения) между двумя соседними пунктами возбуждения упругих волн;

Δx – ***шаг наблюдений*** - расстояние между двумя соседними пунктами приема колебаний;

R – ***вынос (офсет)*** - расстояние от ближайшего пункта приема колебаний до пункта возбуждения упругих колебаний;

m – плотность (количество) общих средних (глубинных) точек на 1 км профиля (на 1 км² площади исследований).

Указанные параметры системы наблюдений частично взаимосвязаны между собой. Их *численные значения выбираются на этапе проектирования работ.* При этом учитываются имеющиеся сведения об относительной интенсивности помех и их кинематических свойствах. Конечно, при этом всегда учитываются конкретные *технико - экономические возможности исполнителя и заказчика работ.*

В сейсморазведке при исследованиях по профилям наиболее часто используются следующие системы наблюдений:

- *фланговые* - с пунктами возбуждения, расположенными по одну сторону от базы приема на ее конце или за пределами (с выносом);

- *встречные фланговые* - с пунктами возбуждения, расположенными на обоих концах базы приема или с двух сторон за ее пределами (с выносом);

- *центральные* - с пунктом возбуждения, располагаемыми в центральной части базы приема;

- *комбинированные* - комбинации двух или трех систем наблюдений из числа вышеназванных.

Фланговые системы наблюдений наиболее технологичны при полевой отработке. В морских условиях они практически единственно возможны. Встречные фланговые системы менее технологичны, но обеспечивают в процессе последующей обработки данных выполнять дополнительный контроль статических поправок. Открывают возможность раздельного анализа результатов наблюдений по различным вариантам накапливания (по прямой, обратной и полной встречной системе), что позволяет распознавать ложные оси синфазности на временном разрезе.

Центральные системы наблюдений представляют собой наиболее экономичную разновидность встречных систем, но требуют, как правило, применения сейсморазведочных станций с повышенной канальностью.

Применение *комбинированных систем* наблюдений может быть целесообразным при одновременном изучении горизонтов, залегающих на *существенно различных глубинах* в изучаемом разрезе.

Применяемая система наблюдений должна, по возможности, обеспечивать не только изучение целевых горизонтов, но и получение информации о строении покрывающей толщи, что необходимо для учета искажающих влияний ее скоростной неоднородности на кинематические и динамические параметры волн и глубинные построения, а также для прогнозирования параметров модели среды при вычитании многократных отраженных волн - помех.

19.4. Основы методики и технологии работ методом общей средней (глубинной) точки

Метод общей средней (глубинной) точки ОСТ, как уже говорилось, был предложен в 1950 г. *Н. Мейном (США)* в качестве *эффективного средства ослабления многократных отраженных волн.* Широкое практическое использование этого метода началось после внедрения цифровой обрабатывающей техники. Основным методом исследований в сейсморазведке способ ОСТ стал после полного перехода на работу с цифровой регистрирующей аппаратурой. Внедрение в практику сейсморазведочных работ ЭВМ четвертого поколения с большим быстродействием и памятью позволило начать широко использовать системы наблюдений *высокой кратности* не только на линейных профилях, но и в площадном варианте. На стадии обработки стали использовать достаточно сложные алгоритмы обработки сейсмической информации, позволяющие по данным сейсморазведки выдавать надежные рекомендации для *оптимального разбуривания месторождений, выявлять рифы, древние палеоруслa и палеоврезы, зоны тектонических нарушений* и, даже, непосредственно *указывать места расположения залежей углеводородов.*

Принципиальную сущность метода ОСТ составляет идея *многократного прослеживания* от границы одних и тех же отраженных волн при различном взаимном положении источников и приемников упругих колебаний. Рассмотрим один прямолинейный профиль, расположенный на поверхности земли. На некоторой глубине находится одна плоская горизонтальная отражающая граница. Выделим на отражающей границе единственную точку D, расположенную строго под линией профиля. Чтобы зарегистрировать отражения от точки D (точнее, от некоторой части отражающей границы с центром в этой точке), источник S и приемник R должны располагаться на профиле симметрично относительно точки M, являющейся проекцией точки D на линии наблюдений. На рис. 19.2 показаны три из множества возможных положений источника и приемника, при которых возможна регистрация отражений от заданной глубинной точки D. Это означает, что данная схема наблюдений обеспечивает *трехкратное* прослеживание отражения от глубинной точки D. При реальных работах используют большие кратности - 24, 48 и более.

Каждому сочетанию пунктов возбуждения и приема упругих волн соответствует своя сейсмическая трасса. С каждой трассой связаны три координаты профиля: *пункты возбуждения S, пункты приема R и средней*

точки m. Кроме того, для ряда задач удобно и полезно рассматривать расстояния *h* от средней точки до источника или приемника. Все эти величины связаны между собой следующими очевидными соотношениями (рис.19.3)

$$r=m+h;\ s=m-h;\ h=0,5\cdot(r-s);\ m=0,5\cdot(r+s) \quad (19.1)$$

Поскольку после целого ряда преобразований исходных трасс получающуюся результативную (суммарную) трассу принято связывать (относить) с общей средней точкой М, то данный метод более правильно следует называть ***методом общей средней точки - ОСТ***. В англоязычной литературе данный вариант названия звучит как - ***Common Mid Point Stacking - CMPS*** - суммирование по общей средней точке.

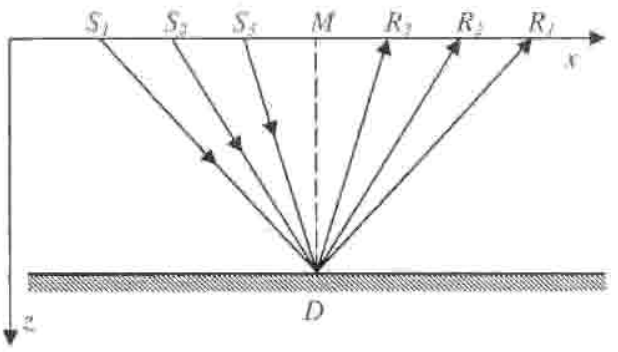


Рис.19.2. Схема, поясняющая процесс формирования многократных отражений от общей глубинной точки D

Как уже упоминалось, из-за совпадения в плане для горизонтально отражающих границ общих средних и общих глубинных точек, в отечественной практике широко укоренилось не очень точное и нестрогое другое название метода – метод общей глубинной точки - ***МОГТ***. Аналогичная ситуация имеет место и в англоязычной литературе, данный метод нередко называют как - ***Common Depth Point Stacking - CDPS*** - суммирование по общей глубинной точке.

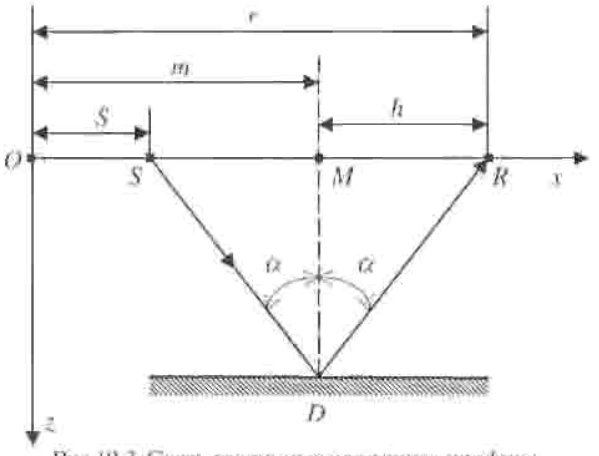


Рис.19.3. Связь различных координат профиля наблюдений в методе общей средней точки

При работах по методике ОСТ обычно используются большая база наблюдений и малые расстояния между источниками возбуждения. Это позволяет при относительно небольших удельных затратах осуществлять наблюдения высокой кратности. Для непрерывного изучения разреза по профилю (наблюдения по отдельным профилям с *линейными* сейсморазведочными станциями) применяют специальный способ проведения наземных полевых работ. Сущность способа заключается в использовании нескольких специальных *секционированных двусторонних сейсмических кос и специального коммутатора каналов - коммутатора ОСТ*. Двусторонние сейсмические косы дают возможность подключать сейсмоприемники к сейсмостанции при расположении станции у любого конца косы. Обычно используются секции, допускающие подключение 6 - 12 сейсмических каналов. Число секций определяется канальностью используемой аппаратуры и техническими возможностями сейсмического отряда. При этом общее число подключений к косе сейсмоприемников может в полтора - два раза превышать канальность станции. Сейсмические косы подключаются к станции через специальный многоканальный коммутатор каналов - ***коммутатор*** ОСТ, позволяющий оператору станции при смене положения источника оперативно включать в работу необходимые сейсмоприемники из числа расставленных на профиле. Порядок подключения необходимых сейсмоприемников определяется принятой системой наблюдений.

Пусть на линейном продольном профиле установлено 48 групп сейсмоприемников (Богданов, 1982), подключенных к четырем двусторонним 12 - канальным косам (рис.19.4). Центры групп сейсмоприемников установлены на пикетах (ПК) с 49 по 96. Первая коса подключена к сейсмоприемникам, которые расположены на пикетах 49 - 60, вторая - 61 - 72, третья - 73 - 84, четвертая - 85 - 96. Для простоты рассмотрения сделаем допущение, что работы ведутся 24 - канальной станцией. Процесс рассмотрения технологии работ начнем с момента, когда на вход коммутатора каналов ОСТ сейсморазведочной станции подключены все 48 групп сейсмоприемников. Для конкретности будем полагать, что наблюдения осуществляются по фланговой системе без использования выноса. Тогда при возбуждении упругих колебаний на ПК 49 к моменту начала регистрации отраженных волн оператор должен через коммутатор ОСТ подключить к входу сейсморазведочной станции группы сейсмоприемников, центры баз которых расположены соответственно на ПК 49 - 72. Конфигурация сейсмической косы и ее положения на профиле на этот момент работы условно показаны линией со знаком 49→. После регистрации записи при положении источника упругих волн на ПК49 оператор станции с помощью только коммутатора каналов ОСТ подключает к входу станции сейсмоприемники, стоящие на ПК 50 - 73. Условное положение сейсмической косы и пункта взрыва в данный момент показано линией со знаком 50→. При этом обязательно должно быть обеспечено условие, чтобы первый канал

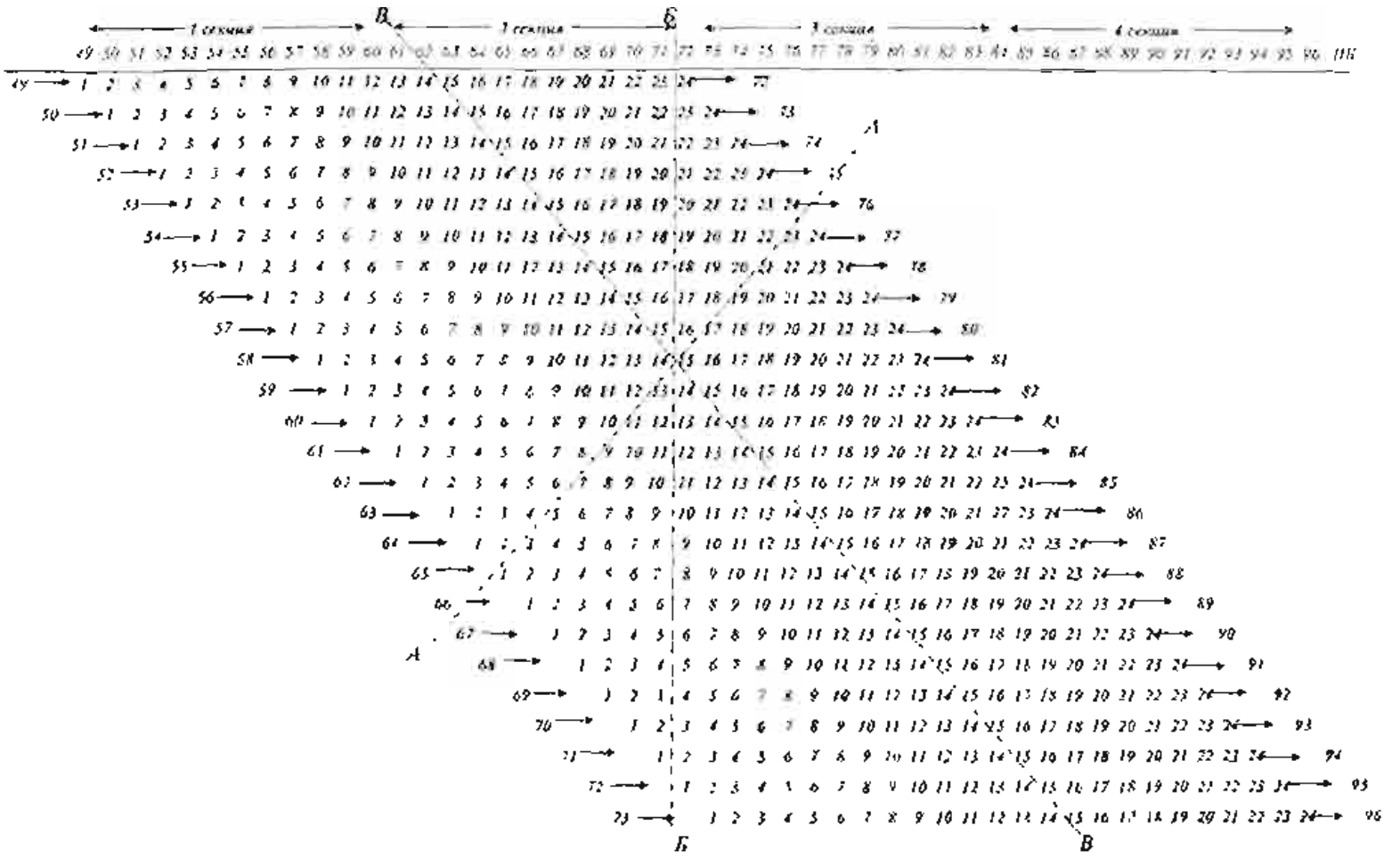


Рис. 19.4. Схема формирования сейсмограмм *ОСТ*, *ОТВ* и *ОУ* из сейсмограммы *ОТВ*.

49 - 96 - номера пикетов линейного продольного профиля, 1 - 24 - номера трасс сейсмограммы *ОТВ*, 49В - номер пикета профиля, на котором для данной сейсмограммы *ОТВ* находится источник упругих волн и первый канал расстановки, А-А - линия, определяющая номера каналов сейсмограммы *ОТВ*, образующих сейсмограмму *ОГТ* для ПК=65; Б-Б - линия, определяющих номера каналов сейсмограммы *ОТВ*, образующих сейсмограмму *ОТВ* для ПК 72, В-В - линия, определяющих номера каналов сейсмограммы *ОТВ*, участвующих в формировании сейсмограммы *ОУ* для ПК 65

сейсморазведочной станции был подключен к сейсмоприемнику, стоящему на ПК 50, а двадцать четвертый канал - к сейсмоприемнику, стоящему на ПК 73. По этой схеме процесс выполнения работ может продолжаться до тех пор, пока пункт возбуждения не достигнет ПК 61. Как легко видеть, к этому моменту первая из четырех 12 - канальных двухсторонних кос полностью выполнит свою функцию. В этот момент времени по команде оператора станции рабочие на профиле могут начать процесс смотки и перемещения данной секции косы вперед по ходу работ на профиле. Теперь она может быть размещена и подготовлена к работе на ПК 97 - 108. Процесс отработки профиля продолжается по аналогичной технологии далее до ПК 96. При этом будет необходимо очередную 12 - канальную двухстороннюю косу, которая располагалась на ПК 61 - 72, переместить вперед по ходу отработки профиля на ПК 109 - 120.

Совокупность сейсмических наблюдений по изложенной технологии позволяет сделать из полученных физических записей набор сейсмограмм метода общей средней (глубинной) точки для всех пикетов отработанного профиля. Исходными при этом является совокупность сейсмограмм ***общих точек возбуждения (ОТВ)***. Каждая сейсмограмма ОТВ опознается по соответствующему номеру пункта возбуждения. Сейсмограмма ОСТ для каждого пикета профиля в процессе обработки собирается из записей отдельных трасс сейсмограмм ОТВ по определенной схеме.

Например, для получения сейсмограммы ОСТ для ПК 65 необходимо собрать в единый блок трассы различных сейсмограмм ОТВ, номера которых находятся на линии *АА*. Более подробно структуру формируемой сейсмограммы ОСТ для ПК 65 можно видеть по данным, приводимым на рис.19.5. Для других ПК профиля сейсмограммы ОСТ формируются из трасс, выбираемых из сейсмограмм ОТВ, номера которых находятся на линиях, параллельных линии *АА*. Из представленной схемы видно что, сейсмограммы ОСТ в этом конкретном случае можно формировать как из нечетных трасс сейсмограмм ОТВ, так и из четных трасс. В первом случае формируются сейсмограммы ОСТ для пикетов профиля с целочисленными номерами (65, 66 и т.п.), во втором - для пикетов, имеющих номера с дробной частью (65.5, 66.5 и т.п.). В обоих случаях возможно формирование сейсмограмм ОСТ максимальной кратности, равной 12.

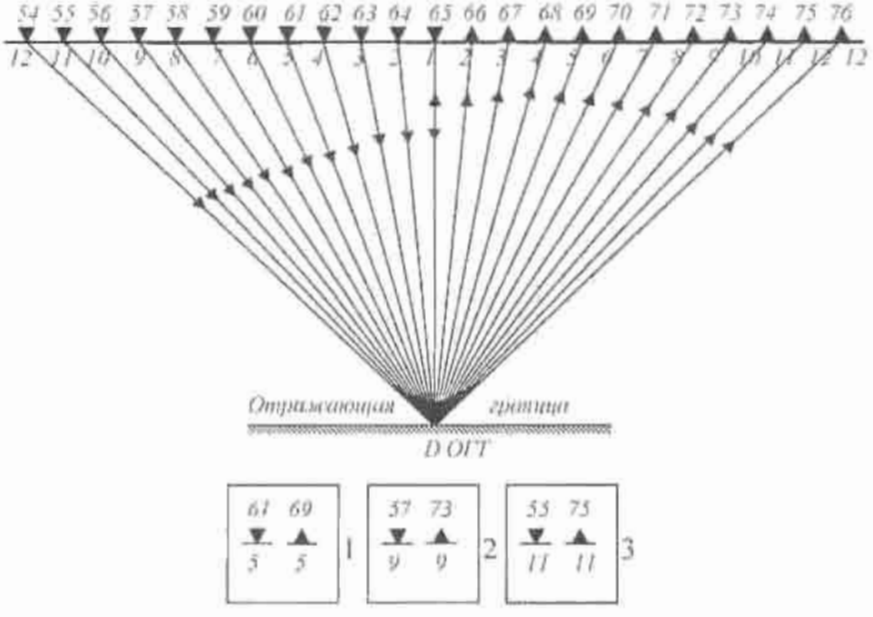


Рис.19.5. Схема формирования сейсмограммы ОСТ на ПК 65:
1, 2, 3 - пример формирования 5, 9, 11 трассы сейсмограммы ОСТ соответственно.
Число над профилем указывает номер пикета, число под профилем - номер трассы сейсмограммы ОСТ

Изложенная схема выполнения работ на профиле получила название ***конвейерной технологии.*** Эта технология позволяет *совместить* во времени процесс *размотки - смотки* сейсмических кос и *процесс регистрации* полевых записей. В результате этого удается сохранить достаточно высокую производительность полевых работ даже при высокой кратности наблюдений.

Помимо сейсмограмм упомянутого вида (ОТВ и ОСТ), по данному набору исходных записей очень часто формируют сейсмограммы ***общей точки приема*** (***ОТП***) или ***одинакового удаления*** (***ОУ***) от пункта возбуждения. Эти сейсмограммы используются в процессе обработки записей ОСТ для целей корректирования статических поправок за влияние верхней части разреза.

Сейсмограммы ОТП для заданного пикета профиля формируются из исходных записей путем выборки трасс, соответствующих заданному ПК профиля при различных положениях пункта возбуждения. Например, сейсмограммы ОТП для ПК 72 формируются из трасс записей ОТВ, номера которых находятся на линии *ВВ*. Сейсмограммы ОУ формируются из трасс записей ОТВ, находящихся на одинаковом удалении от ПВ. Например, сейсмограмма ОУ, соответствующая удалению от пункта взрыва на расстояние 14*Δx, формируется из трасс ОТВ, номера которых находятся на линии *ГГ*.

Профильные системы наблюдений как наиболее экономичные и достаточно эффективные применяются в практике сейсморазведки наиболее широко. Их относительная доля применения при работах на нефть и газ в настоящее время достигает 60 %. Поэтому глубокое знакомство с различными наиболее типичными профильными системами наблюдений представляется абсолютно необходимым для будущего специалиста - геофизика.

Системы наблюдений на продольных профилях изображают либо на ***плоскости годографа*** (простые системы), либо на ***обобщенной плоскости*** (системы высокой кратности). Системы наблюдений на непродольных профилях и площадные системы изображают в плане в виде линий этих профилей с обозначением пунктов возбуждения.

Для изображения систем наблюдений (простых, малой кратности) на *плоскости годографа* в заданном масштабе наносят пункты возбуждения. Над профилем в условном времени изображают годографы основных целевых волн (отраженных или преломленных) с указанием индексов их пунктов возбуждения и интервала прослеживаемости данных волн.

Для понимания сущности конкретной профильной системы наблюдений высокой кратности в отечественной сейсморазведке найдено достаточно простое и эффективное средство - анализ графического изображения такой системы наблюдений на *обобщенной плоскости* (Гамбурцев, 1959). Для такого изображения необходимо на горизонтальной линии, совпадающей с линией профиля, разместить с соблюдением горизонтального масштаба пункты возбуждения упругих колебаний. Из пунктов возбуждения колебаний под углом ± 45° проводятся наклонные линии. Базы приема с профиля наблюдений проектируются в этой системе координат на проведенные дуги. При этом, для центральных систем наблюдений базу приема проектируют на два луча, выходящих из соответствующего источника возбуждения под углами ± 45°. Для фланговой системы наблюдений базу приема проектируют на один луч, выходящий под углом + 45°, если *база приема* расположена *справа от пункта возбуждения*, или на луч, наклоненный под углом - 45°, если *база приема* находится *слева от пункта возбуждения*. Из-за ограниченности размеров рисунков в данном учебнике, в целях облегчения начального понимания сущности конкретных систем наблюдений, мы будем приводить графические изображения систем наблюдений относительно малой кратности.

Рассмотрение изображения систем наблюдений начнем со следующего наиболее простого примера. Пусть на основании ряда расчетов на стадии проектирования мы решили использовать фланговую систему наблюдений без выноса со следующими количественными параметрами:

- кратность наблюдения $N = 6$,
- база наблюдений $L = 1150$ м,
- канальность используемой аппаратуры $S = 24$,
- минимальное и максимальное расстояние от пункта возбуждения $Xmin = 0$, $Xmax = 1150$ м,
- интервал возбуждения упругих волн $\Delta l = 100$ м,
- шаг между каналами $\Delta x = 50$ м,
- вынос $R = 0$,
- плотность точек ОСТ на 1 км - $m = 20$.

В соответствии с принятыми принципами изображения данная система наблюдений с выбранными параметрами на обобщенном профиле будет иметь вид, показанный на рис.19.6. При этом всегда следует помнить, что в отечественной сейсморазведке принято все расстояния по профилю измерять пикетами, расстояние между которыми, как правило, принимается равным 100 м. Кроме того, необходимо, чтобы *номера пикетов возрастали* в направлении с *запада на восток* и с *юга на север*. При расстановке сейсмоприемников меньшим пикетам всегда должны соответствовать меньшие номера каналов. Для понимания порядка расположения каналов на выделенной расстановке указаны номера каналов. При выбранных параметрах системы наблюдений трассы сейсмограмм ОСТ формируются несколько по-разному для пикетов профиля с целочисленными номерами и для пикетов, номера которых имеют дробную часть (например, ПК 5.5). Необходимо обратить внимание на то обстоятельство, что проектируемая полная кратность $N = 6$ может быть получена только для точек профиля, находящихся правее ПК 5. Кратность наблюдений для всех точек, лежащих левее ПК 5, различна и меняется от единицы (ПК 0 и 0.50) до 5 (ПК 4 и 4.50). Обычно эту часть профиля называют *участком набора (сброса) кратности* и во всех сметных расчетах ее принимают равной средней величине. В данном случае следует считать, что часть профиля от ПК 0 до ПК 5 имеет кратность, равную трем. Аналогичный участок профиля с переменной кратностью может иметь место на конце профиля. Этот участок обычно называют *участком сброса (набора) кратности*.

Второй рассматриваемый пример будет отличаться от первого тем, что применяемая фланговая система наблюдений должна иметь вынос (офсет). Пусть для конкретности вынос составляет 200 м ($R = 200$ м). При этом, естественно, необходимо считать, что минимальное и максимальное расстояния теперь составят, соответственно $X_{min} = 200$ м, а $X_{max} = 1350$ м. Для полноты рассмотрения всех возможных случаев будем считать, что наш рисунок соответствует схеме отработки конца профиля. С учетом всего ранее сказанного данная система наблюдений будет иметь изображение, показанное на рис.19.7.

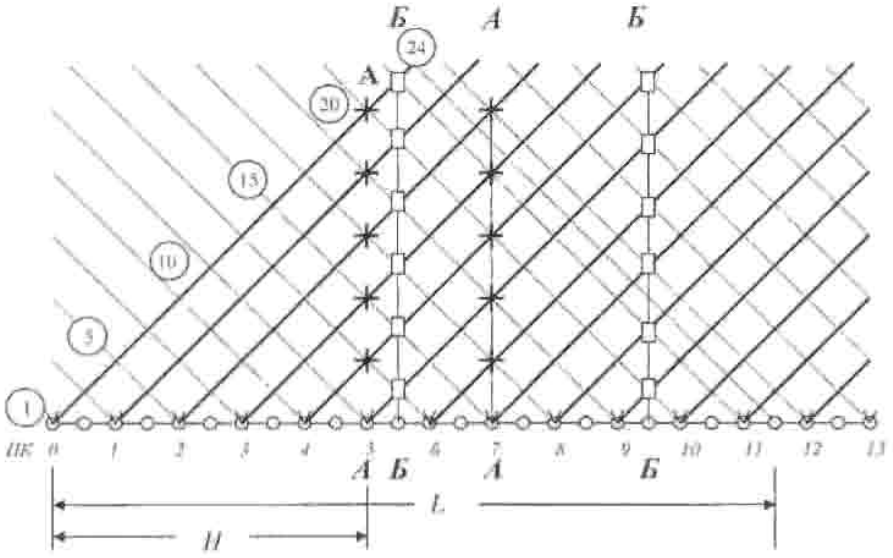


Рис.19.6. Фланговая система наблюдений кратности N=6 без выноса:
v - пикеты расположения пунктов возбуждения (ПВ), o - пикеты расположения пунктов приема - (ПП),
L - начальное положение базы наблюдений, Н - участок набора кратности на профиле.
Положение трасс сейсмограмм ОТВ, используемых для формирования сейсмограмм ОСТ для пикетов профиля:
А -А (✱) - с целочисленными номерами; Б - Б - имеющих номера с дробной частью; ■ - номера каналов расстановки

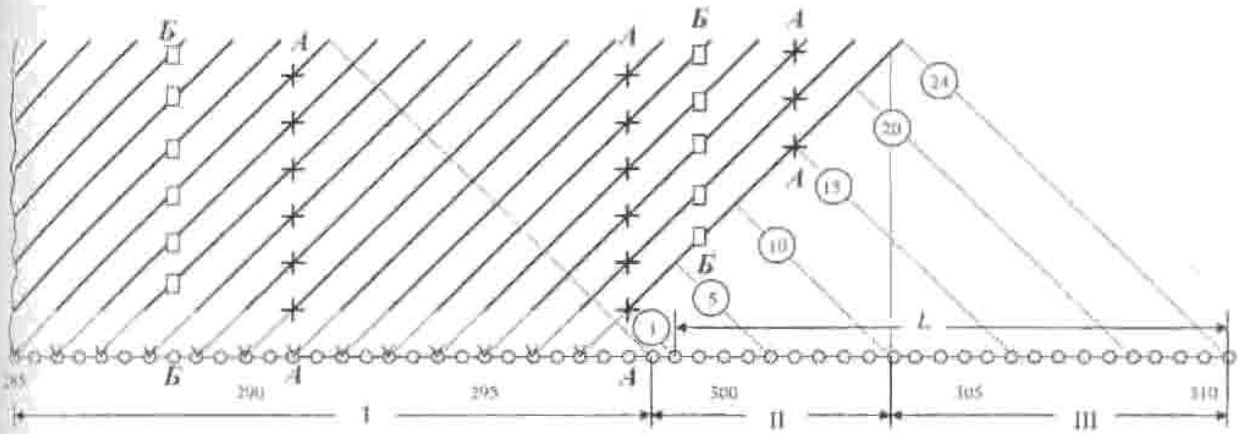


Рис. 19.7. Фланговая система наблюдений кратности N=6 с выносом R=200м:
v - пикеты расположения пунктов возбуждения колебаний, o - пикеты расположения пунктов приема колебаний,
L - конечное положение базы наблюдений, I - участок профиля полной кратности наблюдений N=6,
II - участок профиля сброса кратности, III - участок профиля, для которого нет общих глубинных точек.
Положение трасс сейсмограмм ОТВ, используемых для формирования сейсмограмм ОСТ для пикетов профиля:
А -А (✱) - с целочисленными номерами; Б - Б - имеющих номера с дробной частью; ■ - номера каналов расстановки

В качестве следующего примера рассмотрим структуру изображения встречной (без выноса) фланговой системы наблюдений со следующими параметрами:

- кратность наблюдений $N = 12$,
- база наблюдений $L = 2300$ м,
- канальность аппаратуры $S = 24$,
- минимальное и максимальное расстояния от пунктов возбуждения: $Xmin = 0$ м, $Xmax = 2300$ м,
- интервал возбуждения упругих волн $\Delta l = 200$ м,
- шаг между каналами $\Delta x = 100$ м,
- вынос $R = 0$ м,
- плотность точек ОСТ на 1 км профиля $m = 10$.

Системы наблюдений, показанная на рис.19.8, требует на каждом пункте возбуждения приведения двух отдельных воздействий. Вследствие этого такая система требует большого объема буровзрывных работ. Однако

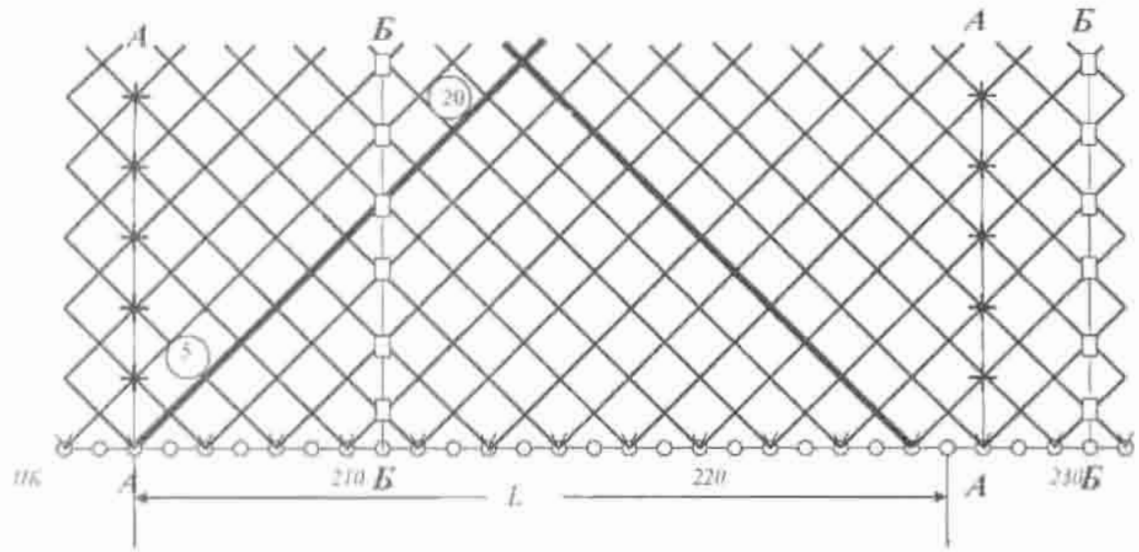


Рис. 19.8. Встречная фланговая система наблюдений без выноса:
∨ - пикеты расположения пунктов возбуждения, о - пикеты расположения пунктов приема колебаний,
L - текущее положение базы приема колебаний.
Положение трасс сейсмограмм ОТВ, используемых для формирования сейсмограмм ОСТ
А -А (✚) - на четных пикетах профиля, Б - Б - для нечетных пикетов профиля; ⑤ - номера каналов расстановки

при этом имеется возможность накапливания по технологии ОСТ в трех различных вариантах: *по прямой, обратной и полной встречной системам*. Это позволяет в сложных сейсмогеологических условиях более объективно подходить к анализу полученных временных разрезов.

Среди центральных систем наблюдений рассмотрим систему со следующими параметрами:

- кратность наблюдений $N = 12$,
- база наблюдений $L = 2300$ м,
- канальность аппаратуры $S = 24$,
- максимальное и минимальное удаления $Xmin = 0$ м, $Xmax = 1150$ м,
- интервал возбуждения $\Delta l = 100$ м,
- шаг между каналами $\Delta x = 100$ м,
- плотность точек ОСТ на 1 км профиля $m = 20$.

Изображение участка профиля, отрабатываемого по данной системе наблюдений, показано на рис. 19.9. По внешнему виду эта система наблюдений мало отличается от встречной фланговой, показанной ранее на рис. 19.8. Отличие состоит в том, что пункт взрыва в данной системе наблюдений всегда находится в центре расстановки. Это позволяет получать высокую кратность наблюдений при вдвое уменьшенном объеме буровзрывных работ.

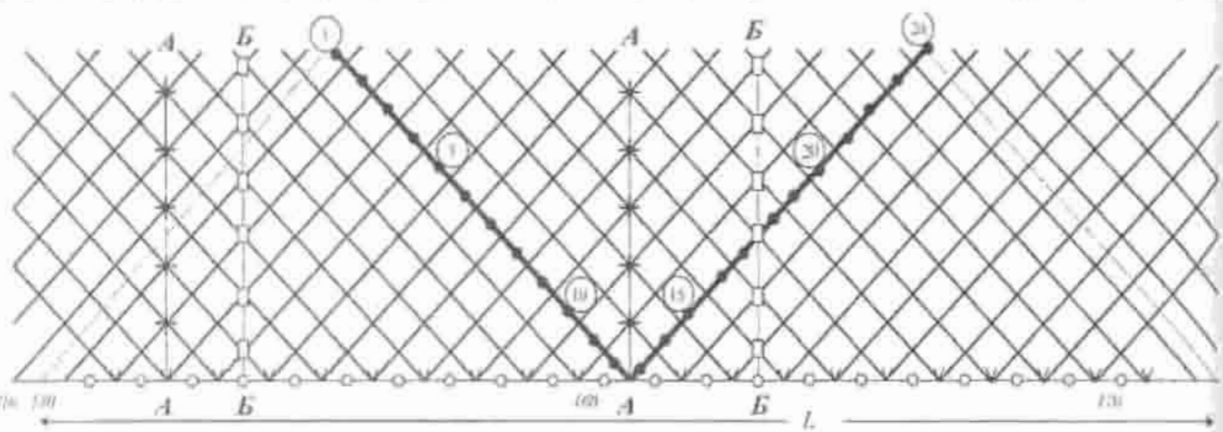
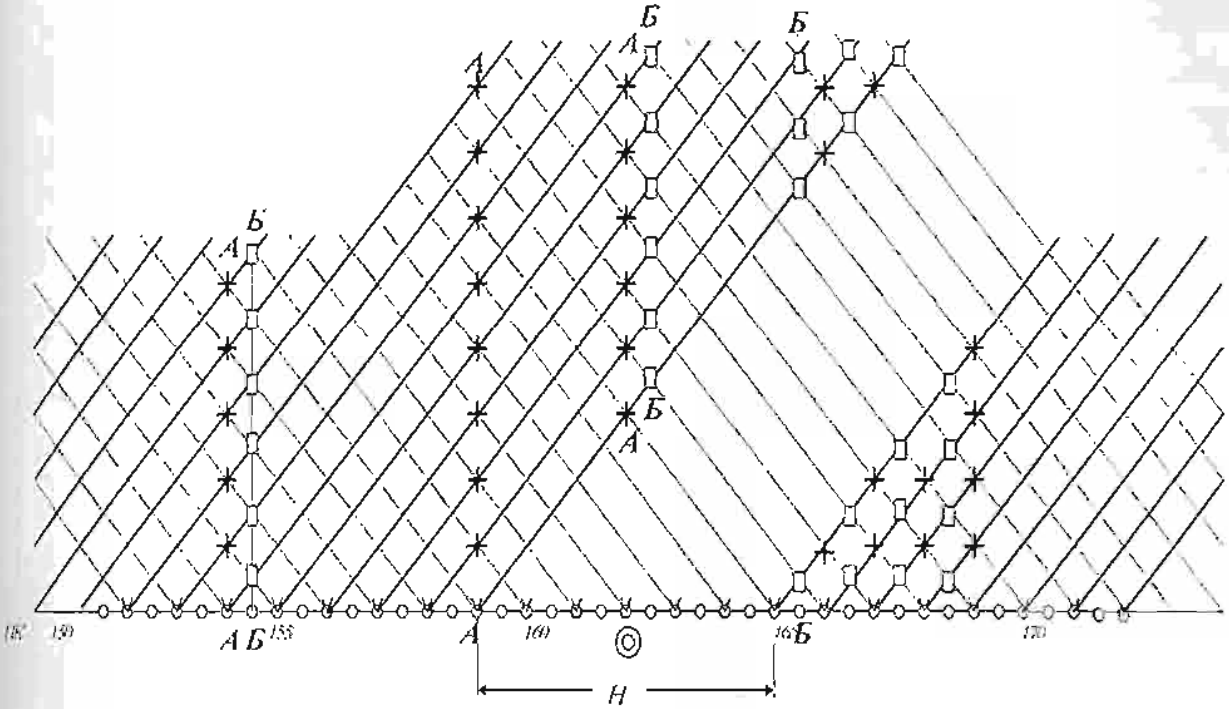


Рис. 19.9. Центральная система наблюдений кратности N=12:
∨ - пикеты расположения пунктов возбуждения, о - пикеты расположения пунктов приема,
L - текущее положение базы приема колебаний (ПК 149.5 - 172.5).
Положение трасс сейсмограмм ОТВ, используемых для формирования сейсмограммы на пикетах
А -А (✚) - с целочисленными номерами, Б - Б - номера которых содержат дробную часть, ⑫ - номера каналов расстановки

Правда, в случае использования центральной системы наблюдений придется смириться с тем обстоятельством, что максимальное удаление X_{max} (расстояние до *ПП* от *ПВ*) будет вдвое меньше (при использовании сейсморазведочных станций одинаковой канальности и одинакового шага между каналами Δx).

Особый случай при проектировании системы наблюдений возникает в ситуациях, когда на профиле должны быть предусмотрены участки, где возбуждение упругих волн невозможно. Такие ситуации возникают при пересечении профилем нефтегазопроводов, линий электропередач и т.п. Вблизи таких сооружений проведение взрывных работ запрещено. В силу этого обстоятельства на таком участке профиля должна быть предусмотрена особая схема наблюдений, которая бы, с одной стороны, обеспечивала *соблюдение требований правил безопасности*, а с другой - позволяла бы все-таки получить достаточно *представительный временной разрез* этой части профиля. Обычно на таких участках профиля приходится *снижать кратность наблюдений* для ряда точек ОСТ. Однако во избежание потери кратности в значительных размерах можно применять специальные приемы, позволяющие избежать таких эффектов. К числу таких приемов обычно относят использование *удаленных без наблюдений* вблизи препятствия. Пример такой системы наблюдений приведен на рис.19.10).


Б
А
Б
А
Б
А

На основе анализа полученных данных выбирают базу наблюдений - минимальное и максимальное удаление - где полезные волны могут прослеживаться с минимальными искажениями. В МОВ–ОСТ всегда стремятся изучить разрез в большом диапазоне глубин. Поэтому при выборе участков прослеживаемости учитывают только наиболее сильные помехи, которые не удается ослабить полевыми методическими средствами и средствами обработки. Для избавления от сильных поверхностных и звуковых волн при наблюдениях применяют вынос (офсет). Его величина выбирается опытным путем и обычно лежит в пределах от 100 м до 1000 м.

Максимальное расстояние X_{max} выбирают с учетом области прослеживаемости, глубины разведки, требуемой точности определения эффективных скоростей и нужного уровня ослабления кратных волн. При наблюдениях с малой кратностью (до 2 - 4) X_{max} выбирают на уровне $(0.4 - 0.8)\,H$, где H - средняя глубина разведки. При многократном профилировании необходимость борьбы с кратными волнами заставляет увеличивать X_{max} до $(1.5 - 2.0)H$, что нередко соответствует 3 - 5 км. Следует, однако, иметь в виду, что неоправданное увеличение X_{max} неизбежно приводит к нежелательным явлениям: интерференции отраженных и головных волн, регистрации боковых волн, неполному учету преломления на промежуточных границах и т.п., что снижает общую разрешающую способность и эффективность метода ОСТ.

Для обеспечения уверенной фазовой корреляции полезных волн максимально допустимый шаг между каналами Δx всегда приближенно оценивают через кажущуюся скорость V_k (по максимальному или среднему ее значению) и видимый период T полезных волн по формуле $\Delta x = V_k \cdot T/2$. Величина Δx существенно влияет на производительность работ и качество получаемого материала: чем больше Δx, тем выше производительность, но хуже качество. В большинстве районов ведения сейсморазведочных работ при *однократном профилировании шаг между каналами* Δx обычно принимают равным 25 - 50 м. При ведении работ в сложных сейсмогеологических условиях его уменьшают до 10 - 15 м. В работах по методу ОСТ, где корреляция сейсмических волн проводится, как правило, уже после введения априорных кинематических поправок, появляется возможность увеличивать шаг между каналами Δx до 50 - 100 м.

Интервал возбуждения Δl при *однократном* профилировании выбирают равным величине X_{min}. При *многократном* профилировании интервал возбуждения принимают равным величине базы наблюдений, поделенной на кратность наблюдений: $\Delta l = L/(2N)$. При этом из соображений технологической целесообразности величина Δl должна быть кратна интервалу между каналами: $\Delta l = \kappa \cdot \Delta x$, где $\kappa = 1, 2, \ldots$

Кратность профилирования N в ОСТ определяется целым рядом факторов. Прежде всего, необходимо принимать во внимание соотношение средних значений амплитуд кратных волн $A_{кр}$ и однократных $A_{нкр}$. Практика показывает, что кратность N будет достаточной, если выполняется условие $N \geq (6 \div 10) A_{кр}/A_{нкр}$. Во-вторых, следует принимать во внимание требуемый уровень улучшения среднего соотношения амплитуды полезного сигнала и помехи на выходе $(A_{пол}/A_{пом})_{выход}$. Как известно, многократные наблюдения в идеальном случае улучшают это соотношение прямо пропорционально корню квадратному из числа накоплений. Например, пятикратное улучшение соотношения сигнал/помеха на выходе может быть достигнуто при использовании 24 - кратной системы наблюдений. Анализ этих и других факторов (характеристики направленности системы наблюдений, канальности имеющейся аппаратуры, себестоимости единицы длины профиля, производительности работ и т.п.) на стадии проектирования сейсморазведочных работ позволяет специалистам выбирать оптимальную в данных условиях кратность систем наблюдений.

При работах МПВ наблюдения проводят на некотором удалении от пункта возбуждения, поскольку вблизи его целевые преломленные волны не прослеживаются. Обычно целесообразно располагать участок прослеживания волны в области ее первых вступлений. Для правильного выбора участков прослеживания строят теоретические годографы на основе априорной модели среды или на основе результатов опытно-методических работ. Анализ таких результатов позволяет определить положение области первых вступлений и зон интерференции различных преломленных волн. Допустимая максимальная длина участков наблюдения ограничивается только техническими возможностями аппаратуры и ослаблением волн на большом удалении. Как правило, длина участков наблюдения выбирается равной $(3 \div 5)h$, где h - максимальная глубина залегания исследуемых сейсмических границ. Шаг приема между каналами Δx оценивают по тем же критериям, что и в *МОВ*. При исследовании малых глубин (до 50 -100 м) шаг Δx может составлять 1-5 м, при исследовании средних глубин (100-1000 м)– 10- 25 м, при изучении больших глубин (более 1000 м) – 50-200 м.

19.7. Сети наблюдений

Расположение сети наблюдений определяется задачами работ, глубинными и поверхностными сейсмогеологическими условиями. Сети наблюдений должны быть увязаны со скважинами, расположенными на площади исследований. В сеть проектных профилей могут включаться специальные профили, проходящие через скважины. Профильные работы рекомендуется вести по прямолинейным профилям вне зависимости от рельефа местности. Излом прямолинейных профилей и работа по криволинейным профилям допускаются лишь при наличии участков местности, непреодолимых по разным причинам (требования безопасности, экологии, наличие населенных пунктов и промышленных территорий). Точки излома сейсмических профилей, как

правило, рекомендуется совмещать с пунктами возбуждения. Углы излома профилей не должны, как правило, превышать 5° - 15°. Их величины подлежать обоснованию в проекте на работы. При всех видах сейсмических наблюдений профили разбиваются таким образом, чтобы их пикеты возрастали в направлении с запада на восток и с юга на север. На сейсморазведочном профиле номера каналов всегда должны возрастать с увеличением номеров пикетов профиля.

Сейсморазведочные работы 2D проводятся для целей изучения строения земной коры по отдельным профилям или сети профилей с целью решения задач на ***региональном, поисковом - оценочном, детальном***, и, иногда, даже на ***детализационном*** этапах геологоразведочного процесса. В зависимости от детальности они подразделяются на профильные и площадные. Конфигурация сети наблюдений и расстояние между отдельными профилями сети конкретной сейсмической съемки определяются целями и задачами работ и должны соответствовать конкретному этапу геологоразведочных работ на данной территории.

На ***региональном этапе*** работ сейсморазведчики изучают по отдельным протяженным профилям общее геологическое строение обширных территорий, производят оценку перспектив нефтегазоносности, выявляют и прослеживают пространственное расположение нефтегазоперспективных комплексов пород, определяют по различным горизонтам конфигурацию крупных поднятий и прогибов, выделяют районы, представляющие интерес для постановки поисковых работ.

Региональные сейсмические наблюдения проводят по методике многократного профилирования МОВ, КМПВ и *МПВ - ОГТ* на протяженных опорных профилях. Положение и ориентировка опорных профилей определяются данными предыдущих геологических и геофизических исследований. Опорные профили должны пересекать основные крупные структурные элементы изучаемой территории и увязываться с данными скважин глубокого бурения. Рекомендуется совмещать сейсмические профили с другими геофизическими профилями (гравиразведочными, магниторазведочными и др.) с целью облегчения совместной комплексной интерпретации всех геофизических материалов. Рекомендуемые расстояния между профилями при региональных работах 5-20 км.

На ***поисковом (поисково–оценочном) этапе*** сейсмической разведкой выявляют перспективные на нефть и газ площади или отдельные зоны, представляющие интерес для проведения последующих детальных работ.

На ***первой стадии поискового этапа*** сейсмические работы должны выполняться с такой плотностью сети наблюдений, которая обеспечивает выявление локальных объектов путем их пересечения не менее чем двумя основными разведочными профилями. Эти профили принято располагать вкрест предполагаемого простирания изучаемых структур. Результаты наблюдений на них дают основную информацию об изучаемых геологических объектах и служат основой для построения структурных карт и схем по интересующим нас сейсмическим горизонтам. Связующие профили прокладывают перпендикулярно разведочным профилям. Они предназначаются для увязки данных в точках пересечения. Максимальное расстояние между связующими профилями, как правило, не должно превышать удвоенного расстояния между разведочными (основными) профилями. Все профили, по возможности, задают в виде прямых линий. Изометричные объекты типа соляных куполов разведывают по системе радиальных профилей с пересечением их над сводом купола. Связующие профили в этом случае прокладывают по периферии объекта. Расстояния между соседними профилями не должны превышать 0,5 предполагаемой длины большой оси структуры в сложных сейсмогеологических условиях и 0,7 - 0,8 – в простых сейсмогеологических условиях. Как правило, расстояние между профилями при поисковых работах лежит в пределах 1-5 км.

На ***второй стадии поискового этапа*** целью сейсмических работ является выявление и локализация ранее выявленных перспективных площадей под глубокое поисковое бурение. При этом по результатам работ должно быть определено (рекомендовано) оптимальное местоположение глубоких скважин. Густота сети при этом выбирается такой, чтобы обеспечивалась достаточная точность структуры (объекта) в плане и в разрезе. При изучении структур, разбитых на отдельные блоки, каждый блок должен быть исследован с помощью самостоятельной сети профилей. На основании теоретических исследований и обобщения материалов практики (Потапов, 1989) рекомендуются следующие количественные показатели сети наблюдений для разных стадий поискового этапа (таблица 19.1).

На этапе ***детальных работ*** целью сейсмических исследований является выявление и уточнение положения отдельных залежей углеводородов, прослеживание их пространственного положения, оценка свойств коллекторов интересующих нас пластов на основе совместной интерпретации сейсмических материалов и данных геофизических исследований в скважинах. В настоящее время работы на этом этапе, как правило, выполняются с использованием пространственных систем наблюдений 3D. По материалам этих работ выполняется корректировка ранее составленных проектов разработки месторождений углеводородов (Методические рекомендации..., 2002, Методические рекомендации..., 2006).

Таблица 19.1

Рекомендуемые размеры сети профильных сейсмических наблюдений при съемке на разных стадиях поискового этапа

Масштаб итоговых карт	Поисковые сети, достаточные для оконтуривания структур	Оптимальные сети для подготовки структур	Предельно допустимая густота сети
1:50000	2 x (4 - 6) 0.66 - 0.75	1 x (2 - 4) 1.25 - 1.50	0.25 x (0.5 - 1.0) 5 - 6
1:100000	4 x (8 - 12) 0.33 - 0.37	2 x (4 - 6) 0.66 - 0.75	0.5 x (1 - 2) 2.5 - 3

Примечание: в числителе - расстояние между продольными и поперечными профилями в км; в знаменателе - плотность сети профилей наблюдений в километрах, приходящихся на один квадратный километр площади исследований.

Сейсмическая разведка в настоящее время все успешнее применяется и для целей изучения *процесса изменения конфигурации залежей углеводородов* в ходе разработки месторождений путем проведения повторяющихся во времени сейсмических работ. Детальные сейсмические исследования в настоящее время проводятся преимущественно по методике площадных наблюдений на основе технологий типа ***3D/4D***.

Вопросы для самопроверки

1. Каким требованиям должны удовлетворять полевые сейсморазведочные комплексы, допускаемые к использованию при сейсморазведочных работах?
2. Какие способы возбуждения упругих колебаний применяются в сейсморазведке?
3. Что в сейсморазведке принято называть системой наблюдений?
4. В чем принципиальное различие 2D и 3D систем наблюдений в сейсморазведке?
5. Поясните существующие способы изображения систем наблюдений.
6. Перечислите основные виды систем наблюдений в сейсморазведке.
7. Как выбираются основные параметры системы наблюдений?
8. Что такое кратность наблюдений в сейсморазведке?
9. Какие основные факторы предопределяют выбор кратности системы наблюдений?
10. Кто и когда предложил метод общей средней (глубинной) точки?
11. В чем заключается сущность метода общей средней точки?
12. Какие координаты принято использовать для характеристики системы наблюдений в методе общей средней точки?
13. В чем состоит главная особенность конвейерной технологии работ методом ОСТ?
14. Поясните процесс формирования сейсмограмм ОСТ, ОТП и ОУ.
15. Назовите основные виды линейных систем наблюдений.
16. Перечислите основные количественные характеристики систем наблюдений.
17. Поясните сущность фланговой системы наблюдений по рис.19.6.
18. Поясните сущность центральной системы наблюдений по рис.19.9.
19. Что такое участки набора и сброса кратности наблюдений?
20. Перечислите основные задачи, решаемые сейсморазведкой на региональном этапе работ.
21. Каковы основные задачи, решаемые сейсморазведкой на поисковом этапе?
22. Поясните правила выбора расстояний между сейсмическими профилями на поисковом этапе.
23. Каким интегральным показателем можно охарактеризовать плотность сети профилей съемки?

* * * * * * *

20. НАЗЕМНЫЕ ПЛОЩАДНЫЕ СИСТЕМЫ НАБЛЮДЕНИЙ *3D*

20.1. Введение

При проведении сейсморазведочных работ в районах со сложными глубинными сейсмогеологическими условиями (криволинейные крутопадающие границы, резкие несогласия и т. п.) для получения объективных и достоверных сведений о геологическом строении изучаемой среды необходимо учитывать трехмерность структуры отраженного сейсмического волнового поля. Это связано с тем, что в пункты приема колебаний приходят отраженные волны, лучевые траектории которых лежат в различно ориентированных плоскостях. Если не учитывать эти особенности волнового поля при регистрации и обработке, то можно допустить серьезные ошибки при истолковании полученных результатов наблюдений. В качестве примеров таких сложно построенных геологических объектов можно назвать: неантиклинальные объекты в пологих платформенных условиях - песчаные отложения, связанные с руслами рек, каналами, клиноформами, барами, пляжами; локальные карбонатные объекты - рифы, атоллы; ловушки, приуроченные к соляным куполам или к тектоническим нарушениям и т. п.

В районах со сложными глубинными условиями при профильном варианте изучения среды (2D сейсморазведка – продольное профилирование) нередко трудно однозначно опознать волны, у которых направление распространения не лежит в вертикальных плоскостях, содержащих линии профилей. Указанное обстоятельство не позволяет не только правильно оконтуривать, но иногда даже и просто обнаруживать эти сложно построенные объекты. В сейсморазведке 3D, в отличие от работ по технологии 2D, плотность точек ОСТ на единицу площади исследований резко возрастает, что дает возможность формировать *куб сейсмической информации*, на основе которого в последующем открываются возможности получения непрерывных сечений волнового поля во всех направлениях. Это обеспечивается тем, что в сейсморазведке 3D сейсмические колебания регистрируются во множестве точек, расположенных на определенной площади в окрестности источника упругих волн. При этом всегда имеется возможность производить регистрацию сейсмических волн как на продольных, так и на непродольных профилях. Появляется возможность охватить большую часть возможных азимутов подхода сейсмических волн к точкам регистрации. Сочетание высокой плотности точек ОСТ и продольно - непродольного профилирования по совокупности позволяет определять и, в дальнейшем, учитывать направление прихода сейсмических волн. Это делает результаты наблюдений по технологии 3D существенно более качественными по сравнению с данными съемки 2D. В силу этого трехмерная регистрация данных позволяет достаточно надежно прослеживать относительно протяженные, но сравнительно малоразмерные в плане объекты.

Другой отличительной особенностью работ 3D является возможность использования на этапе обработки информации о *пространственных годографах отраженных волн*, что позволяет на стадии суммирования данных поднять на порядок выше качество ослабления (подавления) как кратных волн-помех, так и случайных помех. Операция миграции трехмерных волновых полей, по сравнению с миграцией двумерных данных, также открывает новые возможности в получении существенно большей пространственной разрешенности сейсмических записей в плане. В конечном счете, все это и приводит к более качественному восстановлению пространственного положения отражающих границ, повышению динамической выразительности сейсмических записей. Все выше сказанное и объясняет, почему для изучения районов со сложным геологическим строением в настоящее время все более широко используется сейсморазведка с применением *площадных систем наблюдений* волнового поля (Урупов, 2004).

Наиболее полно достоинства 3D сейсморазведки могут быть реализованы при *полнократной схеме* выполнения съемки. Под *полнократной понимается съемка*, в которой источники и приемники распределены на местности *по равномерной двумерной сетке с фиксированными расстояниями между источниками и приемниками*. Все остальные виды 3D-*съемки* являются упрощенными вариантами полнократной съемки и, как правило, имеют определенные недостатки, связанные с некоторыми упрощениями в расположении линий приема и/или возбуждения.

По мере накопления опыта работ с такими системами и получения признания их высокой результативности были предложены и приняты к опробованию достаточно сложные регулярные системы наблюдений. В настоящее время *регулярные площадные* системы наблюдений достаточно высокой сложности являются приоритетными в практике сейсморазведочных работ. Однако в некоторых случаях на практике применяются отдельные упрощенные модификации как *регулярных*, так и *нерегулярных* систем наблюдений. По этой причине знакомство с их структурой представляет определенный интерес для геофизиков-сейсморазведчиков.

Примечание. Текст данного раздела написан при участии ***И. А. Крылатковой.***

При написании данного раздела использованы понятия и подходы к планированию сейсморазведочных работ *3D*, изложенные в монографиях: Cordsen A., Galbraith M., Peirce J., 2000, ***Planning Land 3-D Seismic Surveys***. Tulsa, Society of Exploration Geophysicists, 204p.; Gijs J. O. Vermeer, 2002, ***3-D Seismic Survey Desing*** Tulsa, Society of Exploration Geophysicists, 205 p.

Сейсморазведочные работы по пространственной методике *3D* на Западе были начаты в середине 70-х годов прошлого века. Однако следует заметить, что методика массовых пространственных зондирований методом отраженных волн была предложена и реализована в СССР еще в 1957 г. Завьяловым В. Д. (Завьялов и др., 1957). По этой методике относительно короткие базы наблюдений располагались на площади исследований произвольно с учетом возможностей местности. По результатам этих исследований получали структурные карты отражающих горизонтов, которые имели более высокую пространственную разрешенность. Однако по целому ряду объективных причин (малая канальность аналоговых сейсморазведочных станций того времени, низкая кратность наблюдений, несовершенные "ручные" приемы обработки и др.) предложенная технология работ в те годы в СССР не получила широкого распространения на практике. Интерес к сейсморазведочным работам с использованием площадных систем наблюдений в СССР вновь возник лишь в конце семидесятых годов, когда такие работы начали достаточно активно пропагандироваться на Западе. В СССР (России) технология 3D начала применяться в начале 80-х годов в Предкавказье (район г. Грозного), в Западном Казахстане (месторождение Тенгиз) и в Западной Сибири.

В последующее десятилетие, как у нас, так и за рубежом, были предложены и широко опробованы различные пространственные системы наблюдений. Однако широкое применение на практике такие системы наблюдений получили лишь тогда, когда появились надежные многоканальные телеметрические системы регистрации. В России это время пришлось на последнее десятилетие прошлого века, когда у российских геофизиков появились современные телеметрические системы сбора информации и средства ее обработки. С этого времени применение технологии 3D по заказам нефтяных компаний приобретает достаточно систематический характер. Эта тенденция позволяет надеяться, что в ближайшем будущем объемы работ по технологии 3D в России также станут преобладающими и начнется эра широкого применения пространственных систем наблюдений в сейсморазведке, проводимой с целью поисков и разведки месторождений нефти и газа.

В начальный период применения пространственные системы наблюдений по технологии 3D использовались, главным образом, на этапе детальных и детализационных работ при разведке месторождений нефти и газа. Постепенно, по мере признания их высокой эффективности, площадные системы наблюдений начали использовать и на этапе поисков (на поисково-оценочном этапе) месторождений нефти и газа. В большинстве регионов мира в настоящее время количество сейсморазведочных партий (отрядов), работающих по технологии 3D, практически уже вполне соизмеримо с числом отрядов, работающих по технологии 2D. Это касается работ, как на суше, так и на море. Только при работах на территории бывшего СССР по прежнему наблюдается существенное отставание в использовании технологии 3D. Этот факт прекрасно подтверждается данными, приводимыми в табл.20.1.

Таблица 20.1

Сравнительные данные по числу работающих сейсмических отрядов по технологии 2D и 3D в разных регионах мира по состоянию на 15 сентября 2002 г.

Регион	2D/суша	2D/море	3D/суша	3D/море	Всего: 2D	Всего: 3D
Африка	6	3	15	3	9	18
Канада	7	0	5	0	7	5
Европа	4	1	2	18	5	20
Дальний Восток	31	9	16	12	40	28
Средний Восток	14	4	11	6	18	17
Латинская Америка	10	0	14	10	10	24
Страны СНГ	34	5	6	1	39	7
Итого	106	22	69	47	128	119

Примечание. Сведения взяты из журнала HART'S E&P, November, 2002.

Особенно быстро во всем мире растут объемы применения площадных систем наблюдений при выполнении морских сейсморазведочных работ, где их реализация менее сложна, чем на суше. Об этом наглядно свидетельствует характер изменения структуры объемов морских сейсморазведочных работ, произошедший, например, за десять лет (табл.20.2).

Таблица 20.2

Мировые объемы морских сейсморазведочных работ

Вид сейсморазведочных работ	1991 г.	2001 г.
Профильные работы *2D*, тыс. км.	1450	800
Площадные работы *3D*, тыс. км^2.	25	210

20.2. Основные понятия теории проектирования систем наблюдений 3D

Современные сейсморазведочные работы по технологии 3D, как правило, выполняются по *методике многократных перекрытий*. Поэтому такие системы наблюдений следует проектировать таким образом, чтобы они по возможности обеспечивали достаточно равномерное покрытие всей площади работ ***регулярной сетью общих средних (глубинных) точек***.

В основе построения всех площадных систем наблюдений используются в качестве базовых элементов два понятия – понятия о ***непродольном сейсмическом профиле*** и ***площадном распределении приемников и/или источников*** (Мешбей, 1985; Потапов, 1987). Сейсмические наблюдения на базе использования технологии ***непродольного профиля*** при площадных съемках могут быть реализованы по одному из трех вариантов, показанных на рис.20.1. При работах на суше наиболее часто употребляются системы наблюдений, использующие *крестовые расстановки* (рис.20.1а).

Площадное распределение приемников и/или источников в форме произвольного или упорядоченного их *расположения на площади исследований* (рис.20.1г) используется в практике работ сравнительно редко.

Все возможные площадные системы наблюдений можно условно разделить на две категории:

- регулярные площадные системы наблюдений;

- нерегулярные площадные системы наблюдений.

Регулярные площадные системы наблюдений применяются в сравнительно благоприятных поверхностных условиях. В этих условиях равномерное распределение общих средних (глубинных) точек по участку исследований можно легко достигнуть, если имеется возможность равномерного размещения по площади работ линий источников и приемников, например, по прямоугольной или квадратной сети. ***Регулярные площадные системы*** наблюдений в зависимости от характера исполнения полевых работ подразделяются на два вида:

- равномерные регулярные площадные,

- упрощенные регулярные площадные.

Нерегулярные площадные системы наблюдений применяют в трудных физико-географических условиях проведения наземных полевых работ: горные условия, транзитные зоны суша – море, высокая урбанизация территории и т. п.

Регулярные площадные системы наблюдений в настоящее время в практике работ наиболее употребительны. Рассмотрение их структуры начнем с наиболее простого примера, разъясняющего суть таких систем наблюдений (рис.20.2). Пусть имеется крестовая расстановка, на которой по линии наблюдений размещены 24 приемных канала. На непродольном профиле, проходящем между 12-м и 13-м каналами, равномерно размещены 24 пункта

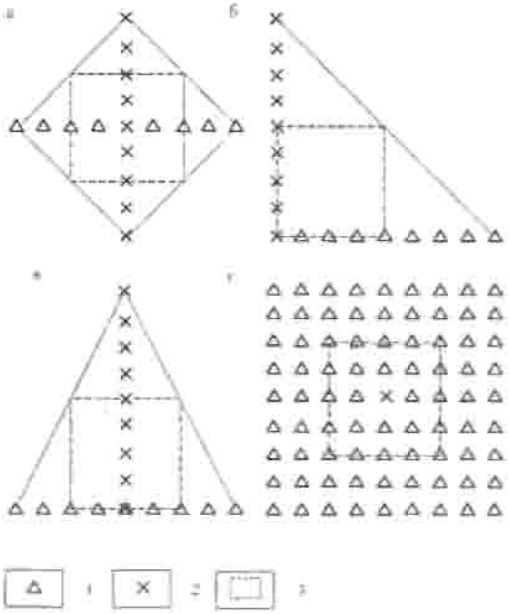


Рис. 20.1. Базовые элементы пространственных систем наблюдений

а – крестовая расстановка; б – *L*-образная расстановка; в – *T*-образная расстановка; г – площадное распределение приемников; 1 – приемники; 2 – источники; 3 – граница области расположения общих глубинных точек

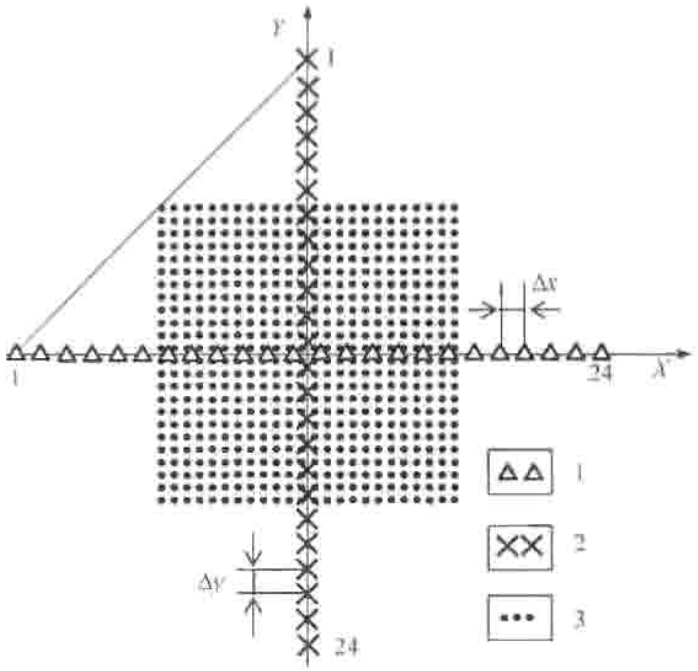


Рис. 20.2. Площадная система наблюдений на основе крестовой расстановки:
1 - пикеты расположения сейсмоприемников;
2 - пикеты расположения источников;
3 - средние точки для каждой пары "источник - приемник" (общие глубинные точки)

возбуждения колебаний. Площадная система наблюдений, которая создана на основе использования *крестовой расстановки* данной структуры, обеспечивает получение выборок трасс по ОСТ для целого ряда точек площади исследований. Если шаг источников Δy и сейсмоприемников Δx по линиям профилей одинаков, а сигналы, возбуждаемые каждым источником, принимаются всеми сейсмоприемниками, то в результате выполнения работ на этой крестовой расстановке первоначально формируется поле 576 средних точек (24 x 24 = 576). Площадь, занятая точками ОСТ, в этом случае представляет собой прямоугольник. Стороны этого прямоугольника равны: по оси *OX* - половине длины базы приема, а по оси *OY* - половине длины базы возбуждения. Если последовательно смещать расстановку и пересекающую ее линию источников вдоль оси *OX* на шаг Δx и повторять весь процесс регистрации, то в результате будет достигнуто 12-кратное перекрытие площади, занятой точками ОСТ.

При дальнейшем изложении текста данного раздела широко использованы термины и понятия, принятые в *англоязычной* литературе. Это связано с тем, что, как уже упоминалось в предыдущей главе, применяемые на практике системы планирования и проектирования систем наблюдений по технологии 3D используют в значительной мере именно эти обозначения. Однако везде, где только это возможно, будем параллельно употреблять и аналогичные ***отечественные*** обозначения некоторых параметров системы наблюдений, рекомендуемые российской *"Технической инструкции по наземной сейсморазведке при проведении работ на нефть и газ", 2002 г.*

На основе изложенных предварительных сведений об основных элементах ***регулярных площадных систем наблюдений*** легко понять смысл терминов, описывающих остальные элементы реальных систем наблюдений. На рис.20.3 показан участок площади сейсмических исследований, отрабатываемый на базе использования регулярной прямоугольной сети профилей. Здесь же даны все необходимые обозначения терминологии, принятой при проектировании реальных регулярных площадных систем наблюдений.

Направление линии расположения сейсмоприемников (***Receiver Line***) принято называть продольным направлением (в англоязычной литературе – ***in - line***). Это направление будем отождествлять с направлением оси *OX*. Конкретную линию расположения сейсмоприемников всегда будем называть *линией пунктов приема – ЛПП*. Расстояние между соседними линиями пунктов приема ($\Delta ЛПП$) принято обозначать *RLI* (***Receiver Line Interval***). При этом расстояние между сейсмоприемниками (между центрами групп) в направлении продольного профиля обозначается как - *RI* (***Receiver Interval***) = Δx, а общее число центров групп сейсмоприемников в действующей линии приема - N_x. Направление линий расположения источников колебаний (***Source Line***) принято называть поперечным направлением (***cross - line***). Это направление будем отождествлять с направлением оси *OY*. Конкретную линию, на которой располагаются пункты возбуждения колебаний, будем называть *линией пунктов возбуждения – ЛПВ*. Расстояние между соседними линиями пунктов возбуждения ($\Delta ЛПВ$) принято обозначать - *SLI* (***Source Line Interval***), интервал между источниками в направлении профиля возбуждения - *SI* (***Source Interval***) = Δy.

Группой сейсмоприемников – шаблоном (***template***) называют совокупность сейсмоприемников, расположенных на нескольких линиях приема, и связанные с ней пункты возбуждения, работа которых должна быть зарегистрирована без всякого перемещения этих сейсмоприемников. Для регулярных систем наблюдений, построенных на использовании крестовой расстановки, группа сейсмоприемников образует прямоугольник, состоящий из нескольких параллельных приемных линий и одной или нескольких линий возбуждения, находящихся внутри этого прямоугольника (рис.20.4). Общее число приемных линий в шаблоне (или, что то же самое, число приемников в направлении линий источников) будем обозначать через N_y. Это число определяет размер группы в направлении линий источников. Длина приемных линий в шаблоне L_x, как правило, меньше (в предельном варианте равна) длины участка исследований в направлении приемных линий и определяется числом *активных*

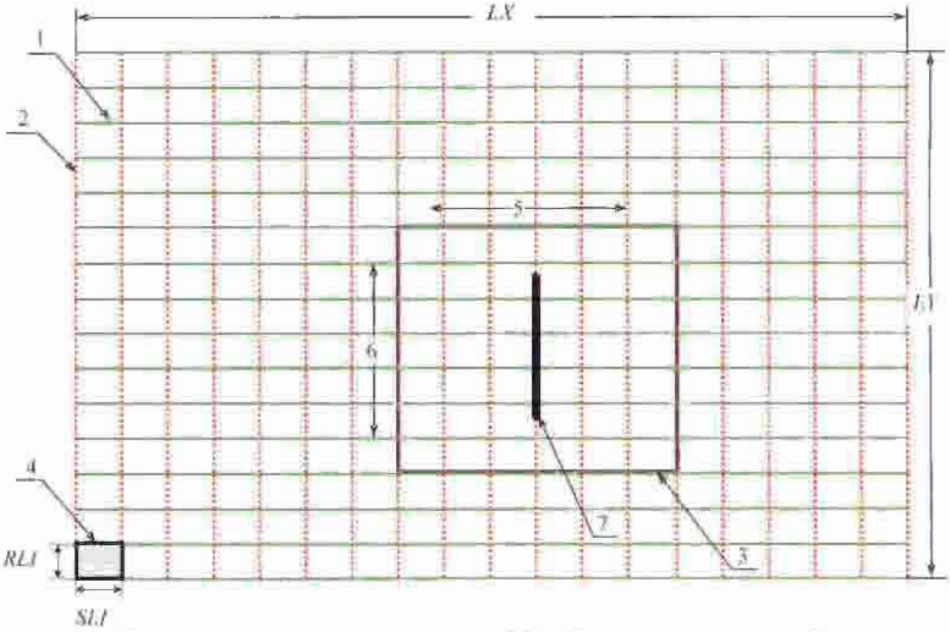


Рис. 20.3. Проектная площадь съемки размером *LX* и *LY* и соответствующие обозначения:
1 - приемный профиль (*ППП*) ; 2 - профиль расположения источников (*ППВ*); 3 - текущее положение группы сейсмоприемников- шаблона; 4 - единичная клетка размером *RLI* и *SLI*, 5 - направление in-line; 6 - направление cross-line;
7 - база расположения источников, отрабатываемых в данном шаблоне

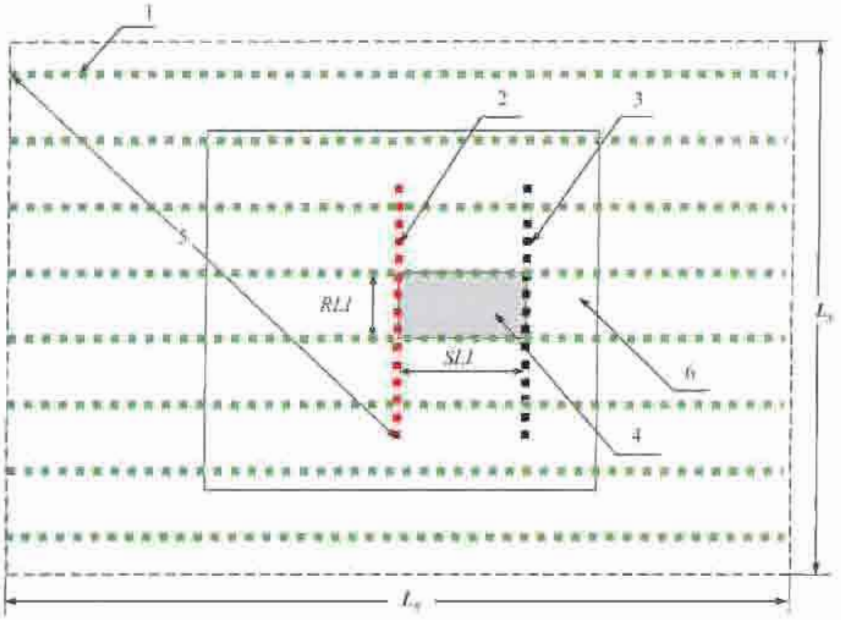


Рис. 20.4. Группа сейсмоприемников (шаблон) размером L_x и L_y и соответствующие обозначения:
1 - приемный профиль (*ППП*) ; 2 - профиль расположения источников (*ППВ*), отрабатываемых при данном расположении шаблона; 3 - профиль расположения источников (*ППВ*), отрабатываемых при следующем положении шаблона;
4 - единичная клетка; 5 – максимальное удаление "источник - приемник" в шаблоне;
6 – область общих средних точек, получаемых при данном положении шаблона

каналов на приемной линии. Размер шаблона определяется величинами L_X и L_Y. Для равномерного покрытия участка съемки общими средними точками с заданной кратностью группа сейсмоприемников должна перемещаться на площади по специальной технологии либо с "***перекрытием линий приема***", либо с "***перекрытием линий источников***".

Единичной ячейкой (***unit cell***) - ***клеткой*** (рис.20.5) - принято называть участок съемки, ограниченный двумя соседними профилями расположения источников и двумя соседними приемными профилями.

Максимальное расстояние ***"источник – приемник"*** X_{max} зависит от размеров группы сейсмоприемников и от вида применяемой системы наблюдений. Для *фланговых систем* наблюдений оно равно *длине* диагонали группы сейсмоприемников. Численное значение величины X_{max} выбирается в зависимости от требуемой глубины исследований в данном геологическом разрезе.

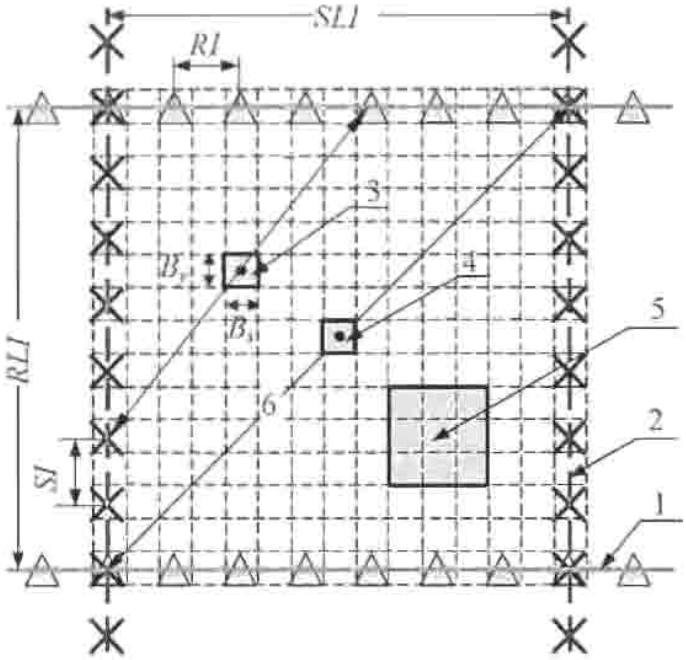


Рис. 20.5. Условные обозначения, относящиеся к единичной клетке размером *SLI* и *RLI*:
1 – линии пунктов приема *ЛПП*;
2 – линии пунктов возбуждения;
3 – один из бинов в клетке;
4 - центральный бин в клетке;
5 - группа бинов - супербин;
6 – наибольший минимальный вынос X_{min}

Наибольший минимальный вынос X_{min} – это максимальное расстояние от источника до приемника в единичной клетке. Линия, соответствующая этому расстоянию, проходит через общую среднюю точку в центре единичной ячейки. Данный параметр X_{min} системы наблюдений определяется (контролируется) глубиной залегания самого неглубоко залегающего опорного отражающего горизонта.

При проектировании регулярных площадных систем в целях получения количественных оценок степени равномерности покрытия всей площади исследований общими средними точками, широко используется понятие ***бина*** (рис.20.5). ***Бином*** обычно называют прямоугольный участок площади съемки, имеющий по осям *OX* и *OY* соответственно размеры

$$B_x = m * (SI/2) = m * (\Delta x/2); \quad B_y = n * (RI/2) = n * (\Delta y/2), \tag{20.1}$$

где *m* и *n* – *целые* числа, больше или равные единице. Все средние точки, которые попадают во внутрь этого участка (бина), считаются принадлежащими одной и той же *общей средней точке* – ОСТ. Количество попавших общих средних точек в любой заданный бин принято называть ***кратностью наблюдений - fold***. Размер бина определяют исходя из целей разведки, требуемой пространственной разрешенности съемки и экономических соображений. Обычно используют прямоугольные (квадратные) бины с размером сторон от 25 до 200 м. Наиболее часто используются бины размером 25*50 м или 50*50 м. В отдельных случаях в процессе обработки группу соседних бинов объединяют в один бин больших размеров, который принято называть ***супербином.***

Апертурой (площадью) миграции (migration apron) называют дополнительный участок, который добавляется к основной площади съемки для обеспечения проведения качественной трехмерной миграции. Зона набора кратности и площадь миграции могут частично перекрываться. Их взаимное положение на площади съемки показано на рис.20.6.

Зоной набора кратности (fold taper – клин кратности) принято называть дополнительную полосу по границам участка исследований, которую нужно добавить к участку съемки, чтобы получить полную проектную кратность наблюдений в границах съемки.

Полосой (swath) называют участок съемки, образованный передвижением шаблона в направлении ***in-line*** или ***cross-line*** в границах площади съемки. Количество полос, подлежащих отработке, определяется размером участка в направлении, перпендикулярном направлению передвижения шаблона. Длина полосы

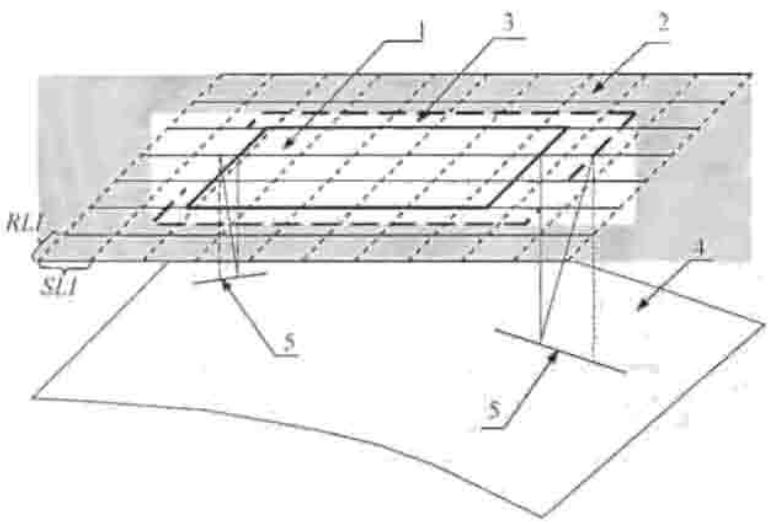


Рис. 20.6. Схема, поясняющая взаимное соответствие различных областей съемки:
1 – основная площадь съемки;
2 – область набора кратности;
3 – область, обеспечивающая качественное выполнение процедур миграции;
4 – отражающая граница;
5 – линии падения отражающей границы

равна размеру участка в направлении передвижения шаблона.

Плотность пунктов возбуждения (*SD – source density*) - это число *ПВ*, приходящихся на один квадратный километр съемки. Зависит от величин *SLI* и *SI*. В значительной мере определяет кратность съемки и, как следствие, стоимость работ.

20.3. Теоретические основы проектирования регулярных систем наблюдений 3D

Основой для проектирования любой системы наблюдений является *геологическое задание* на работы, исходные сведения о физико-географических условиях проведения работ на данной местности и предварительная информация о глубинном строении изучаемого объекта. При этом, разумеется, всегда приходится учитывать реально выделяемые сроки проведения работ и имеющиеся финансовые ресурсы. В настоящее время создано много различных программных продуктов, позволяющих по некоторым задаваемым исходным *входным параметрам системы* наблюдений получать данные для фактического выполнения сейсморазведочных работ в конкретной местности. Обычно в геологическом задании могут быть указаны в качестве ориентиров для проектирования площадной системы наблюдений следующие входные параметры:

- кратность существующих съемок 2D хорошего качества на исследуемой или смежной площади;
- наибольшие ожидаемые углы наклона отражающих границ;
- минимальные и максимальные глубины всех интересующих заказчика целевых горизонтов;
- сведения об интервальных и пластовых скоростях в изучаемом разрезе;
- размеры искомых объектов по горизонтали.

Эти сведения в процессе проектирования сейсморазведочных работ должны послужить основой для расчета конкретных элементов регулярной сети наблюдений. На основе расчетов (моделирование путем перебора возможных вариантов) выбирается оптимальная схема наблюдений и ее параметры:

- ориентация линий возбуждения и приема;
- расстояния между линиями возбуждения и приема;
- количество необходимых активных сейсмических каналов и их распределение по линиям приема в группе сейсмоприемников;
- количество *ПВ* в линии возбуждения в расчете на одну расстановку приборов (группу сейсмоприемников);
- способ перекрытия при перемещении шаблона и направление перемещения шаблона.

Полученные элементы регулярной сети наблюдений должны быть *скорректированы* на базе информации *о физико-географических особенностях* территории предстоящих исследований. Для выполнения подобного рода компьютерных расчетов существует целый ряд программных продуктов (например, типа *"Мега"*, *"Пикет-3"* и др.), позволяющих достаточно быстро и эффективно получать исходные данные для выполнения полевых работ. Без использования компьютерных программ на производстве уже немыслимо представить процесс проектирования реальных систем наблюдений. Однако для того чтобы понимать суть выполняемых расчетов, необходимо уяснить причинно-следственную связь между исходными данными геологического задания и параметрами регулярных систем наблюдений. Это можно сделать только на примере выполнения и анализа результатов "ручного" подхода к проектированию системы наблюдений, который будет излагаться в последнем разделе данной главы.

На основании сложившегося опыта работ в сейсморазведке выработана определенная последовательность выполнения расчетов на этапе проектирования системы наблюдений:

- определение и учет ограничений на размер бина и принятие решения о форме и размере сторон бина;
- нахождение общего числа пунктов возбуждения на единицу площади (1км^2), обеспечивающих заданную кратность наблюдений при фиксированной канальности регистрирующей аппаратуры;
- вычисление расстояния между линиями возбуждения;
- нахождение расстояния между линиями приема;
- проверка выполнимости ограничений на величину минимального и максимального удалений *"источник-приемник"* для принятых окончательных величин расстояний между линиями приема и возбуждения;
- расчет и выбор размеров дополнительной зоны регистрации для обеспечения качественного выполнения процедур миграции;
- составление плана перемещения расстановки сейсмоприемников по площади исследования;
- разработка последовательности перемещения расстановки сейсмоприемников по площади исследования с учетом реальных возможностей по размещению пунктов возбуждения на местности;
- расчет и изображение ряда графиков, характеризующих распределение количественных показателей выбранной системы наблюдений (кратности, азимутов, удалений и др.).

При проектировании наземных площадных сейсморазведочных работ, как правило, в качестве основы выбирают сеть *взаимно перпендикулярных линий*. Приемные профили рекомендуется ориентировать вкрест

простирания изучаемых структур, например широтно, а профили возбуждения в этом случае располагают с юга на север. Такое расположение линий облегчает разбивку системы профилей и легко позволяет организовать полевые сейсморазведочные работы по конвейерной технологии. Полевую отработку площади исследований–*перемещение группы сейсмоприемников* - обычно осуществляют одним из *двух способов*.

В *первом способе* ведения полевых работ перемещение группы сейсмоприемников осуществляется вдоль профилей приема колебаний при ширине полосы регистрации L_y. В этом случае, под полосой наблюдений понимается полоса (ширина) участка съемки, по которой происходит регистрация результатов работы всех пунктов возбуждения колебаний без какого-либо перемещения группы сейсмоприемников в направлении профилей возбуждения.

Во *втором способе* наблюдений перемещение группы сейсмоприемников проводится вдоль профилей возбуждения с шириной полосы регистрации L_x. В данном случае, под полосой понимается ширина участка, по которому происходит регистрация работы пунктов возбуждения без какого-либо перемещения в направлении, перпендикулярном профилям возбуждения. Для обеспечения равномерной кратности по площади съемки в первом случае мы вынуждены осуществлять наблюдения по технологии "***с перекрытием линий приема***" (рис.20.7). Во втором случае работы проводятся по технологии "***с перекрытием линий возбуждения***" (рис.20.8). На практике чаще всего используется первый вариант отработки площади, которой далее и будет взят за основу для рассмотрения.

Кратность наблюдений является важнейшим технико-экономическим параметром проектируемых работ. Кратность суммирования (кратность прослеживания сейсмических горизонтов) – это количество суммируемых в одну полевых сейсмических трасс, каждая из которых обусловлена регистрацией сейсмической энергии волны, отразившейся от некоторой области сейсмической границы, горизонтальная проекция центра которой на плоскость наблюдений совпадает с координатами центра данного бина. Размер бина определяет, при прочих равных условиях, величину кратности наблюдений: чем больше размер бина, тем проще и легче может быть достигнута более высокая кратность. Однако чем больше размер бина, тем хуже (ниже) ***пространственная (горизонтальная) разрешенность*** сейсмической съемки. Кроме того, величина кратности наблюдений контролирует на итоговом временном разрезе отношение *сигнал/помеха*: чем выше кратность, тем выше *динамическая выразительность временного разреза*. Чрезмерное увеличение кратности или уменьшение размеров бина непременно приводит к резкому *удорожанию* полевых работ. Поиск разумного компромисса в этом вопросе – главная задача этапа проектирования сейсморазведочных работ.

Практика проведения сейсморазведочных работ 3D за рубежом свидетельствует о том, что в большинстве случаев для *предварительной оценки величины возможной кратности* работ можно руководствоваться следующим простым соотношением

$$Fold_{3D} = (0.5 - 1.0) * Fold_{2D}, \qquad (20.2)$$

где - $Fold_{2D}$ - кратность профильных сейсморазведочных работ по технологии 2D хорошего качества в изучаемом или соседнем районе.

Если исходить из очевидного факта, что каждый *ПВ* создает столько средних точек, сколько имеется регистрирующих каналов, то, как легко вывести, одним из ***основных уравнений***, связывающим кратность съемки с рядом других параметров системы наблюдений, следует считать взаимосвязь

$$Fold_{3D} = SD * NC * B_x * B_y * 10^{-6}, \qquad (20.3)$$

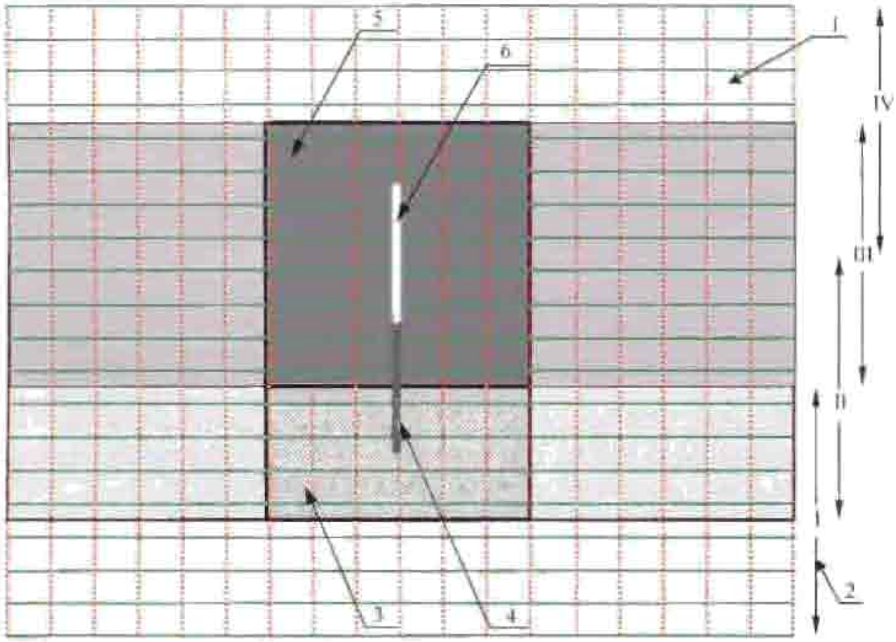


Рис. 20.7. Схема, иллюстрирующая организацию полевых работ по технологии "с перекрытием линий приема" для группы сейсмоприемников с 8-ю приемными линиями:
1 - участок работ;
2 - номера отрабатываемых полос; 3 - текущее положение шаблона во второй полосе;
4 - положение линии пунктов возбуждения для рассматриваемого шаблона;
5 - положение шаблона в следующей отрабатываемой полосе;
6 - положение линии возбуждения в шаблоне в следующей отрабатываемой полосе

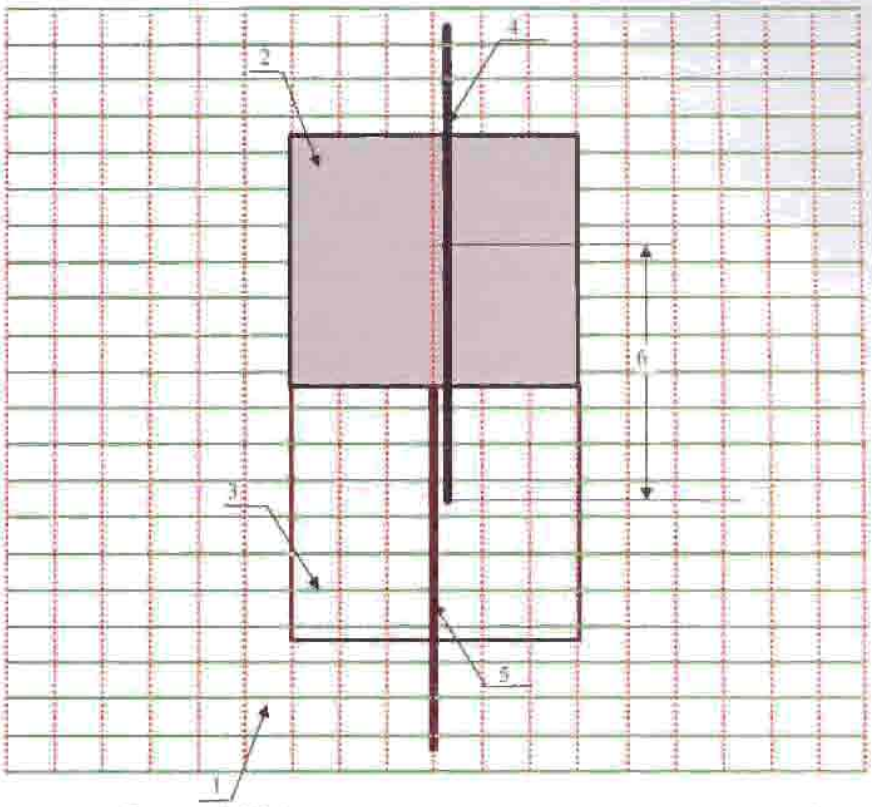


Рис. 20.8. Схема, поясняющая процесс выполнения полевых работ по технологии "с перекрытием линий пунктов возбуждения":
1 – площадь исследований;
2 и 3 – положение двух смежных групп сейсмоприемников-шаблонов;
4 – положение линии источников при отработке шаблона 2;
5 – положение линии возбуждения при отработке шаблона 3;
6 – область перекрытия источников

где SD–плотность пунктов возбуждения на 1 км^2, NC–количество *активных* сейсмических каналов используемой аппаратуры, B_X и B_Y – соответственно размер используемого бина по координатным осям OX и OY (в направлении ***in-line*** и ***cross-line*** соответственно). Из этой формулы легко получить ***второе основание*** *уравнение теории проектирования* регулярных систем наблюдений 3D-формулу для определения интервала между профилями возбуждения

$$SLI = (NC * B_X * B_Y) / (Fold_{3D} * SI). \qquad (20.4)$$

Ключевым понятием в вопросе кратности работ 3D является представление о способе ее формирования. Из очевидных представлений о кратности работ 3D следует, что она может быть сформирована путем *суперпозиции* (*перекрытия*) кратностей наблюдений по двум взаимно перпендикулярным направлениям – обычной (линейной) кратности по оси OX - $Fold_X$ и по оси OY - $Fold_Y$

$$Fold_{3D} = Fold_X * Fold_Y. \qquad (20.5)$$

Кратность в направлении *приемных профилей* (при ортогональной сети прямолинейных профилей) определяется точно так же, как и для двумерных профильных съемок. Она может быть определена по следующей формуле

$$Fold_X = (RI * N_X) / (2 * SLI) = L_X / (2 * SLI), \qquad (20.6)$$

где L_X – размер группы сейсмоприемников в направлении оси OX; RI – расстояние между приемными каналами; N_X – число активных каналов в одной приемной линии; SLI – расстояние между линиями источников. При этом всегда следует помнить, что это справедливо при условии, что число пунктов возбуждения (линий возбуждения) на линии наблюдения всегда *меньше*, чем *число приемных каналов*.

Поскольку в реально используемых на практике системах наблюдений число приемных сейсмических каналов в *направлении линий возбуждения*, как правило, *меньше* числа пунктов возбуждения в этом же направлении, то при расчете соответствующей кратности этот факт непременно следует учитывать. По этой причине кратность в направлении *линий возбуждения* в этом случае может быть рассчитана по следующей формуле:

$$Fold_Y = L_Y / (2 * RLI) = N_Y / 2, \qquad (20.7)$$

где L_Y – число приемных линий в направлении оси OY.

Используя приведенные выше формулы, можно получить следующее выражение для полной кратности съемки 3D

$$Fold_{3D} = (L_X / (2 * SLI)) * (L_Y / (2 * RLI)) = (L_X * L_Y) / (4 * SLI * RLI). \qquad (20.8)$$

Из полученного выражения следует, что полная кратность съемки 3D равна отношению площади группы сейсмоприемников, поделенной на *четыре площади единичной ячейки* – клетки сети наблюдений.

Изложенный подход к расчету кратности по осям OX и OY справедлив для случая, когда наблюдения проводятся по технологии ***"с перекрытием линий приема"***. В случае работ по технологии ***"с перекрытием линий возбуждения"*** меняется только подход к определению кратности $Fold_Y$ по оси OY. При правильно выбранной длине линии возбуждения и числе их пунктов кратность в направлении оси OY будет определяться не формулой (20.7), а следующим выражением

$$Fold_Y = N_Y. \qquad (20.9)$$

В этом случае число линий может быть и нечетным. Такие системы наблюдений, при прочих равных условиях, требуют большего количества пунктов возбуждения, но одновременно позволяют обходиться меньшим числом активных каналов сейсморегистрирующей системы.

Приведенные выше рассуждения и соотношения относятся к области полной кратности. При отработке площади съемки по технологии 3D, также, как и при профильных работах 2D, возникает проблема оценки размеров области набора и сброса кратности на краях участка исследований. Расчеты показывают, что ширина области набора кратности по оси OX может отличаться от ширины области набора кратности по оси OY. *Минимальные размеры* зон набора кратности (клина кратности) в направлении линий приема a_x и возбуждения a_y определяются, по аналогии с работами 2D, соответственно по следующим формулам

$$a_x = (Fold_x / 2 - 0.5) * SLI; \quad a_y = (Fold_y / 2 - 0.5) * RLI. \qquad (20.10)$$

Следует, однако, помнить, что размеры зон набора кратности, описываемые этими формулами, могут иметь место только при использовании фланговых систем наблюдений в каждом направлении. Для центральных систем наблюдений отмечаются другие закономерности.

Принципиально важным в проектировании системы наблюдений 3D является вопрос о *выборе размера бина*. При его решении приходится руководствоваться целым рядом взаимно противоречивых требований. Нахождение компромисса в этом вопросе возможно при учете следующих факторов:

- размер объектов поисков;
- временную (пространственно-временную) разрешенность последующих процедур суммирования по ОСТ при изучении наклонно-залегающих объектов;
- горизонтальную разрешенность сейсмического метода исследований;
- формальные аналитические взаимосвязи размеров бина и других параметров съемки;
- экономические и организационно-технические условия проведения работ.

Строгого формализованного метода нахождения оптимального решения этой задачи не существует. Имеющиеся *программные средства* проектирования систем наблюдений позволяют в рамках допустимых вариантов получить небольшое число приемлемых инженерных решений этой задачи. При отсутствии этих *программных средств* получение приемлемого решения возможно на базе использования существующих аналитических зависимостей, описывающих взаимосвязь основных параметров систем наблюдений. Для его реализации необходимо иметь правила выбора основных параметров системы наблюдений и взаимосвязь этих параметров с условиями геологического задания на проектирование.

Размер объектов поисков играет решающую роль в определении параметров бина. На основе опыта работ принято считать, что искомый объект может быть обнаружен, если он на профиле любого направления будет отражаться как минимум на *двух или трех трассах* временного разреза. Это означает, что в кубе сейсмических данных этот объект может быть уже замечен на четырех – девяти трассах. Из этого требования вытекает первое условие, налагаемое на максимальный размер бина

$$\mathrm{Max}(B_X, B_Y) \le (\text{минимальный размер объекта поисков}) / 3. \qquad (20.11)$$

Рассмотрим вопрос о разрешенности итоговой сейсмической записи при суммировании совокупности трасс ОСТ, соответствующих *разным частям одного и того же бина*. Самый крайний случай здесь – положение сейсмических трасс, соответствующих траекториям нормальных сейсмических лучей (после введения кинематических поправок), отстоящие друг от друга на размер бина (рис.20.9). Пока длина траекторий сейсмических лучей, отразившихся от границы, отличается друг от друга менее чем на четверть длины волны, суммирование таких трасс по всей площади бина будет практически синфазным. Это гарантирует получение хороших суммарных трасс ОСТ. Данное условие, как это следует из приведенного чертежа, можно записать аналитически в следующем виде

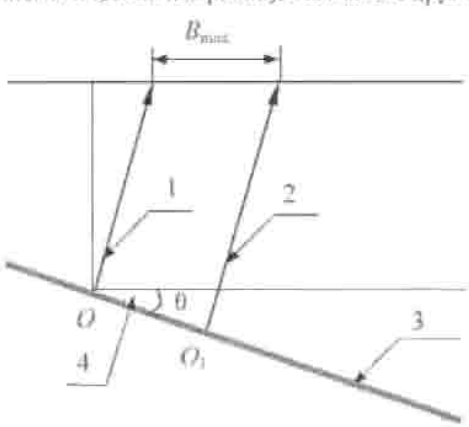


Рис. 20.9. Схема, поясняющая вывод формулы для определения максимального размера бина:
1, 2 – длины траекторий лучей в разных частях бина; 3 - отражающая граница; 4 – угол наклона отражающей границы

$$B_{\max} * \sin\theta \le \lambda / 4. \qquad (20.12)$$

Выражая в этой формуле длину волны через скорость и частоту колебаний, получим следующее условие, накладываемое на максимальный размер бина

$$B_{\max} \le V / (4 * f_{вид} * \sin\theta). \qquad (20.13)$$

В этой формуле для сред с медленно меняющейся средней скоростью принимается: V–средняя скорость до отражающей границы; $f_{вид}$ – *преобладающая* (видимая) частота сейсмической записи; θ – максимальный угол наклона изучаемых отражающих границ. Для геологических разрезов с резкой скоростной дифференциацией слоев, под скоростью в приведенной формуле понимается пластовая (интервальная) скорость $V_{инт}$ в слое, лежащем *над изучаемым отражающим горизонтом*, а под частотой –

максимальная частота f_{max} в спектре регистрируемого колебания. Представление о максимально допустимых размерах бинов для некоторых условий регистрации можно получить по данным, приводимым в табл.20.3. Пластовая скорость в этих расчетах принята 3000 м/с.

Таблица 20.3

Предельные размеры бина (в метрах)

Наклон границы, град	Частота в герцах						
	40	50	60	70	80	90	100
5	215	172	143	123	108	96	86
10	108	86	72	62	54	48	43
15	72	58	48	41	36	32	29
20	55	44	37	31	27	24	22
25	44	35	30	25	22	20	18
30	38	30	25	21	19	17	15
35	33	26	22	19	16	15	13
40	29	23	19	17	15	13	12
45	27	21	18	15	13	12	11

Как известно, без применения специальных видов обработки зарегистрированной сейсмической информации горизонтальная разрешающая способность сейсмического метода примерно соответствует радиусу первой зоны ***Френеля.*** Это в обычных условиях составляет достаточно большую величину. Однако после выполнения в процессе обработки процедуры специальной процедуры - *миграции* - горизонтальная разрешающая способность сейсмического метода существенно повышается и может достигать от половины до четверти длины преобладающей волны. Эта оценка предельно достижимой величины разрешения, как правило, и используется для оценки интервала возможных размеров бина

$$V / (4 * f_{вид}) \le B_{max} \le V / (2 * f_{вид}). \qquad (20.14)$$

Выбор размера бина заметно меньше левой границы неравенства приводит к избыточной пространственной дискретизации и не дает дополнительной информации. Наоборот, выбор размера бина существенно больше правой границы приведенного неравенства ведет к появлению зеркальных пространственных частот, что способствует пропуску важной геологической информации. Суммируя все сказанное выше, можно утверждать, что при выборе размера бина следует искать разумный компромисс на базе учета следующих трех различных условий, представленных в табл.20.4.

Таблица 20.4

Критерии выбора максимального размера бина для съемки *3D*

Критерий выбора	Размер бина
Размер объекта поиска	< (1/3) *минимальный размер объекта поиска
Временная разрешенность записи	$< V / (4 * f * \sin\theta)$
Горизонтальная разрешенность записи	$V / (4 * f_{вид}) < B_{max} < V / (2 * f_{вид})$.

Расстояния между профилями приема и возбуждения упругих колебаний решающим образом влияют не только на производительность работ, но и на качество прослеживаемости в разрезе всех сейсмических границ. Рассмотрим необходимые условия, обеспечивающие уверенную регистрацию самого неглубоко залегающего сейсмического горизонта, представляющего разведочный интерес. Для того чтобы набор сейсмических трасс, относящихся к каждому бину, содержал бы информацию, достаточную для уверенного прослеживания *неглубоко залегающего опорного сейсмического горизонта*, необходимо выдержать определенное условие по величине параметра X_{min} -минимального расстояния *"источник-приемник"*. Это расстояние должно позволять уверенно регистрировать докритические отраженные волны от опорного сейсмического горизонта с глубиной залегания Z_{min}.

Таким предельно боль ющее
следующему условию

$$X_{min} \le (1.0 - 1.2) * Z_{min} \quad (20.15)$$

Чем надежнее мы хотим проследить этот сейсмический горизонт, тем меньшее значение X_{min} следует выбирать. Для рассматриваемой системы наблюдений величина X_{min} в самом худшем случае определяется размером единичной клетки шаблона (смотри рис.20.7). Поэтому расстояния между профилями приема и возбуждения упругих колебаний должны удовлетворять следующему неравенству

$$(SLF + RLF)^{1/2} = X_{min} \le (1.0 - 1.2)\, Z_{min} \quad (20.16)$$

В целях уменьшения числа сейсмических лучей, имеющих повторяющиеся траектории, профили возбуждения и приема в точках их пересечения обычно смещают на размер бина, то есть на половину шага между пунктами возбуждения или приема (рис.20.10). В этом случае выше приведенная формула обычно заменяется следующей

$$((SLI - 0.5\,SI)^2 + (RLI - 0.5\,RI)^2)^{1/2} = X_{min} \le (1.0 - 1.2)\, Z_{min} \quad (20.17)$$

Для обеспечения необходимой *глубинности* исследований проектируемой съемкой 3D важно выполнение еще одного условия: система наблюдений должна обеспечивать получение неискаженных записей сейсмических трасс от наиболее глубоко залегающих целевых сейсмических горизонтов. Это будет возможным, если размеры регистрирующей расстановки будут таковы, что размер X_{max} максимального удаления "*источник - приемник*" будет определенным образом согласовываться с изучаемыми глубинами залегания этих горизонтов. Расстояние X_{max}, с одной стороны, должно быть возможно большим, чтобы обеспечить уверенное проведение скоростного анализа до целевых горизонтов. С другой стороны, это расстояние должно быть таким, чтобы исключалась возможность регистрации либо головных волн, либо закритических отраженных волн. Конечно, полученные на чрезмерно больших удалениях трассы можно просто проигнорировать (обнулить) в процессе обработки. Однако это ведет к неоправданным временным и финансовым затратам. Поэтому принято считать, что приемлемые проектные решения получаются в том случае, если максимальное расстояние X_{max} и наибольшая глубина залегания целевого горизонта $Z_{цели}$ связаны следующим соотношением

$$(0.75 - 0.85) * Z_{цели} \le X_{max} \le (1.0 - 1.2) * Z_{цели} \quad (20.18)$$

Величина X_{max} для *фланговых систем наблюдений* определяется как диагональ группы сейсмоприемников

$$X_{max} = (L^2_x + L^2_y)^{1/2}. \quad (20.19)$$

Для *центральных симметричных систем* наблюдений величина X_{max} определяется по формуле

$$X_{max} = (L^2_x/4 + L^2_y)^{1/2}. \quad (20.20)$$

В случае если при выбранных размерах группы сейсмоприемников реализация больших удалений при центральном расположении линии возбуждения затруднена, то для обеспечения возможности получения трасс при больших значениях X_{max} применяют параллельное смещение линии возбуждения относительно центров линий приема (переходят на использование несимметричных центральных систем).

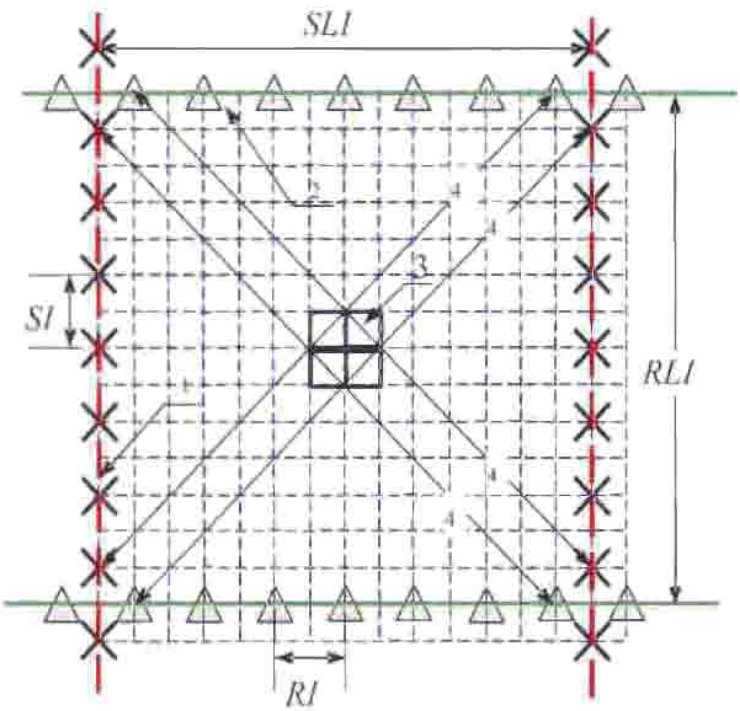


Рис. 20.10. Схема взаимного расположения профилей возбуждения и приема со смещением на половину расстояния между точками наблюдения, обеспечивающая уменьшение дублирования одинаковых удалений в центре клетки:
1 - линия приема;
2 - линия пунктов возбуждения;
3 - четыре центральных бина;
4 - минимальные максимальные удаления X_{min}

Для выполнения процедур трехмерной миграции на всех трассах участка исследований необходимы дополнительные трассы полноценной кратности по всему контуру участка исследований. Этот размер *дополнительной апертуры (площади миграции* (***migration apron***) должен превышать любую из ниже приводимых величин:

- радиус первой зоны ***Френеля:***

- вероятную

целевого горизонта,

- возможную величину смещения наклонно залегающего элемента отражающей границы на глубине целевого горизонта в процессе выполнения процедур миграции.

Размер радиуса зоны ***Френеля*** для отраженной волны определяется по известной формуле

$$R_f = (1/2) * V_{сред} * (t_0 / f_{вид})^{1/2} , \qquad (20.21)$$

где $V_{сред}$ –средняя скорость до отражающего горизонта; t_0 – время регистрации отражающего горизонта; $f_{вид}$ – *видимая (доминирующая) частота отражения.*

Верхнюю ширину зоны регистрации дифрагированных волн от объектов, залегающих на глубине целевого горизонта, принято оценивать по эмпирически выбранному предельному углу рассеивания дифрагированных волн 30° и глубине залегания дифрагирующих объектов $Z_{цели}$ по формуле

$$R_{дифр.} = Z_{отр.гор.} * \operatorname{tg}(30^\circ) = 0.58 * Z_{отр.гор} . \qquad (20.22)$$

Предельно допустимая *величина смещения* наклонно залегающего элемента отражающей границы на глубине целевого горизонта может быть оценена по формуле, аналогичной выше приведенной, однако теперь вместо угла 30° должен браться реальный максимальный угол наклона целевого горизонта

$$R_{накл.} = Z_{отр.гор.} * \operatorname{tg}\theta , \qquad (20.23)$$

где θ – угол наклона изучаемых сейсмических границ. С учетом сказанного, в качестве *желательной (предпочтительной)* ширины наращиваемой полосы участка для выполнения миграции выбирается величина $R_{мигр.}$, которая равна наибольшему значению из трех выше приведенных величин

$$R_{мигр.} = \max (R_f , R_{дифр} , R_{наклон}) . \qquad (20.24)$$

В качестве *минимально необходимой* величины зоны дополнительного наращивания площади исследований может быть использована величина $R_{мигр.}$, равная сумме радиуса зоны ***Френеля*** и размера зоны набора кратности:

$$R_{мигр.} = R_f + (a_x \text{ или } a_y) . \qquad (20.25)$$

Кроме сформулированных выше количественных ограничений на выбираемые параметры съемки 3D следует учитывать еще целый ряд дополнительных условий, которые не поддаются простому формализованному описанию в виде каких-либо формул или неравенств. Прежде всего, это касается характера ***распределения кратности наблюдений по площади исследований.*** Выбранные параметры системы наблюдений не только должны обеспечивать достижение заданной проектной кратности, но и создавать на всей площади, подлежащей обработке, максимально *равномерное распределение кратности* по всем бинам.

Для достижения *равномерного распределения параметра кратности* по участку работ, прежде всего, следует придерживаться условия: кратность в направлениях ***in-line*** и ***cross-line*** (формулы (20.5) и (20.6) соответственно) должна быть выражена *целыми числами*. Это означает, что *число линий приема* в шаблоне в системах наблюдений ***"с перекрытием линий приема"*** всегда должно быть ***четным.*** Кроме того, длина линий приема должна обязательно быть кратной расстоянию между линиями возбуждения. Несоблюдение этих двух условий приведет к тому, что кратность вдоль соответствующих направлений будет периодически меняться. Возникнет эффект неравномерной (полосчатой) кратности. Это может привести к тому, что суммарные трассы итоговых временных разрезов будут иметь различную кратность, а, следовательно, иметь различную информативность. Поэтому одним из важнейших оценочных документов, подтверждающих правильность выбранных параметров запроектированной съемки, является графическое изображение степени однородности кратности для участка съемки - схема кратности участка работ.

Вторым важным критерием качества принятого проектного решения является оценка для каждого бина распределения азимутов (*направлений подхода*) сейсмических лучей. С этой точки зрения все группы сейсмоприемников делятся на *полиномерные* (***full range*** 3D) и *неполиномерные системы наблюдений. Полиномерные системы* – это такие группы сейсмоприемников, у которых азимуты подхода лучей в пределах каждого бина имеют *распределение, близкое к круговому* (360°). По определению, такими регулярными группами могут быть только группы, в которых используются центральные системы наблюдений. Эти группы в зависимости от величины ***характеристического отношения*** A подразделяются на ***узкоазимутальные*** и ***широкоазимутальные. Характеристическое отношение*** *A* определяется как отношение размера группы сейсмоприемников L_y в направлении ***cross – line*** к размеру группы L_x в направлении ***in – line:***

$$A = L_y / L_x . \qquad (20.26)$$

Узкоазимутальной группу сейсмоприемников называют в том случае, если ее характеристическое отношение A меньше величины 0.5. Группы сейсмоприемников с характеристическим отношением больше 0.5 принято считать ***широкоазимутальными.***

Для разведки объектов с субгоризонтальным залеганием границ раздела распределение азимутов подхода сейсмических лучей в пределах бинов особого значения не имеет. В тех же случаях, когда изучаются сложно построенные объекты с большими углами наклона границ, диапазон азимутов подхода лучей должен иметь широкий

спектр. От его величины зависит степень сейсмической освещенности наклонных элементов изучаемого объекта. При распределении азимутов подхода сейсмических лучей в узком диапазоне значений ($A < 0.5$) возникают трудности в выявлении изменений в геологической среде, зависящих от азимутов подхода сейсмических лучей. Эти изменения, например, могут быть обусловлены анизотропией пород или наличием значительных пространственных локальных скоростных неоднородностей с большими углами наклона. ***Узкоазимутальные*** группы сейсмоприемников имеют более равномерное (по сравнению с ***широкоазимутальными***) распределение удалений "*источник - приемник*", что благоприятствует использованию этих данных для выполнения *AVO*-анализа. ***Широкоазимутальные*** установки лучше подходят для выполнения скоростного анализа, борьбы с кратными отраженными волнами и дают более объективное пространственное освещение разреза. Для наглядности изображения характера распределения азимутов подхода сейсмических лучей в принятом проектном решении строятся *лучевые схемы распределений азимутов.*

Еще одними важными качественными характеристиками принятой системы наблюдений являются материалы, характеризующие величину удалений "*источник – приемник*" для каждого бина. Всегда следует добиваться того, чтобы распределение удалений "*источник – приемник*" было максимально равномерным (в спектре расстояний должны равновероятно присутствовать удаления разной величины); это существенно повышает надежность определения скоростей суммирования, а также улучшает характеристику суммирования по ОСТ, что в итоге повышает эффективность подавления кратных волн.

Для наглядного представления количественных характеристик выбранной системы полевых наблюдений обычно в проекте принято, как правило, приводить в цветном изображении следующие графические материалы, дающие весьма объективное и наглядное представление о распределении названных параметров, как по площади исследований, так и по группам бинов:

- схему расположения профилей возбуждения и приема для всей площади исследований;
- схему взаимного расположения линий приема и возбуждения в укрупненном масштабе;
- распределение кратности по площади исследований;
- схему распределения минимальных удалений в единичной клетке;
- схему распределения всех удалений по бинам для типичной единичной клетки сети наблюдений;
- схему распределения азимутов подхода сейсмических лучей в бинах для типичной единичной клетки.

В целях систематизации сказанного все выше приведенные требования физического и геологического характера к исходным параметрам конкретной системы наблюдений можно свести в табл.20.5

Таблица 20.5

Исходные параметры для проектирования и ограничительные условия

Исходные параметры для проектирования	Ограничительные условия и расчетные формулы
1. Кратность, $Fold_{2D}$	Определяется по материалам ***2D*** съемки: 1.1. $Fold_{3D} = (0.5 - 1.0)\ Fold_{2D}$ 1.2. $Fold_{3D} = Fold_x * Fold_y$, где: $Fold_x = ((RI) * (N_x)) / (2 * SLI) = L_x / (2 * SLI)$, $Fold_y = (n_p) / 2 = L_y / (2 * RLI)$
2. Максимальный размер бина B_{max} должен одновременно удовлетворять следующим условиям:	2.1. $\mathrm{Max}(B_x, B_y) < (\text{минимальный размер объекта поисков}) / 3$; 2.2. $\mathrm{Max}(B_x, B_y) < V / (4 f * \sin\theta)$ 2.3. $V / (4 * f_{max}) < \mathrm{Max}(B_x, B_y) < V / (2 * f_{min})$.
3. Наибольший минимальный вынос X_{min}	3.1. $(SLI^2 + RLI^2)^{1/2} = X_{min} = (1.0 - 1.2)\ Z_{min}$ 3.2. $((SLI - 0.5\ SI)^2 + (RLI - 0.5\ RI)^2)^{1/2} = X_{min} (1.0 - 1.2)\ Z_{min}$
4. Максимальный регистрируемый вынос X_{max}	4.1. $(0.75 - 0.85) * Z_{max} < X_{max} < (1.0 - 1.2) * Z_{max}$
5. Размер зоны набора кратности в направлении *in – line* и *cross – line* соответственно	5.1. $a_x = (((Fold_x) / 2) - 0.5)) * SLI$; 5.2. $a_y = (((Fold_y) / 2) - 0.5)) * RLI$.
6. Размер зоны миграции	6.1. $R_{мигр} = \mathrm{Max}(R_f, R_{диф}, R_{наил})$ 6.2. $R_{мигр} = R_f + (a_x$ или $a_y)$, где $R_f = (1/2) * V_{сред} * (t_0 / f_{доп})^{1/2}$, $R_{наил} = Z_{отр.гор} * \mathrm{tg}\theta$, $R_{диф} = Z_{отр.гор} * \mathrm{tg}(30^\circ) = 0.58 * Z_{отр.гор}$

По результатам плани
окончательный набор данных:

- площадь участка исследований;
- количество активных каналов регистрирующей системы;
- расстояние между сейсмоприемниками по линии наблюдений;
- расстояние между линиями приема;
- расстояние между пунктами возбуждения по линии возбуждения;
- расстояние между линиями возбуждения по линии приема;
- ориентация линий возбуждения и приема;
- полная кратность съемки;
- размеры бина;
- схема отработки площади;
- схема распределения кратности по площади (по бинам);
- схема распределения удалений "источник – приемник";
- схема распределения азимутов;
- тип источников возбуждения;
- общее количество пунктов возбуждения;
- общее количество пунктов приема;
- количество активных бинов;
- количество сейсмических трасс;
- длительность записи;
- шаг дискретизации;
- общее проектное число сейсмических слов.

По результатам проектирования с учетом всей полученной информации должен быть составлен *сценарий отработки* площади. Эти сценарии, называемые *скрипт–файлами* для телеметрических станций типа *I-O* и *SPS-файлами* для станций фирмы "*Sercel*", дают возможность ввода вывода информации из системы проектирования в сейсморазведочную станцию и обратно.

20.4. Современные системы наблюдений 3D в сейсморазведке

Сейсморазведочные работы по методике *3D* были, как уже упоминалось, начаты в середине 70-х годов прошлого века. В это время основным типом сейсморазведочных станций были линейные станции с весьма ограниченным (48 – 60) числом каналов. Поэтому на начальном этапе применения трехмерных систем наблюдений широкое распространение получили такие упрощенные системы наблюдения, которые позволяли в реальных условиях того времени выполнять сейсморазведочные работы по технологии *3D*. По мере накопления опыта работ с такими системами и получения признания их высокой результативности были предложены и приняты к опробованию достаточно сложные регулярные системы наблюдений. В настоящее время *регулярные площадные* системы наблюдений достаточно высокой сложности являются приоритетными в практике сейсморазведочных работ. Однако в некоторых случаях на практике применяются отдельные упрощенные модификации как *регулярных*, так и *нерегулярных* систем наблюдений. По этой причине знакомство с их структурой также представляет определенный интерес для геофизиков-сейсморазведчиков.

Регулярные системы наблюдений с использованием *прямолинейных* линий приема (*ЛПП*) и возбуждения (*ЛПВ*) с точки зрения их взаимного расположения можно организовать *тремя различными путями*.

Первый путь предусматривает взаимно ***ортогональное*** расположение *ЛПП* и *ЛПВ*. В основу систем такого рода положены крестовые расстановки. Системы наблюдений такого типа имеют наибольшее распространение в практике сейсморазведочных работ по технологии *3D*.

Второй путь предусматривает различные схемы ***параллельного*** расположения *ЛПП* и *ЛПВ*. Системы наблюдений, использующие такое взаимное расположение линий приема и возбуждения, принято называть системами полосовой регистрации (*swatch lines*). Некоторые варианты таких систем иногда называют системами широкого профиля.

Третий путь формирования систем наблюдений предусматривает ***неортогональное (наклонное)*** взаимное положение *ЛПП* и *ЛПВ*.

Каждый способ формирования систем наблюдений обладает рядом преимуществ и недостатков. Основные достоинства и недостатки систем того или иного вида, помимо организационно-технических факторов, определяются еще и характером распределения таких важных параметров, как распределение кратности, удалений X_{min} и X_{max}, азимутов подхода лучей, характеристическим отношением и др. для каждого бина.

Эти характеристики для каждой конкретной системы наблюдений можно, как правило, рассчитать только численно с использованием специальных систем проектирования. Все сказанное еще в большей мере относится к нерегулярным системам наблюдений, количество видов которых весьма велико.

Основным видом наиболее распространенных современных систем наблюдений в наземной сейсморазведке являются системы с ***ортогональной геометрией*** расположения *ЛПП* и *ЛПВ* – регулярные системы, созданные на основе крестовой расстановки. Их структура была рассмотрена в предыдущих частях данного раздела. В качестве иллюстрации на рис.20.11 приведены в графическом исполнении основные информационные материалы по такой системе наблюдений.

Однако, кроме рассмотренных выше систем наблюдений с ортогональной геометрией, существует еще большое количество и других достаточно оригинальных систем наблюдений этого типа, обладающих целым рядом положительных качеств.

Среди таких систем наблюдений, прежде всего, следует назвать системы, построенные по типу "***кирпичной кладки***". Структура таких систем наблюдений понятна из их названия (рис.20.12). Они разработаны для того, чтобы улучшить, по сравнению с обычной ортогональной системой наблюдений, распределение удалений. Особенно это хорошо заметно в узкоазимутальных группах сейсмоприемников для минимальных удалений X_{min}. В этом случае системы наблюдений типа "*кирпичная кладка*" позволяет, при прочих равных условиях, увеличить расстояние между приемными линиями без увеличения X_{min}.

Помимо приведенного простейшего варианта "кирпичной кладки" существуют еще схемы "*двойной кирпичной кладки*", "*тройной кирпичной кладки*" и, даже, "*четверной кирпичной кладка*" (рис.20.13). Данные виды систем наблюдений применяются при работах по схемам "*с перекрытием линий приема*". Поскольку в данных системах наблюдений осуществляется перекрытие *половины линий приема*, то вышеназванные

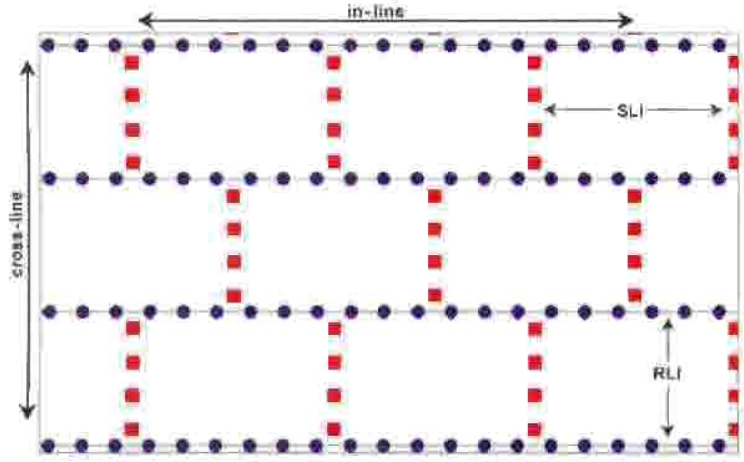


Рис. 20.12. Система наблюдений по регулярной ортогональной сети профилей типа "кирпичная кладка" (увеличенный масштаб):
■ (квадраты) - пункты возбуждения;
●— (кружки) - сейсмоприемники

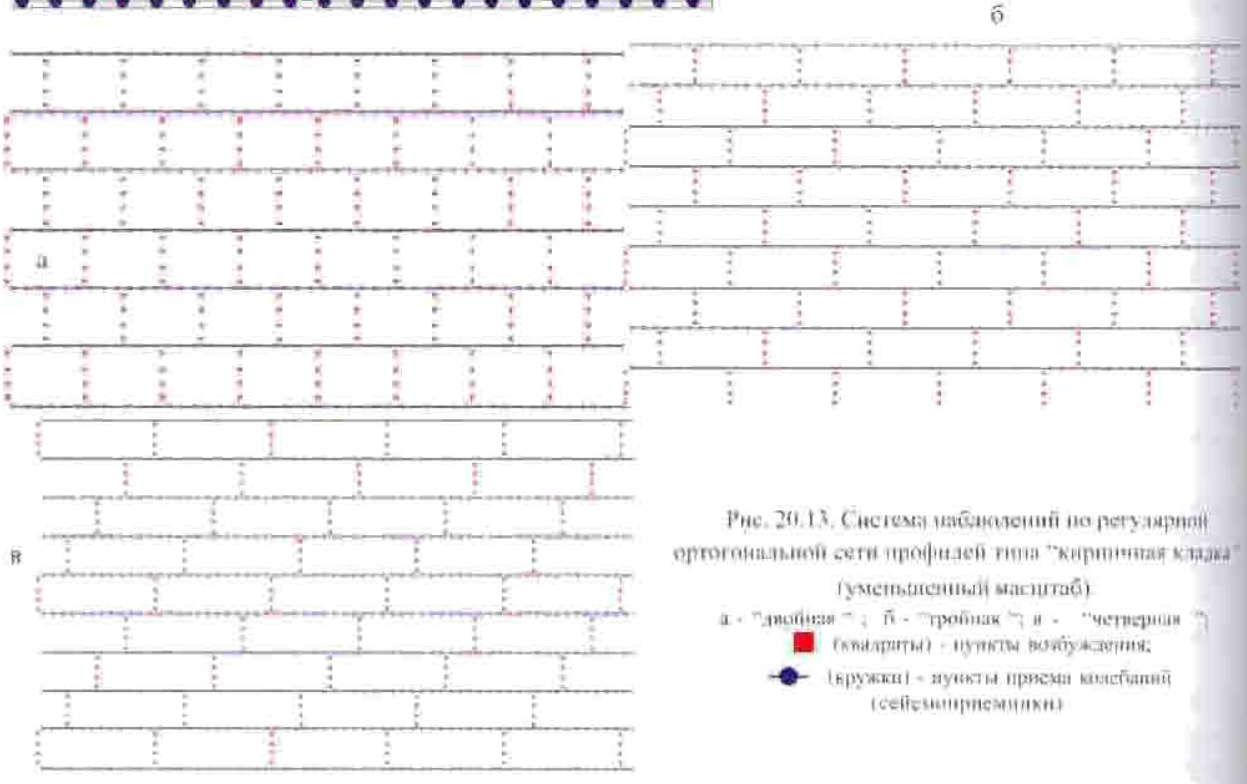
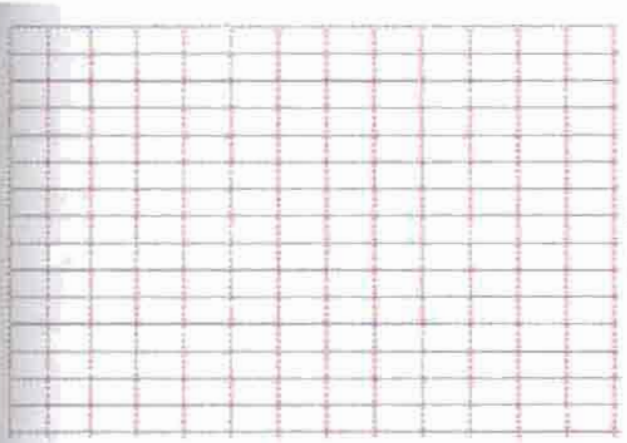
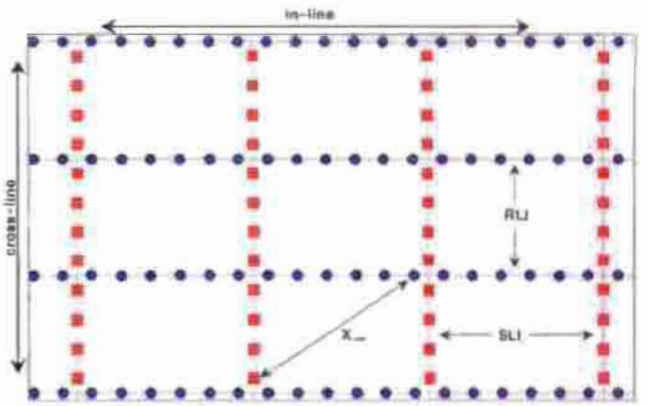


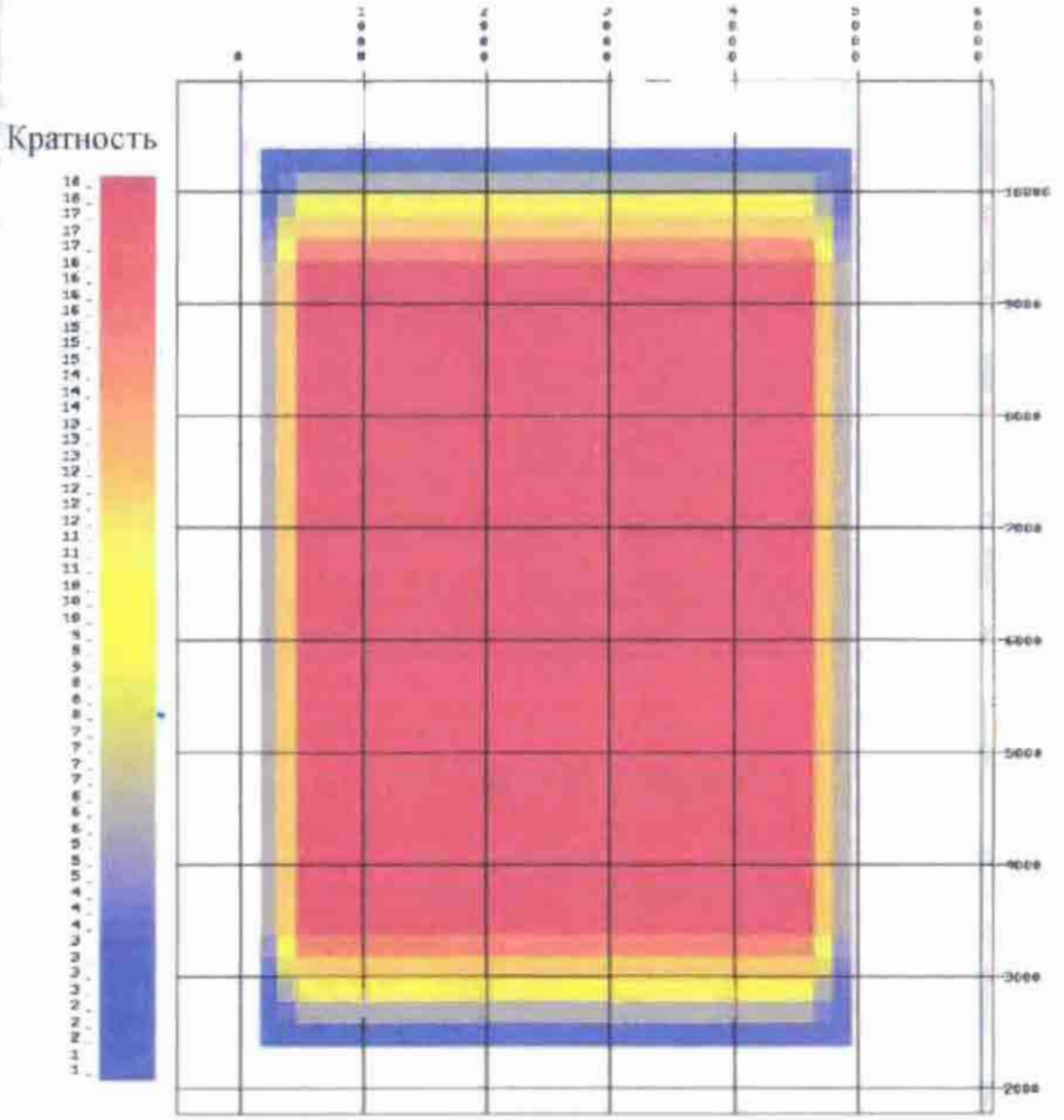
Рис. 20.13. Система наблюдений по регулярной ортогональной сети профилей типа "кирпичная кладка" (уменьшенный масштаб):
а - "двойная"; б - "тройная"; в - "четверная";
■ (квадраты) - пункты возбуждения;
●— (кружки) - пункты приема колебаний (сейсмоприемники)



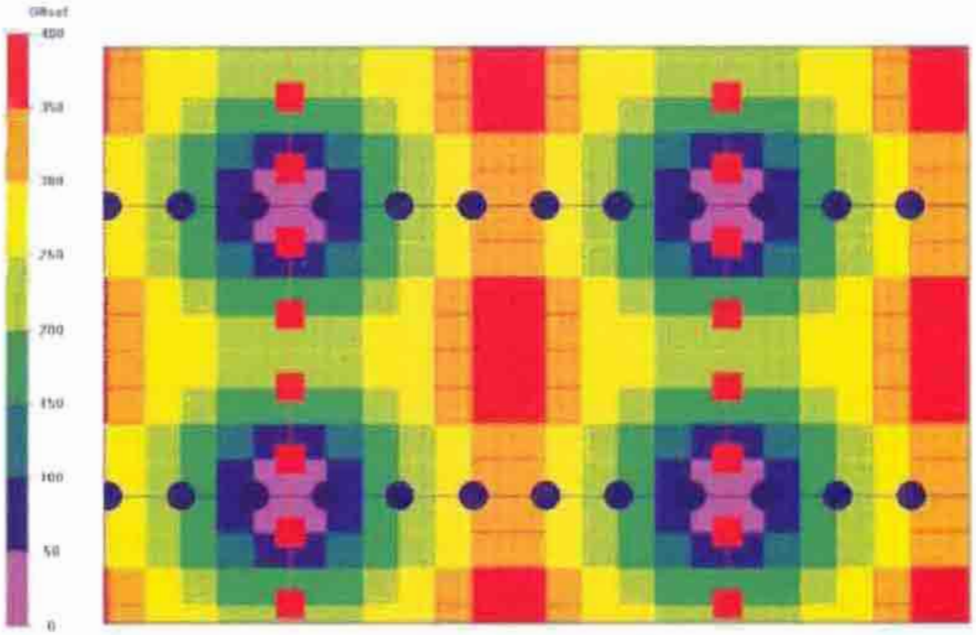
а



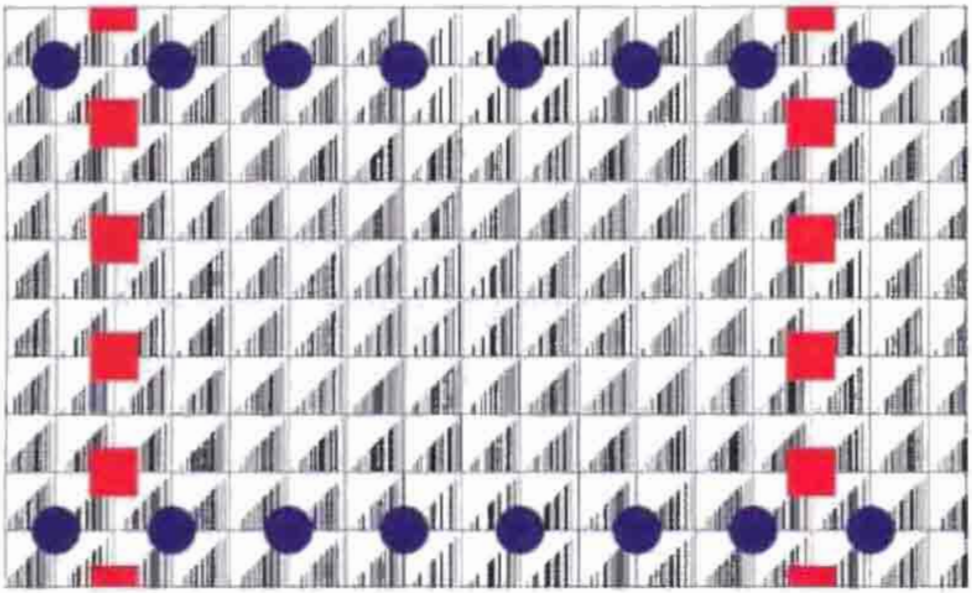
б



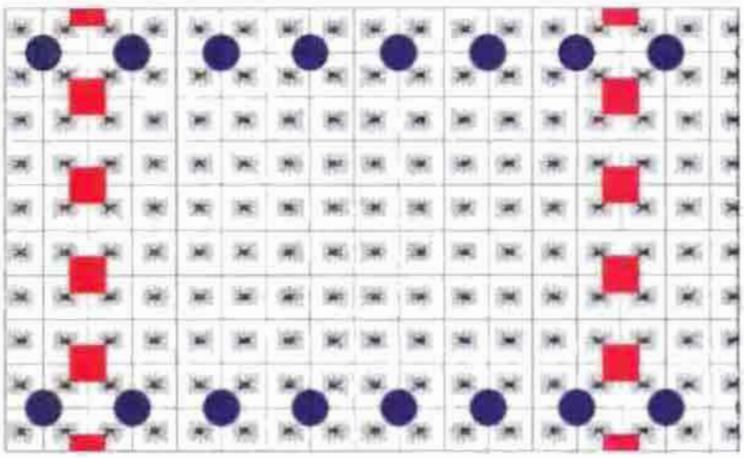
в



г



д



е

Рис. 20.11. Распределение количественных параметров регулярной ортогональной системы системы наблюдений:

а - изображение сети профилей в обзорном масштабе; б - изображение фрагмента сети наблюдений в укрупненном масштабе; в - распределение кратности наблюдений на площади исследований; г - распределение минимальных выносов X_{min}; д - распределение выносов внутри каждого бина для единичной клетки; е - распределение азимутов внутри каждого бина единичной клетки;

квадраты - пункты возбуждения;

кружки - сейсмоприемники

схемы относятся соответственно к группе сейсмоприемников, состоящих из четырех (рис.20.13, а), шести (рис.20.13, б) или восьми (рис.20.13, в) приемных линий. Как и обычная "*кирпичная кладка*", они заметно улучшают, в сравнении с обычной ортогональной схемой наблюдений ("*неправильной* кирпичной кладкой"), характер распределения азимутов подхода лучей и удалений "источник - приемник".

К общим недостаткам систем этого типа ("кирпичная кладка") следует отнести некоторую нетехнологичность ведения топографических и других вспомогательных работ.

Среди *регулярных систем* наблюдений, имеющих *параллельную геометрию ЛПП* и *ЛПВ*, особой популярностью в первые годы применения на суше площадных систем наблюдений пользовались системы наблюдений, которые в отечественной литературе получили название *"широкий профиль" - ШП*. Система наблюдений по технологии *ШП*, реализуемая на суше с применением линейных станций ограниченной канальности, представляет собой совокупность из *K* профилей возбуждения, расположенных параллельно и симметрично одному профилю приема. Обычно применяли четыре профиля возбуждения, расстояния между которыми по оси *OY* составляли 40 - 50 м. Источники располагали на каждой линии возбуждения таким образом, чтобы их проекция на линию наблюдения (ось *OX*) давала бы заданную кратность $Fold_X$. Число линий возбуждения будет обеспечивать кратность $Fold_Y$ по оси *OY*. Так, например, при использовании 48-канальной станции пункты возбуждения, размещенные на каждом из четырех профилей с шагом $3 \cdot \Delta x$ (Δx-расстояние между каналами приема), обеспечивают кратность по оси *OX*: $Fold_X = 8$. Кратность наблюдений по оси *OY* при четырех линиях возбуждения: $Fold_Y = 4$. В результате суммарная кратность перекрытий на профиле наблюдений ($Fold_{3D} = Fold_X * Fold_Y$) будет равна 32. Линии проекций общих глубинных точек на поверхность наблюдений параллельны линиям возбуждения (рис.20.14). Если данная система наблюдений будет дополнительно включать продольный профиль, т. е. возбуждения будут выполняться и на линии приема, то это существенно упрощает методику выделения волн на этапе отработки и определения их кинематических характеристик. Это позволяет существенно увеличить расстояния между профилями возбуждения (до 100-150 м). Такую систему наблюдений в нашей литературе называли методикой *модифицированного широкого профиля*.

Другим примером систем наблюдений с *параллельной геометрией* расположения *ЛПП* и *ЛПВ* являются системы наблюдений, которые используются при

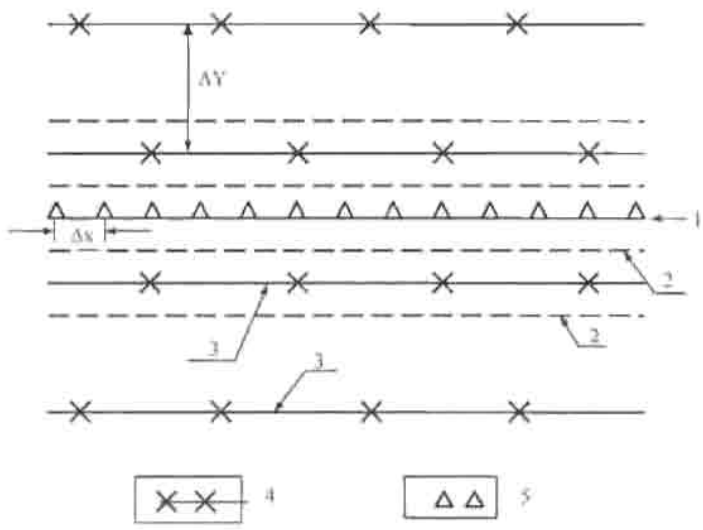


Рис. 20.14. Схема наблюдений по методике широкого профиля:
1 - линия пунктов приема;
2 - линии общих средних точек;
3 - линии пунктов возбуждения;
4 - пункты возбуждения;
5 - пункты расположения сейсмоприемников

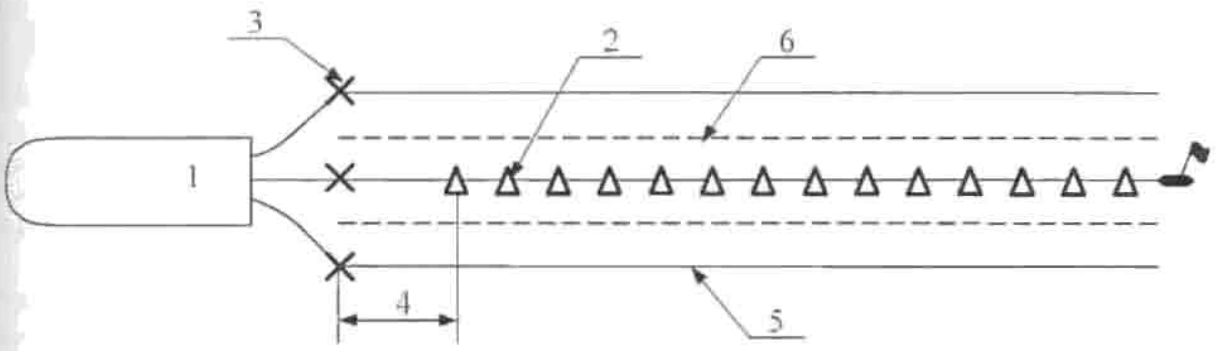


Рис. 20.15. Схема наблюдений по методике модифицированного широкого профиля на судне, буксирующем одну приемную косу и три группы источников:
1 - НИС; 2 - приемная коса; 3 - группы источников; 4 - вынос;
5 - траектории движения источников; 6 - линии общих средних точек

морских сейсмических исследованиях (рис.20.15). Однако они, в отличие от аналогичных наземных систем наблюдений, имеют некоторые особенности в структуре линий возбуждения. Главное их отличие от наземных систем наблюдений состоит в том, что пункты возбуждения, расположенные на флангах приемных линий (сейсмических кос), перемещаются параллельно и синхронно с приемными устройствами. Их структура более подробно будет рассмотрена в следующем разделе.

Неортогональная геометрия взаимного расположения *ЛПП* и *ЛПВ* дает такие же преимущества в распределении удалений, как и схемы "кирпичной кладки", но без некоторых ее недостатков. Если линию пунктов возбуждения, например, расположить под углом 45° (или под иным углом) к направлению линий приема, то такая схема будет вполне привлекательной с точки зрения технологии выполнения полевых работ, поскольку профили возбуждения будут прокладываться по прямой линии (рис.20.16). Система обеспечивает хорошее распределение азимутов и удалений.

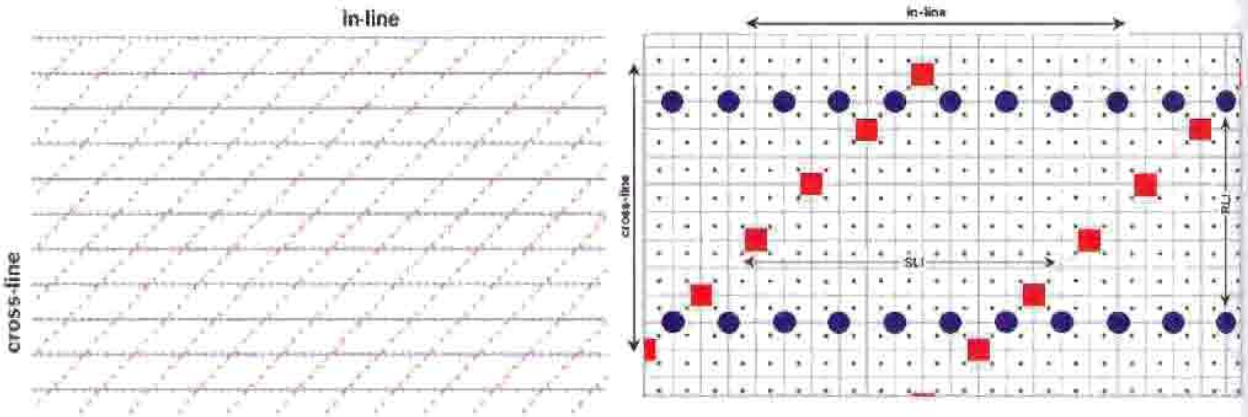


Рис. 20.16. Схема наблюдений с неортогональной геометрией расположения линий возбуждения и приема:
а - обзорный масштаб, б - укрупненный масштаб;
(кружки) - сейсмоприемники; (квадраты) - пункты возбуждения

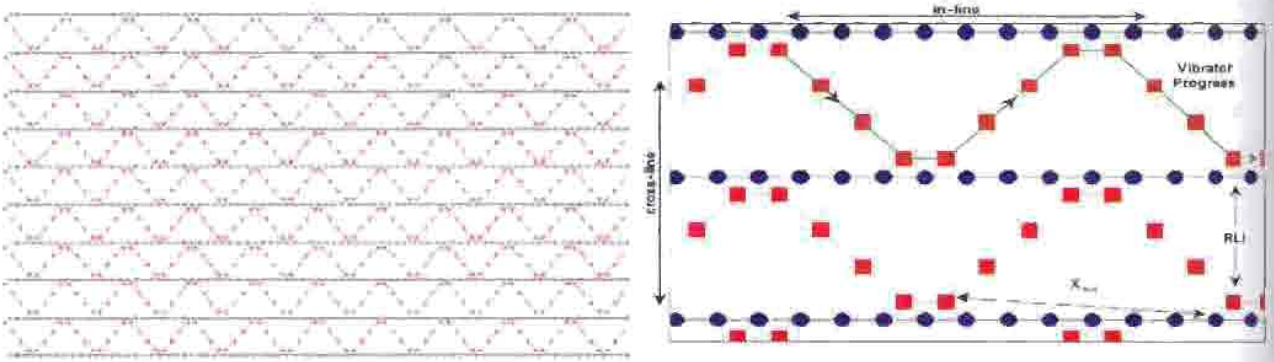


Рис.20.17. Система наблюдений по схеме "зигзаг":
а - обзорный масштаб; б - детальный масштаб ;
(кружки) - линии расположения пунктов приема; (квадраты) - линии расположения пунктов возбуждения;

Съемки на основе использования схем *"зигзаг"*, *"зеркальный зигзаг"* или *"двойной зигзаг"* популярны при работах на территориях, где имеется хороший доступ для проезда. Профили возбуждения располагаются между соседними приемными линиями, образуя одиночный зигзаг (рис.20.17). При работах по схеме *"зеркальный зигзаг"* каждый второй профиль возбуждения представляет собой зеркальное отображение предыдущего профиля возбуждения (рис.20.18).

Отрабатывая площадь по схеме *"двойной зигзаг"* (рис.20.19), можно получить весьма хорошее распределение удалений и азимутов. Преимуществом рассмотренных схем наблюдения является то обстоятельство, что, например, вибраторы могут двигаться вдоль очень длинных профилей и нигде не пересекать линии наблюдений. Для применения данной системы необходимо достаточно свободное перемещение по площади съемки для техники.

К числу достаточно экзотических систем наблюдений следует отнести метод съемки на основе *"клавишных групп"*, запатентованный компанией ***ARCO*** из ***США*** и предназначенный для ведения сейсморазведочных работ по технологии 3D. Каждая *"клавишная группа"* содержит достаточно плотную

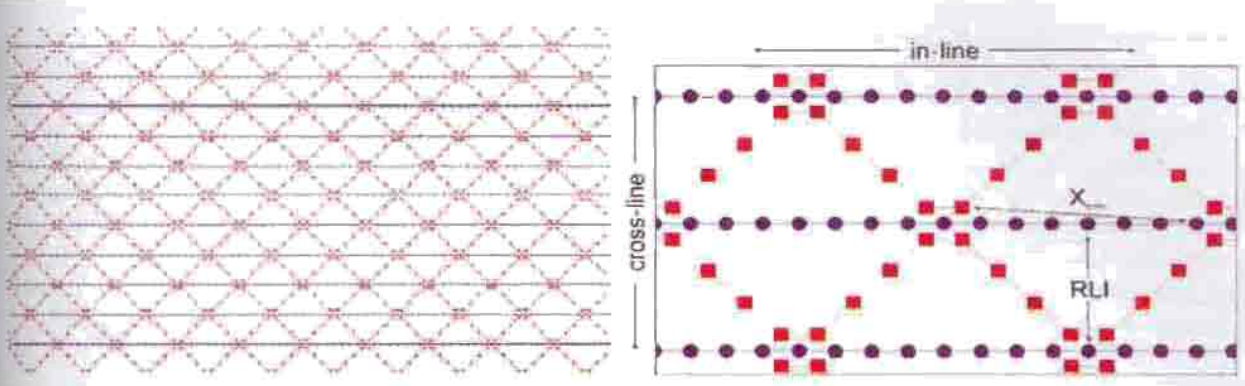
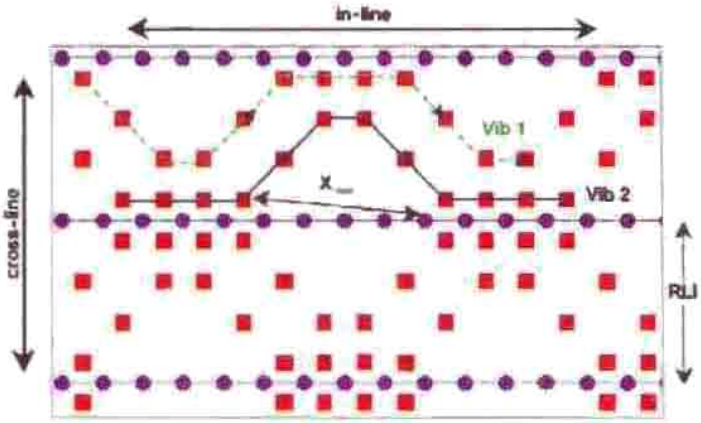


Рис. 20.18. Система наблюдений по схеме "зеркальный зигзаг":
а - обзорный масштаб; б - детальный масштаб; (кружки) - линии расположения пунктов приема ;
(квадраты) - линии расположения пунктов возбуждения

Рис. 20.19. Система наблюдений по схеме "двойной зигзаг" в крупном масштабе:
(кружки) - линии расположения пунктов приема;
(квадраты) - линии расположения пунктов возбуждения (линии движения двух групп вибраторов)



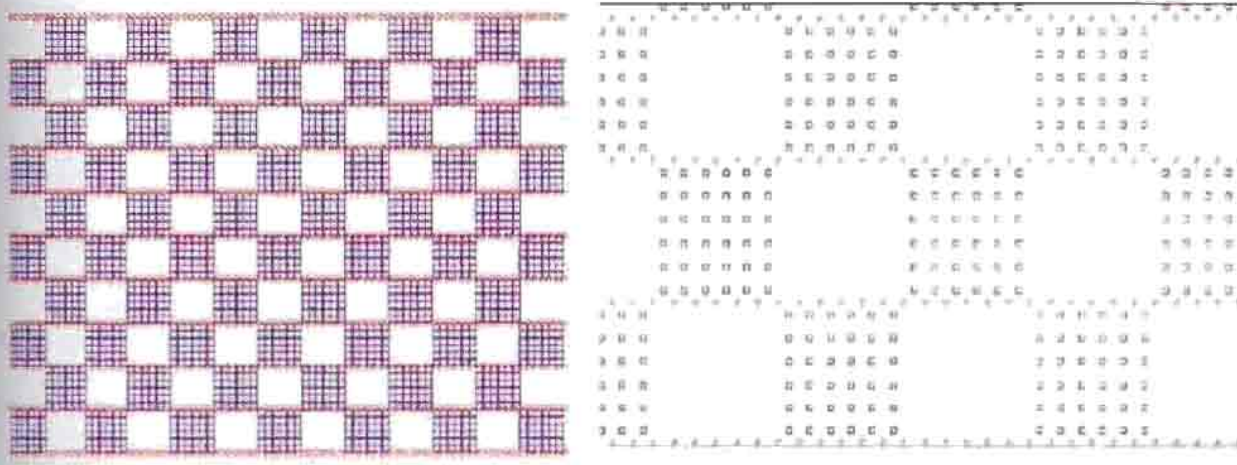


Рис. 20.20. Схема наблюдений методом "клавишных групп ":
а - обзорный масштаб; б - укрупненный масштаб;
(кружки) - сейсмоприемники; (квадраты) - пункты возбуждения

(квадратной или прямоугольной формы) расстановку сейсмоприемников размерности 6 * 6, 6 * 8 или 8 * 8. Несколько "*клавишных групп*" объединяются по принципу шахматной доски, образуя группу сейсмоприемников (рис.20.20). Производится регистрация работы нескольких пунктов возбуждения, расположенных определенным образом в группе. Достоинством системы является то, что можно планировать пустоты "*клавишных групп*" вокруг препятствий на площади работ. Система наблюдений при правильном планировании может обладать хорошим распределением удалений и азимутов.

Существует большое число систем регулярного типа, в которых используются *не прямолинейные* линии приема (ЛПП) или возбуждения (ЛПВ). Среди систем наблюдений такого типа следует, прежде всего, указать на системы типа "*звезда*" и "*радиальная*". Схемы наблюдений "*звезда*" и "*радиальная*" применяются при детальном

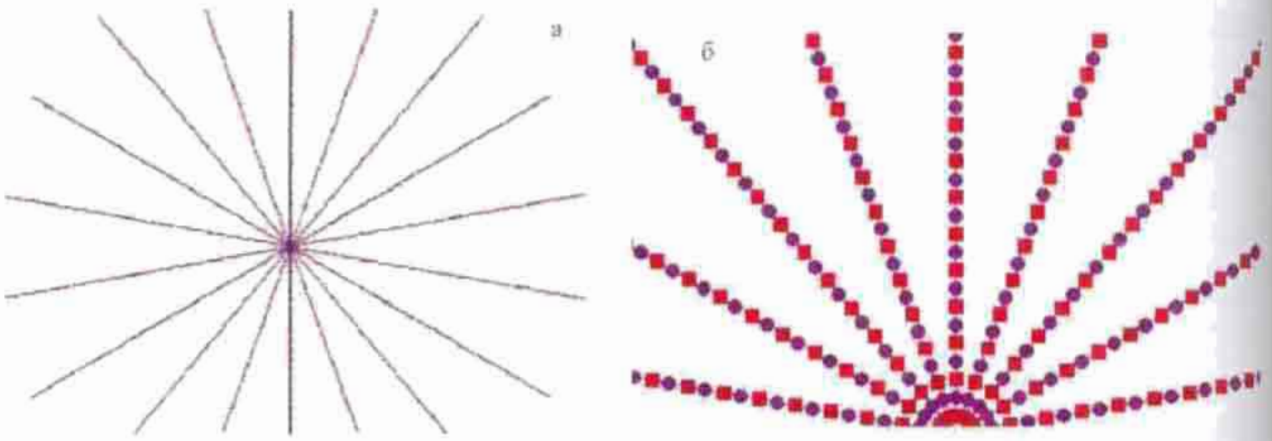


Рис. 20.21. Система наблюдений по схеме "звезда":

а - обзорный масштаб; б - детальный масштаб; (кружки) - линии расположения пунктов приема ; (квадраты) - линии расположения пунктов возбуждения

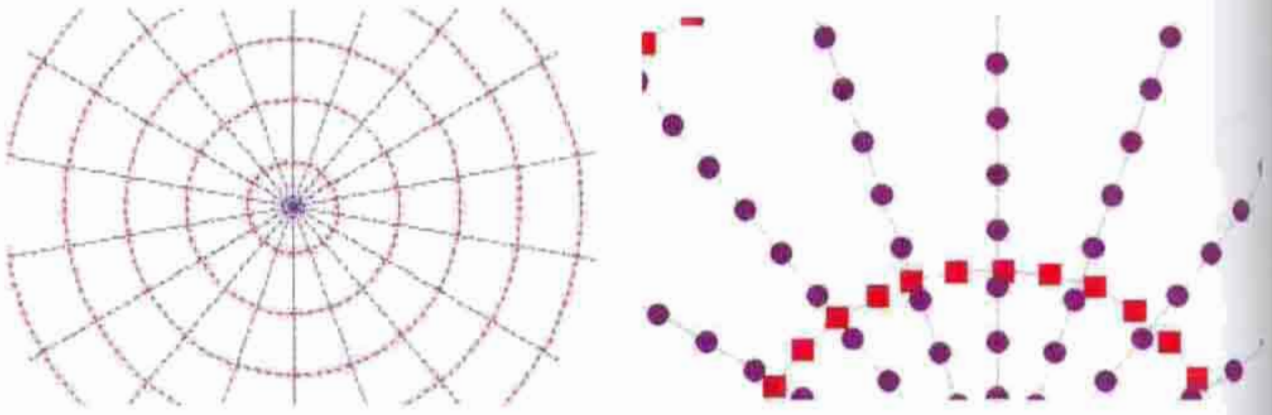


Рис.20.22. Система наблюдений по схеме "радиальная":

а - обзорный масштаб; б - детальный масштаб; (кружки) - линии расположения пунктов приема ; (квадраты) – линии расположения пунктов возбуждения

изучении *маломерных изометричных объектов* типа соляных куполов или рифов. Относительно невелики трудозатраты на их исполнение. Расположение приемных профилей напоминает спицы колеса. Линии пунктов возбуждения в схеме *"звезда"* располагаются вдоль линий приема (рис.20.21).

В схеме *"радиальная"* пункты возбуждения располагаются по концентрическим окружностям (рис.20.22). Характер распределения азимутов и удалений значительно различается в эпицентре и на периферии. Обе рассмотренные схемы наблюдений эффективны только для объектов, положение которых хорошо известно.

Нерегулярные системы пространственных наблюдений появились значительно позднее регулярных систем, поскольку для обработки таких материалов нужны были специальные обрабатывающие программные продукты.

Одной из первых систем наблюдений в сейсморазведке 3D была применена ***петлевая система*** (***the loop survey***). Она применима в тех случаях, когда размещение пунктов возбуждения возможно только за пределами площади исследований, например, по ее периметру (рис.20.23). Расположение сейсмоприемников определяется поставленными задачами работ, предполагаемым геологическим строением изучаемого объекта и составом сейсморазведочного оборудования. Размещение пунктов возбуждения можно приурочить к дорогам, окружающим объект исследования. Кратность сейсмических наблюдений при таких работах может быть достаточно высокой. Эта система наблюдений может оказаться весьма удобной при работах в городах, промышленных узлах и природных заказниках.

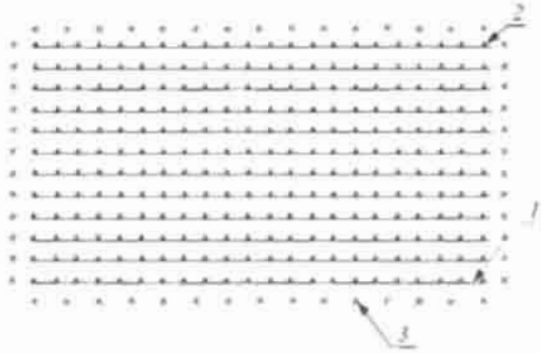


Рис. 20.23. "Петлевая" схема наблюдений с размещением пунктов возбуждения за пределами территории исследований:

1 - линии размещения приемников; 2 – приемники колебаний; 3 - пункты возбуждения колебаний

Среди других *нерегулярных пространственных систем* наблюдений, используемых для исследования строения среды в сложных поверхностных условиях (горный рельеф местности, наличие промышленных объектов и т. п.), в сейсморазведке наиболее часто принято использовать *наблюдения по криволинейным профилям* (рис.20.24). За рубежом данная методика наблюдений получила название *"slalom-lайн"*. В этой системе наблюдений источники и приемники располагаются вдоль определенной линии равномерно с заданным шагом так, как если бы профиль представлял собой прямую линию, а перед работами ставилась двумерная задача обеспечения прослеживания отраженных волн с заданной кратностью. На самом деле, даже в случае плоских горизонтальных границ раздела, при работах по этой методике будет решаться пространственная задача, поскольку прямые линии, соединяющие каждую пару точек *"источник – приемник"* будут иметь непрерывно изменяющийся азимут. К сожалению, точки отражения в этой системе наблюдений распределяются хаотично с различной плотностью по поверхности отражения. Так же хаотично и неравномерно по площади исследований распределяются общие средние точки.

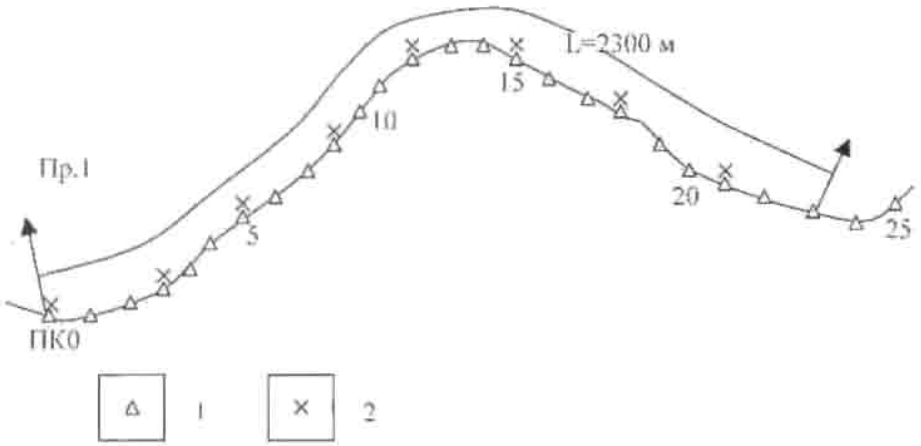


Рис. 20.24. Схема наблюдений по криволинейному профилю:
1 – криволинейный профиль; 2 - пункты приема колебаний; 3 - пункты возбуждения колебаний

Системы наблюдений такого типа предложено называть "экологически щадящими системами" (Кузнецов, 1997, 2004). В развитие этого направления предложен целый ряд интересных систем наблюдений, которые могут полезными в конкретных физико-географических условиях. Так, например, предложенная В. И. Кузнецовым (Кузнецов, 1990, 1993) система "криволинейного широкого профиля" может быть полезна при работах вдоль берегов рек или дорог с использованием стандартного регистрирующего оборудования и мобильных источников колебаний (рис.20.25).

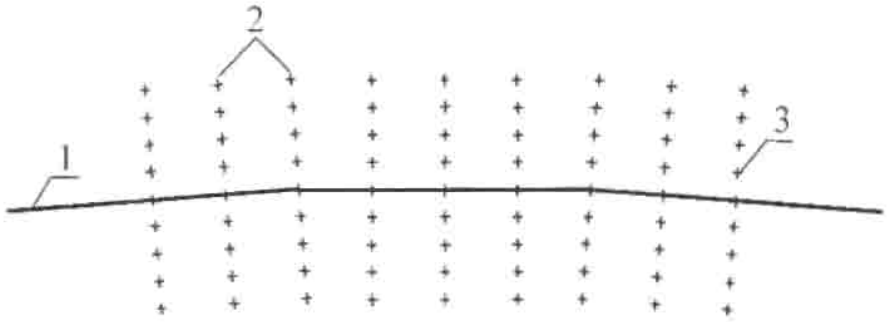


Рис. 20.25. Схема наблюдений по криволинейному широкому профилю (экологическая сейморазведка):
1 - криволинейный профиль приема; 2 - линии возбуждения колебаний, 3 – пункты возбуждения колебаний

Для обработки материалов наблюдений по таким системам может быть использовано стандартное программное обеспечение.

Отечественными специалистами (Милашин, 1981) в качестве дальнейшего развития системы наблюдений по криволинейным профилям предложена и развита система наблюдений, основанная на возможности произвольного - по расстояниям и азимутам – взаимного расположения источников и приемников. Эта модификация наблюдений в *СССР* получила название *тотальной сейморазведки*. В качестве примера на рис.20.26 показан один из возможных вариантов системы наблюдений этого типа, позволяющей наилучшим

образом учесть местные условия на площади полевых работ. Основное требование к полевым работам заключается лишь в том, чтобы после отработки вся площадь исследований была достаточно плотно и равномерно покрыта общими средними точками.

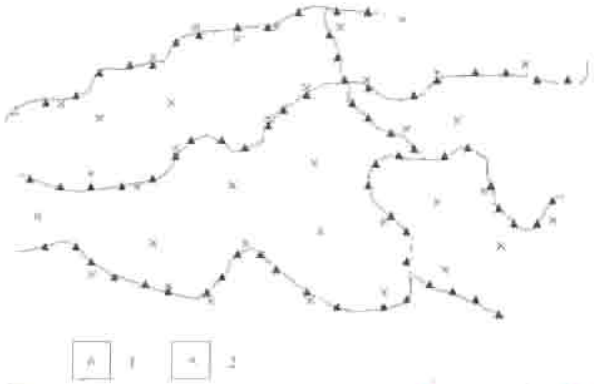


Рис. 20.26. Схема наблюдений на площади по системе криволинейных профилей (тотальная сейсморазведка):
1 - линии размещения приемников колебаний;
2 - возможное положение источников упругих волн

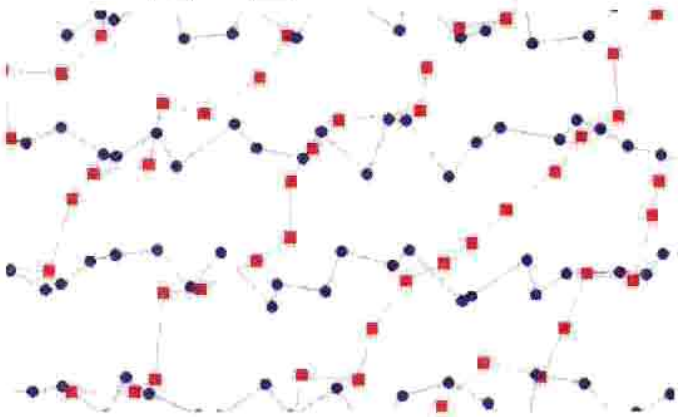


Рис. 20.27. "Случайная схема" наблюдений на площади в укрупненном масштабе:
(кружки) - линии расположения пунктов приема;
(квадраты) - линии расположения пунктов возбуждения

За рубежом подобные системы наблюдений принято называть "случайными схемами". Эта методика наблюдений может применяться там, где в основу работ закладывается свобода и безопасность перемещения источников и приемников. Основное преимущество случайного расположения источников и приемников заключается в улучшении распределения выносов и азимутов. Представление о такой схеме наблюдений можно получить по материалам, показанным на рис. 20.27.

Массовое применение вышеназванных систем наблюдений ограничено из-за нетехнологичности исполнения, как полевых работ, так и обработки.

20.5. Пример расчета параметров системы наблюдений для съемки 3D

Как уже упоминалось ранее, в современных сейсморазведочных организациях проектирование работ по технологии 3D ведется с помощью специального программного обеспечения. Однако на начальном этапе изучения таких систем проектирования необходимо познакомиться с основными закономерностями, которые заложены в основу их работы. Для их понимания рекомендуется предварительно, следуя ниже изложенной схеме, выполнить "в ручную" основные операции такого проектирования. На заключительном этапе изложения данного раздела будут приведены итоговые параметры рассчитанной системы наблюдений, которые можно получить, к сожалению, только на базе использования соответствующего программного обеспечения.

Проектирование съемки 3D базируется на знании ряда параметров типичного геосейсмического разреза участка работ. Эти параметры обычно могут быть приближенно известны по результатам ранее проведенных работ по технологии 2D. Если достоверные сведения об этих параметрах отсутствуют, то придется ограничиться заданием их некоторых интуитивных оценок рекомендательного характера. К числу таких оценочных параметров и сведений о геосейсмическом разрезе относятся:

- кратность съемки 2D хорошего качества;
- максимальные глубины залегания целевых геологических границ;
- минимальные глубины геологических границ, представляющих разведочный интерес;
- максимальные глубины залегания фундамента для изучаемого осадочного комплекса пород;
- минимальный горизонтальный размер локальных объектов поисков;
- средние и максимальные частоты сейсмических колебаний отраженных волн от основных целевых горизонтов;
- интервальная (пластовая) скорость в слое, лежащем на целевом горизонте;
- время регистрации отражений от целевого горизонта и от фундамента;

- размер площади исследований, подлежащей исследованию с полной проектной кратностью;
- рекомендуемая проектная схема расположения линий приемников и источников.

Предположим, что нам надо создать проект съемки 3D на площади 135 км². При этом размер участка работ Lx вдоль оси OX равен 13.5 км, вдоль оси OY - Ly = 10 км. Элементами геологического задания может быть следующая информация, полученная по выполненным прежде работам. Ранее выполненные съемки по технологии 2D позволили получить хорошее качество полевого материала при использовании кратности 30. Основные целевые горизонты $Z_{целн}$ залегают на глубине 2200 – 2300 м и имеют наибольшие углы падения до 20°. Средняя скорость до целевого горизонта равна 2700 м/с. Ловушками являются небольшие рифы с размером по горизонтали 300 м, для уверенного картирования которых крайне важна хорошая итоговая разрешенность разреза. Пластовая скорость пород, залегающих непосредственно над рифами, равна 4200 м/с. Сейсмическая запись отраженных волн от целевых горизонтов характеризуется видимой частотой 50 Гц, а максимальные частоты спектра этих отраженных волн – 70 Гц. Ожидаемое время регистрации отражений от целевых горизонтов 1.5 с, от фундамента – 2.2–2.3 с. В процессе съемки необходимо предусмотреть возможность уверенного картирования маркирующего горизонта, залегающего на глубинах 450–550 м. Ориентировочные предельные глубины залегания отражающих и дифрагирующих объектов – глубина залегания кристаллического фундамента $Z_{фунд}$ в районе исследований–3000 м. Полезное время регистрации сейсмических колебаний – 4 с. Для выполнения таких работ имеется возможность использования телеметрической сейсморегистрирующей системы с числом активных каналов до 600. Для выполнения работ следует использовать широкоугольную расстановку. Рекомендуемая система наблюдений – центральная. Работы выполняются с применением точечного группирования сейсмоприемников в количестве 3 шт. на один канал. Полевые работы следует выполнять *без выхода за пределы* обозначенного контура участка. Проектирование сети съемки будем выполнять методом поэтапного подбора.

Первая оценка кратности проектируемых работ по изложенным выше правилам дает следующий диапазон значений: кратность проектируемой съемки может находиться в диапазоне $15 \le Fold_{3D} \le 30$.

Оценка максимального размера бина в соответствии с данными табл. 20.4 дает следующие ограничения:

- по размеру объектов поисков

$$\max(B_X, B_Y) \le (\text{минимальный размер объекта поисков})/3 \le \max(B_X, B_Y) \le 300/3 = 100\text{м.};$$

- по углам наклонов отражающих границ:

$$\max(B_X, B_Y) \le V / (4 * f_{max} * \sin\theta) \Rightarrow \max(B_X, B_Y) \le 4200/(4 * 70 * \sin 20^0) = 44 \text{ м};$$

- по горизонтальной разрешающей способности:

$$V / (4 * f_{max}) \le \max(B_X, B_Y) \le V / (2 * f_{max}) \Rightarrow 4200 / (4 * 50) \le \max(B_X, B_Y) \le 4200 / (2 * 50),$$

$$\text{или } 21 \text{ м} \le \max(B_X, B_Y) \le 42 \text{ м}.$$

На основании полученных расчетов принимаем, что бин должен быть квадратным (азимуты падения границ произвольны) и иметь размер $B = B_X = B_Y$ =25 м. Этот результат автоматически устанавливает нужные расстояния между пунктами приема и возбуждения: $RI = SI = 50$ м.

Следующий расчетный параметр съемки – плотность пунктов возбуждения при минимальной допустимой кратности 16 – находится по формуле (20.3). Из нее следует, что при выше принятых параметрах съемки будем иметь

$$SD = (Fold_{3D} * 10^6) / (NC * B_X * B_Y) = (16 * 10^6) / (600 * 25 * 25) = 42.66 \text{ ПВ/км}^2.$$

Это означает, что для отработки всей площади следует проектировать использование 135 * 42.66 = 5760 *ПВ*. Зная плотность пунктов возбуждения, легко по формуле (20.4) вычислить расстояние между линиями возбуждения

$$SLI = (NC * B^2) / (Fold_{3D} * SI) = (600 * 25 * 25) / (16 * 50) = 468 \text{ м}.$$

Округляем найденное значение до 450 м. Эта величина принимается за проектное расстояние между линиями возбуждения. Учитывая, что величина размера любой единичной клетки должна быть такой, чтобы сохранялась возможность изучения самого верхнего опорного отражающего горизонта, на основании формулы (3.2) табл.20.4 можно сделать вывод, что расстояние между приемными линиями RLI в группе сейсмоприемников должно быть не более 250 м.

$$((SLI - 0.5\,SI)^2 + (RLI - 0.5\,RI)^2)^{1/2} = X\min = (425^2 + 225^2)^{1/2} = 480 =$$

$$X\min \le (1.0 - 1.2)\,Z\min \le (1.0 - 1.2) * (450 - 550) = (450 - 605) \text{ м}.$$

Приведенные расчеты свидетельствуют, что использование полученных величин расстояний между линиями приемников и источников в расстановке действительно позволит при съемке вполне уверенно картировать маркирующий горизонт, залегающий на глубинах 450 – 550 м.

На основе полученных данных об интервалах расположения линий приемников и источников, варьируя число линий приема и общее количество активных каналов, можно предложить несколько вариантов построения приемной группы сейсмоприемников (табл.20.6).

Из предложенных 12 вариантов сейсмических расстановок целый ряд из них (варианты 1, 4, 5, 8, 9, 10, 11, 12) не удовлетворяют поставленным условиям задания либо по малости величины характеристического отношения $A \le 0.5$, либо по требуемой канальности аппаратуры. По этим причинам они должны быть исключены из рассмотрения.

Возможные варианты внутренней структуры приемной группы сейсмоприемников

Номер варианта	Число линий	Число каналов	Общее число каналов	Размер группы L_x м.	Размер группы L_y м.	Площадь группы, км^2	Отношение $A = L_x / L_y$	Приемлемость варианта
1	10	72	720	3600	2500	9	0.695	Нет
2	*10*	*60*	*600*	*3000*	*2500*	*7.5*	*0.835*	*Да*
3	*10*	*50*	*500*	*2500*	*2500*	*6.25*	*1.000*	*Да*
4	8	96	768	4800	2000	9.6	0.416	Нет
5	8	80	640	4000	2000	8.0	0.500	Нет
6	*8*	*72*	*576*	*3600*	*2000*	*7.2*	*0556*	*Да*
7	*8*	*60*	*480*	*3000*	*2000*	*6.0*	*0.667*	*Да*
8	6	120	720	6000	1500	9.0	0.250	Нет
9	6	96	576	4800	1500	7.2	0.334	Нет
10	6	80	480	4000	1500	6.0	0.400	Нет
11	6	72	432	3600	1500	5.4	0.418	Нет
12	6	60	360	3000	1500	4.5	0.500	Нет – да

Таким образом, подходящими вариантами являются те, которые выделены в таблице жирным курсивом. Для принятия окончательного решения о размере группы сейсмоприемников остается проверить выполнимость условия (20.17) о недопустимости для каждого из оставшихся для рассмотрения вариантов заметного превышения величины максимального удаления X_{max}. В соответствии с расчетами по этой формуле величина X_{max} не должна выходить заметным образом за пределы

$$(0.75 - 0.85) * (2200 - 2300) \text{ м} \le X_{max} \le (1.0 - 1.2) * (2200 - 2300) \text{ м},$$

$$\text{или} \quad 1650 \text{ м} \le X_{max} \le 2760 \text{ м}.$$

Подставляя в формулу (20.19) размеры группы оставшихся для рассмотрения вариантов, получим

2. $X_{max} = ((L^2_x)/4 + L^2_y)^{1/2} = 2920$ м; *3.* $X_{max} = 2780$ м; *6.* $X_{max} = 2780$ м; *7.* $X_{max} = 2500$ м.

Анализируемому условию по величине X_{max} удовлетворяют только варианты 3, 6, 7. Наиболее разумным будет принять к исполнению тот вариант, в котором группа сейсмоприемников занимает наибольшую площадь. Таким случаем является вариант под номером 6:

- *восемь приемных линий, содержащих по 72 сейсмических канала каждая,*
- *размер группы сейсмоприемников будет при этом* – L_x =3600 м, L_y = 2000 м;
- *общее число каналов* – 576; *характеристическое отношение* A = 0.556;
- *площадь группы* – 7.2 км^2.

Для окончательного принятия решения по проекту необходимо в полученном варианте выбрать способ набора кратности в направлении линий источников. Если принять, что кратность в этом направлении набирается путем перекрытия половины числа линий приема, то кратность $Fold_y$ согласно формуле (20.7) будет равна 4. При этом каждый шаблон будет отрабатываться с использованием числа пунктов возбуждения: $n_y = (L_y / 2)/SI = (2000/2)/50 = 20$ *ПВ*. Эти *ПВ* в пределах профиля возбуждения должны располагаться равномерно с шагом $SI = 50$ м и занимать отрезок 1000 м. Интервал размещения пунктов возбуждения удобнее выбрать в средней части шаблона. Это обеспечивает уменьшение максимальных удалений и выравнивает распределения азимутов.

Кратность в направлении линий приема $Fold_x$ по формуле (20.6) имеет тоже значение 4. Общая кратность на участке исследований $Fold_{3D} = Fold_x * Fold_y = 16$. При выбранной кратности 16 и количестве активных каналов 576 плотность *ПВ* на кв. километр: $SD = (16 * 10^6) / (576 * 25 * 25) = 44.44$ *ПВ*/км^2. Следовательно, общее число *ПВ* на площади исследований должно быть: $N_{ПВ} = 135 * 44.44 = 6000$ *ПВ*. Очевидно, что выбранные параметры методики работ достаточно хорошо согласуются с исходными требованиями задания. Поэтому эти параметры съемки следует принять ***как окончательные***.

Остается уточнить размеры зоны миграции, участков набора кратности и порядок перемещения группы сейсмоприемников по площади изучаемого объекта.

Размеры зон набора кратности в направлении ***in – line*** и ***cross – line*** можно рассчитать по формулам (20.10). Для того чтобы действовали эти формулы, необходимо применение фланговой системы наблюдений по каждому направлению. Поскольку ранее была выбрана *центральная система наблюдений* и *исключалось использование профилей за пределами контура работ*, то в целях уменьшения размеров зон набора кратности возникает необходимость размещения дополнительных пунктов возбуждения. Минимальные размеры зон набора кратности в этом случае могут быть вычислены по вышеназванным формулам. Они дают следующие результаты:

$$a_x = (((Fold_x)/2) - 0.5) * SLI = (((4/2) - 0.5)) * 450 = 675 \text{ м};$$

$$a_y = (((Fold_y)/2) - 0.5) * RLI = (((4/2) - 0.5)) * 250 = 375 \text{ м}.$$

Схема набора кратности по направлению *линий приема колебаний* при наличии *дополнительных* пункто возбуждения в начале профиля не имеет отличий от аналогичных схем набора кратности для профильных работ п технологии 2D (рис.20.28). Схема набора кратности в направлении линий возбуждения из-за *фиксированно канальности приемной расстановки в* этом направлении имеет ряд особенностей. Вдоль оси OY набор полной кратности, равной четырем, будет осуществляться (при наличии дополнительных пунктов возбуждения) на разны линиях *периодически* при использовании различных удалений "источник - приемник" (рис. 20.29).

Для оценки размеров зоны миграции выполним расчеты по формулам (20.21) – (20.24). На основании эти расчетов получаем:

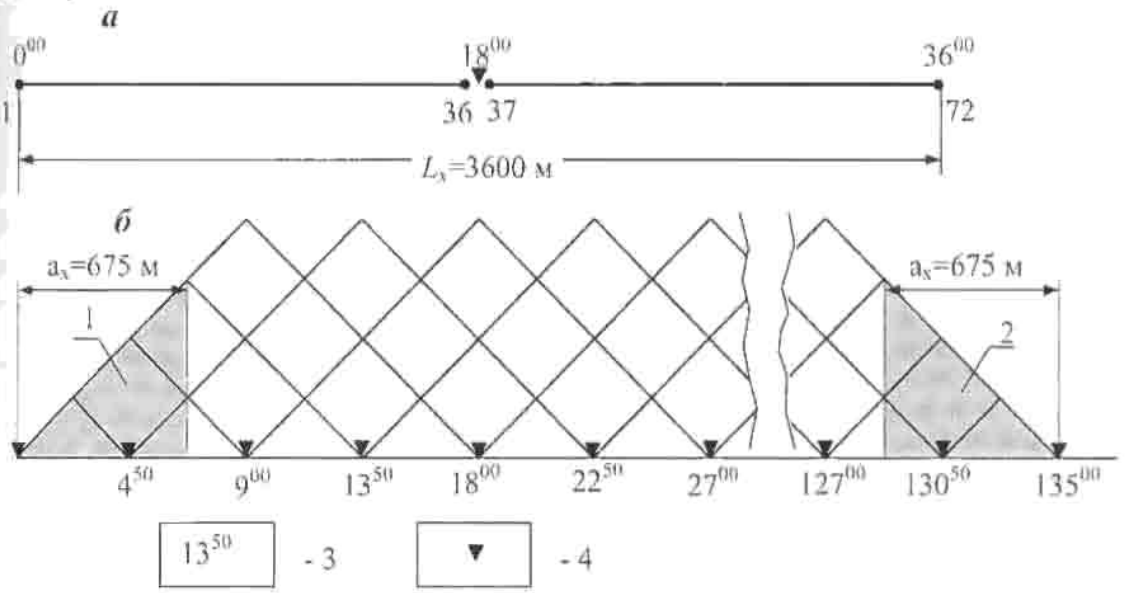


Рис. 20.28. Схема наблюдений, поясняющая принцип набора кратности в направлении линий возбуждения:
а – структура линии наблюдений в кабеле; б – изображение системы наблюдений на линии приема на обобщенной плоскости.
1 - зона набора кратности; 2 - зона сброса кратности; 3 - пикеты линии пунктов приема колебаний ; 4 - пункты возбуждения колебаний

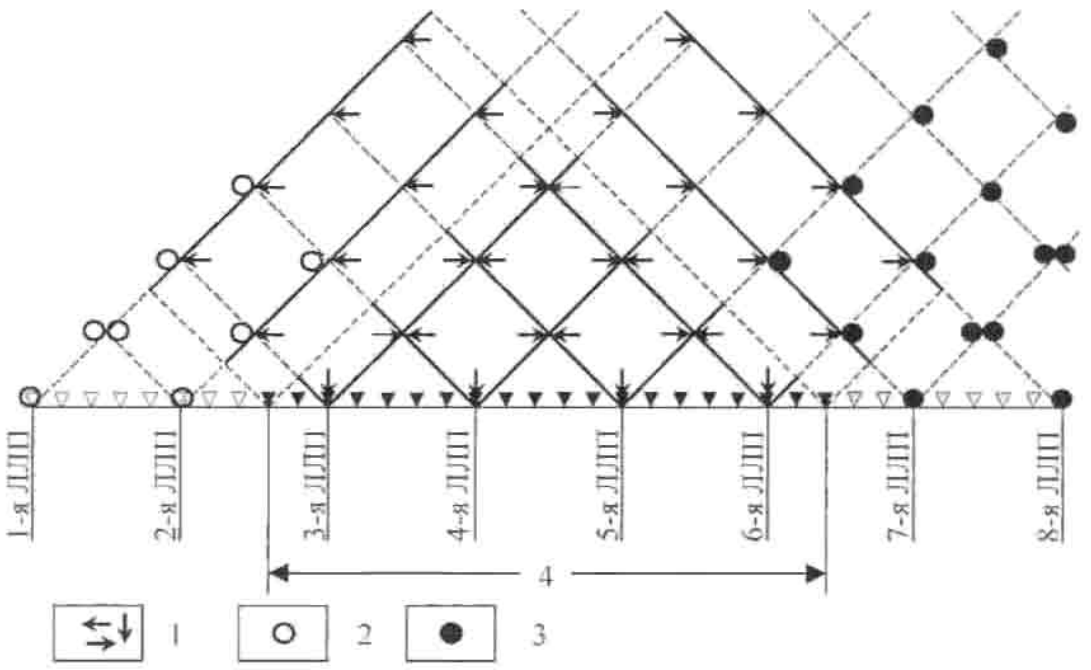


Рис. 20.29. Схема, поясняющая возможный процесс набора кратности в пределах первой полосы наблюдений и направлении линий возбуждения.
Символы кратности, получающейся за счет работы пунктов возбуждения:
1- расположенных в пределах первой полосы; 2 - дополнительных, расположенных на данной полосе;
3 - расположенных в пределах следующей полосы наблюдений.
4 - положение пунктов возбуждения в пределах первой полосы наблюдений

$$R_f = (1/2) * V_{\text{сред.}} * (t_0 / f_{\text{домин}})^{1/2}; \quad R_f = (1/2) * 2700 * (1.5/50)^{1/2} = 232 \text{ м};$$

$$R_{\text{дифр.}} = Z_{\text{фунд.}} * \text{tg}(30^0) = 0.58 * Z_{\text{фунд.}}; \; R_{\text{дифр.}} = 0.50.58 * 3000 = 1740 \text{ м};$$

$$R_{\text{накл.}} = Z_{\text{целн.}} * \text{tg}0; \qquad R_{\text{накл.}} = (2200 - 2300) * \text{tg}(20^0) = 800 \text{ м}.$$

В соответствии с изложенным выше, размер зоны миграции по обоим направлениям следует принять равным наибольшему значению из трех найденных параметров: $R_{\text{мигр}} = R_{\text{дифр}} = 1740$ м. Округляя это значение до величин, кратных расстояниям между соответствующими линиями, получим окончательно: размер зоны миграции в направлении оси OX следует принять $(R_{\text{мигр.}})_X = 1800$ м, в направлении оси OY - $(R_{\text{мигр.}})_Y = 1750$ м. Если найденные размеры дополнительной зоны миграции представляются неприемлемыми (значительными), то, при некотором снижении качества результатов миграции, вынужденно можно пойти на принятие минимального размера зоны миграции в соответствии с формулой (6.2), приводимой в табл.20.4. Для такого выбора размера зоны миграции необходимо использовать ранее вычисленные размеры зон набора кратности в направлении ***in-line*** и ***cross-line:*** $a_x = 675$ м, $a_y = 375$ м. По этой методике размер зоны миграции по обоим направлениям следует принять соответственно:

$$(R_{\text{мигр.}})_X = R_f + a_x = 232 + 675 = 907 \text{ м}; \; (R_{\text{мигр.}})_Y = R_f + a_y = 232 + 375 = 608 \text{ м}.$$

Округляя полученные значение до величин, кратных расстояниям между соответствующими линиями, получим окончательно: по данной методике минимальные размеры зон миграции в направлении оси OX следует принять: $(R_{\text{мигр.}})_X = 900$ м, в направлении оси OY - $(R_{\text{мигр.}})_Y = 500$ м. На указанные величины необходимо увеличить заданную площадь исследований путем окаймления ее коридором указанной ширины. После выполнения процедур миграции это гарантирует получение во всей заданной площади исследований надежной информации о сейсмическом разрезе среды. Если отсутствует возможность (по экономическим или другим причинам) увеличить площадь исследований на указанные выше величины, то следует быть готовым к тому, что размер области построения полноценного "*куба сейсмических данных*" после обработки будет сокращен на указанные размеры.

На основе полученных (выбранных) параметров системы наблюдений для качественной оценки выбранной системы наблюдений необходимо рассчитать численные значения ее различных атрибутов. По результатам анализа результатов расчетов можно будет сделать окончательный вывод о пригодности (или непригодности) выбранной системы наблюдений. Предметом такого анализа обычно является, как уже говорилось, рассмотрение характера *равномерности распределения* по всей площади исследований и по группам бинов величин кратности наблюдения, значений удалений "источник - приемник" и их азимутов и др.. Значительная неравномерность распределения указанных параметров по площади и по группам бинов может существенно затруднить обнаружение объективных закономерностей распределения динамических характеристик сейсмических волн. Неравномерность распределения значений атрибутов по площади и по группам бинов может сделать невозможным обнаружение тонких закономерностей изменения амплитуд сейсмических волн, обусловленных интересующими нас причинами геологической природы. Именно в силу этих обстоятельств в проектах на работы 3D всегда приводят графики, характеризующие с этой точки зрения выбранную систему наблюдений. К сожалению, ручной расчет всех необходимых графиков, хотя и принципиально возможен, но слишком громоздок. Для этих целей лучше всего воспользоваться одной из существующих промышленных систем проектирования систем наблюдений работ технологии 3D. Часть из рассчитанных нами графиков в системе "Мезa -5" приводятся ниже.

Прежде всего, рассмотрим изображение полученной расстановки (темплета) на графике, показанном на рис.20.30. При этом обращаем внимание читателя на то, что каждая приемная линия "*обслуживает*" полосу площади работ шириной 250 м, которая располагается по обе стороны от нее. По этой причине размер установки от "южной" линии приема до "северной" линии приема на рисунке показан равным 1750 м.

Распределение кратности по всей площади работ в обзорном масштабе показано на рис. 20.31, а для "юго-восточного" угла площади в укрупненном масштабе - на рис.20.32.

Распределение числа удалений "источник-приемник" для группы выбранных бинов как функция величин этих удалений в системах проектирования принято показывать в форме, изображенной на рис.20.33. Характер распределения азимутов подхода сейсмических лучей к центрам бинов с одновременным указанием величин удалений (цветовой гаммой и длиной лучей) в обзорном масштабе показан на рис.20.34, а в крупном масштабе для одного из бинов - на рис.20.35.

Кроме приведенных графиков, в системе рассчитываются целая гамма графиков, статистически характеризующих особенности распределения вышеназванных атрибутов по всей площади исследований. В частности, приводимые на рис.20.36 данные в интегральном виде характеризуют структуру распределения для всей проектной площади исследований ожидаемого числа зарегистрированных трасс (цветовая кодировка), которые при регистрации будут иметь заданные диапазоны удалений "источник - приемник" и азимутов подхода.

Общая картина распределения для всей площади исследований ожидаемого числа всех сейсмических трасс (3499776) по величинам удалений демонстрируется на рис. 20.37.

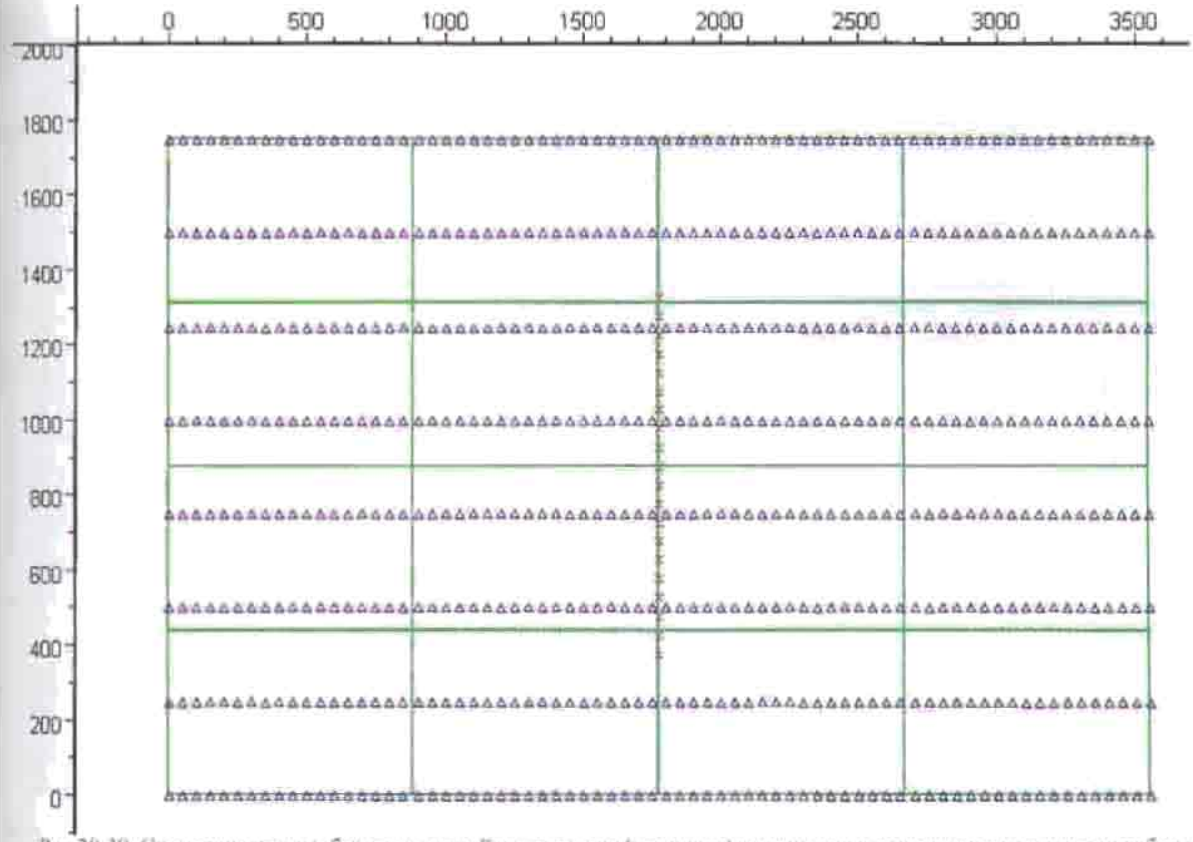


Рис.20.30. Схематическое изображение одной расстановки (темплета) источников и приемников на площади работ по предложенной (расчитанной) центральной системе наблюдений с 8 линиями приема.
Размерность осей координат - метры.
1 - треугольники - центры групп сейсмоприемников на линиях приема, 2 - крестики - пункты возбуждения

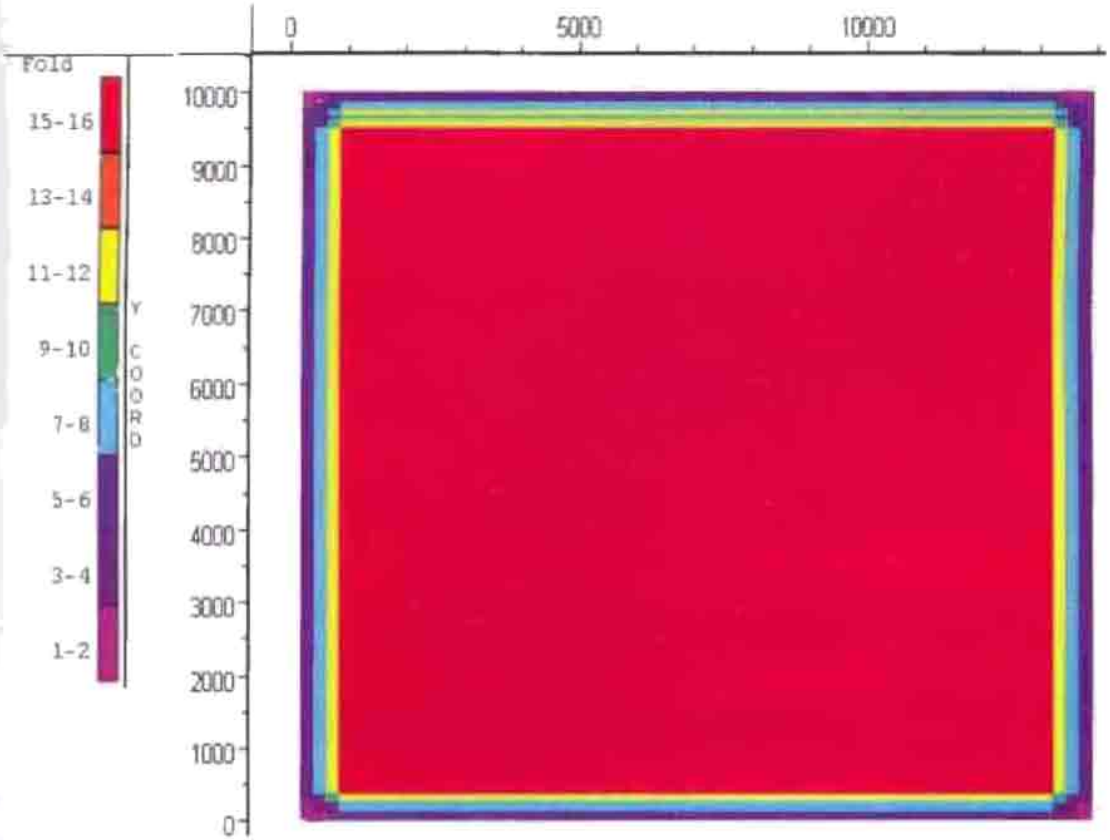


Рис. 20.31. Схематическое изображение характера распределения кратности наблюдений для всей площади работ по предложенной (расчитанной) центральной системе наблюдений с 8 линиями приема. Размерность осей координат - метры.

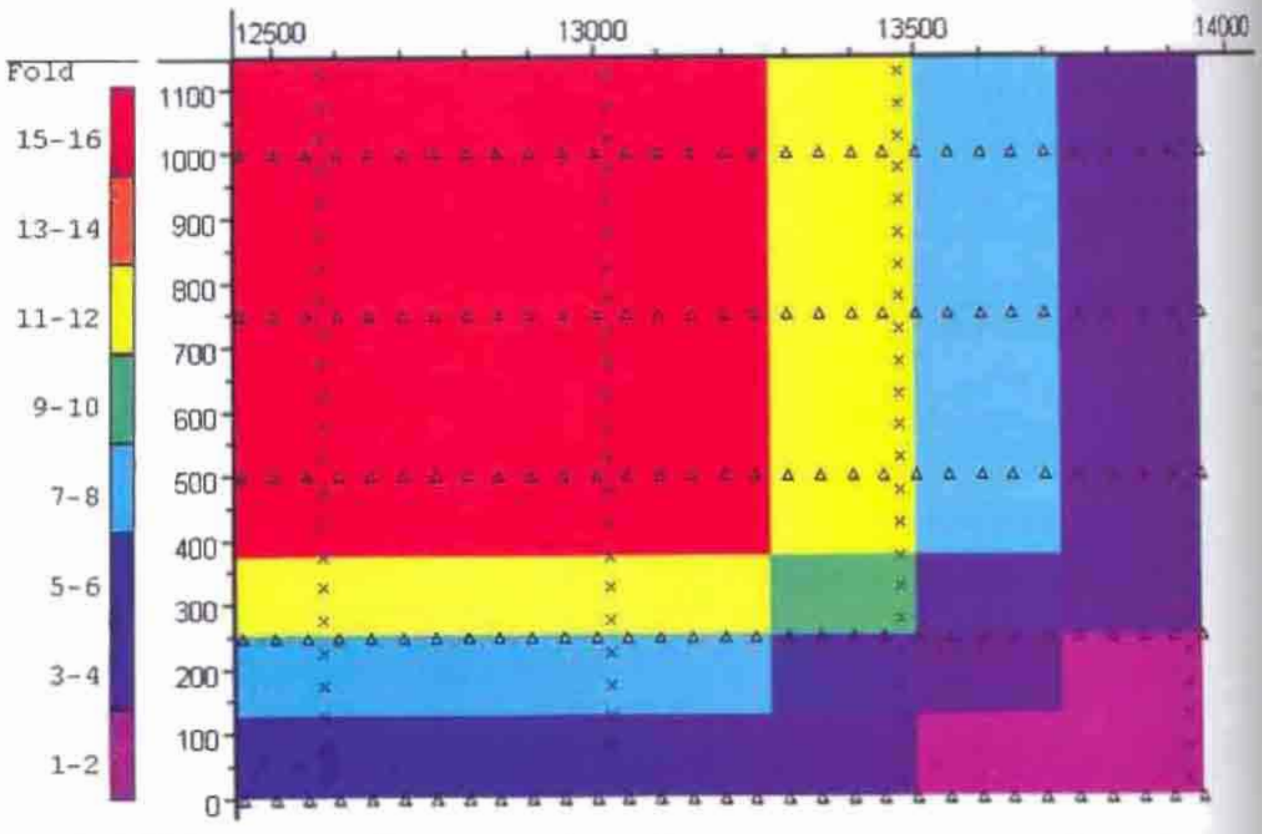


Рис. 20.32. Схематическое изображение (крупный масштаб) характера распределения кратности наблюдений для "юго-восточного" угла площади работ по предложенной (расчитанной) центральной системе наблюдений с 8 линиями приема. Размерность осей координат - метры.

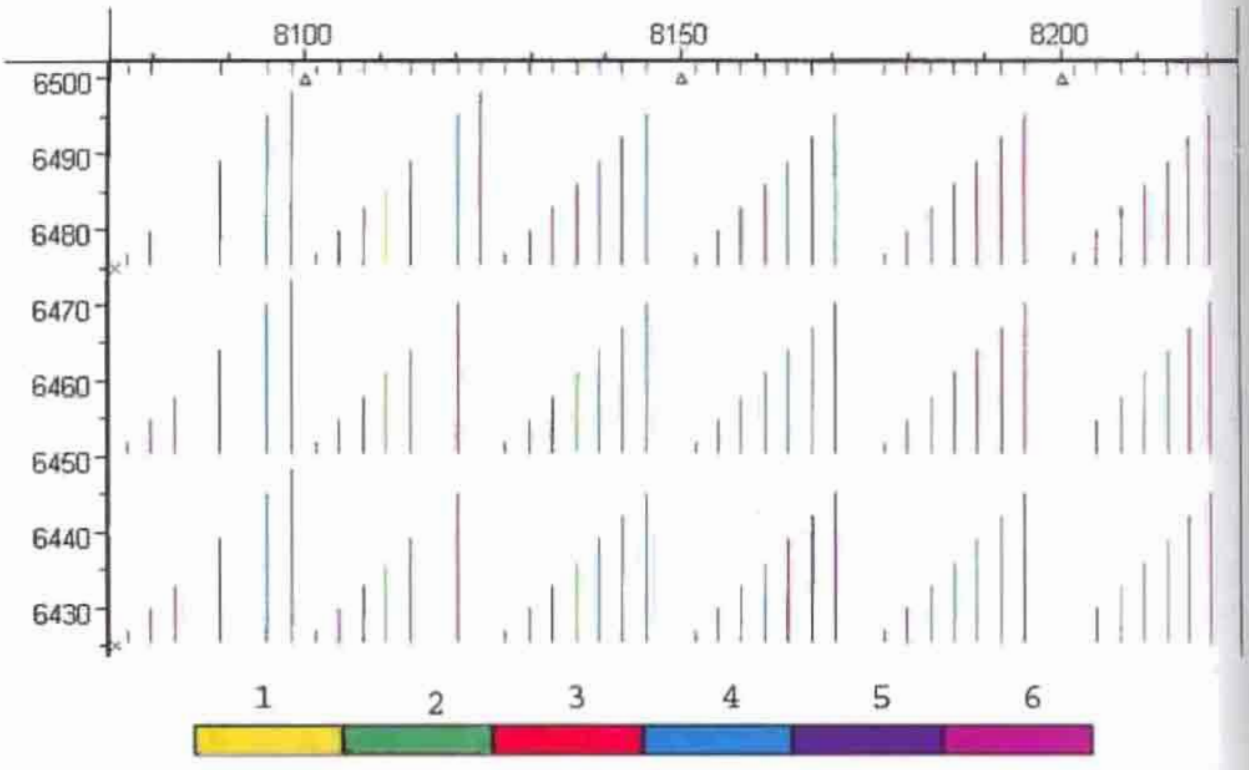


Рис. 20.33. Схематическое изображение характера распределения величин удалений для группы бинов при работах по предложенной (расчитанной) центральной системе наблюдений с 8 линиями приема. Длина линий по вертикали пропорциональна величине удаления, цвет линий отражает количество таких удалений в рассматриваемом бине

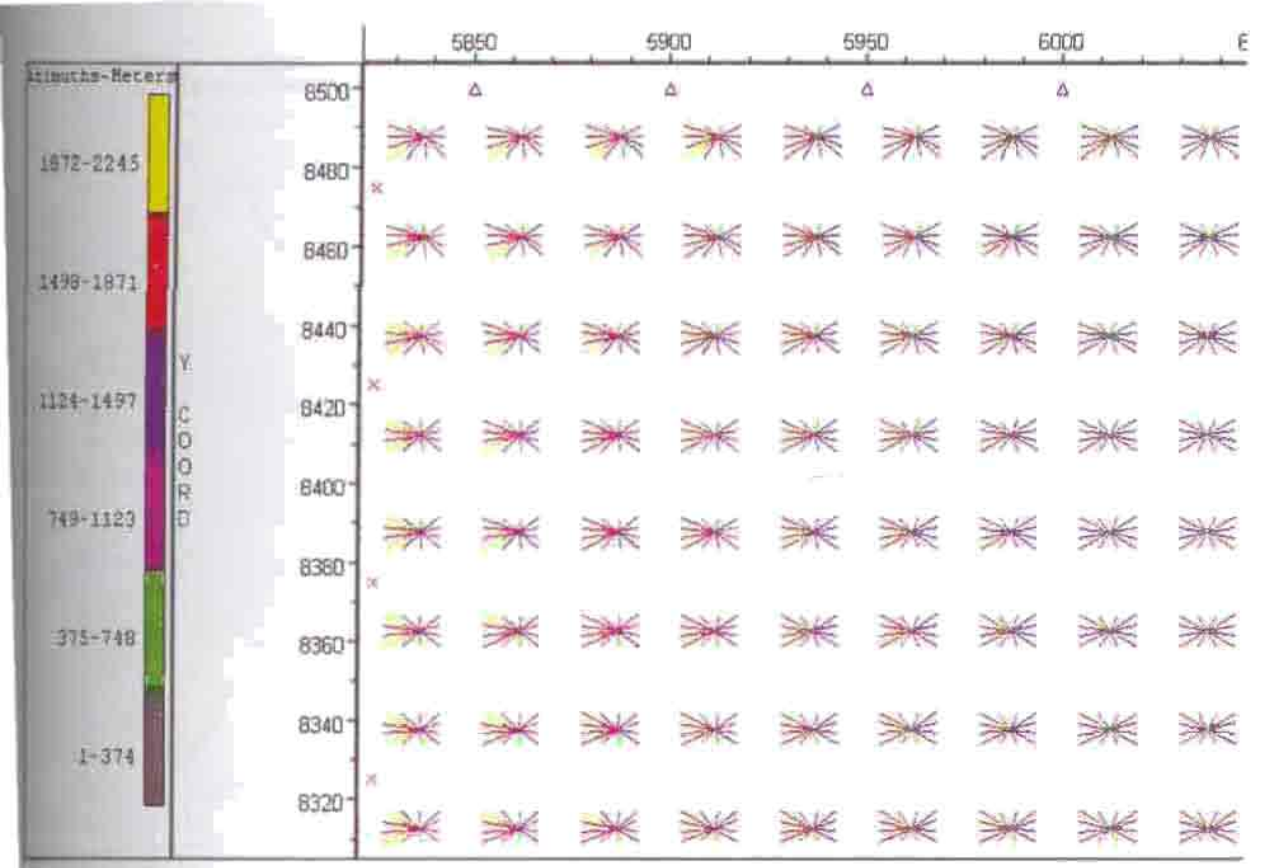


Рис. 20.34. Схематическое изображение (в обзорном масштабе) характера распределения азимутов удалений для группы бинов приработок по предложенной (расчитанной) центральной системе наблюдений с 8 линиями приема. Длина лучей и их цвет характеризуют величину удаления в рассматриваемом бине

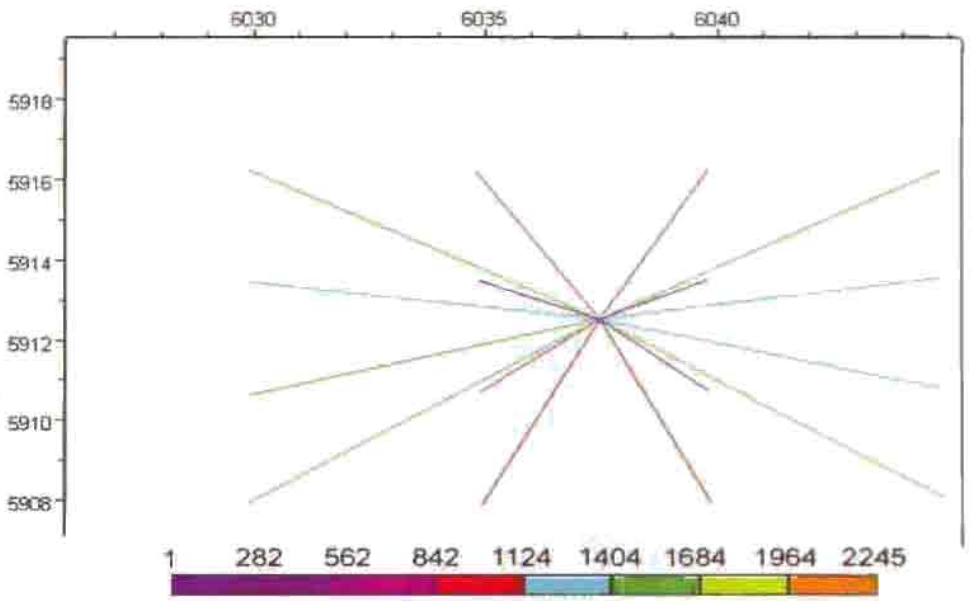


Рис. 20.35. Схематическое изображение (в крупном масштабе) характери распределения азимутов удалений для одного из бинов приработок по предложенной (расчитанной) центральной системе наблюдений с 8 линиями приема. Длина лучей и их цвет характеризуют величину удаления в рассматриваемом бине

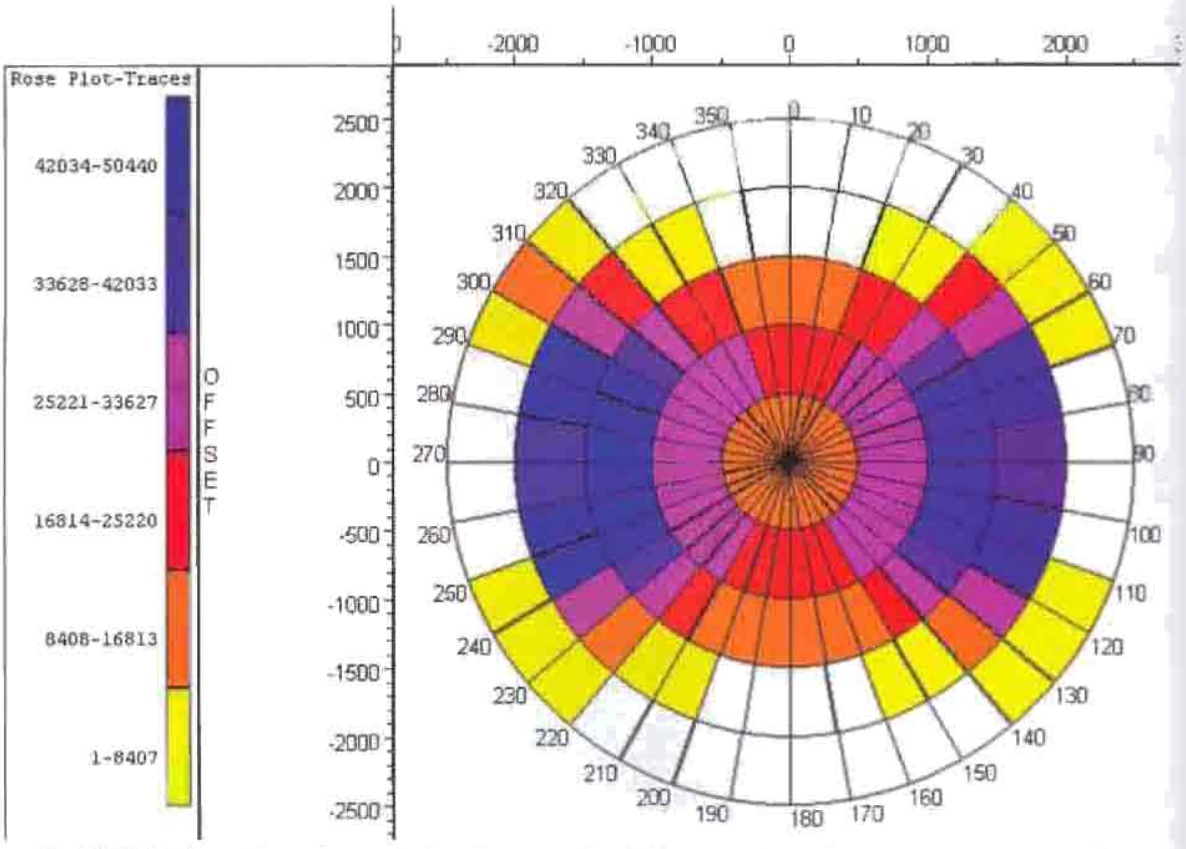


Рис.20.36. Графическое изображение статистических данных о характере распределения числа трасс как функции величин удалений "источник - приемник" и азимутов подхода лучей для всей площади исследований. Радиус окружностей в приведенном по осям линейном масштабе пропорционален величинам удалений. Цветовая гамма отражает общее количество трасс, имеющих заданные удаления и азимуты подхода сейсмических лучей

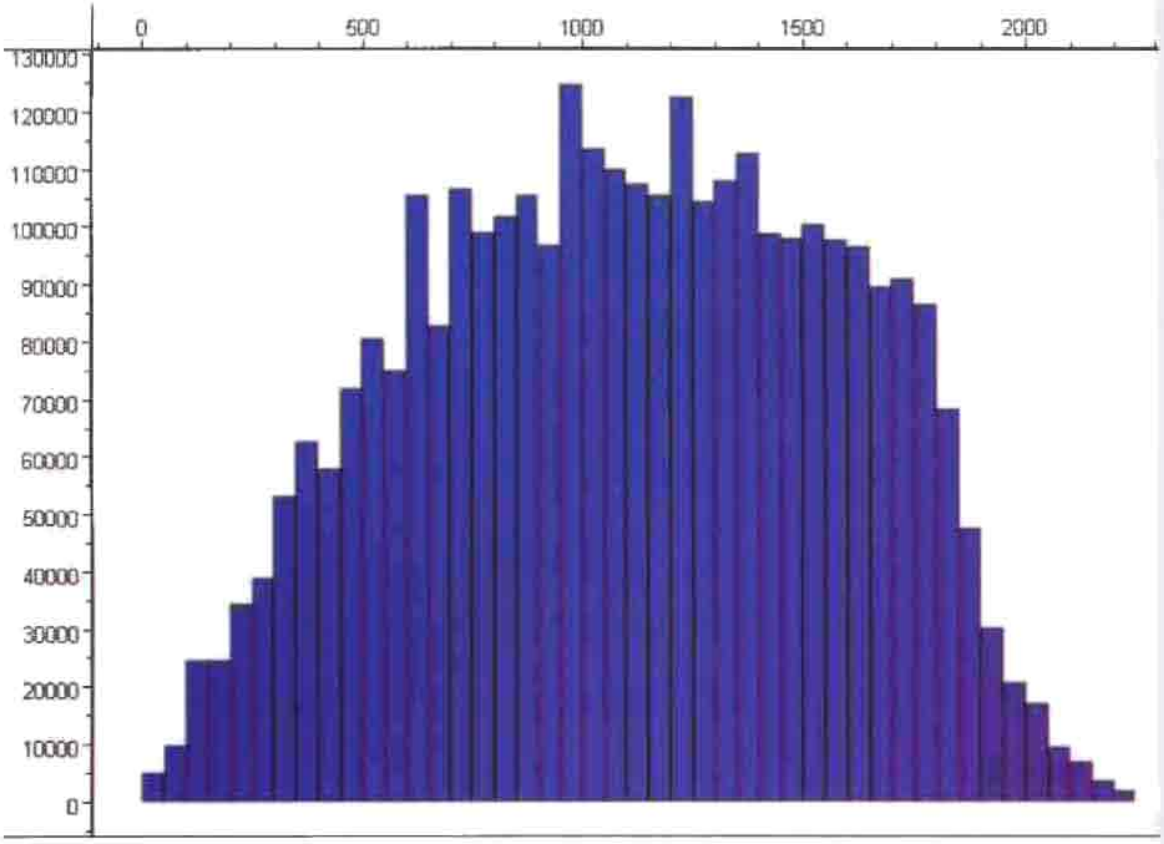


Рис.20.37. Графическое изображение статистических данных о характере распределения числа трасс (по вертикали) как функции величин удалений "источник - приемник" (по горизонтали)

Все существующие системы проектирования работ 3D позволяют рассчитывать еще целый ряд арактеристик (атрибутов) выбранной системы наблюдений, которые здесь не приводятся.

Анализ полученных (приведенных) данных позволяет предположить, что выбранная система наблюдений бладает достаточно однородным распределением атрибутов (кратности, величин удалений и их азимутов и др.) по ей площади исследований. Это дает основание утверждать, что предложенная система наблюдений не внесет ущественных искажений в регистрируемые динамические особенности сейсмических трасс конечного "куба ейсмической информации". Отсюда следует сделать вывод о практической пригодности предложенной системы аблюдений. Это позволяет нам приступить к подсчету окончательных (интегральных) сведений о выбранной истеме наблюдений, которые будут необходимы при составлении проекта и сметы на сейсморазведочные работы.

Для подсчета общего объема сейсморазведочных работ учтем, что ранее нами был принят способ отработки лощади исследований *"с перекрытием линий приема"*. При отработке площади съемки по этой технологии, как же указывалось, всегда половина линий приема предыдущей полосы должна перекрываться половиной линий иема следующей полосы регистрации (см. рис.20.7). Количество отрабатываемых полос по всей площади съемки ли этом можно рассчитать следующим образом

$$NS=(L_y / 0.5 * L_y) - 1.$$

Количество отрабатываемых шаблонов (групп сейсмоприемников) по полосе рассчитывается по формуле

$$NT=(L_x / SLI)+1.$$

В рассматриваемом примере для отработки всей площади участка потребуется отработать количество полос *S(number swath)*, равное 10.0 км / (0.5 * 2.0 км) – 1 = 9, а количество отрабатываемых в полосе шаблонов (13.5 – 3.6) 450 км + 1 = 23. Общее число перемещений группы сейсмоприемников–общее число отрабатываемых расстановок дет равно $NS * NT = 9 * 23 = 207$. С первого взгляда может показаться, что для изучения всей площади достаточно ювезти запись работы числа пунктов возбуждения, равное произведению числа расстановок $NT * NT$ на число *ПВ* едной расстановке: 207 * 20 = 4140 *ПВ*. Однако дело обстоит несколько сложнее. Об этом же свидетельствует и лученный результат: расчетное количество *ПВ* (4140) весьма значительно отличается от проектного значения (6000). ичина этого отличия заключается в том, что для принятой нами центральной системы наблюдений область набора атности будет чрезмерно большой, размеры которой не описываются приведенными выше формулами (20.16). Для го чтобы уменьшить области набора кратности по обоим направлениям, не *выходя шаблоном за пределы контура ежи*, необходимо задействовать в работу дополнительные пункты (линии) возбуждения. Как видно из приведенных атериалов (см. рис.20.12), для уменьшения зоны набора кратности до приемлемого уровня, определяемого формулами 3.10), в направлении оси *OX* на крайних для участка съемки шаблонах необходимо дополнительно отработать еще по ыре пункта возбуждения (линии возбуждения). Только в этом случае зона набора кратности будет минимальна, а размеры будут определяться выше названными формулами. Это означает, что количество потребных линий збуждения следует считать равным 23 +2 * 4 = 31. Из этого следует, что на отрабатываемых 9 полосах потребуется местить число пунктов возбуждения, равное: 31 * 9 * 20 = 5580. Аналогичные рассуждения приводят нас к выводу ом, что для уменьшения зон набора кратности в направлении оси *OY* также необходимо добавить в каждую линию нктов возбуждения дополнительно по 2 * 8 = 16 *ПВ*, что в общей сложности составит 31 * 16 = 496 *ПВ*. В результате ло необходимых пунктов возбуждения для отработки всей площади по выбранной методике работ будет равно 80 + 496 = 6076 *ПВ*. Это значение уже практически не отличается от проектного значения, что свидетельствует о ильности всех промежуточных расчетов.

Если предположить, что полевые работы (размещение кос и линий пунктов возбуждения) можно выполнять *ходом за пределы контура* обозначенного участка, то легко подсчитать, что требуемое количество пунктов збуждения в этом случае составит: 33(*ЛПВ*) * 11(полос) * 20(*ПВ*) = 7260 (*ПВ*). В этом случае основная площадь мки *не будет иметь зон набора кратности*. Однако это достигается ценою дополнительных затрат. Какой из х вариантов может быть принят для исполнения, решает проектант работ с учетом конкретных обстоятельств.

В сделанные расчеты по определению параметров системы наблюдений иногда по требованию заказчика ходится вносить некоторые коррективы, обусловленные его повышенными требованиями к качеству получаемых левых материалов. Такие требования возникают обычно при проектировании работ по схеме *"с перекрытием ий приема"*. Дело в том, что после конвейерной отработки участка исследований вдоль одной полосы линий ема, при переходе к отработке следующей полосы, в некоторых случаях возникает необходимость в повторной становке сейсмоприемников на половине ранее отработанных линий приема. Поскольку соблюсти в полевых овиях точную повторную установку сейсмоприемников реально никогда невозможно, то неточности по тарасположения сейсмоприемников в новой расстановке могут приводить к возникновению неконтролируемых решностей в регистрируемом волновом поле. Это может приводить к понижению *разрешенности* сейсмической си. По этой причине представители заказчика работ могут требовать сохранения на прежнем месте регистрации ших всех тех кос и сейсмоприемников, которые будут задействованы при отработке следующей полосы. Выполнение го требования приводит к необходимости иметь в составе полевого оборудования значительного количества олнительных полевых модулей и линий приема, отличное от результатов вышеприведенных расчетов. Реальность й ситуации будет непременно нарастать по мере роста сложности геологических задач, решаемых сейсморазведкой.

Для оценки объемов предполагаемых сейсморазведочных работ приведем выходные показатели проекта:

- число шаблонов в съемке – 207;
- число профилей, подлежащих разбивке на участке – 40;
- число отрабатываемых сейсмических профилей – 72;
- общий объем сейсмических профилей, подлежащих отработке, – 72 * 13.5 = 972 км;
- количество профилей возбуждения – 31;
- общая длина профилей возбуждения - 31 * 10 = 310 км;
- количество сейсмоприемников – 3* 576 + 0.5 * 576 * 3 = 2592 = 2600 штук;
- количество пунктов возбуждения – 6076;
- потребное количество линейного телеметрического кабеля – 3600 * 8 + 0,5 * 3600 * 8 = 43.2 км;
- потребное количество шестиканальных полевых модулей – 8 * 12 + 0.5 * 8 * 12 = 144 шт.;
- потребное количество линейного телеметрического кабеля при сохранении четырех линий в полосе – 13500 * 8 = 108 км.
- потребное количество шестиканальных полевых модулей при сохранении четырех линий в полосе – 8 * 45 = 360 шт.

Зная общее количество пунктов возбуждения (6076), можно подсчитать общее число сейсмических трасс, подлежащих регистрации: 6076 * 576 =3499776. При длительности записи в 4 с и шаге квантования 2 мс легко определяется общее число сейсмических слов (отсчетов). В случае использования станции с 4 байтовым форматом слова это позволит оценить общий ожидаемый объем информации: 3499776 * (4 /0.002) * 4 =28 Гб.

В заключении всех расчетов системы наблюдений следует эту информацию перенести в специальные файлы (скрипт–файлы для телеметрических станций типа I/O и SPS - файлы для станций фирмы "Sercel"), которые существенно помогут оператору сейсморазведочной станции в организации непосредственного выполнения полевых работ по запроектированному сценарию.

Для сравнения заметим, что выполнения на этой же площади детальных профильных работ 2D по сети профилей в масштабе 1:50000 с плотностью даже 2 км профилей на 1 км^2 площади потребует (при сопоставимой плотности 20 точек ОСТ на 1 км профиля) использования почти такого же (5400) общего количества *ПВ*. Это обстоятельство *почти уравнивает стоимость* этих двух видов работ. Геологическая эффективность же результатов работ по технологии 3D, как уже это общепризнанно во всем мире, несравненно выше эффективности результатов работ 2D. Вот почему в практике геологоразведочных работ сейсморазведка 3D используется во все возрастающих объемах на разных стадиях, в том числе и на поисковой стадии. Это особенно эффективно, если при этом используются бины достаточно крупных размеров: (50 * 100) м, (50 * 150) м и др.

Вопросы для самопроверки

1. Что в сейсморазведке принято называть системой наблюдений?
2. Охарактеризуйте главные тенденции в технологии современной сейсморазведки.
3. В чем принципиальное различие 2D и 3D систем наблюдений в сейсморазведке?
4. Что такое кратность наблюдений в сейсморазведке 3D?
5. Какие базовые элементы составляют основу пространственных систем наблюдений?
6. Что такое бин, какие факторы влияют на выбор его размера?
7. Поясните основные понятия, используемые при описании пространственных систем наблюдений.
8. Какие параметры геологического разреза служат основой для проектирования пространственных систем наблюдений?
9. Какие основные факторы предопределяют выбор кратности системы наблюдений?
10. Как рассчитывается проектная плотность пунктов возбуждения колебаний на участке исследований?
11. Как определяется кратность наблюдений в направлении в направлении ***in-line*** и ***cross-line***?
12. Что такое участки набора и сброса кратности наблюдений?
13. Поясните особенности технологий работ ***"с перекрытием линий приема"*** и ***"с перекрытием линий возбуждения"***.
14. В чем особенность конвейерной технологии работ 3D в методе ОСТ?
15. На что и как влияет характеристическое отношение группы сейсмоприемников?
16. Как определяется необходимый размер площади миграции?
17. Перечислите качественные характеристики системы наблюдений типа *"кирпичной кладки"*.
18. Назовите особенности систем наблюдений по схемам *"зигзаг"*, *"зеркальный зигзаг"* или *"двойной зигзаг"*.
19. В чем основные достоинства наблюдений по методике широкого профиля?
20. Что такое *тотальная* сейсморазведка?

* * * * * * *

21. МОРСКАЯ СЕЙСМОРАЗВЕДКА

21.1. Перспективы добычи углеводородов на море

Вторая половина XX века ознаменовалась началом интенсивных работ по освоению ресурсов ***Мирового океана***, занимающего почти 71 % всей поверхности Земли. Вся территория *Мирового океана* подразделяется на ***область шельфа*** с глубинами до 200 м (7,5 % поверхности *Мирового океана*), ***зону материкового континентального склона*** с глубинами до 3 км (10,8 %) и ***океаническую (абиссальную) область*** с глубинами более 3 км (81,7 %). *Основным источником информации* о геологическом строении дна *Мирового океана* являются *результаты геофизических*, прежде всего *сейсмических исследований*. В настоящее время уже практически достаточно четко сформировались три отчетливо выраженных направления морских геолого-геофизических исследований:

- поиски и разведка залежей углеводородов (нефть, газ и газогидраты) на шельфе и континентальном склоне;
- поиски, разведка и добыча различного вида *конкреций* – богатых металлических руд - с поверхности дна *Мирового океана*;
- поиски и разведка россыпных месторождений золота, олова, алмазов и др. в прибрежной полосе шельфа.

Однако *основной объем морских геофизических работ* в настоящее время осуществляется с целью *поиска и разведки залежей углеводородов*. С точки зрения техники и технологии *ведения сейсмических работ* всю территорию *Мирового океана* принято по-иному делить на *три области*:

- переходная зона (транзитная) от суши к морю с глубинами воды до 20 м, где *еще не могут ходить* морские сейсморазведочные суда;
- шельфовая (мелководная) зона с глубинами от 20 до 500 м;
- глубоководная часть (*deep water*) *Мирового океана* с глубинами более 500 м.

Выполнение сейсморазведочных работ в каждой из этих зон имеет свои специфические особенности. Основной объем работ пока выполняется в *шельфовой зоне*. Технику и технологию сейсморазведочных работ в этой зоне мы рассмотрим наиболее подробно. Для работ в двух других областях Мирового океана будем лишь указывать на некоторые особенности ведения сейсморазведочных работ.

Морские сейсморазведочные работы *впервые в мире* были начаты в ***СССР*** еще в 1941 году на мелководье *Бакинской бухты*. Конечно, сейсморазведочные работы в то время выполнялись на весьма примитивном уровне. По существу это были наземные сейсморазведочные работы, адаптированные к условиям работы в мелководной бухте на глубинах до 10 - 15 м. Однако они послужили толчком к началу широкого развертывания морских сейсморазведочных работ. Во всем мире, однако, принято считать, что широкое промышленное освоение морских нефтяных богатств было начато в 1947 году работами в *Мексиканском заливе*. В 1997 году в связи с 50-летием с момента начала таких работ мировая научно-техническая общественность подвела основные итоги работ *морской нефтегазодобывающей отрасли*. За все эти годы в различных районах *Мирового океана* выполнено, по разным данным, от 18 до 25 млн. км сейсмических профилей. Были созданы различные конструкции разведочных и добычных морских платформ и буровых судов, общее число которых превысило несколько тысяч единиц. Возможности их работы при различной глубине воды непрерывно расширяются, и по прогнозам специалистов, к 2008 году вполне реальной станет добыча углеводородов при глубине моря до 3500 м (рис.21.1). Динамика процесса роста уверенно осваиваемых глубин *Мирового океана* хорошо видна по приводимым данным.

Работами морских геологов и геофизиков открыты и подготовлены значительные запасы углеводородов на территории морей и океанов. Это обеспечивает опережающий и непрерывный рост добычи нефти на акваториях. Если в 1985 году в мире добывалось всего около 2700 млн. т нефти, в том числе добыча на море составляла 750 млн. т (27%), то уже в 2005 году при общей добыче около 4100 млн. т на море добывалось более 1800 млн. т (~ 40%). В среднем с момента начала добычи нефти на море процент прироста морской добычи в общемировом балансе добычи составил 0,8% в год, что существенно превышает аналогичный показатель суши. Исходя из этих темпов опережающего роста морской добычи, можно полагать, что к 2015 году общие объемы добычи на море и на суше сравняются. В последующие годы можно ожидать заметного преобладания объемов добычи на море. За последние 10 - 15 лет многие страны мира, прежде практически не добывавшие нефть на своей территории, создали свою нефтяную отрасль. Сейчас эти страны полностью обеспечивают свои потребности за счет ежегодной добычи нефти на море. К таким странам следует отнести: *Англию* (~ 150 млн. т в год), ***Норвегию*** (~ 200 млн. т в год), ***Мексику*** (~ 130 млн. т в год), ***Вьетнам*** (14 млн. т в год), страны экваториальной *Африки* (***Гвинея***, ***Габон***, ***Нигерия***, ***Ангола*** и др. - 170 млн. т в год) и др.

Однако общее количество разведанных запасов нефти при *существующих* (www.bp.com, 2007) тенденциях и темпах ее добычи (рис.21.2) вызывает серьезную озабоченность обеспеченностью ею всего человечества. Особо низкая обеспеченность (7 - 9 лет) нефтяными ресурсами характерна для ***США***, ***Канады***, ряда стран ***Западной Европы***. Эти страны уже давно добыли более половины всех имеющихся у них нефтяных ресурсов. Большинство стран мира

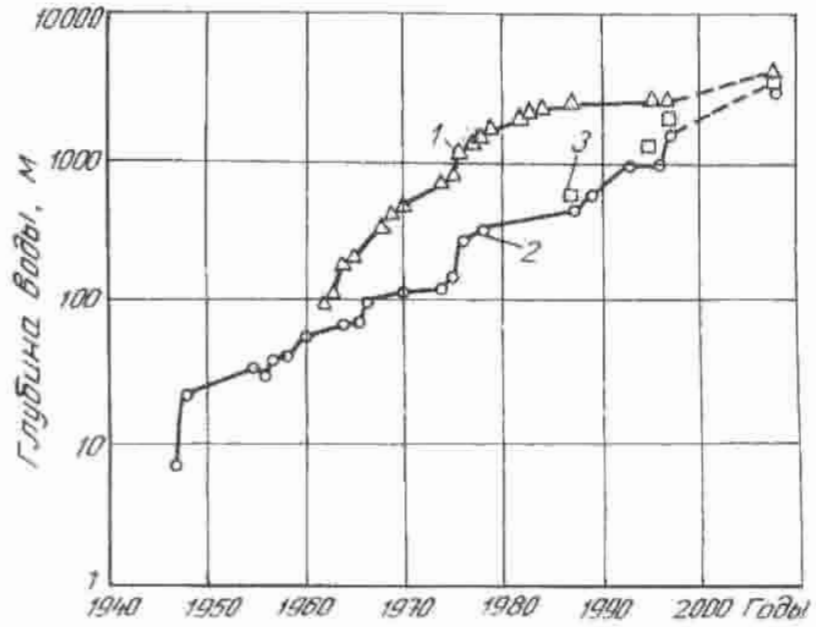


Рис. 21.1. Графики, иллюстрирующие последовательный рост доступных морских глубин:
1 - для разведочного бурения; 2 - стационарных и плавучих добычных платформ;
3 - добычи нефти и газа с использованием придонного оборудования

преодолели этот рубеж к началу XXI в. (рис.21.3). Именно это обстоятельство подталкивает все страны интенсивно вести геологоразведочные работы и, прежде всего, морские поисковые сейсморазведочные работы. Если условно исходить из того, что для открытия уже разведанных запасов нефти (~250 млрд. т) к настоящему времени выполнено около 30 млн. км сейсмических профилей, то для обнаружения еще не открытых потенциальных запасов (100 - 200 млрд. т) предстоит выполнить почти столько же сейсморазведочных работ. Не менее половины из них (15 - 20 млн. км) придется выполнять в морях и океанах. В настоящее время основные объемы морских сейсморазведочных работ выполняются в шести районах мира (рис.21.4). Распределение структуры морских сейсморазведочных работ по трем вышеназванным областям можно видеть на примере работ в *Мексиканском заливе* (рис.21.5).

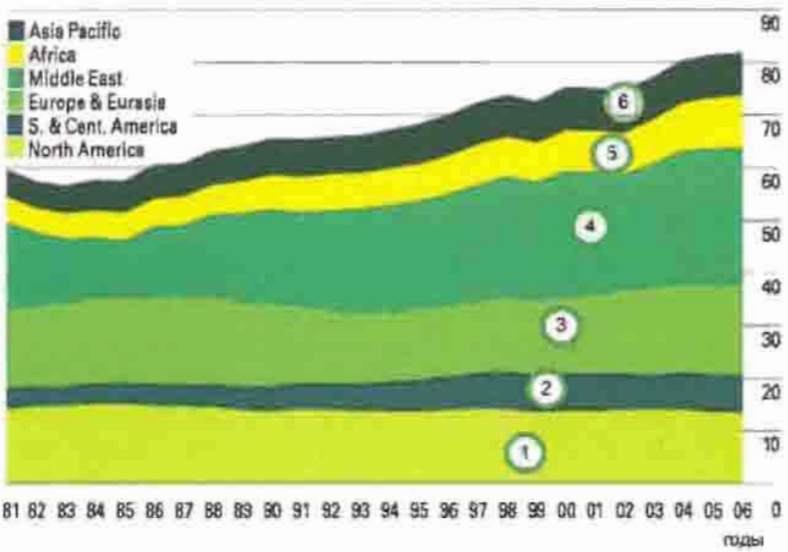


Рис. 21.2. Динамика добычи нефти по регионам мира
(в миллионах баррелей в день)
1 -Северная Америка , 2 - Южная и Центральная Америка, 3 - Европа и страны бывшего СССР, 4 - Ближний Восток , 5 -Африка , 6 - Юго-Восточная Азия

На территории ***СССР*** морские сейсморазведочные работы, как уже упоминалось ранее, были начаты на *Каспийском море* еще в начале сороковых годов прошлого века. Официальным же началом морских сейсморазведочных работ в СССР принято считать 1949 год - год организации в г. ***Челекен*** на южном побережье *Каспия* первой *Каспийской морской геофизической экспедиции*. После перевода ее в 1960 году в г. ***Геленджик*** морские сейсморазведочные работы стали проводиться не только на *Каспии*, но и по всей морской периферии *СССР*, а также и за рубежом. Однако в значительных объемах и на достаточно высоком техническом уровне морские сейсморазведочные работы начали разворачиваться в начале восьмидесятых годов. Для этой цели были созданы крупные государственные структуры - *научно-производственные объединения* (***"Союзморгео", г. Мурманск, "Союзморшнефтегеология", г. Рига, "Южморгеология", г. Геленджик***), состоящие из мощных *производственных организаций, научно-исследовательских институтов* и *специальных конструкторских бюро*. Для выполнения морских работ были запроектированы и построены специальные геофизические суда, получившие в нашей стране статус *научно-исследовательских судов* (***НИС***). С их помощью начались интенсивные морские сейсморазведочные работы на шельфе страны. Основные объемы работ выполнялись на *Баренцевом* и *Карском*

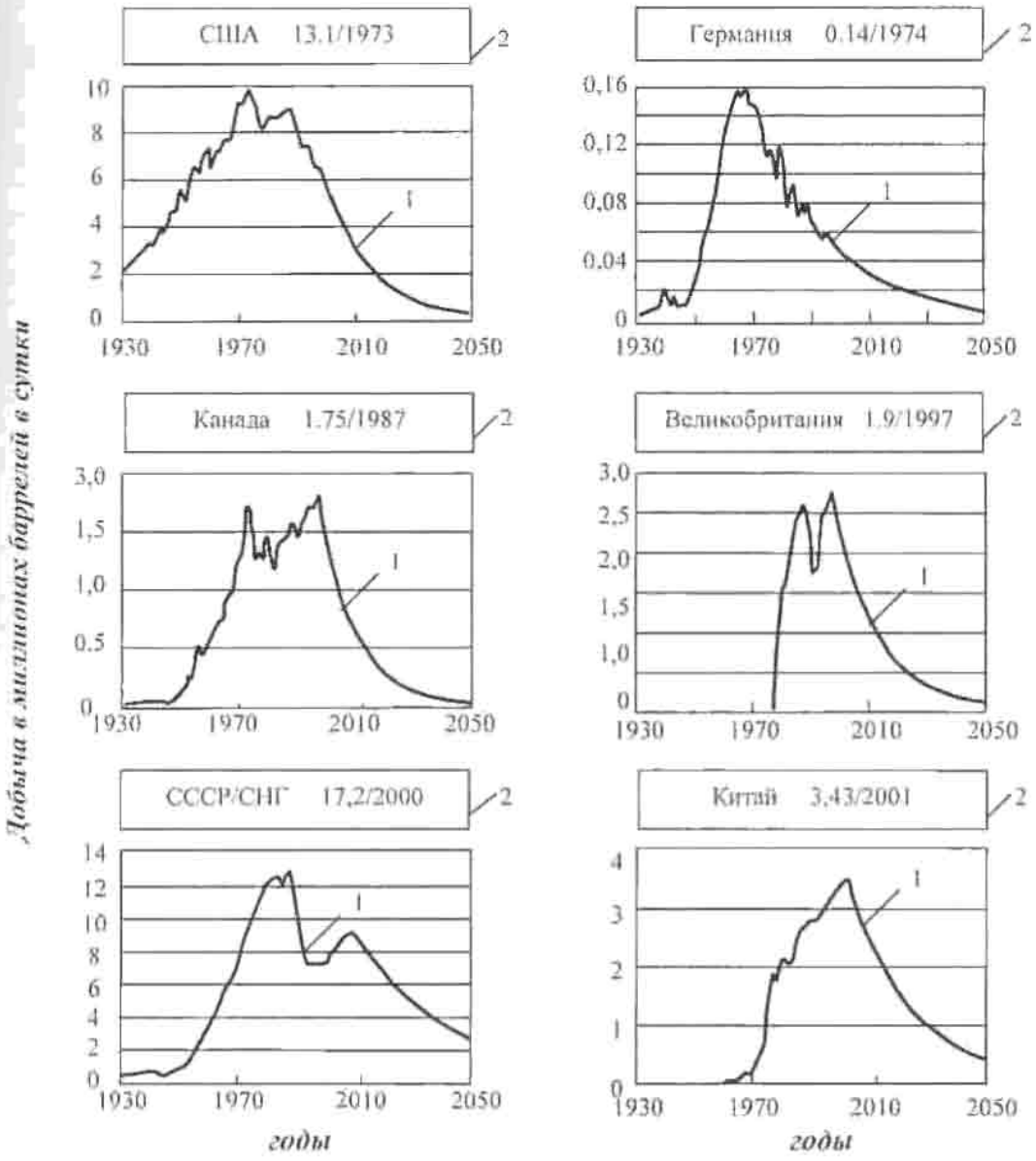


Рис. 21.3. Один из пессимистических вариантов прогнозной (после 2000 г.) ежесуточной добычи нефти (1) в миллионах баррелей для ряда стран мира.
В заголовке (2) – названия страны, суммарный объем добытой нефти в миллиардах тонн на момент выработки половины разведочных запасов, год выработки половины разведанных запасов

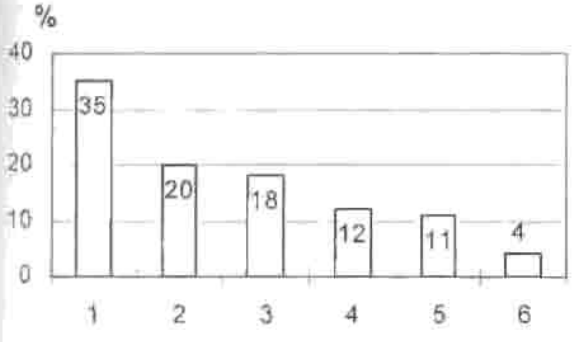


Рис. 21.4. Относительные объемы морских сейсморазведочных работ по основным регионам мира:
1 - Мексиканский залив; 2 - Северное море;
3 - Латинская Америка; 4 - Западная Африка;
5 - Дальний Восток; 6 - Средний Восток

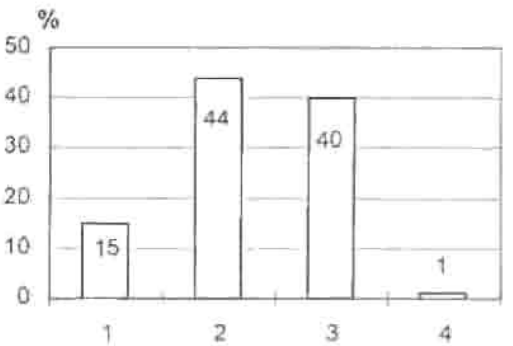


Рис. 21.5. Относительное распределение объемов сейсморазведочных работ по различным областям Мексиканского залива:
1 - транзитные зоны, 2 - шельф,
3 - глубоководные области; 4 - прочие



Рис. 21.6. Объемы выполненных морских сейсморазведочных работ *МОГТ* в *СССР / России*:

1 - работы *2D* за счет средств госбюджета; 2 - работы *2D* за счет заказов нефтедобывающих компаний; 3 - работы *3D* за счет различных заказов

морях (до 30-35 тыс. км сейсмических профилей в год), на *Каспийском* (20-25 тыс. км), *Черном и Азовском морях* (до 15 тыс. км), *Балтийском* (до 10 тыс. км) и *Охотском морях* (20-30 тыс. км). Динамика выполнения сейсморазведочных работ в ***СССР*** (***России***) хорошо видна по данным, приводимым на рис.21.6. На основе результатов этих работ уже открыто достаточно много перспективных объектов. На всех морях ***СССР*** (***России***) обнаружено и подготовлено более 430 перспективных структур. Ранее сделанные открытия сейсморазведчиков на *Южном Каспии*, например, позволяют ***Азербайджану*** планировать и на ближайшие годы довести объем добычи нефти до 15 - 20 млн. т в год. На шельфе ***Сахалина*** на основе сделанных ранее открытий организуется совместно с ***Японией*** и другими странами разработка ряда месторождений в рамках проектов ***"Сахалин - 1"*** и ***"Сахалин - 2"***. В *Баренцевом море* также открыты крупные месторождения нефти и газа, что позволит организовать их добычу уже в ближайшие годы. Тем не менее, северный шельф ***России*** еще практически не исследован, и здесь могут иметь место крупнейшие открытия. С этой точки зрения отечественным геофизикам в первой половине XXI века еще предстоит выполнить крупные объемы сейсморазведочных работ на шельфе севера и востока ***России***.

21.2. Суда для сейсморазведочных работ

На начальном этапе ведения морских сейсморазведочных работ (в мире до 1960 г., в ***СССР*** до 1980 г.) в качестве судов для сейсморазведочных работ применялись различные переоборудованные суда из числа рыболовецких траулеров, пассажирских судов и судов другого назначения. По мере становления морской сейсморазведки стало очевидным, что для эффективного ведения таких работ необходимо проектировать и строить *специализированные сейсморазведочные суда* (***seismic survey vessel***). Второй этап развития морской сейсморазведки ознаменовался постройкой большого числа специализированных судов, на которых и выполняется в настоящее время основной объем работ. Эти суда были предназначены для работы по технологии *2D* и могли буксировать одну, редко две – четыре сейсмические косы. К середине 90-х годов стало ясно, что дальнейшие успехи применения сейсмической разведки в нефтяной геологии следует связывать с работами по более сложным технологиям *3D* и *3D/4C*. При этом немедленно выяснилось, что ранее построенные сейсморазведочные суда второго поколения не могут обеспечить эффективного ведения работ по этим технологиям. Возникла необходимость либо в переоборудовании существующих судов, либо в проектировании и строительстве новых. В настоящее время в ряде крупных геофизических компаний уже появились суда нового - *третьего поколения*, специально предназначенные для работы по новейшим технологиям *3D* и *3D/4C*.

Сейсмические исследовательские суда должны удовлетворять следующему ряду требований:

- удобное размещение комплекса сейсморазведочной аппаратуры и оборудования;
- достаточно комфортное размещение 12 - 25 членов исследовательской команды;
- обеспечивать относительно низкую сейсмоакустическую шумность буксировки сейсмических кос в рабочем диапазоне скоростей 5 - 8 узлов (9 - 15 км/ч).
- иметь специальное радионавигационное оборудование для уверенного ведения судна по запроектированной системе сейсмических профилей;
- обладать достаточной автономностью плавания (30 - 60 суток).

Для размещения регистрирующей и обрабатывающей аппаратуры, как правило, необходима рубка - лаборатория площадью не менее 20 - 25 кв. м в наиболее комфортной части судна. В машинном отделении необходимо размещение не менее двух специальных воздушных компрессоров высокого давления. Процесс

смотки и размотки сейсмических кос требует установки на корме судна в полузакрытом помещении специальных барабанов с электроприводом и емкостью размещаемых кос объемом до 10 - 15 м^3.

Экипаж научно-исследовательской команды состоит из нескольких операторов и их помощников, рабочих сейсмической косы, специалистов по обслуживанию пневматических источников, радиогеодезистов и, возможно, геофизиков-обработчиков получаемой сейсмической информации. Это в общей сложности может составлять 15 и более человек.

Специфика морских исследований такова, что скорость буксировки сейсмических кос не может быть как *очень малой* (менее 8 - 9 км/ч), так и *очень большой* (более 14 - 16 км/ч). Низкая скорость буксировки не позволяет гарантированно удерживать сейсмические косы в горизонтальном и прямолинейном виде. Высокая скорость буксировки создает излишне высокие *акустические шумы*, что сильно ухудшает соотношение интенсивности полезного сигнала и помех. Кроме этого, весьма важно, чтобы шумы самого судна (шумы двигателя) были бы также достаточно малыми. Это достигается либо через применение дизель-электрического привода на винт, либо использованием движущего винта с регулируемым шагом.

При выходе судна на запланированный объект работ его вождение по системе запроектированных профилей осуществляют специалисты-радиогеодезисты из геофизической рубки с применением специальных технических средств. Штатные судоводители-штурманы лишь выполняют их команды. И только в случае возникновения нештатных ситуаций управление судном немедленно переходит к вахтенному штурману.

Для выполнения сейсмических работ вдали от портов необходимо, чтобы экипаж НИС имел возможность длительной непрерывной работы в море. Это возможно при условии, что судно обладает всеми необходимыми ресурсами для такой работы (запас топлива, пресной воды, основных запчастей и расходных материалов и т. п.

В качестве общей информации о типичном геофизическом судне второго поколения приведем (www.smnggeophysics.com, 2005) основные технические характеристики ***НИС "Академик Лазарев"*** (рис.21.7), принадлежащего российской компании "***Севморнефтегеофизика***" (***г. Мурманск***).

Технические характеристики ***НИС "Академик Лазарев"***

Год и место постройки	Польша, 1987 г., корпус усиленный, ледового класса
Длина, ширина, осадка, м	81,85 x 14,8 x 5,0
Полное водоизмещение, т	2833
Двигатель основной	3090 kW
Крейсерская скорость, узлов (км/ч)	12.0 (23)
Дальность плавания, миль	12000
Компрессоры высокого давления	6 шт. общей производительностью около 90 м^3 в минуту при давлении 138 бар
Источники возбуждения	тип - *BOLT-1900LL-X* 4 линии по 8 источников общим объемом 4258 куб. дюймов
Сейсмическая коса	цифровая коса типа *Seal Fluid Sercel-24 bit* на 960 каналов
Длина косы, м	12000
Вместимость барабана для смотки косы	12000 м косы диаметром 50 мм
Сейсморазведочная станция	*SYNTRAK 480-24 Marine Digital Telemetry System*
Формат записи	SEG-D 8036 Demultiplexed, ленточный картридж типа 3590, *3 * 3490-E Cartridge Drive*
Графический плоттер	*OYO*, модель GS-624 ширина 60 см
Интегрированная навигационная система	спутниковая система RGP-2D
Общая численность экипажа, человек	до 57

Научно-исследовательские суда *третьего поколения* по своим техническим характеристикам весьма существенно отличаются от судов второго поколения. Главное принципиальное отличие – техническая возможность одновременной буксировки большого (6–12) числа забортных приемных устройств (кос) и нескольких линий (2–4) источников колебаний. Эти возможности реализуются благодаря наличию у судна специальной уширенной кормы, использованию специальной техники и технологии разведения буксируемых кос в плане. Для реализации этих возможностей потребовалось создание научно- исследовательских судов принципиально нового типа. Головным судном этого проекта стало ***НИС "Ramform"*** (рис.21.8). Основные технические характеристики судов этого типа приведены ниже. Сравнительное представление о размерах ***НИС*** второго и третьего поколений можно получить по данным рис.21.9, где приведены в одинаковом масштабе их плановые контуры.



Рис. 21.7. Сейсмическое научно-исследовательское судно *"Академик Лазарев"*



Рис. 21.8. Сейсмическое научно-исследовательское судно третьего поколения типа ***Ramform***

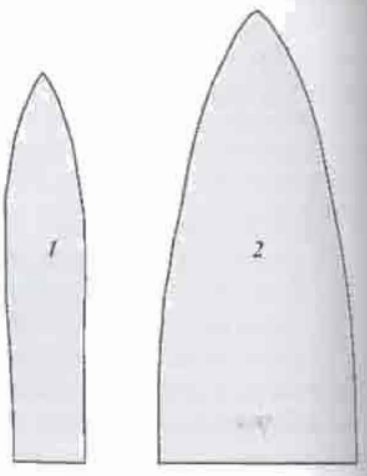


Рис. 21.9. Сравнительные плановые контуры *НИС* второго (1) и третьего (2) поколений в масштабе 1:1500

Технические характеристики НИС третьего поколения типа Ramform Viking фирмы PGS

Размеры: длина, ширина, осадка, м	82.2 x 39.6 x 7.3
Водоизмещение, т	11200
Крейсерская скорость, узлов	14
Автономность плавания, сутки	100 – 130
Численность экипажа, человек	55
Число источников, шт, их объем, $дм^3$	до 8, 12000
Число приемных кос, шт.., активная длина, м	до 20, 12000
Производительность съемки 3D, $км^2$/ в сутки	до 100

21.3. Морские сейсмические косы и бортовые сейсморазведочные станции

Морские сейсмические косы предназначены для приема сейсмических колебаний регистрирующей аппаратурой, расположенной на геофизическом судне. По специфике использования они подразделяются на два типа - плавучие буксируемые и донные (Evans, 1997; Телегин, 2004). В зависимости от структуры и глубины преобразования сейсмических сигналов в косе они также подразделяются на аналоговые и цифровые. В аналоговых косах сейсмический сигнал от каждого канала передается на борт судна и оцифровывается в сейсморазведочной станции. Оцифровка сейсмических сигналов в цифровых косах осуществляется для нескольких соседних каналов непосредственно в сейсмической косе. По существу цифровые сейсмические косы - это морской аналог совокупности полевых сейсморегистрирующих моделей телеметрической системы сбора информации. В настоящее время на большинстве геофизических судов используются цифровые сейсмические косы. Общая структура морской плавучей сейсмической косы показана на рис.21.10.

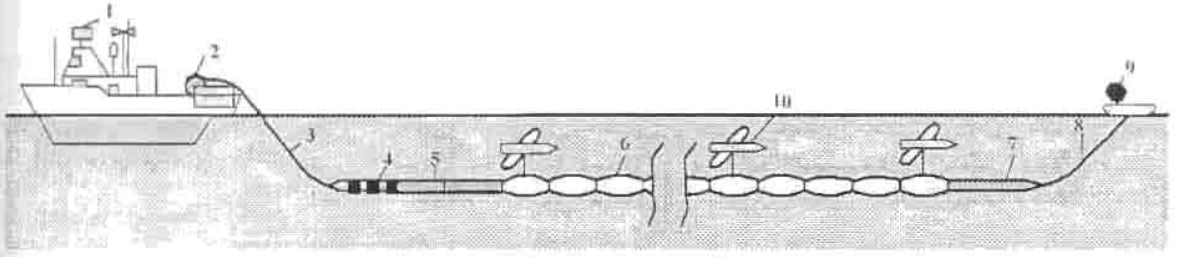


Рис. 21.10. Схема плавучей буксируемой сейсмической косы:
1 - научно-исследовательское судно; 2 - барабан для смотки и намотки косы; 3 – кабель-буксир;
4 - грузовая секция; 5 - бесприборные секции, 6 - рабочие приборные секции, 7 - концевая секция;
8 - концевой фал; 9 - буксируемый радар-отражатель; 10 - стабилизатор глубины

Коса состоит из совокупности рабочих секций, каждая из которых изготавливается из поливинилхлоридного шланга диаметром 50 - 70 мм с толщиной стенок до 3 мм. Каждая секция начинается и заканчивается специальной муфтой из нержавеющего титанового сплава. В муфтах устанавливаются многоконтактные герметические разъемы, через которые соединяются между собой электрические цепи различных секций. В каждой секции муфты соединены между собой прочным стальным тросом, через который передается усилие буксировки сейсмической косы в толще воды. Внутри шланга размещаются пьезоприемники, воспринимающие акустическое давление от приходящих сейсмических волн, другие необходимые устройства для регистрации сейсмических сигналов, а также все нужные соединительные провода.

Внутрь шланга через клапаны в соединительных муфтах заливается специальная жидкость, обеспечивающая пьезокосе нейтральную плавучесть в морской воде, надежную электрическую изоляцию всех цепей пьезоприемников и передачу акустического давления из окружающей среды на чувствительные пьезоэлементы. В качестве такой жидкости могут использоваться технический спирт, керосин, дизельное топливо и т. п. Структура и параметры всех рабочих секций одинаковы, что позволяет собирать из отдельных взаимозаменяемых секций сейсмическую косу заданной конфигурации.

Кроме секций с пьезоприемниками (рабочих секций), в состав буксируемой косы обязательно входят бесприборные шланговые и кабельные секции, служащие для удаления приборных секций на заданное расстояние от судна. Для заглубления всей косы на требуемую глубину при ее буксировке за судном применяют короткие грузовые секции, которые совместно с секциями-амортизаторами и концевой секцией образуют систему буксировки. Эта система должна обеспечивать заглубление начальной части косы, ее требуемое удаление от судна и уменьшение акустических помех, вызываемых вибрацией косы в потоке, вибрацией судовых механизмов и шумами кильватерной струи. Бесприборная часть косы может иметь длину 300 - 600 м. Общая длина сейсмической косы может достигать 6 - 10 км.

При работе морские косы буксируются за судном на глубине 12 - 18 м при скорости до 6 - 7 узлов (11 - 12 км/ч). Стабилизация положения отдельных секций на глубине обеспечивается специальными пассивными или активными стабилизаторами глубины, которые устанавливаются на соединительные муфты и автоматически поддерживают глубину с точностью ±1 м. Для более точного определения геометрии косы во время буксировки в косе монтируются специальные датчики глубины и азимута. Кроме того, в конце косы с помощью специальной системы буксируется радар-отражатель, позволяющий с борта судна определять его местоположение. В результате работы всех устройств контроля геометрии косы появляется возможность не только знать, но и учитывать в процессе обработки реальную форму буксируемой косы и положение ряда ее элементов. Учет этих факторов повышает качество получаемых сейсмических материалов. Особенно важно это при производстве работ по технологии 3D или 4D.

В последние годы на отечественных морских судах, предназначенных для ведения сейсморазведочных работ на шельфе, появились сейсморегистрирующие станции и забортное оборудование нового поколения фирмы ***SYNTRON, INC.*** перешедшей недавно в состав фирмы ***SERCEL*** (www.sercel.com, 11. 2005). Эти станции получили название ***SYNTRAK-480-24^{TM}***. Они представляют собой ***многолинейные многоканальные телеметрические системы - Multiple Streamer Telemetry System (MSTS)*** - и предназначаются для ведения морских сейсмических исследований на базе профильных и пространственных систем наблюдений. Как и всякая морская сейсмическая регистрирующая система, телеметрическая регистрирующая система ***SYNTRAK-480-24^{TM}*** состоит из:

- ***набортного регистрирующего оборудования;***
- ***сейсмических кос и забортного вспомогательного оборудования.***

В состав ***набортного регистрирующего оборудования*** входят:

- ***Многолинейный телеметрический процессор (Multiple Streamer Telemetry Processor-MSTP);***
- ***Система записи данных (Multiple Streamer Recording System-MSRS);***
- ***Системный контроллер (System Controller);***
- ***Система контроля качества записи (SeaPro GC);***
- ***Устройства оперативного контроля и записи информации.***

Многолинейный телеметрический процессор (Multiple Streamer Telemetry Processor-MSTP) - содержит набортный интерфейс связи с сейсмическими косами, посредством которого осуществляется контроль и управление работой одной или двух цифровых сейсмических кос. Интерфейсы обеспечивают работу станции в режиме до 960 каналов при шаге квантования в 4 мс, 480 каналов при 2 мсек и в режиме до 240 каналов при шаге квантования 0,5 мс. В комплект системы может входить до 4 таких процессоров (рис.21.11), что может обеспечить работу 16 сейсмических кос с общим числом каналов свыше 15000.



Рис.21.11. Внешний вид 4-х *Многолинейных телеметрических процессоров* (***Multiple Streamer Telemetry Processor-MSTP***) и *Системы записи данных* (***Multiple Streamer Recording System-MSRS***) для случая регистрации системой ***SYNTRAK-480-24^{TM}*** исходной информации данных с 16 сейсмических кос

Система записи данных (Multiple Streamer Recording System-MSRS) через интерфейс связана с телеметрическим процессором ***(MSTP)*** и обеспечивает запись сейсмической информации на три ленточных картриджа типа ***3480, 3490E*** или ***3590***. Запись выходной сейсмической информации может осуществляться в различных демультиплексных форматах типа ***SEG-D*** с длиной сейсмического слова в 2,5 байта (8015), 3 байта (8036) или 4 байта (8048, 8058). Работой системы записи оператор управляет через интерфейс рабочей станции, основу которой составляет ПЭВМ с двумя цветными экранами размером 14 и 19 люймов. На 19-дюймовый экран обычно оперативно выводятся сейсмические записи.

Принципиальная блок-схема функционирования набортной части системы ***SYNTRAK-480-24^{TM}*** показана на рис.21.12.

Сейсмические косы и забортное вспомогательное оборудование состоит из собственно сейсмических кос и устройств управления спуском, подъемом и движением кос.

Рабочие секции имеют стандартную длину 75 м и изготовляются из полиуретанового шланга диаметром 56 мм со стенкой в 4 мм. В каждой секции на базе 6,25 м расположены 8 геофонов, образующих один приемный канал. Масса каждой такой секции без наполнителя 127 кг, с наполнителем – 240 кг. В одну секцию заливается 143 литра наполнителя типа ***Isopar M*** с плотностью 0,79 кг/л. Секция работоспособна при глубине погружения до 200 м, предельная рабочая глубина – 300 м. Выдерживаемое разрывное усилие – 10000 кг, что обеспечивает возможность реализации предельной длины сейсмической косы в 12000 м.

Обязательным элементом цифровой сейсмической косы является специальный модуль сбора информации. В этой косе один модуль обеспечивает работу 12 сейсмических каналов. Каждый модуль содержит двенадцать одинаковых усилителей с четырьмя ступенями усиления (12, 24, 36, и 48 дБ), фильтрами низкой частоты, антиалайсинг-фильтрами и высококачественным 24-разрядным преобразователем *"аналог-код"* новейшей дельта-сигма технологии (***ADST***). Применяемый преобразователь *"аналог-код"* обеспечивает квантование сигналов по времени с шагом 4, 2, 1, 0,5 мс. Кроме того, каждый усилитель содержит блок самотестирования и предварительной обработки сейсмической информации. В каждом модуле имеется индикатор глубины погружения, обеспечивающий контроль заглубления косы с точностью ±0,46 м в диапазоне глубин до 120 м. Определение плановой ориентировки каждой секции косы производится путем регистрации азимутальной ориентировки специальным датчиком. Цифровой модуль на 12 каналов

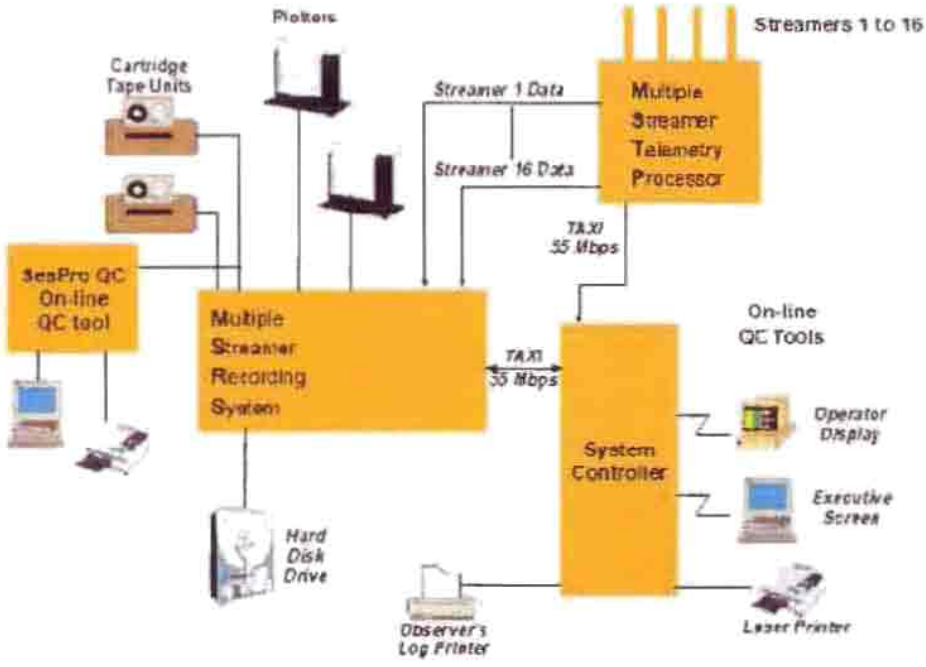


Рис.21.12. Принципиальная блок-схема функционирования забортного оборудования системы *SYNTRAK-480-24™*

смонтирован в цилиндрическом корпусе диаметром 82 мм и общей длиной 53 см. Каждый такой модуль через специальную стандартную муфту монтируется между соседними рабочими секциями. Количество включаемых в состав косы модулей определяется требуемой ее конфигурацией. В зависимости от используемого шага между каналами и числа каналов возможны различные варианты конфигурации косы. Типичные варианты приведены в табл.21.1.

Таблица 21.1

Типичная конфигурация косы SYNTRAK 480 -24™ NSTS

Используемая канальность системы	Интервал между центрами групп геофонов, м	Общая длина косы, м	Требуемое число модулей
120	6,25	750	10
	12,50	1500	10
	18,75	2250	10
	25,00	3000	10
240	6,25	1500	20
	12,50	3000	20
	18,75	4500	20
	25,00	6000	20
480	6,25	3000	40
	12,50	6000	40
	18,75	9000	40
	25,00	12000	40

Для записи вспомогательной телеметрической информации (глубины и координаты местоположения элементов косы и др.) в станции предусмотрено 12 специальных каналов. Для осуществления процесса смотки и размотки буксируемая сейсмическая коса размещается на специальном барабане необходимых размеров и вместимости. Типичные размеры барабана: диаметр - 4 м, ширина - 3 м, емкость 12 - 13 м^3.

Выше приведенный анализ состава и структуры станции показывает, что система *SYNTRAK-480-24™* представляет собой наиболее совершенную высококомпьютеризированную современную систему сбора, регистрации и предварительной обработки морских трехмерных сейсмических исследований, предназначенную для использования на судах второго и третьего поколений.

Известная отечественная компания ***ЗАО "СИ ТЕХНОЛДЖИ"*** (www. intromarin.ru, 10. 2005), имея достаточно большой опыт создания и производства современных линейных сейсморазведочных станций, в 2003 году объявила о создании принципиально нового семейства цифровых телеметрических систем ***XZone™:***

- ***Botton Fish*** - для работ на море и мелководье;
- ***Marsh Line*** - для работ в переходных зонах;
- ***Fly Lander*** - для работ на суше.

Система ***XZone™ Botton Fish*** состоит из:

- бортового оборудования, главным элементом которого является ***Центральная станция регистрации***;
- ***забортного оборудования,*** состоящего из одной - двенадцати линий телеметрических сейсмических кос.

Центральная станция регистрации обеспечивает:

- сбор и накопление данных, получаемых от телеметрических сейсмических кос;
- промежуточную обработку данных - фильтрацию, шумоподавление и др;
- хранение данных и запись их на внешний носитель;
- отображение и распечатку различных данных о работе системы;
- калибровку, диагностику и контроль качества работы системы;
- управление работой системы;
- прием вспомогательной информации от внешних источников - от системы синхронизации возбуждения упругих волн, данных навигации и позиционирования и др.

Принципиальная схема *Центральной станции регистрации* показана на рис.21.13.

Линии телеметрических кос системы ***XZone™ Botton Fish*** состоят из однородных активных секций и набора дополнительных секций (грузовых, амортизирующих и др.). Активная секция косы имеет длину 75 м и содержит 6 групп гидрофонов с интервалом 12.5 м. Датчики давления обладают высокой чувствительностью и сохраняют работоспособность до 80 м глубины погружения. Сигналы с каждой группы гидрофонов поступают в регистрирующий *электронный модуль*, *процессор* которого обеспечивает их предварительное усиление, аналого - цифровое преобразование, предварительную цифровую обработку и передачу по телеметрическому каналу связи на Центральную станцию регистрации. Функциональная схема электронной части модуля приведена на рис.21.14, а его внешний вид показан на рис.21.15.

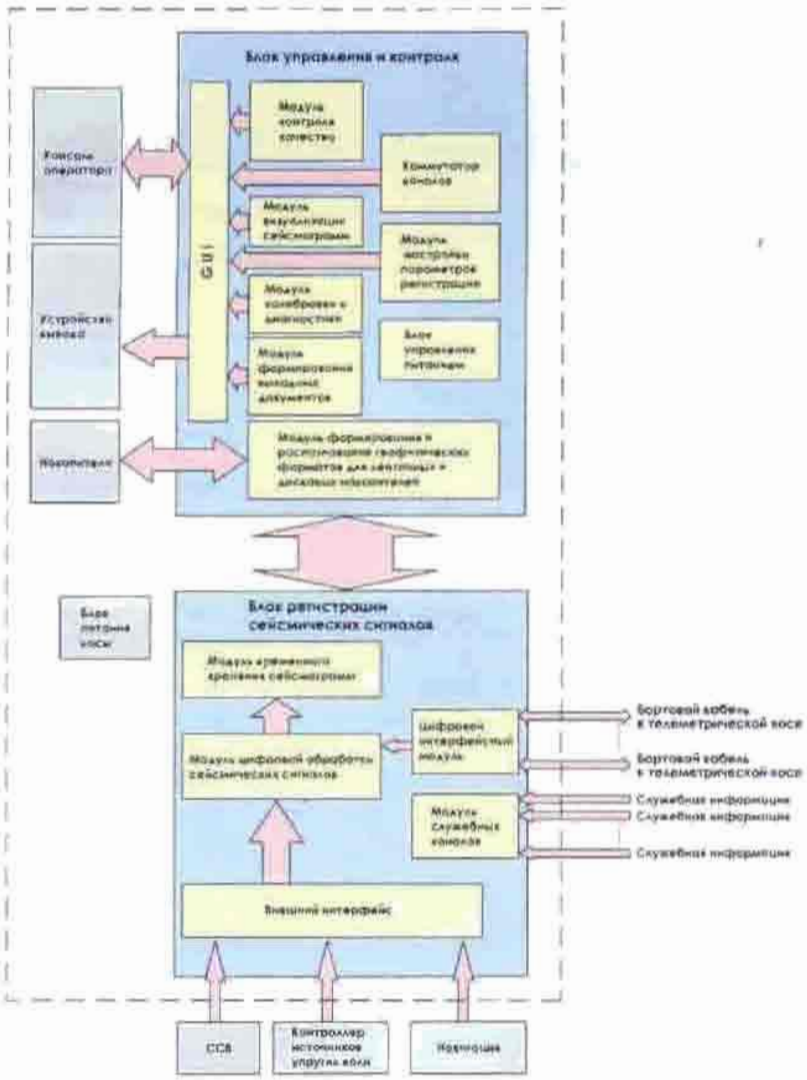


Рис. 21.13. Блок - схема Центральной станции регистрации телеметрической информации

Силовые нагрузки в активной секции передаются через четыре троса диаметром 6 мм. Питание модулей осуществляется по двухпроводной линии под напряжением 60 В.

Основой конструкции семейства телеметрических систем ***XZone™*** служит буксируемая телеметрическая коса. В морской системе XZone™

Основные технические характеристики системы XZone™ Botton Fish

А-Центральная станция регистрации	*Б-Заборное оборудование*	*В - Электронный модуль*
Максимальное число каналов —12000 *Максимальное число каналов в одной линии 960* *Длина записи - неограничена* *Интервал квантования - 0.5, 1, 2 4 мс* *Сейсмический формат записи - SEG-D (8048/8058), SEG-Y*	*Длина секции, м -75* *Максимальная длина косы, м -12000* *Диаметр шланга, мм -55* *Диаметр муфт сочленения, мм - 70* *Вес секции с заполнителем, кг -201* *Объем заполнителя, л - 117*	*Число каналов -6* *Разрядность АЦП - 23+ знак* *Мгновенный динамический диапазон, дБ -119* *Диаметр контейнера электронного модуля, мм - 52* *Потребляемая мощность, мВт -600*

Bottom Fish ее плавучесть регулируется. Например, для проведения работ на больших глубинах она должна иметь нейтральную плавучесть, а для обеспечения «стартстопной» технологии работ на мелководье коса утяжеляется. Для работы в переходных зонах (система XZone® Marsh Line) коса выполнена на основе кабель-троса, выдерживающего разрывные нагрузки до 8 тонн и обеспечивающего ее буксировку и надежный контакт сейсмодатчиков с грунтом. Эта система высоко эффективна не только в переходных зонах, но позволяет достичь высокой производительности работ и при традиционной сейсморазведке на суше (система XZone® Fly Lender). Это объясняется возможностью перемещения такой косы по поверхности земли волоком. Это исключает затраты средств и времени на расстановку и ориентацию сейсмоприемников. Вертикальность расположения чувствительных элементов датчиков достигается применением специально разработанных карданных подвесов. Каждая из систем семейства XZone®, поддерживая регистрацию в реальном времени более 10 000 каналов, при использовании специальных многокомпонентных полевых модулей может обеспечить прием и регистрацию сейсмических материалов, получаемых по методикам работ любой сложности - от 2D1C, 2D2C до 4D3C, 4D4C (Жгенти, 2005).

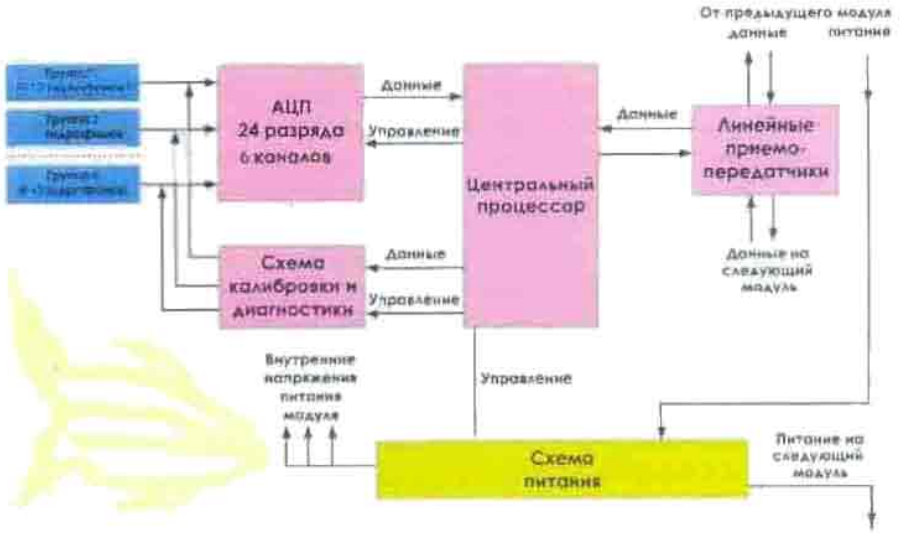


Рис. 21.14. Блок -схема электронной части телеметрического модуля в системе



Рис. 21.15. Внешний вид телеметрического модуля регистрации информации в системе *XZone™ Botton Fish*

При работе в мелководье и переходных зонах (при глубине моря менее 20 м) используются так называемые *донные цифровые сейсмические* косы. Методика регистрации при помощи донной цифровой косы, при которой коса с приемниками раскладывается по дну водоема, является особо эффективной при работах в мелководных зонах и в зонах перехода суша - море (рис.21.16). Сейсмический материал, получаемый при помощи донной косы, отличается высоким качеством благодаря тому, что сейсмоприемники находятся в неподвижном состоянии. Технология проведения работ с несколькими донными косами позволяет добиваться высокоразрешенного трехмерного изображения среды.

Наибольшее распространение в среде сейсморазведчиков на Западе получили донные цифровые косы фирмы *"INPUT/OUTPUT, INC" (США)*. Этой фирмой на базе известной нам телеметрической системы сбора сейсмической информации *I/O SYSTEM TWO* создана специальная цифровая донная коса, основным элементом которой является специализированный полевой шестиканальный модуль *BCX*. Он по своим характеристикам полностью совместим с наземным полевым модулем *MRX-1* и модулем-амфибией *MRX-2*. Все модули обладают аналогичными характеристиками каналов, что позволяет получать сопоставимые материалы в сопредельных районах суши и моря. Модуль реализован в виде цилиндра диаметром 114 мм, длиной 40 см и массой 11,3 кг.



Рис. 21.16. Схема выполнения сейсморазведочных работ в зоне сочленения суши и моря:
1 - вибраторы; 2 - наземные косы; 3 - понтон; 4 - донная коса; 5 - НИС с плавающей косой

Модули *ВСХ* соединяются между собой в линию с помощью специального кабеля, который состоит из телеметрических пар проводов, сейсмических пар и пар электрического питания. Кроме того, в кабеле находится центральная силовая (несущая) жила. На кабеле через 25 м сделаны специальные разъемы для подключения приемников сейсмических колебаний. Все соединения - от модуля *ВСХ* до приемников - сделаны так, чтобы при попадании воды в каком-либо месте минимально сократить путь ее дальнейшего проникновения.

Система регистрации ***I/O SYSTEM TWO-BCX*** может использовать различные типы сейсмоприемников:

- одиночные или групповые датчики давления (гидрофоны);
- болотные сейсмоприемники;
- сейсмоприемники с самоориентирующейся чувствительной системой;
- трехкомпонентные сейсмоприемники;
- двойной сейсмоприемник, состоящий из датчика давления и обычного сейсмоприемника;
- четырехкомпонентный приемник: совокупность датчика давления и трехкомпонентного сейсмоприемника.

Именно донные цифровые косы этой фирмы позволяют качественно выполнять повторяющиеся во времени многокомпонентные (***4D/4C***) сейсмические наблюдения с целью контроля над процессом разработки залежей углеводородов в морских условиях.

Регистрация сейсмической информации цифровых кос осуществляется набортным регистрирующим комплексом - специализированной сейсморазведочной станцией. В настоящее время существуют два несколько различающихся взгляда на требования к техническим характеристикам морских сейсморазведочных станций.

В соответствии с первой, более ранней концепцией технического оснащения НИС, в качестве сейсмических регистрирующих систем на исследовательских судах можно использовать стандартные сейсморазведочные станции с незначительными элементами модернизации. В состав станции дополнительно должны быть введены блоки, обеспечивающие возможность автоматического запуска и остановки сейсморазведочной станции по сигналам навигационной геофизической системы судовождения и ее синхронную работу с источниками упругих колебаний. Кроме того, в состав информационного заголовка каждой сейсмограммы должны быть записаны условные координаты ее места записи и другие необходимые сведения (глубины и азимуты элементов косы и т. п.). Вторым направлением модернизации стандартных сейсморазведочных станций являлась необходимость обеспечения их непрерывной многочасовой работы, в том числе в режиме записи сейсмограмм. Для этого в состав станций, как правило, включали не менее двух устройств записи на магнитный носитель. Такие добавления в структуру сейсморазведочных станций легко делались либо изготовителями аппаратуры (например, морской вариант станции ***SN-358***), либо непосредственно в геофизических компаниях. Этот подход к выбору сейсморазведочных станций господствовал на судах первого и, отчасти, второго поколений в эпоху применения аналоговых сейсморазведочных кос и при работах по технологии 2D.

В настоящее время, в соответствии с новой концепцией, в эпоху применения цифровых кос и работ по технологии 3D все большее распространение получает идея применения *специализированных набортных регистрирующих устройств*, согласованных с типом используемых цифровых кос. Сложилось так, что на исследовательских судах второго поколения на этапе их модернизации и на всех вновь вводимых в строй исследовательских судах третьего поколения монтируется только регистрирующая аппаратура и сейсмические косы какой-либо специализированной фирмы. Эффективность и перспективность такого подхода очевидна.

Наибольшее распространение на исследовательских судах большинства российских геофизических компаний получили сейсмические регистрирующие системы (набортное оборудование, сейсмические косы и т. п.) двух фирм:

- ***SYNTRON-SYNTRAK 480 (960)-24^{TM} MYLTPLE STREAMER TELMETRY SYSTEM;***
- ***ЗАО "СИ ТЕХНОЛОДЖИ".***

На судах зарубежных компаний преобладают буксируемые косы и забортное оборудование следующих фирм:

- *SYNTRON-SYNTRAK 480 (960)-24^{TM} MYLTPLE STREAMER TELMETRY SYSTEM*;

- *GECO-PRAKLA* (набортная система *TRILOGY*, морские косы *NESSIE*);

- *INPUT/OUTPUT, INC* (донные косы *BCX*).

21.4. Источники упругих колебаний

Основным типом источников сейсмических колебаний при морских работах в настоящее время являются пневматические излучатели, которые чаще всего называют воздушными пушками (***airgun***). Пневматический излучатель (рис.21.17) представляет собой металлический цилиндр с основной (1) и вспомогательной (2) камерами, подвижным поршнем с двумя рабочими поверхностями и штоками (3), системой боковых отверстий в стенках цилиндра для выхлопа сжатого воздуха в воду (4), воздушным краном с соленоидальным приводом (5) и соединительных коммуникаций. В основную камеру (1) воздух высокого давления попадает, последовательно проходя вспомогательную камеру (2) и отверстие в штоке поршня. Как только источник готов к работе, так по команде из сейсмостанции поступает электрический сигнал для возбуждения упругих волн. По этому сигналу быстро открывается доступ воздуха высокого давления в подпоршневое пространство верхней части излучателя. В результате быстрого выхлопа (выхода) в воду воздуха высокого давления (до 130 - 150 бар) производится излучение упругих волн. Продолжающееся поступление сжатого воздуха из схемы питания вызывает повторное заполнение источника системы воздухом. Через некоторое время - в зависимости от объема камер и производительности компрессоров высокого давления - источник может быть готов к производству следующего выхлопа. Практически время повторной готовности составляет 6 - 10 с. Интенсивность сейсмического воздействия и форма возбуждаемого сигнала такого источника зависят как от типа конструкции источника и глубины его погружения, так и, главным образом, от объема рабочей камеры. Реальные источники имеют объемы от 0,2 до 3 л. Линия из трех воздушных пушек на борту судна имеет вид, показанный на рис.21.18.

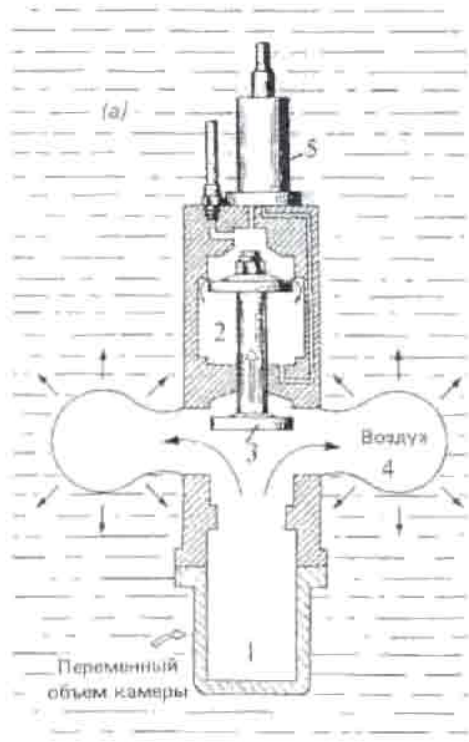


Рис. 21.17. Принципиальная схема воздушной пушки в поперечном разрезе:
1- основная камера; 2 – вспомогательная камера; 3 - шток с двумя поршнями;
4 - отверстия для выхлопа газа;
5 - соленоидальный клапан

Выхлоп воздуха высокого давления производит первичный сейсмический импульс. К сожалению, сформировавшийся в момент выхлопа воздуха в воду воздушный пузырь через некоторое время схлопывается, тем самым, вызывая второй сейсмический импульс. Это в свою очередь порождает дополнительные сейсмические волны, которые сильно осложняют анализируемое волновое поле. Поэтому для таких источников очень важно, чтобы второй импульс был как можно менее интенсивным в сравнении с первым. Среди комплекса мер, которые обычно применяются для исключения влияния повторных ударов схлопывающихся воздушных пузырей, наибольшим распространением пользуется группирование источников различной емкости и выбор оптимальной глубины их буксирования. Этими мерами обычно удается создать условия, при которых повторные сейсмические эффекты ослабляются весьма значительно.

Водяные пушки (***Watergun***) (рис.21.19) отличаются от воздушных тем, что сжатый воздух приводит в движение



Рис. 21.18. Внешний вид гирлянды из трех воздушных пушек на борту *НИС*

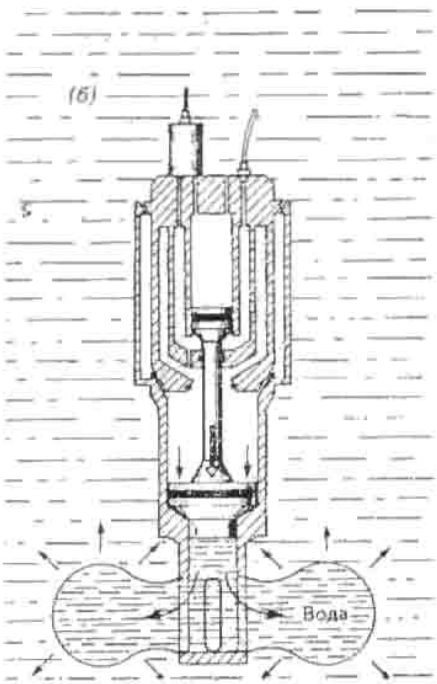


Рис. 21.19. Схематический поперечный разрез водяной пушки.

поршень, выбрасывающий в окружающую среду струю воды. По мере продвижения струи воды вперед позади нее образуется вакуумная полость, которая под действием внешнего гидростатического давления схлопывается, создавая интенсивный акустический импульс. Получающийся в результате короткий импульс создает потенциальные возможности для достижения большей разрешающей способности, чем в случае источников типа воздушной пушки. Однако интенсивность акустического сигнала у водяных пушек ниже, чем у воздушных. Поэтому их применение пока ограничено. Реальные группы источников реализуются в виде параллельно соединенных 3 - 4-х источников, подвешиваемых к специальным поплавкам и буксируемых за кормой судна (рис.21.20). Обычно при работе по технологии 2D (профильные наблюдения с обычной сейсмической косой) за кормой слева и справа от косы буксируются две группы синхронно работающих источников. При этом каждая группа может иметь одну или несколько линий буксируемых источников.

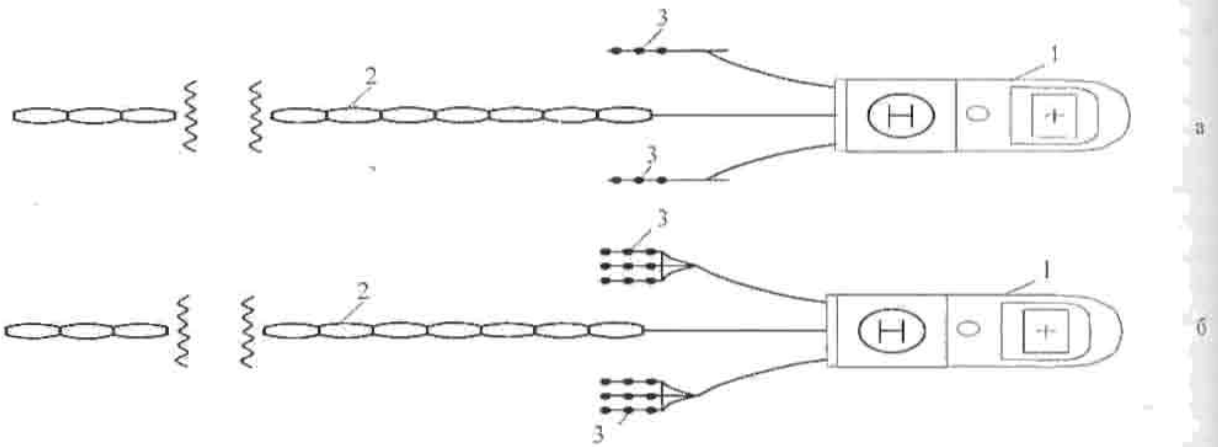


Рис. 21.20. Схема буксировки двух групп синхронно работающих источников из одной (а) и трех (б) линий:
1 - *НИС*; 2 - сейсмическая коса; 3 - группа источников.

21.5. Спутниковые интегральные навигационные системы

Определение координат пунктов сейсмических наблюдений - положения пунктов возбуждения и приема - в настоящее время на всех сейсмических судах осуществляется с помощью совокупности целого ряда технических средств. Эту *совокупность средств* привязки принято называть ***спутниковыми интегральными навигационными системами*** (***СИНС***). Именно такая система способна обеспечить высокую точность геодезической привязки результатов сейсмической разведки практически в любой точке *Мирового океана*. Под спутниковой интегральной навигационной системой понимают *комплекс наземных и космических устройств*, предназначенных для определения координат подвижных и стационарных объектов на поверхности Земли или в воздухе. Информационной основой для работы спутниковой интегральной навигационной системы являются следующие четыре канала поступления данных:

- навигационные искусственные спутники Земли (***НСЗ***);
- береговые радионавигационные системы (***РНС***) морского судовождения общего назначения;
- специализированные радиогеодезические системы (***РГС***) для обеспечения морских геолого-геофизических работ;
- системы судовых набортных приборов, поставляющие информацию о скорости движения судна, направления движения и т. п.

Логической основой СИНС является набортная ЭВМ с соответствующим комплексом программ, устройств индикации и записи данных. На основе анализа и обработки всех поступивших данных

вырабатываются нужные команды для рулевой машины судна. Все эти системы обеспечивают с той или иной точностью решение следующих основных задач:

- вывод судна в заданный координатами район моря - площадь исследований;
- вождение судна с забортными приемными устройствами по заданным проектом профилям с минимальными отклонениями от проектной траектории;
- выдача команд на производство возбуждения упругих волн с заданным (проектом) интервалом по профилю;
- выдача в реальном времени информации о местоположении судна и приемного устройства относительно системы проектных профилей оператору сейсморазведочной станции и ее запись для хранения.

Обобщенная принципиальная схема интегральной навигационной системы геофизического судна показана на рис.21.21. Спутниковое навигационно-геодезическое обеспечение морских геолого-геофизических исследований в настоящее время (Глумов, 1986) может быть реализовано за счет использования двух *глобальных космических систем*. Первая из таких систем была создана в ***США*** для нужд армии и флота - система ***NAVSTAR Global Positioning System*** (коротко ***GPS***) с 24 спутниками на высоте 20180 км и периодом обращения 11 часов 58 минут (Evans, 1997). Ее полное развертывание завершено в 1993 году. В последующем к ресурсам этой системы получили доступ все другие заинтересованные потребители информации. К 1995 году в ***России*** также была развернута аналогичная по структуре и ресурсам система ***ГЛОНАСС***. Сравнение основных технических характеристик ***ГЛОНАСС*** и ***GPS*** свидетельствует об их близости. Главное техническое различие систем заключается в способе разделения навигационных сигналов спутников. Частотное разделение сигналов в ***ГЛОНАСС*** обладает рядом преимуществ перед кодовым в ***GPS***. Кроме того, в системах заложены различные геодезические системы (параметры Земли). В системе ***ГЛОНАСС*** основой является спутниково-геодезическая система ***СГС-90***. Координатной системой ***GPS*** является *Всемирная геодезическая система* ***WGS-84***. Так как спутниковые измерения при использовании обеих систем производятся в специальных координатных системах (***СГС-90*** или ***WGS-84***), то всегда возникает необходимость осуществлять переход к местной системе координат. В ***России*** такой системой является референцная система координат 1942 года (***СК-42***), опорой для которой служат координаты астрономо-геодезической сети в принятой поверхности относимости референц-эллипсоида ***Красовского***.

Спутниковые приемоиндикаторы работают в режиме пассивного приема, и поэтому количество одновременно работающих приемников *неограниченно*.

Для фактической привязки ведущие зарубежные фирмы-производители спутниковой аппаратуры предлагают на российский рынок широкий ассортимент приемников, использующих навигационное поле ***GPS***.

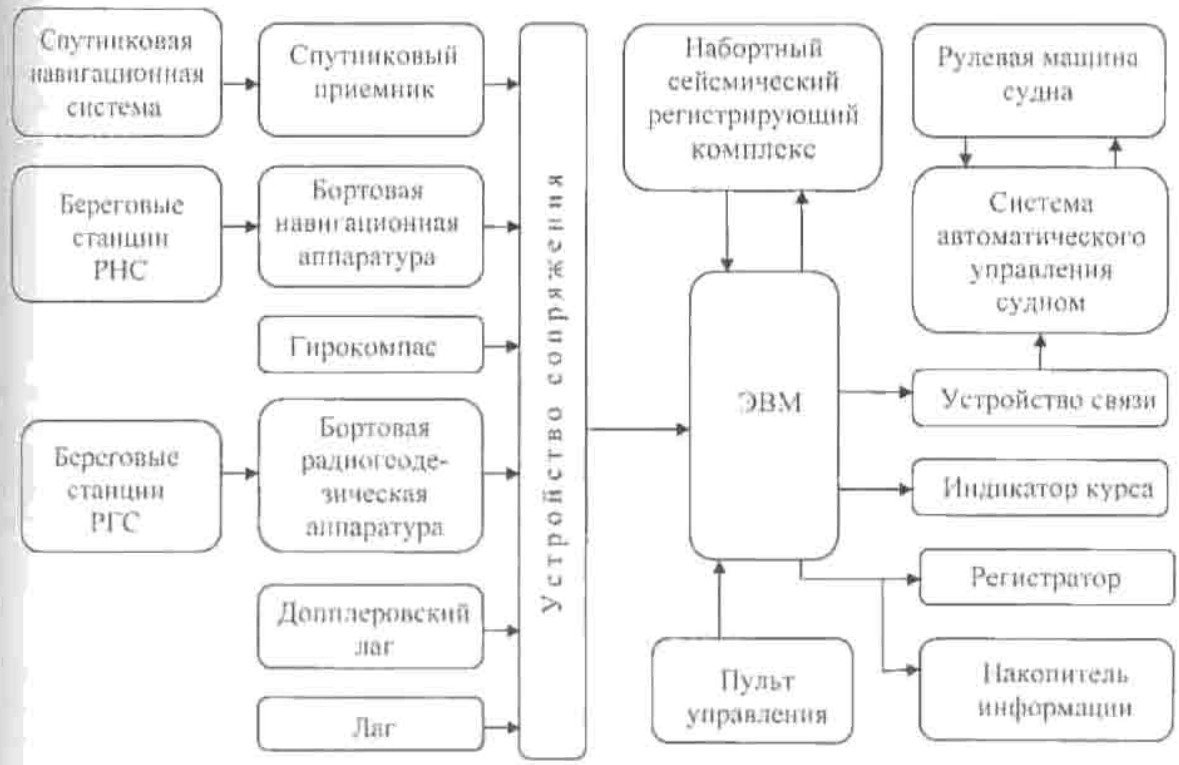


Рис. 21.21. Блок-схема спутниковой интегральной навигационной системы (СИНС) современного НИС

В последние годы появились зарубежные спутниковые приемники, использующие поле российской системы *ГЛОНАСС*. Все приемоиндикаторы могут работать в статическом (неподвижном) и кинематическом режимах по абсолютному и относительному методам определений с применением в последнем случае методов коррекций координат. В зависимости от режимов измерений получаются различные погрешности в определении плановых и высотных координат. В худших условиях (вдали от базисных станций и в состоянии движения) достигаемая точность определения плановых координат составляет 40 - 50 м и более, высотных - 2 м.

Обеспечение плановой привязки судов в зонах интенсивного судоходства и рыболовства может также обеспечиваться стационарными длинноволновыми радионавигационными системами (***РНС***). Эти системы состоят из цепочек береговых станций, неограниченного числа приемоиндикаторов, показывающих положение судна в специальных координатах. Они обеспечивают непрерывную плановую привязку НИС с ошибкой 50 - 500 м и имеют дальность до 300 км ночью и до 500 км днем. В настоящее время английская ***РНС "Декка"*** охватывает все побережье *Скандинавского полуострова*, *Северное море*, пролив *Ла-Манш* и др. Американская система такого же типа ***"Лоран-С"*** обеспечивает плановую привязку судов с ошибкой 100 - 1000 м на расстояниях до 2500 км. Наиболее распространенной является сверхдлинноволновая радионавигационная система ***"Омега"***, принятая к использованию в международном масштабе, обеспечивающая высокую точность определения координат (100 - 500 м) в любой точке земного шара. Каждое геофизическое судно, в зависимости от места работы, может иметь приемоиндикаторы нескольких радионавигационных систем.

На основе цифровых методов обработки радиосигналов были созданы ***импульсные радиогеодезические системы*** (***РГС***) для навигационно-геодезического обеспечения морских работ и аэросъемок. Наибольшее распространение в ***России*** и за рубежом получила ***РГС "Силедис"***, выпускаемая французской фирмой ***"SERCEL"***. В ее стандартный базисный комплект входят три береговые приемопередающие станции, которые в совокупности с подвижными приемопередатчиками могут функционировать в *дальномерном*, *разностном* и *дальномерно-разностном режимах*. При реализации первого режима стационарные станции могут работать одновременно с четырьмя подвижными приемоиндикаторами (судами). В разностном режиме подвижные станции могут работать только как приемники колебаний. Число приемных станций при этом не ограничивается. В этом режиме измеряются две или три разности расстояний до неподвижных станций, что и позволяет определять искомые координаты. В смешанном режиме три базисные станции способны активно работать с тремя подвижными станциями и пассивно - с неограниченным числом приемников колебаний. Система ***"Силедис"*** работает на дальностях от 10 м до 200 - 400 км. При наличии прямой видимости точность определения места может составлять 5 - 10 м.

Имеется масса аналогичных ***РГС*** как отечественного производства (***РГС "Мир"***, ***"Грас"***), так и зарубежного (***РГС "Транспондер"*** и др.). Использование ***РГС*** при исследовании на шельфе позволяет получать высокую точность привязки сейсмических профилей, полностью соответствующую масштабам (1:50000, 1:25000) детальной съемки.

Еще одним *видом входной информации* для интегральной навигационной системы является *показания судовых приборов*. На каждом исследовательском судне, как правило, имеется следующий комплект таких приборов:

- эхолот-прибор, показывающий глубину до морского дна;
- стандартный компас;
- гирокомпас;
- доплеровский лаг-измеритель скорости судна относительно дна моря;
- индукционный лаг-измеритель скорости относительно воды;
- велосиметр-измеритель скорости звука в воде;
- инклинометр-измеритель крена и дифферента судна.

Поток информации судовых приборов участвует, совместно с информацией других навигационных систем, в процессе вычисления координат положения судна в каждый данный момент времени. Совместная обработка всей поступающей по разным каналам информации позволяет существенно повысить надежность и точность определения местоположения НИС. На основе данных о местоположении НИС вырабатываются специальные управляющие сигналы на рулевую машину для корректировки курса движения судна. Эта же информация обеспечивает его движение по заданным профилям сейсмических исследований.

21.6. Особенности методики морских сейсмических исследований

Специфика морских сейсморазведочных работ состоит, прежде всего, в том, что они должны проводиться *непрерывно во времени и в процессе движения*. Это связано с тем, что *безопасность* и *сохранность* забортных устройств - *сейсмических кос и источников* - может быть обеспечена только при движении судна с достаточно заметной скоростью (не менее 4 –5 узлов, или 7 - 9 км/ч). В противном случае возможно погружение косы на дно и ее обрыв. Непрерывность работы во времени требует особой организации условий труда персонала, обслуживающего геофизическую аппаратуру и оборудование. Как правило, принятый режим работы на судах исследовательского персонала - вахтовый. Это обеспечивает круглосуточную работу судна с полезным суточным

балансом рабочего времени до 20 - 22 часов в сутки. В результате этого производительность работ в сутки может составлять до 160 - 200 км сейсмических профилей.

Сейсмические работы на море в настоящее время могут выполняться по *четырем различным технологиям:*

- профильные двумерные исследования по отдельным профилям или их совокупности на площади (2D);
- площадные трехмерные исследования (3D);
- повторные по времени трехмерные исследования (4D);
- повторные по времени трехмерные исследования с регистрацией нескольких компонент волнового поля на морском дне (4D/4C и др.).

Для выполнения профильных исследований по технологии 2D необходима одна сейсмическая коса и одна, две или более группы сейсмических источников. Типичные варианты возможного относительного расположения источников и косы показаны на рис.21.22. При использовании более двух групп источников для их разведения в плане необходимо применение специальных устройств - *парваноов*. Оптимальное число групп источников, глубины их погружения выбираются экспериментально.

Выполнение сейсмических работ даже по простейшей варианту 3D технологии "*широкого профиля*" с одной косой, как правило, достаточно сложно. Для этого необходимо иметь *систему источников возбуждения и специальные устройства их планового разведения*. Схема работ по такой технологии показана на рис.21.23. В настоящее время работы такого вида проводятся достаточно редко.

Для сколько-нибудь полноценных работ по 3D технологии на судах второго поколения необходимо иметь *несколько приемных устройств*. Исследовательские суда второго поколения, как правило, не позволяют разместить на корме более 4-х барабанов для сейсмических кос. В сочетании с возможностями существующих средств разведения сейсмических кос это позволяет иметь в плане общую ширину пространства между крайними косами только порядка 400 - 600 м. В исключительных случаях это расстояние удается увеличить до 900 - 1100 м с помощью специальной системы буксирования кос ***"Monowing"*** фирмы ***"GECO-PRAKLA"***. В силу сказанного на судах второго поколения морские работы по технологии 3D по существу всегда выполняются по схеме *"широкого профиля"*. Такой же вид съемки возможно реализовать путем разведения источников либо по схеме *"одна приемная коса и несколько линий источников"* (см. рис.20.23), либо путем разведения приемных кос по схеме *"несколько приемных кос и несколько линий источников"* (рис.21.24).

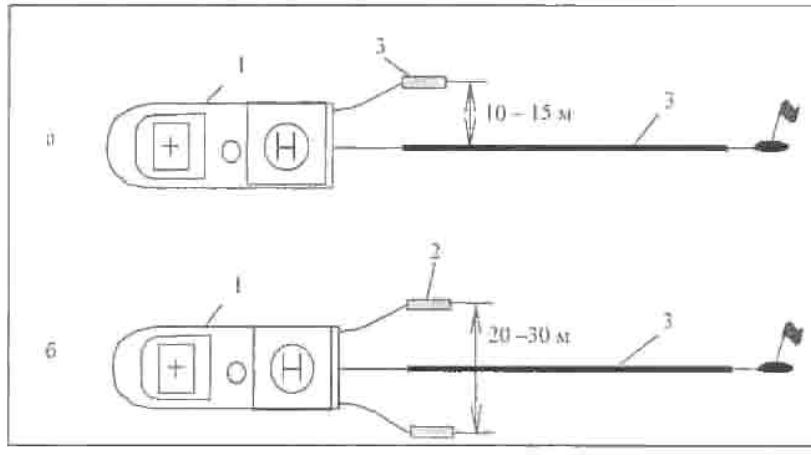


Рис. 21.22. Типичные варианты взаимного расположения одной (а) и двух (б) групп источников относительно сейсмической косы при исследованиях по технологии *2D*:
1 - *НИС*; 2 - группы источников; 3 - сейсмические косы

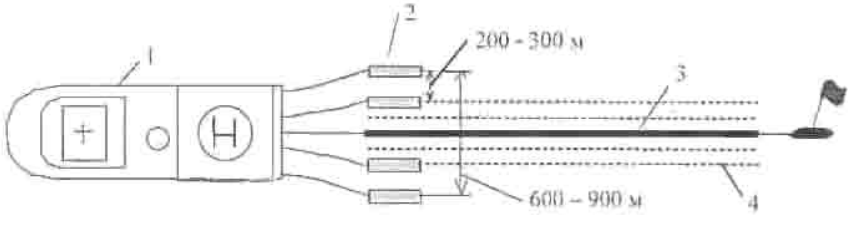


Рис. 21.23. Простейшая схема выполнения работ по технологии *3D*
с одной сейсмической косой и четырьмя группами источников:
1 - *НИС*; 2 - группы источников; 3 - сейсмическая коса; 4 - линии общих средних точек

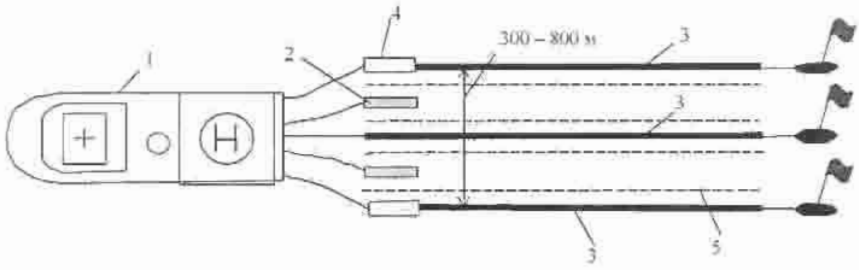


Рис. 21.24. Схема выполнения работ по технологии *3D* двумя группами источников и тремя косами:
1 - *НИС*; 2 - группы источников; 3 - сейсмические косы; 4 - параванны (отводители);
5 - линии общих средних точек

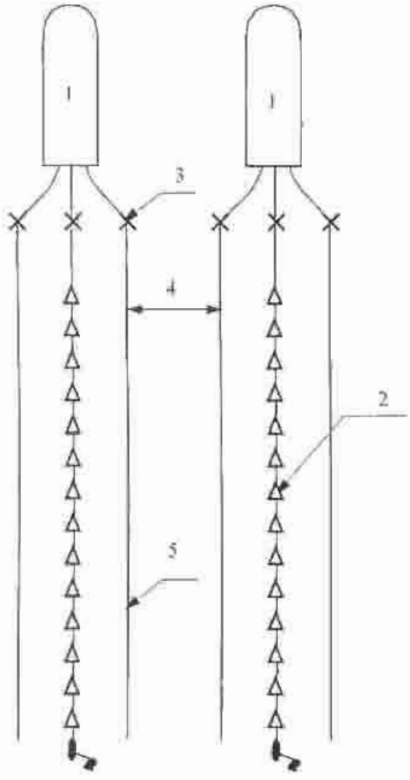


Рис.2 1.25. Плановая схема расположения сейсмических источников и приемных кос при работах по технологии *3D* двумя *НИС*
1 - *НИС*; 2 - сейсмические косы; 3 - группы источников;
4 - взаимное безопасное расстояние;
5 - след линий групп источников

Во многих случая, особенно на начальных этапах применения съемки по технологии 3D, площадные сейсморазведочные работы выполнялись по так называемой *"двухсудовой технологии"*. Ее сущность состояла в том, что работы выполнялись одновременно двумя судами, идущими параллельными курсами на расстоянии в 200 – 400 м. При этом каждое судно осуществляло буксировку одной – двух приемных кос и двух групп источников. Работа пневматических источников обоих судов была строго синхронизирована по времени. Запись колебаний на обоих судах осуществлялась как от собственных источников, так и от источников другого судна. Плановая схема организации такой работы НИС показана на рис.21.25. Получаемые на обоих судах сейсмические материалы по совокупности позволяли после обработки иметь трехмерное изображение геологической среды в полосе пройденного *"широкого"* профиля. Этот вид работ, кроме высокой себестоимости, является достаточно сложным и опасным в техническом исполнении. В последнее время в практике работ используется весьма редко.

В настоящее время основной объем сейсморазведочных работ по технологии 3D выполняется на специализированных судах третьего поколения. Важнейшими техническими параметрами судов этого поколения являются *число буксируемых кос* и максимальная *величина разведения крайних кос*. Горизонтальную площадь F, занятую морскими косами и равную произведению длины активной части l кос на расстояние их максимального разведения d, принято называть ***"отпечатком"*** (***footprints***) - $F = l * d$. В технических характеристиках исследовательских судов уже принято указывать предельный размер этого параметра. Обычно этот параметр даже для наиболее технически оснащенных судов второго поколения не превышал величины порядка 2 - 4 км^2. Суда нового, *третьего поколения*, специально построенные для работ по технологии 3D (например, суда ***Ramform Valiant***, ***Ramform Viking*** американской фирмы ***"PGS EXPLORATION"***), имеющие очень широкую корму (до 39,6 м), способны создавать ***footprint*** (F) размером до 10 км^2 и более. При этом одновременно за бортом может буксироваться 12 сейсмических кос. Проводятся опытные работы на таких судах с буксировкой 16 сейсмических кос. Насколько сложен этот вид буксировки кос, видно на примере схемы организации буксировки восьми кос, показанной на рис.21.26. Реальный вид буксировки 10 сейсмических кос показан на рис.21.27.

Для работы по технологии 4D/4C на поверхности морского дна по определенной схеме профилей раскладываются донные сейсмические косы *с сейсмоприемниками* соответствующего типа. Выходы всех кос выводятся на специально заякоренный буй. На период регистрации *судно-сейсмостанция* становится на якорь вблизи буя, производится соединение донных кос и сейсмической станции. *Судно-источник*, работающее совместно с судном-сейсмостанцией, по команде оператора сейсмостанции производит регулярное возбуждение упругих

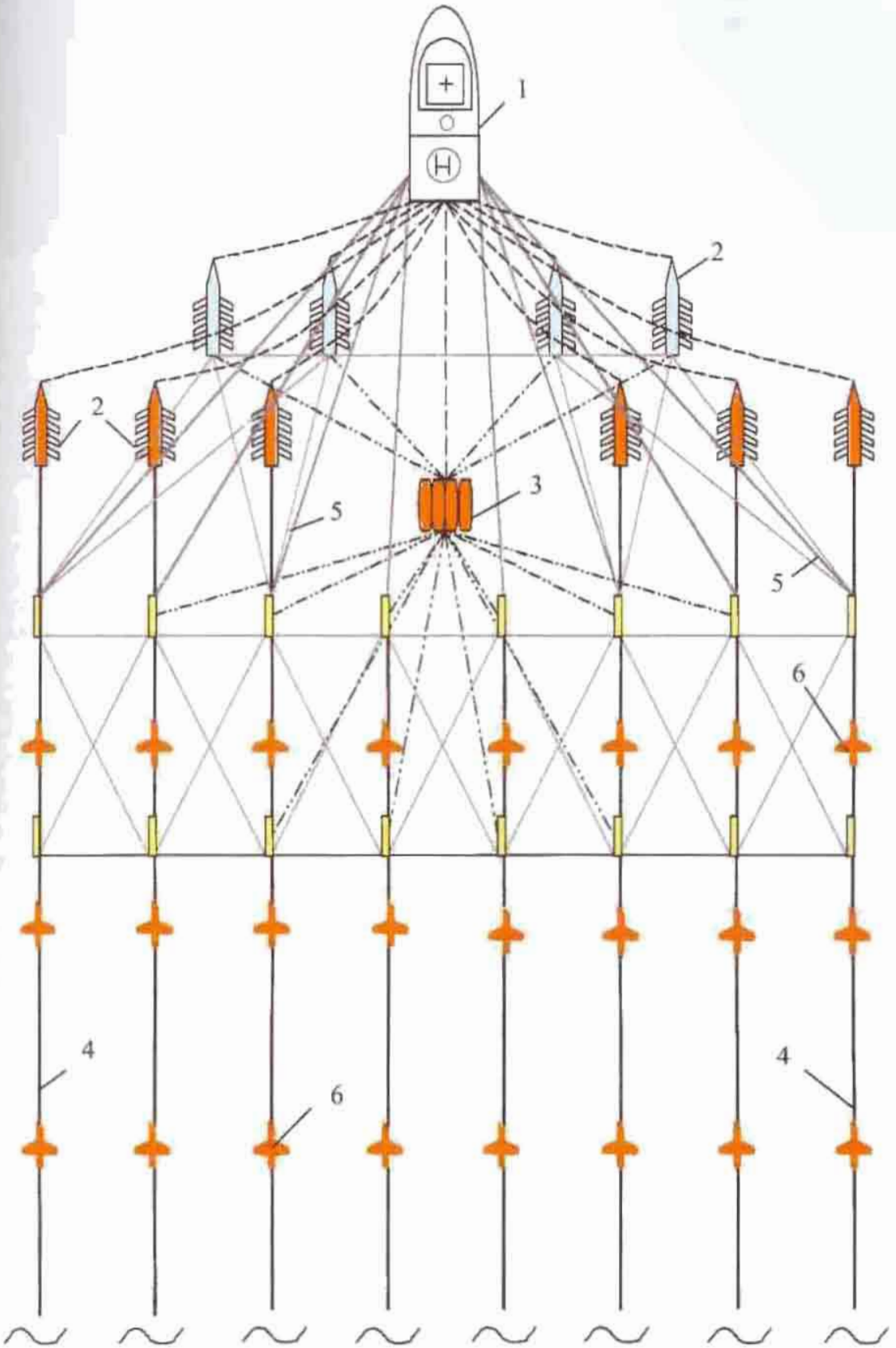


Рис. 21.26. Современные схемы буксировки восьми сейсмических кос при работах по технологии *3D*:
1 - *НИС*; 2 - паравапы-отводители; 3 - сейсмический источник;
4 - буксируемые сейсмические косы; 5 - буксировочные тросы; 6 - стабилизаторы глубины



Рис. 21.27. Реальная буксировка 10 сейсмических кос

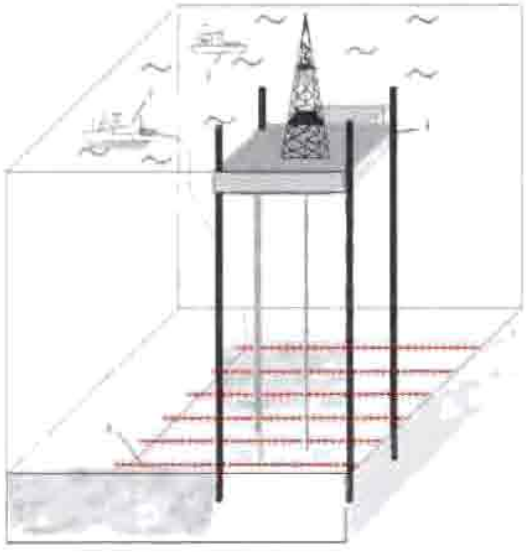


Рис. 21.28. Схема выполнения сейсморазведочных работ по технологии *4D/4C*:
1 - *ННС*-сейсмостанция; 2 - *ННС*-источник;
3 - буровая платформа;
4 - донные сейсмические косы

воли при движении по заданной схеме. После отработки всех необходимых пунктов взрывов судно-сейсмостанция отключается на буе от донных кос. Периодически (через 1-3 месяца) полный цикл работ повторяется. После окончания всех работ производят смотку донных кос. Особенно часто работы по такой технологии выполняются вблизи места работы буровых судов или добычных платформ. В этом случае концы донных кос нередко выводятся на платформу. Представление о схеме выполнения таких работ можно получить по данным, приводимым на рис. 21.28.

Учитывая особую важность и высокую результативность работ, все морские геофизические компании в последние годы резко ускорили работы по переоснащению сейсмических научно-исследовательских судов. Морские сейсморазведочные работы в 2005 году в мире выполняли почти 30 специализированных компаний. В их составе насчитывалось 120 судов, 40 из которых было либо построено либо переоборудовано для работы по новейшим технологиям после 1997 года. Прежде всего, продолжалась и продолжается модернизация судов для ведения работ по технологии 3D. Их число к 2005 году составило более 100 единиц. Более 80 судов имеют возможность проводить работы по технологии 4D/4C. В 1997 году такими возможностями обладали лишь 40 и 18 судов соответственно. Резко возрастает количество судов, способных проводить сейсмические исследования (в 1997 г. - 78, в 2005-м - 110) в условиях глубоководного моря (при глубине воды более 1500 м). Большинство судов (более 100) имеют спутниковую систему передачи сейсмических данных потенциальным заказчикам работ. Почти все суда имеют свои оперативно обрабатывающие центры, которые позволяют через 3-10 дней после проведения морских работ выдавать обработанные результаты исследования.

Объемы выполняемых морских сейсморазведочных работ в мире непрерывно и устойчиво растут. Их объем (в эквивалентном переводе объемов работ 3D в километры профильных работ - более 1600 тыс. км) уже почти в 5 раз превышает объемы наземных сейсморазведочных работ. Еще быстрее увеличиваются объемы морских работ по технологии 3D и 4D. Все это позволяет говорить о высокой и непрерывно растущей геолого-экономической эффективности морских сейсморазведочных работ.

Вопросы для самопроверки

1. Где и когда впервые были проведены сейсморазведочные работы на море?
2. Какие страны обеспечивают себя нефтепродуктами преимущественно за счет добычи нефти на море?
3. Охарактеризуйте районы и объемы морских сейсморазведочных работ в СССР/России.
4. Назовите технические параметры типичного отечественного научно-исследовательского судна.
5. Опишите устройство плавучей морской сейсморазведочной косы.
6. Каковы главные особенности отечественной морской телеметрической системы регистрации сейсмической информации?
7. Поясните принципы действия морских источников упругих колебаний.
8. Объясните принцип работы спутниковых интегральных навигационных систем.
9. Охарактеризуйте основные виды методики морских сейсморазведочных работ.

★ ★ ★ ★ ★ ★ ★

22. ОРГАНИЗАЦИЯ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

22.1. Проектирование сейсморазведочных работ

Основная задача рационального планирования и организации сейсморазведочных работ состоит в формировании условий, позволяющих при наименьших затратах времени и средств получить максимально достоверные геологические результаты. Сейсморазведочные работы, как правило, выполняются специализированными партиями, работающими самостоятельно или в составе экспедиций.

Типовая структура сейсморазведочной партии показана на рис.22.1. В состав сейсморазведочной партии обычно входит целый ряд отрядов, обеспечивающих выполнение разнообразных, но специфических видов работ:

- топографические;
- собственно сейсмические;
- взрывные;
- буровые;
- камеральные;
- административно-хозяйственные.



Рис. 22.1. Типовая структура сейсморазведочной партии

Все сейсморазведочные работы осуществляются по проектам, которые составляются и утверждаются в соответствии с действующими на данный момент времени официальными документами и инструкциями.

Основанием для проектирования сейсморазведочных работ является ***геологическое и техническое задание*** на конкретный объект работ. Такое задание может быть выдано либо вышестоящей геолого-геофизической организацией государственной формы собственности, либо организацией любой другой формы собственности, заинтересованной в проведении конкретного вида работы на данной площади.

Порядок составления, рассмотрения и утверждения проектов на проведение сейсморазведочных работ за счет средств государственного бюджета регламентируется действующими на данный момент времени официальными нормативными документами (Техническая инструкция..., 2002; Инструкция ...1986 и др.). Правила составления, рассмотрения и утверждения проектов, финансируемых за счет *внебюджетных средств* (средств отдельных организаций и лиц), может несколько отличаться от схемы, изложенной выше.

В проекте должны быть обоснованы и определены методика, техника, технология и организация сейсморазведочных и всех сопутствующих видов работ с детальностью, достаточной как для расчета сметной стоимости работ, так и для их фактического выполнения в полевых условиях.

Каждый проект должен состоять из *двух частей*:

- ***геолого-методической;***
- ***производственно-технической (сметной)***

Состав и структура геолого-методической части проекта определяется ***Макетом проекта***, содержащимся в ***Технической инструкции по сейсморазведке*** (Техническая инструкция..., 2002).

Производственно-техническая часть проекта составляется на основе действующих *справочников укрупненных сметных норм* (госбюджетные источники финансирования) и ряда дополнительных документов и договоренностей (внебюджетные источники финансирования работ). Проект должен пройти определенные стадии рассмотрения и согласования в *научно-технических советах* организаций-исполнителя и заказчика и быть *утвержденным руководителем организации*, финансирующей данные работы. В процессе выполнения работ, в зависимости от получаемых результатов, *проект может быть изменен* по ***представлению начальника сейсморазведочной партии*** *решением организации, утвердившей данный проект*.

Проект должен составляться с учетом применения высокопроизводительного оборудования и приборов, передовой технологии и организации работ, внедрения передовых методик исследований, *обеспечивающих выполнение поставленного геологического задания с минимальными затратами средств и времени*. Объем проекта, как правило, не должен превышать 40-50 страниц текста. К проекту *представляются необходимые графика*: обзорная карта района проектируемых работ; структурно-тектоническая карта осадочного чехла и фундамента; карта геологической и геофизической изученности; схема расположения проектных профилей; типичные геолого-геофизические разрезы; схема наблюдений по профилям и последовательность их отработки и др.

Геологическое задание

Геологическое задание является основным документом, определяющим задачи по изучению данного объекта. Геологическое задание составляется по установленной форме и содержит информационно-вводную часть

- вид работ (раздел плана);
- полезное ископаемое (нефть, газ, региональные работы);
- местонахождение объекта (область, район)

и ***три*** основных раздела.

В разделе 1 "Целевое назначение работ, пространственные границы объекта, основные количественные параметры" должны быть обязательно указаны:

- основная цель проведения работ и связь ее с определенной стадией геологоразведочного процесса
- местонахождение объекта, его границы и размер площади, масштаб съемки.

Раздел 2 "Геологические задачи, последовательность и основные методы их решения" конкретизирует геологические задачи, подлежащие решению проектируемыми работами. Указываются основные методы и их модификации, стадии и этапы работ. Рекомендуется конкретная система наблюдений и ее кратность. Формулируется объем работ, в том числе и объем работ для увязки получаемых материалов с материалами прошлых лет и материалами глубокого и разведочного бурения. Здесь же кратко формулируются задачи опытно-методических работ (при их необходимости), главные элементы методики работ и состав и структура обработки и интерпретации получаемых материалов.

В разделе 3 "Ожидаемые результаты и сроки проведения работ" приводится перечень отчетной документации и требования к ней:

- масштабы временных и глубинных разрезов, карт изохрон, изогипс;
- указываются отражающие горизонты, по которым должны быть получены эти карты;
- приводятся ***сроки начала и окончания работ***.

Геологическое задание составляется ответственными лицами (главным геологом, главным геофизиком) и утверждается руководителем финансирующей организации.

Выполнение геологического задания начинается с составления проектно-сметной документации на его реализацию.

Техническое задание

Содержит целый ряд обязательных разделов, регламентирующих содержательную часть сейсморазведочного проекта. В техническом задании обязательно указываются:

- методика работ;
- топографо-геодезические работы;
- сейсморазведочные работы;
- объемы работ;
- параметры возбуждения и регистрации;
- контроль качества полевой аппаратуры по тестам;
- комплектность полевых материалов и порядок их передачи на обрабатывающий центр во время проведения полевых работ;
- комплектность и форма полевых материалов, передаваемых Заказчику.

Содержание проекта

Для практической реализации геологического и технического задания составляется геолого-методическая часть проекта на предполагаемые сейсморазведочные работы. Геолого-методическая часть проекта содержит *двенадцать обязательных разделов.*

Раздел 1. ***"Условия производства работ"*** составляются в виде краткого перечня ответов на ряд вопросов, дающих представление о месте работы, рельефе местности, климатических условиях, составе и качестве дорожной сети, обоснование категории трудности местности для производства работ, возможность найма рабочих на месте работы и т. п. Все эти сведения приводятся в объеме, достаточном для обоснования условий производства работ в других разделах проекта.

Сведения, излагаемые в разделе 2 ***"Геологическая и геофизическая изученность"*** приводятся как по площади проектируемых работ, так и по прилегающим площадям. Дается анализ результатов работ прошлых лет. Приводимые в этом разделе сведения должны служить основанием для проектирования более совершенной и эффективной методики исследований.

Раздел 3. ***"Геологическое строение района"*** включает в себя сведения о геологическом строении района проектируемых работ, приводимые в виде геологической карты и отдельных разрезов. Данные по стратиграфии представляются в виде стратиграфической колонки с указанием мощности свит и их состава и различных обобщенных графиков, дающих представление об основных физических свойствах пород разреза. Указываются в общей форме характеристики имеющихся в районе месторождений полезных ископаемых.

Раздел 4. ***"Обоснование постановки сейсморазведочных работ"*** должен содержать краткий анализ качества отображения структурно-тектонического строения площади проектируемых работ в геофизических полях вообще и в сейсмических - в особенности. В разделе необходимо приводить сейсмогеологическую характеристику района исследований и типичные временные сейсмические разрезы. Следует давать прогноз прослеживаемости сейсмических границ по площади исследований. Приводятся сведения о строении верхней части разреза, дается типовой разрез взрывной скважины. Обосновывается конкретная методика сейсмических работ. На основании сведений об ожидаемых размерах и амплитудах искомых объектов предлагается конкретная сеть профилей исследований. Даются необходимые теоретико-методические расчеты, могущие служить основой для выбора параметров проектируемой методики полевых работ.

В основном, ***пятом***, разделе проекта ***"Методика и объемы проектируемых работ"*** определяется способ производства работ, порядок отработки системы профилей. Если проектируются работы различными методами, то необходимо излагать методику работ раздельно для каждого метода с указанием конкретных параметров:

- вид системы наблюдений;
- тип используемых волн;
- степень кратности наблюдений;
- расстояния между пунктами возбуждения;
- тип аппаратуры и оборудования и т. п.

Во всех случаях достаточно подробно должны быть изложены состав и структура буровых, взрывных и топографо-геодезических работ. Отдельно следует указать порядок организации радиосвязи в партии. Достаточно подробно должен быть изложен порядок, сроки и состав камеральных работ. Рассчитываются объемы обрабатываемых физических наблюдений. Обосновывается тип используемой обрабатывающей системы, наиболее вероятный граф обработки и требуемый объем машинного времени. Если обработка будет выполняться в сторонних организациях, то к проекту необходимо подготовить и приложить копию договора на предполагаемый объем работ с указанием сроков их выполнения.

Раздел 6. ***"Строительство временных зданий и сооружений"*** должен содержать перечень объектов строительства, *технологически связанного с процессом производства полевых работ*:

- объекты обустройства базы партии;
- дороги, переходы, мосты и причалы;
- склады и хранилища ***ВВ, ГСМ*** и др.

Раздел 7. ***"Транспортировка грузов и персонала партии"*** содержит все расчеты по определению объемов необходимого количества грузов, подлежащих транспортировке к месту работы и обратно. Определяется рациональный способ доставки грузов, оборудования и персонала партии.

В разделе 8 ***"Другие виды работ и затрат"*** приводится перечень необходимых командировок и их количество. Обосновываются объемы затрат на возмещение убытков за землепользование (вырубка леса, потравы и т. п.). Определяются объемы затрат на ликвидацию последствий производства буровзрывных работ. При необходимости обосновываются затраты на услуги сторонних организаций.

Раздел 9. ***"Охрана труда и техника безопасности при проведении сейсморазведочных работ"*** должен содержать полный перечень необходимых мероприятий по охране труда и технике безопасности по всем направлениям деятельности партии. Особо должны быть указаны меры по сохранению и поддержанию необходимого уровня санитарно-гигиенического и экологического состояния всех объектов жизнедеятельности партии.

В *разделе* 10 проекта ***"Охрана окружающей среды"*** должны обосновываться необходимые мероприятия по охране окружающей среды, соблюдению экологически безопасных приемов ведения полевых работ и проведению мероприятий, направленных на восстановление исходного состояния окружающей среды, согласованные с органами местного самоуправления территории.

Раздел 11. ***"Перечень видов и объемов проектируемых работ"*** составляется в виде таблицы и должен содержать все виды основных и вспомогательных работ с указанием их физических объемов. Эта таблица служит *основой для расчетов затрат времени, труда и стоимости всех проектируемых работ.*

В ***заключительном*** разделе проекта приводится *список использованной литературы*, составляемый в алфавитном порядке и включающий как опубликованные, так и фондовые материалы.

Проект подписывается составителями с указанием занимаемой должности и даты его составления.

22.2. Организация полевых работ

Организация полевых работ осуществляется коллективом партии под руководством начальника сейсмической партии, действующего на основе единоначалия.

Этапы деятельности партии подразделяются на следующие периоды:

- ***проектно - сметный;***
- ***организационный***
  - на базе формирования партии;
  - на месте проведения полевых работ;
- ***полевой;***
- ***ликвидационный;***
  - на месте проведения работ;
  - на базе ликвидации партии;
- ***камеральный.***

Содержание и сроки каждого периода устанавливаются проектом работ.

В проектно-сметный период на основании полученного геологического задания составляется и утверждается вся проектно-сметная документация.

После утверждения проекта издается приказ о формировании партии и назначается начальник сейсмической партии.

В организационный период производится:

- комплектование партии кадрами инженерно-технических работников и рабочих;
- ознакомление всех работников партии с составом и сутью геологического задания и порядком его реализации в соответствии с проектом;
- получение необходимой аппаратуры и оборудования и их транспортировка к месту работы;
- согласование всей разрешительной документации на право проведения всех видов работ партией;
- организация базы партии;
- организация снабжения партии всеми расходными материалами (***ГСМ, ВВ***, продукты питания и т.п.);
- рекогносцировка местности и изучение путей проезда по территории данной площади.

Схема построения типовой базы сейсмической партии в обычных условиях показана (Потапов, 1986) на рис.21.2. Конкретная реализация такой базы для работы по летнему режиму в партиях ОАО "Самаранефтегеофизика" показана на рис.21.3 (www.sngeo.ru/93/).

Началом полевых работ принято считать ***день получения первой сейсмической записи***, которую можно использовать для решения поставленных проектом задач. Окончанием полевых работ принято считать ***день получения последней записи***, необходимой для решения поставленных задач.

Продолжительность ликвидационного периода устанавливается проектом. Фактически его началом считается день, следующий за днем окончания полевых работ.

Начало *камерального периода* устанавливается приказом начальника партии. В камеральный период производятся *предварительная и окончательная обработка и интерпретация* полученных материалов, составление отчета о проведенных работах, его защита на научно-технических советах организации ***Исполнителя*** и ***Заказчика*** работ и сдача отчета Заказчику и в ***Росгеолфонд***. *День отправки отчета в Росгеолфонд* считается датой окончания камерального периода и последним днем работы партии по этому проекту.

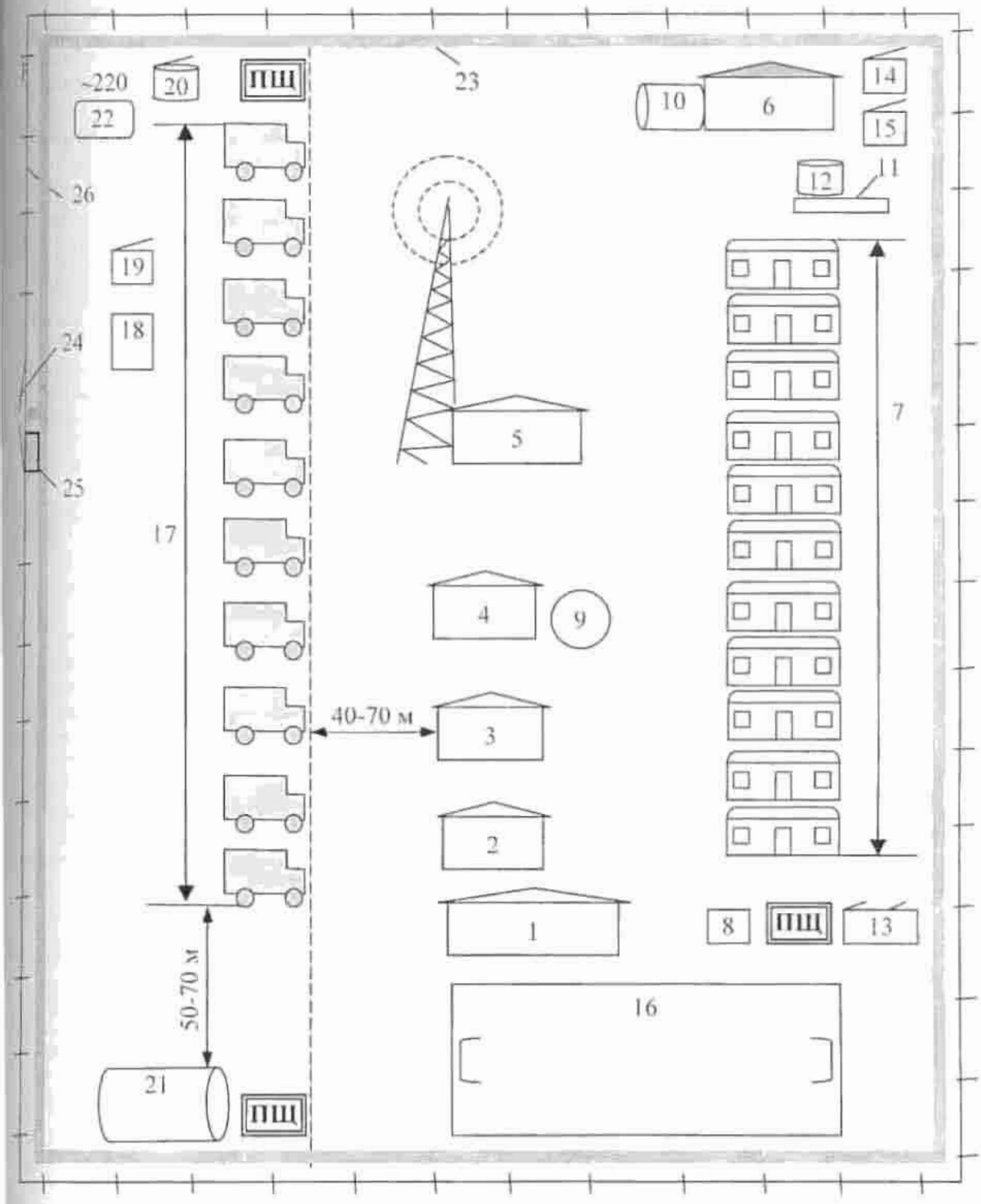


Рис. 22.2. Типовая схема организации базы сейсморазведочной партии.

1 – камеральные помещения, 2 – помещения для топогеодезического отряда, 3 – комната для отдыха и уголок по технике безопасности, 4 – административное помещение, 5 – радиостанция, 6 – столовая, 7 – жилая зона, 8 – место для курения, 9 – флагшток, 10 – цистерна с питьевой водой, 11 – умывальник, 12 – цистерна с водой, 13 – туалеты, 14 – выгребная яма, 15 – контейнер для твердых бытовых отходов, 16 – спортплощадка, 17 – стоянка техники и транспорта, 18 – смотровая яма, 19 – контейнер для сбора металлолома, 20 – емкость для сбора отработанных масел, 21 – склад ГСМ, 22 – передвижная дизельная электростанция, 23 – объездная дорога, 24 – ворота, 25 – будка охраны, 26 – ограда, ПЩ – щиты с комплектом противопожарного инструмента, огнетушители, ящики с песком, бочка с водой



Рис.22.3. Вид на летний базовый лагерь одной из сейсморазведочных партий ОАО "Самаранефтегеофизика"

В процессе всего периода деятельности партии ежемесячно составляют акты о выполненных объемах работы с представлением необходимых документов и актов, подтверждающих их выполнение.

22.3. Организация обработки сейсмических материалов

Для обработки сейсмических материалов в крупных специализированных организациях создаются специальные партии и экспедиции машинной обработки информации. Взаимодействие между полевой партией и обрабатывающим центром осуществляется, как правило, на основе договора-подряда. Полевая сейсмическая партия - *Заказчик* - передает в обрабатывающий центр - *Исполнителю* - следующие материалы:

- геолого-методическую часть проекта;
- схему фактической отработки профилей;
- графическое изображение системы наблюдений по профилям с нивелировочными разрезами, априорными статическими поправками и др.
- рапорта оператора;
- магнитные носители с полевыми записями;
- паспорта магнитных носителей полевых записей;
- другие вспомогательные материалы.

Приемка материалов на обработку оформляется двусторонним актом. На основании представленных материалов в обрабатывающем центре готовят необходимые материалы-воспроизведения всех полевых записей, которые в сочетании с материалами сейсмической партии (полевые сейсмограммы воспроизведения и др.) позволяют произвести ***окончательную оценку качества*** принимаемых материалов с составлением соответствующего заключения.

Обрабатывающий центр на основе договора-подряда, геолого-методической части проекта и опыта работы осуществляет в тесном взаимодействии с руководителем камеральных (интерпретационных) работ полную обработку сейсмической информации по согласованному графу.

В результате обработки *Заказчику* передаются в *электронном виде и на бумажных носителях* следующие основные материалы:

- окончательные временные и глубинные разрезы ОСТ (кубы данных)
- динамические глубинные или временные разрезы по результатам миграции;
- карты изохрон, изогипс, эффективных и интервальных скоростей;
- вертикальные и горизонтальные спектры скоростей;
- различные тестовые материалы.

Передача результатов обработки оформляется двусторонним актом.

22.4. Камеральные работы и составление отчета

Процесс проведения камеральных работ может осуществляться группой интерпретаторов, организационно входящих либо в состав полевой партии, либо в состав обрабатывающего центра.

В процессе выполнения камеральных работ необходимо:

- проводить совместно с обработчиками оперативную корректировку процесса обработки;
- выделить, проследить и провести взаимную увязку по всем временным разрезам искомых опорных и целевых отражений;
- обеспечить объективное построение в нужном масштабе требуемых проектом карт изохрон и структурных карт;
- выделить на полученных сейсмических материалах линии и зоны тектонических нарушений;
- составить и обосновать наиболее вероятную скоростную модель данной площади исследований;
- на основе взаимного сопоставления сейсмических материалов с данными других геофизических методов и буровых работ дать объективную оценку точности выполненных структурных построений;
- обосновать и сформулировать главные выводы и рекомендации по выполненным работам;

- оценить степень изученности отдельных объектов и сформулировать перспективы нефтегазоносности изученных объектов;

- предложить состав и направление дальнейших работ на данной площади.

По результатам камеральных работ должен быть составлен окончательный, достаточно краткий *научно-технический отчет*. Отчет должен отражать все полученные в процессе работы результаты, в разделах отчета должны содержаться ссылки на фактический материал, обосновывающий высказываемые основные положения. Отчет должен содержать следующие основные элементы:

- титульный лист;
- список исполнителей;
- реферат;
- копию геологического задания;
- оглавление;
- список иллюстраций;
- список текстовых приложений;
- список графических приложений;
- перечень условных обозначений;
- *текстовая часть*;
- список источников;
- заключение метрологической экспертизы;
- рецензии;
- протокол(ы) рассмотрения и принятия отчета;
- справка о стоимости работ;
- графические приложения.

Текстовая часть отчета должен содержать следующие главы:

Введение

*1. **Условия производства и краткая геолого-геофизическая характеристика района работ.***

*2. **Технико-экономические показатели.***

*3. **Метрологическое обеспечение работ.***

*4. **Методика и техника полевых работ.***

*5. **Обработка и интерпретация материалов.***

*6. **Результаты работ***

Заключение.

Во ***введении к отчету*** кратко описывается географическое и административное положение района работ, приводятся географические координаты участка работ и номенклатура листов топографической разграфки карт. Формулируются цель и основные задачи исследований. Дается краткое обоснование и выбор методов решения поставленных задач. Приводится Геологическое задание и все последующие его изменения, характеризуется перечень отклонений от технического проекта. Даются фамилии всех сотрудников, занятых на полевых и камеральных работах, сроки проведения и объемы выполненных работ.

В ***первой главе*** отчета дается краткое описание: орогидрографии района исследований, климата, транспортных сетей, населенных пунктов, трудовых ресурсов, особенностей организации работ, категории местности, истории исследований. Излагается краткая история геолого-геофизической изученности. Дается современная краткая характеристика геологического строения (тектоники, стратиграфии, нефтегазоносности). Характеризуются основные сейсмические границы, их прослеживаемость и привязка к геологическим границам. Приводится скоростная характеристика разреза, особенности волновой картины.

Вторая глава отчета – ***"Технико-экономические показатели"*** - содержит изложение технических и экономических показателей работы сейсмических партий:

-сведения о выполнении плана работ и норм выработки;

- численный состав партии и балансе рабочего времени;

- сроки работы по периодам;

- объемы работ и производительность (по всем видам работ);

- расход ***ВМ;***

- сопоставление сметной и фактической стоимостей работ по видам работ и т. п.;

- техническая оснащенность и обеспеченность партии аппаратурой, транспортом и вспомогательным оборудованием.

Третья глава содержит сведения о выполнении установленных в проекте или программе работ требований метрологического обеспечения. Приводятся результаты тестирования и эталонирования технических средств, контроль качества материалов в процессе производства работ и на этапах обработки и интерпретации.

Четвертая глава отчета - ***"Методика и техника полевых работ"*** - должна содержать техническое задание на работы, его изменения. Состав и назначение опытно-методических работ. Выбор и обоснование параметров систем наблюдения, условий возбуждения и приема колебаний. Способы изучения ***ВЧР*** и ***ЗМС***.

Краткое описание аппаратуры или ее отдельных узлов, применяемых впервые. Особенности возбуждения колебаний невзрывными источниками или буровзрывным способом. Геодезические работы, их обеспеченность картами нужного масштаба. Способ привязки точек наблюдений, их закрепление на местности.

Пятая глава – "Обработка и интерпретация материалов" - должна содержать характеристику качества первичных материалов, компьютерных средств, систем обработки. Излагается методика и граф обрабатывающих процедур. Принятая методика интерпретации, построения разрезов и карт. Примененная технология сейсмического и геологического моделирования. Дается оценка точности построения опорных границ и результативных карт.

Шестая глава – "Результаты работ" – должна содержать изложение результатов и степени решения поставленных геологических задач. Приводятся сравнение и увязка полученных результатов с данными ГИС, бурения и других геофизических методов. Дается анализ и геологическая трактовка полученных результатов. Описываются принятые ***модели среды*** (*структурная, структурно-формационная, литолого-фациальная, седиментационно-емкостная* и др.). Обосновывается выделение ловушек, дается их детальное описание. Высказывается прогноз пространственного положения залежи. Производится оценка ресурсов объемным методом. Заполняется паспорт выделенных ловушек, даются рекомендации на заложение скважин и их очередности. Паспорт ловушек прилагается к отчету.

В ***заключение*** отчета дается оценка достижений технического, методического и геологического характера по деятельности партии. Оценивается общая эффективность работ, степень изученности отдельных объектов, их перспективность с точки зрения нефтегазоносности. Обосновывается необходимость дальнейших исследований на площади, в том числе и постановки буровых работ с указанием координат точек заложения скважин. К отчету прилагается *вся необходимая, по мнению авторов отчета, графика*, в том числе:

- обзорная карта района исследований;
- карты геолого-геофизической изученности;
- схема расположения профилей, физических точек наблюдений и возбуждения, глубоких скважин;
- сводный геолого-геофизический разрез по площади работ;
- геолого-геофизические разрезы скважин с выделением продуктивных, маркирующих и опорных геологических и сейсмических границ;
- временные сейсмические разрезы (по кубу данных разрезы, срезы и их комбинации);
- глубинные динамические разрезы (по кубу данных – разрезы срезы и их комбинации);
- геолого-геофизические модели исследуемой толщи и ее отдельных формационных комплексов (скоростные, акустической жесткости, коэффициента Пуассона и др.);
- карты изохрон;
- структурные карты и схемы по целевым горизонтам с выделением и ранжированием объектов последующих работ;
- карты неантиклинальных ловушек, совмещенные со структурными картами продуктивных или близких к ним горизонтов, с указанием контуров предполагаемых залежей;
- паспорта структур или ловушек неструктурного типа;
- рекомендации на заложение скважин;
- другие материалы.

При использовании сейсмических материалов для подсчета запасов нефти и газа к отчету прилагаются дополнительные специальные материалы, которые получают в процессе специальной обработки.

Отчет по работам, подписанный исполнителями, подлежит рецензированию, рассмотрению и защите на *Техническом совете* организации-исполнителя. После передачи отчета ***Заказчику*** проводится его рассмотрение и защита на *Техническом совете* организации-заказчика. После его приема организацией-заказчиком один экземпляр отчета обязательно высылается в ***Росгеолфонд*** (*г. Москва*).

После сдачи отчета необходимо передать в архив организации-исполнителя (или заказчика) всю основную первичную документацию в объеме и виде, предусмотренном *Техническим заданием*.

Вопросы для самопроверки

1. Что является основанием для составления проекта на сейсморазведочные работы?
2. Какие три основных информационных блока входят в состав геологического задания?
3. Из каких двух основных частей состоит проект на сейсморазведочные работы?
4. Перечислите основные разделы проекта.
5. Что излагается в разделе "***Методика и объемы проектируемых работ***" сейсморазведочного проекта?
6. Какие основные периоды деятельности сейсморазведочной партии Вы знаете?
7. Где и на какой основе осуществляется обработка полевых сейсморазведочных материалов?
8. Как организуется камеральная обработка и интерпретация сейсморазведочных материалов?
9. Каковы разделы отчета о сейсморазведочных работах?
10. Какие графические материалы прикладываются к отчету о сейсморазведочных работах?
11. Поясните порядок рассмотрения и защиты отчетов по сейсморазведочным работам.

★ ★ ★ ★ ★ ★ ★

ЧАСТЬ 3. ОБРАБОТКА И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ



РАЗДЕЛ 3.1. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ СЕЙСМИЧЕСКОЙ РАЗВЕДКИ

23. НАЧАЛЬНОЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЕ О СОСТАВЕ И СОДЕРЖАНИИ ЗАДАЧ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ СЕЙСМИЧЕСКОЙ РАЗВЕДКИ

23.1. Введение

Сейсмическая разведка в настоящее время является одним из основных методов ведения геолого-геофизических исследований в геологоразведочном процессе вообще и, в особенности, при поисках, разведке и разработке месторождений нефти и газа. Широкое применение весьма сложных по исполнению работ сейсмическим методом обусловлено тем, что с их помощью достаточно эффективно удается решать весьма широкий круг задач, возникающих на всех этапах геологоразведочного процесса. При этом перед сейсмической разведкой всегда ставится большое число самых разнообразных задач, связанных с практической потребностью в изучении геологического строения объектов исследований. Все существующее многообразие ставящихся перед сейсморазведкой задач условно можно свести к двум группам. К первой группе можно отнести совокупность задач, связанных с изучением формы и местоположения в пространстве различных геологических и физических образований в *изучаемой части геологической среды*. Эту группу задач сейчас принято называть ***структурными задачами сейсморазведки***, *или задачами по получению* ***волновых сейсмических изображений геологической среды***. Ко второй группе принято относить задачи, связанные с изучением характера распределения различных ***физических*** и ***фильтрационно-емкостных свойств*** (***ФЕС***) в некоторой области среды (резервуара), где предполагается наличие залежей углеводородов. Для сейсмических исследований такой направленности в отечественной литературе отсутствует краткое название. В зарубежной литературе такие сейсмические исследования, проводимые, как правило, совместно с геофизическими исследованиями в скважинах (ГИС), принято называть "***reservoir geophysics***" (Reservoir Geophysics, 1992; Yilmaz, 1994). Постепенно этот термин - "***геофизика резервуаров***" – начинает все более широко использоваться и в современной отечественной научной литературе по геофизике.

Технологию получения по данным сейсмической разведки информации по обеим группам задач, следуя традициям англоязычной литературы, принято называть "***инверсией***", что соответствует в русском языке терминам *обращение или преобразование*. При этом извлечение информации для решения задач первого типа принято называть задачами ***геометрической инверсии сейсмических данных***. Во втором случае говорят об ***инверсии сейсмических данных в физические и фильтрационно-емкостные свойства горных пород в заданной области геологической среды***. При этом всегда следует помнить, что разделение выполняемых преобразований исходных сейсмических данных на два вида инверсий в значительной мере является *весьма условным*, поскольку эти два процесса всегда достаточно тесно связаны между собой. Например, решение задачи определения вещественных характеристик какой либо части среды практически невозможно без предварительного определения пространственного местоположения данного элемента разреза. Поэтому надо помнить, что когда говорят о необходимости решения задач какой-либо из этих двух типов инверсий, это просто означает, что главные усилия при обработке в данный момент должны быть направлены именно на решение задач, входящих в круг задач инверсии заданного типа.

Преобразование полученной полевой сейсморазведочной информации о волновом поле в геолого-геофизическую информацию о среде принято называть ***решением обратной задачи сейсморазведки***. Наблюденное сейсмическое волновое поле, без сомнения, несет в себе информацию о многих особенностях (параметрах) среды, характеризующих ее геолого-геофизическое строение. Для извлечения этой информации в максимально возможном объеме и необходимо совершать преобразования полученных полевых сейсмических записей.

Первым этапом извлечения нужной нам информации является ***процесс обработки сейсмической информации***. В процессе ***обработки сейсмической информации*** полученные полевые данные подвергается целому ряду преобразований, основная цель которых направлена на повышение надежности выделения тех

**Главы 24, 27, 28, 29, 32 и 37 данной части учебника написаны совместно с доцентом Крылатковым С.М., за что автор выражает ему глубокую благодарность.*

полезных сейсмических волн, которые несут информацию о строении интересующих нас особенностей геологической среды. При этом одновременно всегда стараются максимально сильно ослабить влияние волн-помех различного типа. С точки зрения теории информации это означает, что в процессе обработки добиваются существенного повышения соотношения "сигнал/помеха". Этот процесс в значительной мере может быть формализован и выполнен, как правило, в поточном режиме обработки с помощью набора специальных программ для ЭВМ. Для того чтобы сделать нужные выводы о строении изученной ("увиденной") части среды в геологических терминах, необходимо полученное после обработки волновое поле подвергнуть геолого-геофизическому истолкованию, или, как принято говорить на профессиональном языке - ***интерпретации***. Таким образом, объективно возникает необходимость выполнения второго этапа – этапа ***интерпретации данных сейсморазведки***. Иногда все виды работ на обоих этапах объединяют одним терминологическим словосочетанием – ***анализ данных сейсморазведки*** (Yilmaz, 2001; Бондарев и др., 2002). Однако в данном учебнике, в целях облегчения первоначального понимания определенных внутренних взаимосвязей в логике ведения всех процессов обработки и интерпретации, сохранено их деление на вышеназванные этапы (последовательности).

Эти два этапа - *этапы обработки и интерпретации* весьма тесно связаны между собой, что не позволяет проводить четкие границы между ними. Например, всегда следует помнить, что для проведения интерпретации на современной стадии развития сейсморазведки дополнительно весьма широко используются различные виды переобработки и дообработки полученной ранее информации. По этой причине для начального понимания прежде всего этап интерпретации данных сейсморазведки условно также снова разделить на два этапа: интерпретационную обработку и этап *собственно интерпретации – этап логического анализа и осмысления полученных результатов и составления необходимой отчетной документации*.

Процесс обработки сейсмической информации и интерпретационная обработка, как и собственно вся обработка сейсмической информации, в значительной мере формализованы и выполняются на ЭВМ по специальным алгоритмам. Этап собственно интерпретации в настоящее время в сейсморазведке формализован значительно меньше. Это объясняется тем, что его основу составляет высоко интеллектуальный аналитический труд специалистов-интерпретаторов, хорошо владеющих широким кругом знаний в области сейсморазведки и геологии изучаемого района.

В первых главах учебника содержится краткое изложение основных процедур обработки полевой сейсмической информации, после выполнения которых, появляется возможность получения *стандартных видимых изображений* изученной части геологической среды. В качестве таких стандартных изображений могут выступать либо *двумерные временные разрезы* среды по отдельным профилям (профильные съемки 2D), либо трехмерные "*кубы сейсмической информации*" и их сечения по различным линиям (площадные съемки 3D). Преобразование исходной сейсмической информации в волновые изображения среды выполняют путем применения в определенной последовательности ряда процедур обработки. Главными из них являются процедуры *подготовки записей к процессу обработки*, их *фильтрации*, *ввода специальных поправок*, *повышения* их *вертикальной* и *горизонтальной разрешенности*, *суммирования* и *учета сейсмического сноса*. Во всех случаях повышение помехоустойчивости окончательного результата достигается путем использования записей высокой кратности.

Приводятся материалы, подробно демонстрирующие процесс преобразования исходных сейсмических записей на разных этапах такой обработки в высококачественные волновые изображения изученной геологической среды. Показано, что в случае сложного строения геологической среды возможно и необходимо (после анализа полученных промежуточных результатов) возвращение к повторному выполнению некоторых процедур этого цикла с другими параметрами обработки или в их другом сочетании. В случае простого строения геологической среды полученные волновые изображения дают достаточно точное и правильное представление о структуре отражающих границ. В таких случаях возможно окончание процесса обработки и переход к построению глубинной модели среды и соответствующих графических материалов (структурные карты, схемы и т. п.).

В случаях сложного строения геологической среды и при необходимости выполнения прогноза по сейсмическим данным свойств изучаемой среды, как правило, требуется выполнение дополнительных специальных видов интерпретационной обработки, позволяющих получать новые представления геологической среды в форме различных атрибутных изображений. Эти виды обработки традиционно еще принято называть *интерпретационной обработкой данных сейсморазведки*.

Приводится описание особенностей волновых изображений от простейших геологических объектов. Излагаются основы историко-геологического и сейсмостратиграфического анализа получаемых волновых изображений геологической среды. Описываются принципы построения основных интерпретационных материалов (карт изохрон, структурных карт, карт изопахит и др.). Даются материалы и описание результатов применения сейсмической разведки при исследовании строения земной коры, при инженерно-геологических исследованиях и инженерно-строительных изысканиях. Особое место уделено описанию примеров успешного применения сейсмической разведки на различных этапах изучения геологической среды с целью обнаружения залежей углеводородов. В заключении раздела описываются новые перспективные технологии сейсмической разведки, используемых при поисках и разведке месторождений нефти и газа.

23.2. Общая схема решения обратных задач сейсморазведки

Изложение целью основных вопросов теории и практики обработки и интерпретации данных сейсмической разведки в настоящее время достаточно затруднительно, поскольку в отечественной научно-технической литературе практически отсутствует систематическое изложение современных взглядов на эти вопросы. Написанные ранее прекрасные и, во многом, оригинальные теоретико–методические работы из этой области (Цифровая обработка..., 1973; Организация и технология..., 1987; Интерпретация данных.., 1990 и др.) с позиций настоящего времени значительно отличаются как по содержанию, так и по терминологической технике от аналогичных работ современных зарубежных авторов. Появившиеся в России в последние годы зарубежные обрабатывающие и интерпретационные системы, естественно, широко используют взгляды и терминологию зарубежных авторов. Поскольку производственные материалы сейсморазведочных работ в России в настоящее время практически обрабатываются, за редким исключением, только с использование зарубежных систем, то при изложении этих разделов в учебном пособии по сейсморазведке авторам приходится это учитывать. В силу сказанного, авторы при изложении данного раздела монографии приняли решение взять за основу терминологию и подходы к изложению вопросов обработки и интерпретации, которые использованы в монографиях двух известных зарубежных авторов Oz Yilmaz (Yilmaz, 2001) и Alistair R. Brown (Brown, 2004). Естественно, что не забыты и отечественные традиции в этой области. Возможно, что принятый нами такой подход мог привести к некоторым негативным издержкам при изложении данного раздела курса сейсморазведки, за что авторы заранее просят прощения у читателя.

Вопросы обработки и обращения (инверсии) данных сейсморазведки излагаются по фундаментальной и популярной за рубежом монографии Oz Yilmaz (Seismic data processing, 1994), вышедшей в США семью изданиями в 1987, 1988, 1989, 1991, 1993 и 1994 годах соответственно. Переработанное и расширенное издание этой книги (Seismic data analysis, 2001) уже содержит не только более углубленное и систематизированное изложение этих же вопросов, но и широко касается вопросов интерпретационной обработки данных сейсморазведки применительно к геофизике резервуаров, в том числе и при работах 3D.

Вопросы геологической интерпретации (истолкования) данных сейсмической разведки применительно к работам 3D наиболее полно изложены в работе Alistair R Brown (Interpretation of Three-Dimensional Seismic Data, 2004), выдержавшей шесть изданий в 1986, 1988, 1991, 1996, 1999 и 2004 годах соответственно.

В самое последнее время в России также начали появляться интересные работы, в которых рассматриваются вопросы обработки и интерпретации сейсмических данных, однако, применительно только к работам по технологии 3D.

Работа Кузнецова В.И. (Кузнецов, 2004), являющаяся адаптированным изданием его докторской диссертации (см. стр.164) касается, прежде всего, авторских разработок в области методики полевых работ и технологии обработки данных сейсморазведки 3D.

Работа одного из авторитетнейших отечественных сейсморазведчиков А.К. Урупова (Урупов, 2004) является весьма полным, квалифицированным и современным изложением большинства вопросов, касающихся всех сторон технологии сейсморазведочных работ 3D. Однако в этой работе автор, по его же признанию, не стремился дублировать сведения, которые должны быть предметом изучения в общем курсе сейсморазведки. Поэтому эта работа может быть полезна студентам вузов при *углубленном изучении* состава сейсморазведочных работ по технологии 3D на базе знаний *общего курса сейсморазведки*, коим и является данная работа авторов.

Извлечение практически важной геолого-геофизической информации по данным полевых наблюдений в сейсморазведке осуществляется, как и в других геофизических методах исследований, путем решения так называемых ***обратных задач сейсморазведки.*** Результатом такого решения является осмысленное геолого-геофизическое представление в графическом или аналитическом виде (карты, схемы, планы, разрезы, таблицы и др.) об изученной части геологической среды, которое бы адекватно соответствовало наблюденному сейсмическому волновому полю. Это означает, что в процессе решения обратной задачи сейсморазведки мы фактически должны построить определенную ***физико-геологическую модель среды.***

Большинство обратных задач сейсморазведки в настоящее время решается на основе использования так называемых *эффективных моделей среды*. ***Эффективная сейсмогеологическая модель*** среды - это такое геологически оправданное упрощенное представление реального разреза (объема среды), для которого *расчетное поле* упругих волн максимально полно *согласуется с наблюденным полем.*

Используемые на практике модели среды конструируют из ограниченного числа простых элементов. ***Важнейшим и простейшим элементом модели среды*** является понятие ***сейсмического пласта*** (***слоя***). Как следствие этого, в составе любой модели среды появляется понятие ***сейсмической границы*** – границы раздела между соседними пластами. При этом чаще всего считают, что сейсмический пласт (слой) имеет плоские границы, а пластовая скорость в нем всюду постоянна. Возможно создание моделей среды из пластов с границами более сложной формы и с произвольным распределением скорости распространения упругих волн в слое. Это, однако, требует применения более сложных подходов к решению обратных задач.

Для успешного решения обратных задач сейсморазведки, помимо создания модели геологической среды, необходимо еще иметь априорное представление о структуре зарегистрированного волнового поля (отраженные, преломленные, проходящие и др.) и о типе полученных сейсмических волн (продольные, поперечные, обменные и др.). ***Основным элементом модели регистрируемого волнового поля*** является *устойчивая по форме и интенсивности* ***полезная волна определенного предполагаемого типа***, которая имеет годограф известного нам вида, соответствующий отражению (или преломлению) этой волны на кровле или подошве данного сейсмического пласта.

С учетом сказанного в процессе решения обратных задач сейсмической разведки приходится оперировать следующими ключевыми понятиями: ***постановка задачи, априорная информация о сейсмической модели среды*** и ***экспериментальный материал.***

Постановка обратной задачи определяется целями сейсморазведочных работ и техническими возможностями их выполнения, а также составом, структурой и качеством полученного экспериментального полевого материала. ***Априорная информация о сейсмической модели среды*** содержит собранные заранее сведения общего и частного характера, необходимые для решения поставленной геологической задачи. Эта информация касается геологического строения, глубинных и поверхностных сейсмогеологических условий, опыта решения подобных задач в сходных условиях, данных об использованных ранее системах наблюдений, сведений о зоне малых скоростей и т.п. Исходя из поставленной задачи, на основе априорных данных выбирают подходящие для анализа ***модель среды и модель сейсмограммы.*** Обе эти модели всегда взаимосвязаны и должны правильно описывать количественные зависимости между характеристиками регистрируемых волн и параметрами сейсмогеологического разреза. Выбор модельной основы зависит от технических и математических средств обработки, доступных исполнителю в данной ситуации. Во всех случаях решение обратных задач сейсморазведки осуществляется поэтапно.

Многоэтапность решения обратных задач всегда обусловлена недостаточностью априорной информации и сложностью большинства используемых вычислительных процедур. Уточнение на каждом этапе качественных и количественных характеристик модели среды в процессе решения обратной задачи производят путем *последовательных приближений* (итераций). Решение обратной задачи реализуется в форме выполнения некоторой последовательности различных процедур обработки. Общее представление о схеме решения обратных задач сейсморазведки можно получить по данным, показанным на рис.23.1.

Как уже говорилось выше, все операции собственно *процесса обработки* сейсмических записей (задачи повышения соотношения сигнал / помеха) могут быть во многом *формализованы*. Это означает, что для большинства вычислительных процедур можно построить такой ***алгоритм - последовательность вычислительных и логических операций***, который однозначно преобразует исходные данные в информацию желаемого вида. На всех этапах обработки, по возможности, стараются использовать *оптимальные алгоритмы*. В статистическом отношении ***оптимальным алгоритмом*** считается такой, который среди множества других вариантов решения обеспечивает получение *наилучшего результата в среднем по множеству случаев его применения*. Оптимальный алгоритм позволяет получить наилучший результат только при условии, что обрабатываемый экспериментальный материал полностью соответствует выбранным моделям среды и волнового поля. Если это условие нарушается, то могут возникнуть неконтролируемые искажения результатов. Здесь необходимо вмешательство обработчика-интерпретатора. Именно поэтому весь вычислительный процесс расчленяется на этапы, предусматривающие анализ промежуточных результатов инженером-геофизиком.



Рис.23.1. Обобщенная схема решения обратных задач сейсморазведки

При обработке данных сейсморазведки, кроме процедур, имеющих строгое математическое обоснование, нередко используются так называемые ***эвристические алгоритмы***. Они построены на интуитивно-эмпирических предпосылках, выработанных в процессе практической деятельности геофизиков-обработчиков. Их эффективность показывается результатами опробования на большом объеме обработки реальных сейсморазведочных материалов.

В практике обработки находят применение и *адаптивные алгоритмы*. ***Адаптивные алгоритмы*** представляют собой совокупность многоэтапных групп алгоритмов, содержащих элементы формализованного анализа промежуточных результатов с использованием математических методов проверки выдвинутых гипотез и автоматического принятия на этой основе статистически обоснованных решений. Это позволяет адаптировать вычислительные схемы к особенностям конкретного экспериментального материала.

Основу цифровой обработки сейсмических записей, помимо широко распространенных математических процедур, составляют *три вида* специальных математических операций: ***преобразования Фурье, свертки сигналов и корреляции*** (Шерифф, Геларт, 1987). Математический аппарат, правила выполнения данных операций, также вывод основных, используемых в дальнейшем формул, будут составлять предмет рассмотрения в следующей главе.

Достоверность полученного на основе решения обратных задач сейсморазведки представления о геолого–геофизическом строении среды всегда может быть подтверждена (или опровергнута) путем сопоставления с данными бурения и ГИС. К сожалению, во многих случаях и по разным причинам это сделать не всегда удается. Поэтому в сейсморазведке достаточно широко используется внутренний контроль правильности выполненных решений обратных задач. Для этих целей сейсморазведчики могут по построенной геолого-геофизической модели среды теоретически рассчитать ожидаемое волновое поле и сравнить его с наблюденным полем. Этот прием контроля правильности полученного геолого-геофизического представления о среде путем решения *прямой задачи сейсморазведки* особенно активно используется на стадии выполнения детальных сейсморазведочных работ. Решение прямых задач сейсморазведки, ввиду их достаточной сложности, нередко выполняют в два этапа. На первом этапе – этапе решения *прямых кинематических задач* – рассчитывают ожидаемые кинематические характеристики сейсмического волнового поля. В настоящее время все существующие обрабатывающие системы имеют программное обеспечение, которое позволяет достаточно просто и с высокой точностью рассчитывать времена прихода отраженных (и других типов) волн для сложно построенных двухмерных и трехмерных моделей геологических сред. Это позволяет сравнивать наблюденные и расчетные времена для построенной модели среды. Минимальные различия в кинематических параметрах расчетного и наблюденного волнового поля является весьма серьезным аргументом в пользу гипотезы о правильности решения, полученного на этапе решения обратной задачи. Более того, существующие программные средства, кроме расчета времен прихода, позволяют по упрощенным алгоритмам давать еще и достаточно объективную сравнительную оценку интенсивности (амплитуд) различных сейсмических волн. Все это в совокупности превращает алгоритмы решения прямых кинематических задач в важнейший интерпретационный инструмент современной сейсморазведки.

23.3. Цели и этапы цифровой обработки сейсмических записей

Из сказанного выше следует, что извлечение полезной геологической информации о среде из полевых сейсмических записей происходит в процессе их *обработки* и *интерпретации*. При этом получение итоговой геолого-геофизической информации о среде, как уже говорилось, всегда базируется на решении так называемой обратной задачи сейсморазведки - задачи *определения сейсмогеологического строения изучаемой территории* по наблюденному полю упругих волн. *Идеальным результатом* такого решения было бы установление *характера распределения* сейсмических параметров среды, (коэффициентов отражения, скоростных и поглощающих свойств), включая рельеф сейсмических границ, разделяющих области среды, близкие или однородные по свойствам, во всем объеме изученного геологического пространства. Однако получение такого результата на современном уровне развития теории сейсмического метода по ряду причин пока невозможно. Тем не менее, с учетом ряда ограничений, существующая современная теория сейсморазведки позволяет получать широкий спектр (набор) количественных информационных характеристик, как о геометрических, так и о физических параметрах изученных геологических объектов. В силу этого, при решении обратных задач сейсморазведки основное (преимущественное) внимание уделяется получению либо волновых изображений геологической среды, либо изучению физических и фильтрационно-емкостных свойств резервуаров, либо тому и другому одновременно. В соответствии с этим в отечественной литературе, нередко и по традиции, принято различать, в широком смысле этого слова, *два различных подхода* к обработке и интерпретации данных сейсморазведки.

Первый подход - ***кинематический*** - позволяет по наблюденным временам прихода и, частично, по форме импульсов полезных (целевых) волн восстановить положение в разрезе отдельных сейсмических границ и изучить, в первом приближении, распределение скоростей распространения упругих волн в среде. В настоящее время на практике *кинематический подход* преимущественно используется при решении традиционных задач *структурной сейсморазведки - задач по получению волновых изображений изученной части геологической среды*.

Второй подход - ***динамический*** - основан на совместном использовании для всестороннего анализа волнового поля, как принципов кинематического подхода, так и широкого вовлечения в этот процесс динамических особенностей сейсмических колебаний (амплитуды и формы записи) для решения широкого круга важных задач по прогнозированию различных свойств геологической среды. Этот подход в настоящее время широко востребован практикой сейсморазведочных работ, быстро и эффективно совершенствуется. Можно ожидать, что в недалеком будущем на его основе станет возможным надежное получение важных и достоверных сведений не только о форме сейсмических границ, но и о характере распределения во всем разрезе акустической жесткости, коэффициентов поглощения упругих волн и других характеристик среды.

Для начального представления о существующих этапах обработки и интерпретации данных сейсморазведки всю их последовательность лучше всего представить в виде некоторой блок-схемы, показанной на рис.23.2.



Рис.23.2. Обобщенная схема последовательности выполнения этапов обработки данных сейсморазведки

Формальной задачей ***кинематической обработки*** сейсмических записей являются такие их преобразования, которые позволяли бы максимально просто и с высокой достоверностью ***выделять*** в волновом поле *целевые сейсмические волны* и эффективно ***подавлять*** все ненужные, *мешающие волны – помехи* для целей последующего уверенного получения ***изображения изученной части геологической среды***. В такой постановке задача обработки включает в себя совокупность процедур, относительная значимость которых при решении различных геолого-геофизических задач может быть различной. Среди таких укрупненных групп процедур обработки необходимо, прежде всего, выделить ***препроцессинг*** и собственно ***обработку*** (Yilmaz, 2001).

Основная цель ***подготовительного этапа обработки - препроцессинга*** - обеспечение возможности проведения всей дальнейшей обработки путем подготовки и преобразования полевых сейсмических записей в формат используемой обрабатывающей системы.

В отечественной технической литературе (Организация и технология..., 1987) нередко для целей простоты изложения всей теории цифровой обработки ***кинематическую обработку*** подразделяют на две части: ***типовую*** и ***детальную кинематическую обработку***.

Типовая кинематическая обработка призвана обеспечить на базе использования эффективной модели среды решение поставленных перед сейсморазведкой задач – задач получения изображений геологической среды в виде волнового поля в конкретных и относительно простых сейсмогеологических условиях.

Детальная кинематическая обработка имеет своей целью улучшение прослеживаемости осей синфазности полезных волн на изображениях среды в сложных сейсмогеологических условиях, определение ряда кинематических параметров волн, используемых в дальнейшем при интерпретации. Конечная цель этого этапа

обработки – получение улучшенного волнового изображения среды на базе построения максимально правдоподобной ***глубинной скоростной модели среды***

Целью ***динамической обработки*** является извлечение из материалов сейсморазведки *дополнительной качественной информации* о ***кинематических*** и ***динамических параметрах*** (***атрибутах***) сейсмического волнового поля для целей последующего дополнительного детального изучения особенностей строения изучаемой геологической среды. Во многих случаях по результатам такой обработки удается:

- определить количественные и качественные параметры сейсмического волнового поля, позволяющие в последующем осуществить прогнозирование вещественного состава и состояния горных пород;
- получить новые, дополнительные изображения геологической среды на базе рассчитанных атрибутов сейсмического волнового поля, отражающих ее тонкие особенности строения.

Основное содержание этапа ***интерпретационной обработки*** составляет получение необходимой информации для:

- установления формы и положения геологических границ;
- восстановления истории формирования осадочной толщи в районе исследований;
- детального изучения особенностей структуры геологических границ и фациального состава отдельных слоев;
- создания информационной базы для выполнения прогнозирования вещественного состава и физического состояния горных пород на базе очищенных от помех сейсмограмм, временных разрезов, полей времен, годографов, других кинематических и динамических характеристик волнового поля;
- установления наличие и типа флюидов в слоях;
- построения интегрированных геологических разрезов по совокупности всей геолого-геофизической информации и бурения.

На этом же этапе с целью проверки правильности выполненных построений широко используются различные алгоритмы решения прямых *кинематических* (и *динамических*) задач сейсморазведки.

Всегда, однако, следует помнить, что четкие границы между процедурами динамической и интерпретационной обработки, как правило, провести трудно.

Материалы этого этапа служат основой для выполнения следующего, заключительного ***интерпретационного этапа*** – этапа совместного анализа всех полученных результатов сейсмических исследований, их окончательного обобщения и составления результирующего отчета о проведенных сейсморазведочных работах.

23.4. Понятие о последовательности выполнения процедур обработки при решении обратных задач сейсморазведки

Целью большинства процедур обработки, как уже упоминалось выше, является подчеркивание записей полезных волн (сигналов) и ослабление уровня помех различной природы - ***улучшение соотношения "сигнал/помеха"***. Если при этом спектральный состав полезных волн и волн-помех различается, то для улучшения соотношения "сигнал/помеха" широко применяют различные виды ***частотной фильтрации***. При этом в сейсморазведке широко используются различные виды частотных фильтров - *граничные, полосовые, режекторные, корректирующие, обратные* и другие. Возможности частотной фильтрации значительно возрастают, если волны-помехи отличаются от полезных колебаний дополнительно кинематическими характеристиками (например, кажущейся скоростью). В этих случаях может быть эффективным применение различных видов ***пространственно-временной фильтрации***. Среди конкретных видов такого рода фильтраций, прежде всего, следует назвать *многоканальную оптимальную фильтрацию, веерную фильтрацию, различные виды суммирования записей* и т.п.

Повышение временной разрешенности регистрируемых волновых полей достигается применением специальной процедуры сжатия зарегистрированных (растянутых) волновых пакетов – ***деконволюции***.

Результативность обработки сильно зависит от того, насколько хорошо экспериментальные данные соответствуют принятой теоретической модели среды. Например, на практике при обработке максимально широко используется модель среды с плоской *горизонтальной поверхностью наблюдений*. В реальных условиях это выполняется далеко не всегда. В силу этого всегда возникают искажения времен прихода волн как за счет пересеченности рельефа дневной поверхности, так и сильной изменчивости скорости распространения упругих волн в верхней части разреза. Такие искажения наблюденного волнового поля необходимо устранять путем введения специальных ***статических поправок***.

В современных способах обработки данных МОВ, полученных по методике многократных перекрытий, в большинстве случаев необходимо введение ***кинематических поправок***. С их помощью устраняют различия во временах прихода полезных отраженных волн, вызванные неодинаковым удалением пунктов наблюдения

от источников колебаний. Введение кинематических поправок преобразует криволинейный годограф отраженной волны в прямолинейный годограф нормальных времен отражения - ***линию*** $t_0(x)$. Эта линия в масштабе времени отображает форму отражающей границы. Совокупность линий $t_0(x)$ однократных отражений от различных горизонтов по профилю образуют ***кинематический временной разрез***. Если при построении такого разреза сохраняется волновая природа сейсмической записи, то такие изображения среды принято называть ***волновым изображением геосейсмических границ разреза - волновым изображением геологической среды***. Краткости ради их принято называть ***временными разрезами среды***. Именно на таких изображениях проводят ***корреляцию*** (выделение и прослеживание) полезных волн. Во многих случаях временной разрез вполне пригоден для качественной геологической интерпретации сейсмических данных.

На заключительных этапах обработки данных метода многократных перекрытий (МПП) производят определение параметров сейсмических волн и скоростей их распространения и выполняют построение границ в масштабе глубин.

При обработке данных МПВ чаще всего ограничиваются преобразованием годографов преломленных волн в линии $t_0(x)$, времена которых также пропорциональны глубинам до сейсмических границ. По данным МПВ широко применяют вычисление ***граничных скоростей***, характеризующих вещественный состав преломляющих горизонтов сейсмогеологического разреза. На заключительных этапах обработки данных МПВ обычно выполняют расчеты, связанные с построением в масштабе глубин сейсмических (преломляющих) границ.

Каждый сейсмический обрабатывающий центр имеет на вооружении одну или несколько специализированных *обрабатывающих* и *интерпретационных* систем. Под ***специализированной сейсмической обрабатывающей*** (***интерпретационной***) ***системой*** понимают программный продукт, позволяющий проводить полный цикл обработки (интерпретации) сейсмической информации. Для реализации этой задачи геофизиком – обработчиком определяется последовательность выполнения конкретных видов процедур. Последовательность и взаимодействие различных процедур обработки принято называть ***графом обработки***. Для первоначального знакомства с ключевым понятием процесса обработки и интерпретации данных сейсмической разведки на рис. 23.3 приводятся пример *простейшего обобщенного графа кинематической обработки* данных метода общей средней точки.

В составе любой такой системы имеется большое количество подпрограмм, позволяющих выполнять ту или иную процедуру обработки и широкий набор различного рода сервисных (обслуживающих) подпрограмм. Это позволяет эффективно и удобно осуществлять весь процесс обработки. В настоящее время отечественные обрабатывающие центры имеют на вооружении как *отечественные программные продукты*, так и, преимущественно, *зарубежные*. Все они содержат примерно одинаковый набор содержательных сейсмических процедур (иногда до 500 и более) и отличаются, главным образом, уровнем представляемого сервиса, а также содержанием алгоритмов, положенных в основу таких подпрограмм. Задача обработчика состоит в выборе конкретных подпрограмм, позволяющих в заданных условиях (возможные сроки обработки, состав и количество обрабатываемых записей и т.п.) осуществить максимально качественную обработку данного сейсмического материала.

Поскольку стоимость обработки сейсморазведочных данных составляет достаточно заметную долю от общей стоимости сейсморазведочных работ, то минимизация затрат на эти работы путем *выбора оптимального и эффективного графа обработки* (и *интерпретации*) сейсмической информации в значительной степени определяет общий успех в применении сейсморазведки в решении поставленных геологических задач. В зависимости от методики полевых работ, а также от характера решаемых геологических задач граф обработки может быть различным. Однако во всех случаях обработки применяемый граф всегда содержит некоторые *общие и обязательные процедуры*. Приведенный выше на рис.23.3 граф предусматривает, что после выполнения операций предварительной обработки (препроцессинга) полученные рабочие массивы информации ОСТ - (РМ-ОСТ) вместе с априорными данными о статических поправках и скоростном разрезе становятся основой для ***типовой кинематической обработки***. После анализа и сопоставления сейсмограмм различного типа (ОТВ, ОТП, ОСТ, ОУ) производится уточнение (коррекция) статических и кинематических поправок. Далее предусматривается выполнение многоканальной фильтрации и суммирование трасс, соответствующих общим средним (глубинным) точкам. Это позволяет получить временной разрез $t_0(x)$, по которому осуществляют выделение и корреляцию основных отражающих горизонтов. Пример такого итогового разреза показан на рис.23.4.

В дальнейшем на основе уточненного скоростного разреза и данных корреляции по полученному временному разрезу можно построить временной и / или глубинный сейсмический разрез по данному профилю. Используя полученные сейсмические разрезы по отдельным линиям, уже можно сделать выводы о структуре изученных отражающих горизонтов по всей площади исследований.

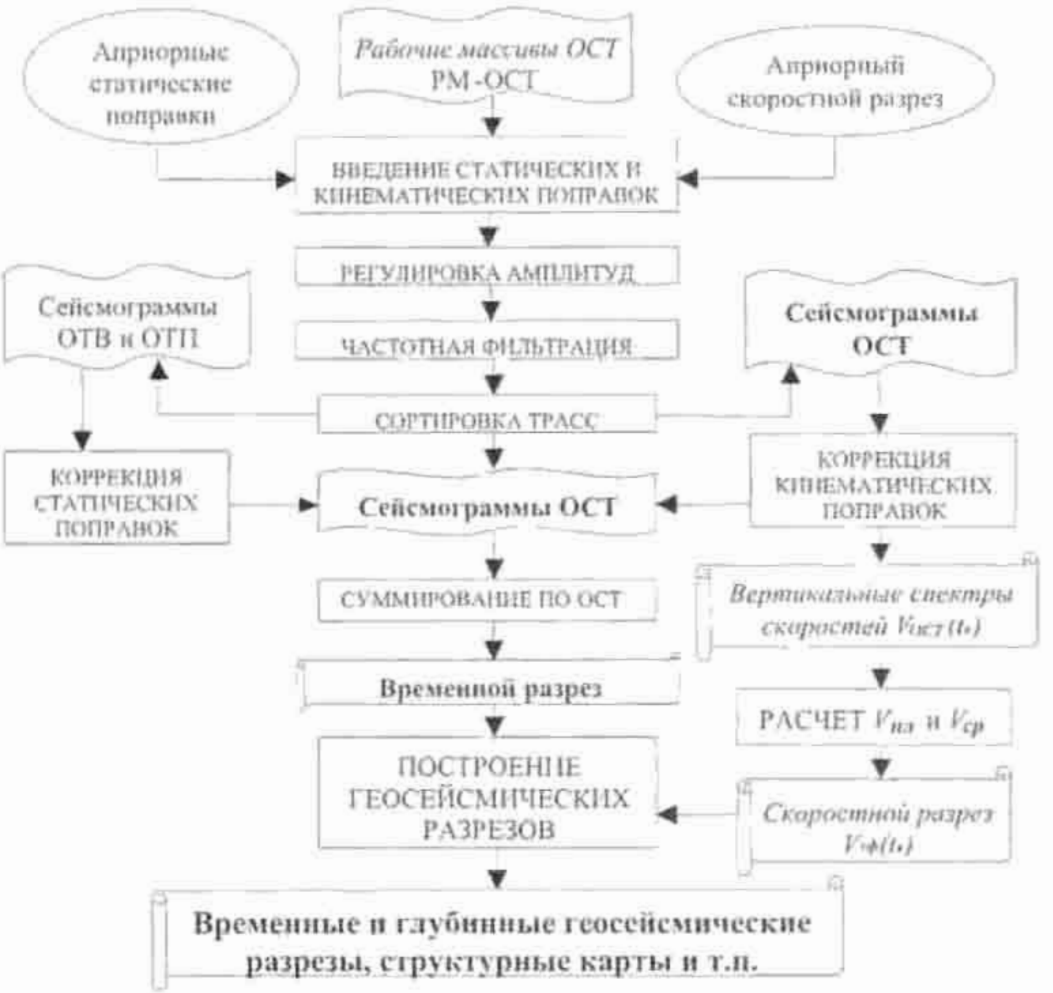


Рис.23.3. Обобщенный граф обработки результатов сейсмических исследований методом многократных перекрытий

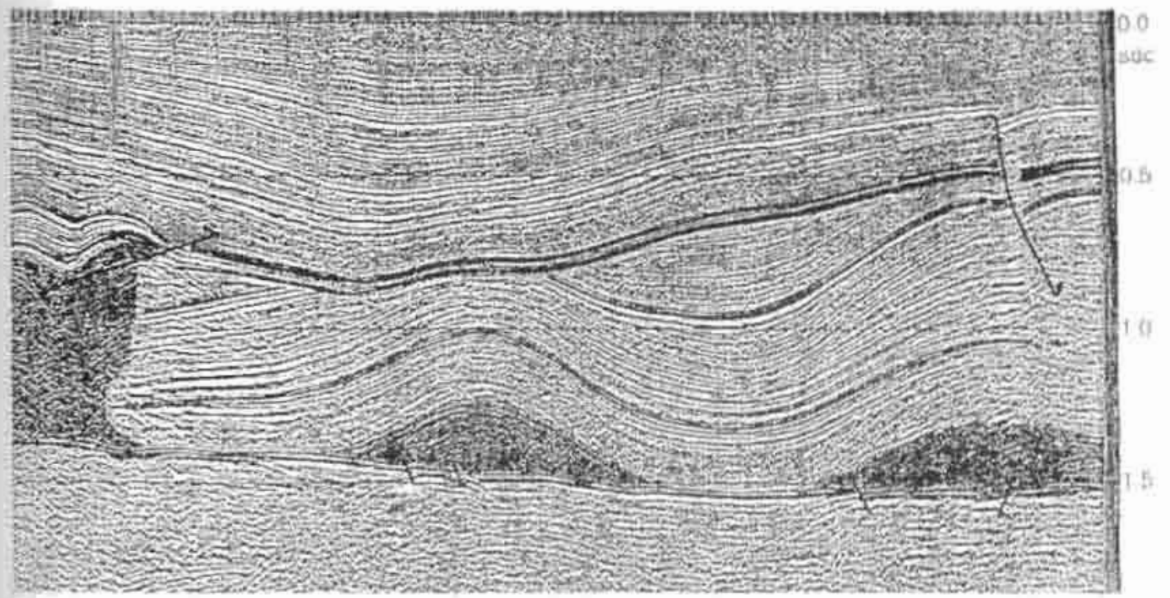


Рис.23.4. Типичный временной разрез сложнопостроенной геологической среды

23.5. Краткая история формирования современной технологии анализа данных сейсморазведки

Как известно, технология получения данных по *методу общей средней (глубинной) точки* (ОСТ) имеет приблизительно 50-летнюю историю. Ей предшествовала эпоха сейсморазведки методом преломленных (*МПВ*) и отраженных волн (*МОВ*).

На первом этапе применения сейсморазведки МОВ (1921-1960 гг.) - этапе прослеживания отражающих границ с малой кратностью (1-3) и использования сейсморазведочных станций с прямой осциллографической записью – весь процесс *обработки сейсмических записей* осуществлялся непосредственно в процессе получения полевых записей. Это достигалось путем правильного выбора и установки нужных параметров станции при регистрации (параметры фильтрации, смесителя, усиления и др.) и приемной расстановки (число каналов и расстояние между ними, величина базы группирования и число каналов в группе и др.) непосредственно перед регистрацией сейсмограмм. В последующем эти записи (сейсмограммы) использовались уже только для *интерпретации* материалов сейсмической разведки. С позиций сегодняшнего дня обработка сигналов как таковая по существу отсутствовала. Полученные записи (сейсмограммы) после несложной технической обработки (визуальной оценки их качества, удаление пустых частей, заполнение паспорта сейсмограммы, маркировки и др.) поступали специалистам геофизикам для *интерпретации*. В процессе *интерпретации* полученных сейсмических записей основным элементом работы с ними был *"ручной"* труд по выделению регулярных компонент записи, распознавание среди них полезных отраженных волн, определения времени регистрации и скоростей распространения этих волн для данной точки профиля или участка наблюдений, трассирование отражающих горизонтов по профилю и увязка их по сети профилей. Использование средств вычислительной техники того времени (логарифмические линейки, счеты, арифмометры и т.п.) сводилось, как правило, к расчетам по известным формулам таких характеристик среды, как эффективные скорости и глубины залегания отражающих границ, их углов наклона и др. Типичный пример предварительной подготовки исходных сейсмограмм – выделения и прослеживания отраженных волн на сейсмограмме ОТВ показан на рис.23.5.

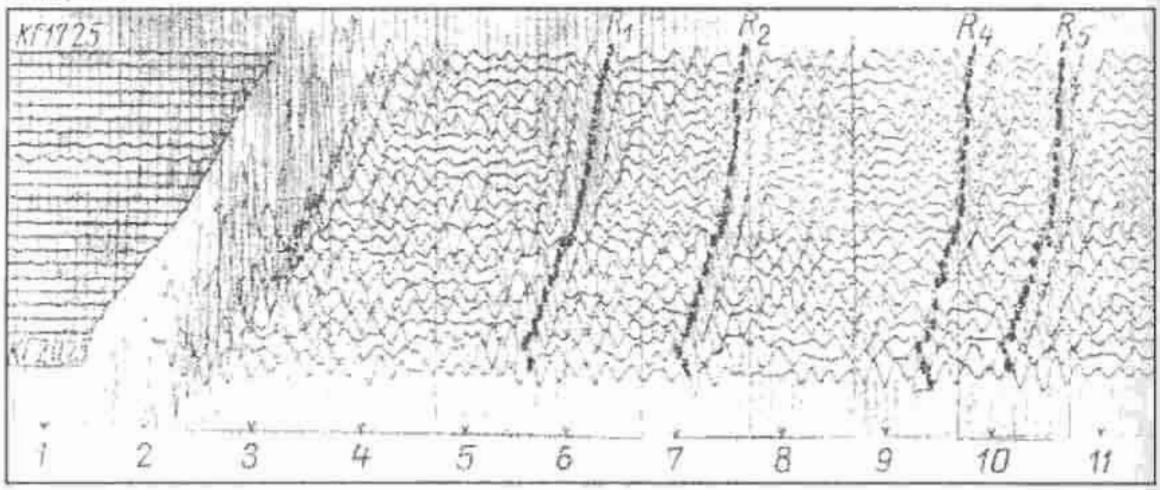


Рис.23.5. Пример "ручного" выделения осей синфазности отраженных волн на сейсмограмме ОТВ

В дальнейшем по этим материалам осуществлялось построение структурных карт по опорным отражающим горизонтам. *Интерпретация* результатов сейсморазведочных работ завершалась анализом полученных структурных карт: при региональных работах - с целью выделения структурных зон, перспективных для поисковых работ; при поисковых работах - с целью выявления локальных нефтегазоперспективных структур; при детальных работах - с целью уточнения строения структур и подготовки их к глубокому поисковому бурению (Интерпретация данных..., 1990). Результаты такого анализа, подкрепленные необходимыми графическими материалами (структурные карты, схемы, разрезы по линиям и др.) и составляли графическую основу итоговых отчетов по проведенным сейсморазведочным работам.

Уже на первом этапе развития сейсмического метода было замечено, что даже механический монтаж соседних по профилю сейсмограмм МОВ позволяет более наглядно увидеть многие детали геосейсмического строения разреза, которые обычно трудно обнаруживаются при раздельном анализе изолированных сейсмограмм. Пример такого монтажа сейсмограмм, выполненного в пятидесятые годы прошлого века, показан на рис.23.6. Стало очевидным, что если каким-либо образом учесть естественную кривизну годографов (осей синфазности) отраженных волн, то монтаж сейсмограмм позволит осуществить непрерывное прослеживание отражающих горизонтов по всему профилю. На основе углубленного анализа таких материалов – монтажа сейсмограмм - появилась идея повышения их информативности путем предварительного ввода в наблюденные

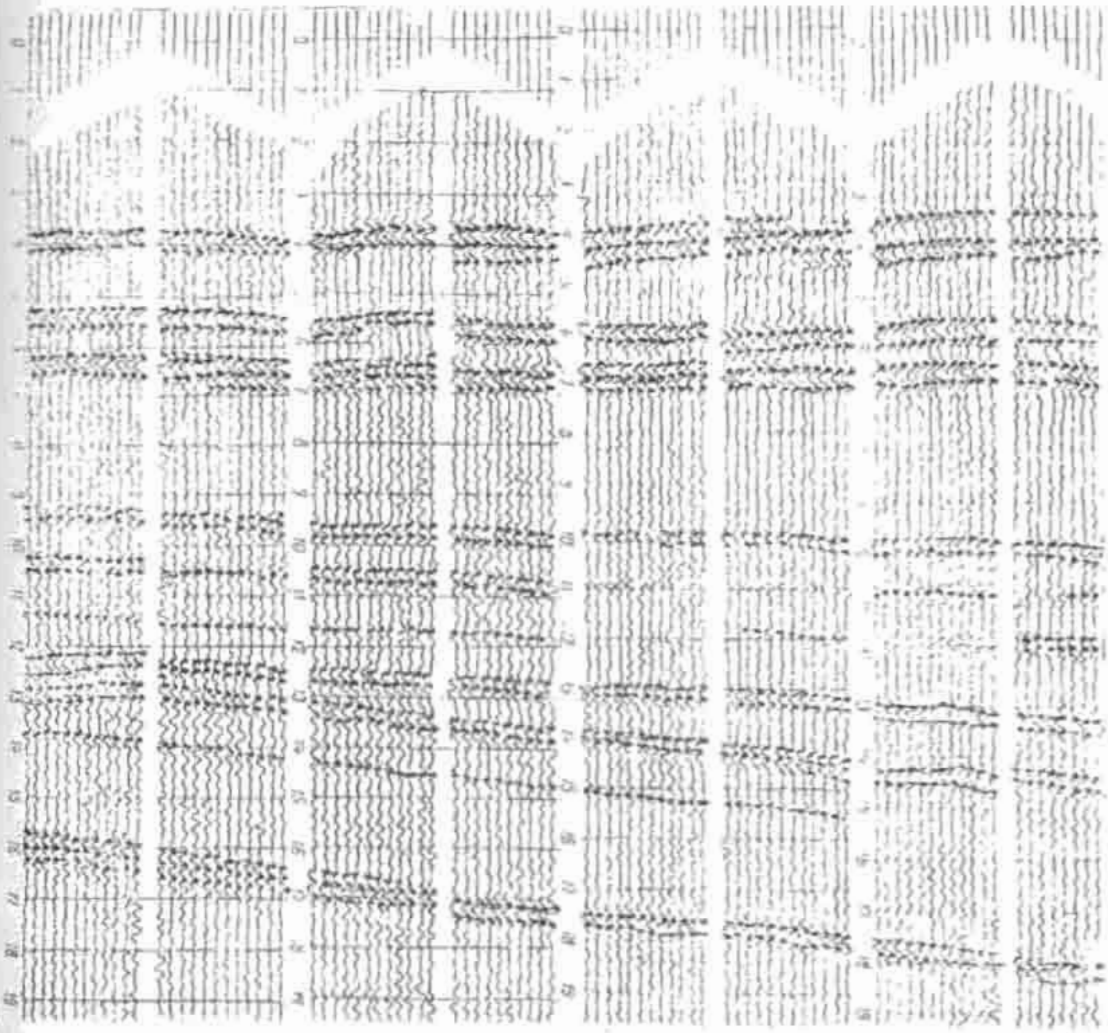


Рис.23.6. Типичный вид результатов сейсморазведочных работ середины прошлого века - монтаж сейсмограмм ОТВ

сейсмограммы специальных ***кинематических*** и ***статических поправок***. Реализация этой идеи была осуществлена при появлении регистрирующей аппаратуры с воспроизводимой аналоговой магнитной записью (в ***СССР*** – в конце пятидесятых годов прошлого века).

На втором этапе становления сейсморазведки МОВ (в СССР в период 1960–1975гг.) – этапе перехода на практике к массовому применению методики многократного прослеживания отражающих границ (ММП) были созданы специальные аналоговые вычислительные устройства – *преобразователи сейсмических записей* - ПСЗ, позволявшие достаточно эффективно осуществлять ввод не только кинематических и статических поправок, но и реализовывать целый ряд процедур обработки сейсмической записи и последующий вывод на бумагу исправленных сейсмограмм для составлений их монтажей. Последующие модели таких аналоговых преобразователей сейсмических записей (рис.23.7) уже позволяли осуществлять накапливание сейсмических записей по технологии ОСТ и получать временные разрезы. Начался этап широкого и планомерного внедрения в практику сейсмической разведки комплекса различных ***процедур обработки*** сейсмических трасс и их ансамблей.

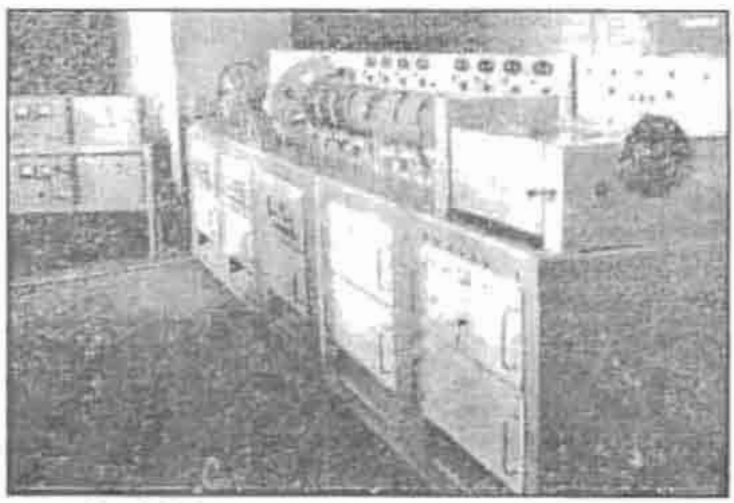


Рис.23.7. Типичный вид аналогового преобразователя сейсмических записей ПСЗ-4

Конец второго этапа (70–годы прошлого века) характеризовался бурным развитием цифровой вычислительной техники. Началось быстрое ее внедрение и в технологию обработки и интерпретации сейсмических данных. На первых стадиях применение вычислительной техники в сейсморазведке сдерживалось трудностью перевода полевых сейсмических записей в форму, доступную для их обработки на вычислительных машинах. Возникла необходимость оцифровки амплитуд аналоговых сейсмических записей на специальных устройствах с целью их последующего ввода в ЭВМ.

Однако магистральным путем развития сейсмической разведки стал путь перевода ее на цифровую регистрацию исходной информации непосредственно в полевых условия. Начался период бурного развития цифровой регистрации и обработки сейсмической информации. Создавалось множество новых алгоритмов обработки сейсмической информации: *цифровая регулировка амплитуд, фильтрация, суммирование* и т.п. Основным сдерживающим фактором было относительно низкое быстродействие ЭВМ того периода и ограниченный объем их оперативной памяти. Основным критерием глубины обработки сейсмических материалов в этот период стал следующий интегральный показатель: среднее число выполняемых математических операций с каждым сейсмическим словом (одним отсчетом амплитуды) за весь цикл обработки. На начальных этапах этот показатель составлял примерно 100 - 200 операций на одно слово. В последующие годы этот показатель непрерывно и быстро увеличивался по мере совершенствования вычислительной техники.

Особенно массовым использование вычислительной техники при обработке сейсморазведочных материалов стало после появления высококачественной *цифровой регистрирующей аппаратуры* (середина – конец 70-х годов). На основе имеющегося опыта цифровой обработки началось создание высокоэффективных *специализированных сейсмических обрабатывающих систем*. Наиболее совершенной, получившей широкое признание в ***СССР*** и ряде зарубежных стран, была сейсмическая цифровая система ***СЦС-3***, созданная под руководством ***Г.И. Гогоненкова*** в ***Центральной геофизической экспедиции МНП СССР*** (1978 г.). В 1988 году авторы системы (12 человек) за создание и ее успешное применение на производстве получили *Государственную премию* ***СССР***. По своей структуре, составу и качеству работы система ***СЦС-3*** на этот период была одной из передовых систем в мире. Высокий технический уровень вычислительной техники ***ЕС-ЭВМ***, на которой работала данная система, позволял реализовывать весьма широкий комплекс высокоэффективных процедур обработки. Вид типичного для того времени машинного зала вычислительного центра обработки сейсмической информации приведен на рис.23.8



Рис 23.8. Машинный зал типичного сейсмического обрабатывающего центра на базе ЕС ЭВМ

В начале 80-х годов в институте ***ВНИИГеофизика*** под руководством ***В.М. Крейсберга*** в ***СССР*** была разработана еще одна достаточно популярная в среде геофизиков–обработчиков *сейсмическая обрабатывающая система* ***СОС-ИС***. Она была реализована на базе **ЭВМ** нового поколения - так называемых ***ЭВМ*** *переменной структуры* типа ***ПС-2000***. Эта система предназначалась для оснащения экспедиционных центров сейсморазведочных организаций. Она обладала целым рядом технических и технологических достоинств.

Однако начавшийся в конце восьмидесятых годов процесс внедрения *персональной вычислительной техники* прервал практику использования в ***России*** при обработке сейсмических данных отечественных обрабатывающих систем. Началась эра широкого использования новых технологий в обработке данных сейсмической разведки – технологий на базе использования рабочих станций с терминалами на персональных компьютерах. Типичный вид современного обрабатывающего сейсмического центра показан на рис.23.9.



Рис.23.9.Типичный машинный зал современного сейсмического обрабатывающего центра (ГЭОИ ОАО "Хантымансийскгеофизика")

Процесс наполнения высокоэффективными алгоритмами обработки и интерпретации современных средств анализа данных сейсмической разведки был достаточно длительным и эволюционным. Ретроспективное представление о времени появления в арсенале сейсморазведчиков тех или иных ключевых достижений в теории и практике обработки данных сейсмической разведки можно получить из приводимой ниже хронологии создания и широкого внедрения базовых процедур современной технологии обработки сейсмической информации. Содержащиеся в этой таблице сведения, очевидно, не все точны и безупречны. Это легко объяснить секретностью и конкуренцией в действиях различных фирм и государств. Хронология предназначена лишь для того, чтобы дать некоторое представление об эволюции процесса создания большинства компонент современных обрабатывающих сейсмических систем.

Таблица 23.1

Хронология создания основных алгоритмов, процедур и систем обработки данных сейсмической разведки

1954	Деконволюция сейсмических трасс
1956	Первые полевые работы по методу общей средней точки с использованием взрывных источников
1958	Получение синтетической сейсмограммы
1958	Получение цифровых полевых записей
1958	Цифровая сейсмическая обработка
1963	Миграция с использованием ***D***-преобразования ***(СССР)***
1964	Технология трехмерных (3D) сейсмических работ
1966	Вертикальные спектры скоростей
1968	Цифровая миграция
1971	Начало применения метода *"яркого пятна"*
1975	Разработка основ сейсмостратиграфического анализа рисунка сейсмических записей
1978	Создание сейсмической обрабатывающей системы ***СИС-3 (СССР)***
1978	Глубинная миграция до суммирования разрезов ***2D***
1979	Использование одномерных атрибутов сейсмической записи (мгновенные амплитуды, частоты, фазы)
1979	Восстановление коэффициентов отражения по одиночным сейсмическим трассам

1979 Коррекция остаточных статических поправок
1980 Двухмерная глубинная миграция до суммирования
1980 Создание автоматизированных рабочих мест интерпретатора (на базе рабочих станций)
1980 Создание сейсмической обрабатывающей системы ***СОС-ИС (СССР)***
1981 Учет скоростей при миграции трехмерных сейсмических данных
1981 ***τ-p*** преобразование
1984 Профильная томография на отраженных волнах
1984 Создание технологии введения поправок за наклон отражающей границы ДМО
1984 Создание интерпретационной системы ***"IESX"*** (фирма ***GeoQuest***)
1985 Трехмерная глубинная миграция после суммирования
1985 Создание методики ***AVO*** анализа
1986 Трехмерная томография на отраженных волнах
1986 Обратная фильтрация в пространственно - частотной области
1988 Создание популярной в ***России*** обрабатывающей системы ***"Geovecteur"*** для операционной системы ***Unix***
1989 Использование двухмерных атрибутов сейсмической записи (интерцепт, градиент, коэффициент флюидонасыщенности и др.)
1989 Трехмерная глубинная миграция до суммирования
1990 Получение сейсмических изображений подсолевых комплексов
1991 Миграция способом обращения волнового уравнения
1991 Применение коррекции формы сейсмического сигнала при обработке
1991 Создание популярной в ***России*** сейсмической обрабатывающей и интерпретационной системы ***"ProMAX"***
1994 Применение технологии изучения параметров течения флюидов на основе ***4D*** - сейсмических наблюдений
1994 Создание способов обработки сейсмических записей на основе моделей анизотропных сред
1995 Использование атрибутов, полученных по данным трехмерных сейсмических исследований

Примечание: хронология приведена по данным зарубежных источников (Liner C, 1999) *с некоторыми добавлениями и уточнениями автора.*

Вопросы для самопроверки

1. Какова идеальная цель решения обратной задачи сейсморазведки?
2. В чем суть кинематического подхода к процессу интерпретации данных сейсморазведки?
3. На чем основан динамический подход к процессу обработки и интерпретации данных сейсморазведки?
4. Какие виды обработки осуществляются на этапе препроцессинга?
5. Какова цель введения кинематических поправок?
6. Что является целью типовой кинематической обработки сейсмических данных?
7. Какие главные цели преследуются на этапе проведения детальной обработки сейсмических данных?
8. Каково содержание интерпретационного этапа обработки?
9. Поясните взаимодействие различных элементов алгоритма общей схемы решения обратных задач сейсморазведки.
10. Что принято называть графом обработки сейсмических данных?
11. Назовите главные виды математических операций, составляющих основу цифровой обработки сейсмических записей.
12. Какая математическая операция составляет основу процесса фильтрации сейсмических сигналов?
13. Поясните последовательность выполнения процедур обобщенного графа обработки сейсмических наблюдений, получаемых методом общей средней точки.

* * * * * * *

24. СПЕЦИАЛЬНЫЕ МАТЕМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕДУРЫ, ШИРОКО ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ПРИ ОБРАБОТКЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

24.1. Введение

Как уже упоминалось ранее, кроме общепринятых и общеизвестных математических процедур, при цифровой обработке данных сейсмической разведки, весьма значимое место занимают три специальных математических операции (Шерифф, Гелдарт; 1987 и др.): ***преобразование Фурье, свертка и корреляция.*** По этой причине перед началом изложения теории применения различных процедур обработки сейсмической информации необходимо привести хотя бы в минимальном объеме основные сведения по существу этих операций.

Преобразования Фурье являются основой обработки и анализа сейсмических данных и применяются почти на всех этапах обработки (Рапопорт, 1993; Никитин, 1986 и др.). Это связано с тем, что сейсмические трассы представляют собой функциональные зависимости амплитуды колебаний в некоторой точке пространства от времени прихода сейсмических волн, возбужденных источником колебаний. Такие зависимости в общей теории обработки информации принято называть ***временными рядами***. Временной ряд всегда может быть представлен суперпозицией (суммой) множества синусоид (или косинусоид), каждая из которых обладает своей амплитудой, частотой и фазовым сдвигом. Получение подобного представления сейсмической трассы в форме спектра – некоторой функции, описывающей вклад отдельных гармонических составляющих, достигается с помощью ***прямого преобразования Фурье***. И наоборот, синтез сейсмической трассы по ее синусоидальным компонентам выполняется с помощью ***обратного преобразования Фурье.***

Знание спектрального состава зарегистрированных колебаний, находимого на основе выполнения прямого преобразования Фурье, позволяет легко и наглядно осуществлять наиболее важную и широко распространенную операцию обработки - селекцию сейсмических волн по их частотному составу. Знание спектрального состава сейсмической трассы также позволяет конструировать фильтры, априори обладающие заданными свойствами. Кроме того, необходимость использования прямого преобразования Фурье вызвана и тем, что многие алгоритмы обработки сейсмических данных зачастую более просто описываются и выполняются именно в пространстве частот.

Наряду с преобразованиями Фурье отдельных сейсмических трасс (одномерными преобразованиями) применяются и способы анализа двумерных сейсмических данных (сейсмограмм, временных разрезов и т. п.). Двумерные преобразования Фурье представляют собой способ декомпозиции (разложения) сейсмического волнового поля, например, сейсмограммы ОТВ на компоненты, представляющие собой плоские волны, каждая из которых обладает своей частотой и направлением распространения. Поэтому 2D преобразования Фурье помогают описывать процессы в пространстве *частота - волновое число* (*F - K*). Наиболее частым применением (*F – K*) фильтрации является выполнение режекторной фильтрация когерентных линейных шумов, ослабление кратных волн, основанное на различии скоростных параметров однократных и многократных волн. Иногда при обработке сейсмических данных применяют преобразования Фурье и более высокой размерности.

Свертки (иначе - ***конволюция***) *двух цифровых последовательностей* представляет собой операцию замещения каждого элемента входного сигнала (первая последовательность) выходным сигналом с помощью весовой функции (вторая последовательность). Она является математическим описанием широкого круга процедур фильтрации (Рапопорт, 1993).

Свертку можно представить как некую операцию, производимую устройством–преобразователем (фильтром) над входным сигналом, в результате которой получается выходной сигнал с заданными свойствами. Если на вход устройства подать импульс бесконечно малой продолжительности – единичный импульс, то на выходе в этом случае получим сигнал, который называется ***импульсным откликом*** этого устройства. Если в таких устройствах выполняется принцип суперпозиции, то такие устройства относят к классу *линейных систем*.

Свертка, также как и преобразование Фурье, может применяться к непрерывным и дискретным, одномерным и многомерным данным. Очень важным обстоятельством, связывающим свертку с преобразованием Фурье, является тот факт, что *преобразование Фурье свертки двух функций всегда равно произведению Фурье-преобразований этих функций*. Это позволяет легко переводить процедуры фильтрации из временной области в область частот и наоборот.

Обработка сейсмических данных часто требует количественного определения меры сходства или величины временного сдвига между двумя временными рядами – сейсмическими трассами. Инструментом для этого являются хорошо известные в статистике ***корреляционные функции***. При этом на практике обычно допускается, что изучаемые случайные процессы ***стационарны*** (их статистические характеристики не меняются во времени) и ***эргодичны***. Последнее предполагает, что результат вычисления корреляционных

характеристик, полученных по отдельным реализациям на достаточно большом интервале времени, соответствует результатам вычисления этих характеристик по большому числу различных реализаций.

Корреляция представляет собой операцию, выполняемую при обработке сейсмических данных, которая позволяет количественно оценивать меру сходства одной, двух или более сейсмических трасс. В первом случае оценивается внутреннее сходство одной и той же функции. В этом случае функция корреляции носит название функции ***автокорреляции - ФАК*** (Никитин, 1986). В случае изучения сходства двух процессов используется функция ***взаимной корреляции - ФВК***. Функция автокорреляции (ФАК) связана с частотным составом изучаемого процесса и позволяет определять усредненный энергетический спектр или среднюю мощность процесса. Функция взаимной корреляции используется в практике обработки сейсмических данных для определения взаимных систематических сдвигов сейсмических трасс. Вычисление ФАК и ФВК сводится к выполнению операций свертки.

Очень важной областью применением процедур корреляции является их использование при преобразовании данных вибрационной сейсморазведки в записи, аналогичные сейсмограммам, получаемым при использовании коротко импульсных (взрывных) источников. Функции корреляции (ФАК и ФВК) используются также при вычислении энергетических спектров сейсмических сигналов и других видов обработки сейсмической информации.

Преобразования и операции, описанные выше, могут применяться как к *непрерывным*, так и к *дискретным* данным. Поскольку сейсморазведочная информация всегда дискретна, то при применении многих процедур обработки эта дискретность данных может приводить появлению в результатах нежелательных эффектов. Рассматриваемая теория обработки позволяет это предвидеть, учитывать и, при необходимости, исключать эти эффекты.

24.2. Преобразования Фурье

Для понимания основных свойств преобразования Фурье рассмотрим одномерную периодическую функцию $g(t)$ с периодом T, которая подчиняется следующим условиям Дирихле:

- функция имеет, по крайней мере, конечное число максимумов и минимумов на интервале и один период T;
- определенный интеграл от модуля функции в пределах интервала T ограничен.

Из общего курса математики известно, что при выполнении этих условий функцию $g(t)$ можно разложить в ряд Фурье

$$g(t) = \frac{a_0}{2} + \sum_{k=1}^{\infty}\left[a_k \cdot \cos(2\pi \cdot f_k \cdot t) + b_k \cdot \sin(2\pi \cdot f_k \cdot t)\right] = \frac{A_0}{2} + \sum_{k=1}^{\infty} A_k \cdot \cos(2\pi \cdot f_k \cdot t + \theta_k) , \qquad (24.1)$$

$$\text{где} \quad A_k = \sqrt{a_k^2 + b_k^2} , \quad \theta_k = -arctg\frac{b_k}{a_k} , \quad f_k = \frac{k}{T} . \qquad (24.2)$$

Каждое слагаемое с номером k в представлении (24.1) называется *k - гармоникой ряда* и несет в себе информацию о вкладе гармонических колебаний с частотой f_k в изучаемый периодический процесс.

Величины A_k и θ_k, найденные для всего набора дискретных частот f_k, составляют ***амплитудный и фазовый линейчатые спектры*** функции $g(t)$. Примеры простейших периодических функций и их линейчатых спектров показаны на рис.24.1. Отсюда следует что, если функция $g(t)$ – периодическая функция, то коэффициенты ряда Фурье (24.2) образуют дискретный линейчатый частотный спектр, компоненты которого определены с шагом $(1/T)$.

Интересное свойство ряда Фурье состоит в том, что конечный ряд, получаемый отбрасыванием в (24.1) всех членов с номерами большими некоторого n, является наилучшим приближением для $g(t)$ в смысле минимума среднеквадратического отклонения.

По мере увеличения периода T функция $g(t)$ повторяется все на больших интервалах, в то время как частотные компоненты линейчатого спектра располагаются между собой со все меньшими промежутками. При очень больших значениях периода приближенно можно считать функцию $g(t)$ непериодической. Когда период T становится бесконечно большим, частотный спектр делается непрерывным и сумма (24.1) переходит в интеграл Фурье

$$g(t) = \int_{-\infty}^{\infty}\left[\int_{-\infty}^{\infty} g(t) \cdot e^{-j2\pi \cdot f \cdot t} dt\right] \cdot e^{j2\pi \cdot f \cdot t} df , \qquad (24.3)$$

Буквой j здесь и далее всюду обозначена мнимая единица.

Выделим в этом выражении функцию, стоящую в скобках и обозначим ее через $G(f)$

$$G(f) = \int_{-\infty}^{\infty} g(t) \cdot e^{-j2\pi \cdot f \cdot t} dt , \qquad (24.4)$$

Эта функция на разных частотах f принимает различные значения и называется комплексным спектром изучаемого непериодического процесса $g(t)$. Зная этот спектр можно, согласно той же формуле (24.3), представить себе исходный процесс $g(t)$ в виде

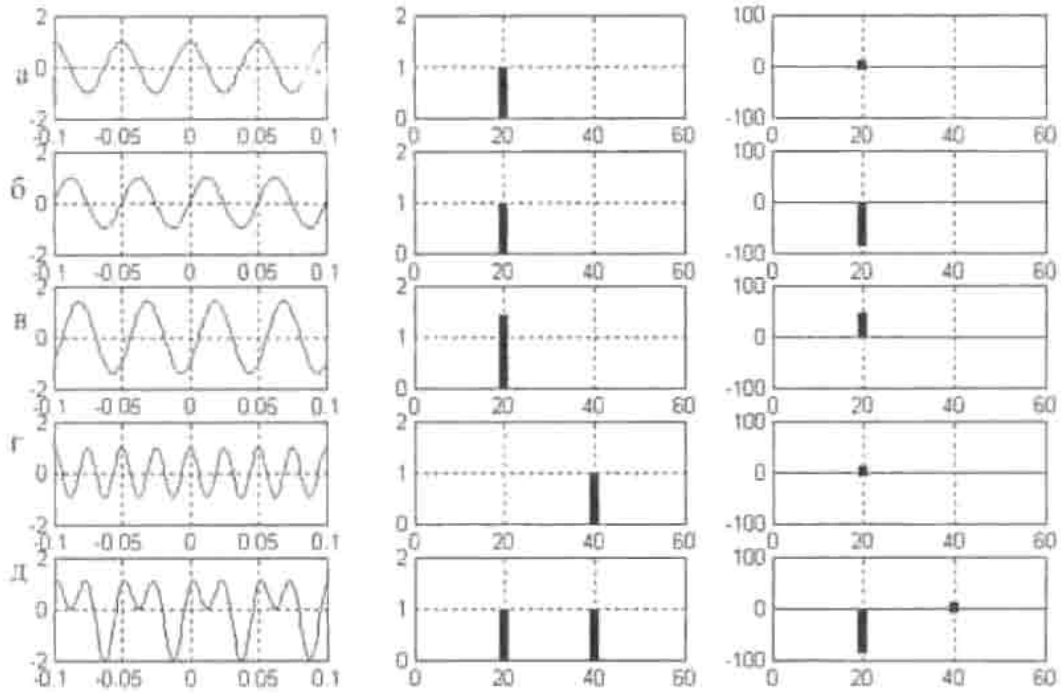


Рис.24.1. Примеры амплитудного и фазового спектров простых периодических процессов:

а - $\cos(2\pi \cdot f_1 \cdot t)$; *б* - $\sin(2\pi \cdot f_1 \cdot t)$; *в* - $\sin(2\pi \cdot f_1 \cdot t) - \cos(2\pi \cdot f_1 \cdot t)$;
г - $\cos(2\pi \cdot f_1 \cdot t)$; *д* - $\sin(2\pi \cdot f_1 \cdot t) + \cos(2\pi \cdot f_2 \cdot t)$, где f_1=20 Гц, а f_2=40 Гц

$$g(t) = \int_{-\infty}^{\infty} G(f)\, e^{j2\pi f t} df \quad . \tag{24.5}$$

Выражения (24.4) и (24.5) определяют *прямое* и *обратное* интегральные преобразования Фурье. Символически связь между $g(t)$ и $G(f)$ обычно обозначается следующим образом

$$g(t) \leftrightarrow G(f) \quad . \tag{24.6}$$

что символизирует возможность совершенно адекватного представления одного и того же процесса в пространстве времен или пространстве частот.

Если в качестве частоты использовать круговую частоту ω , связанную с f по формуле $\omega = 2 \cdot \pi \cdot f$, то прямое и обратное преобразования Фурье запишутся следующим образом

$$G(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} g(t) \cdot \exp(-j\omega t) \cdot dt \quad , \tag{24.7}$$

$$g(t) = \frac{1}{2 \cdot \pi} \cdot \int_{-\infty}^{\infty} G(\omega) \cdot \exp(j\omega t) \cdot d\omega \quad . \tag{24.8}$$

В общем случае функции $G(f)$ (или $G(\omega)$) комплексные. Поэтому ее всегда представляют как сумму действительной и мнимой частей, или как комбинацию двух действительных характеристик – амплитудного $A(f)$ и фазового спектров $\theta(f)$

$$G(f) = \mathrm{Re}_G(f) + j \cdot \mathrm{Im}_G(f) = A(f) \cdot \exp[j \cdot \theta(f)] \quad , \tag{24.9}$$

$$A(f) = \sqrt{\mathrm{Re}_G^2(f) + \mathrm{Im}_G^2(f)} \quad , \quad \theta(f) = arctg \frac{\mathrm{Im}_G(f)}{\mathrm{Re}_G(f)} \quad , \tag{24.10}$$

где - $A(f)$ амплитудный спектр функции $g(t)$, а $\theta(f)$ - фазовый спектр $g(t)$.

Рассматриваемые спектральные характеристики являются непрерывными функциями частоты. Примеры непериодических функций и их спектров показаны на рис.24.2.

Спектральные функции в сейсморазведке нередко применяют для оценки вклада энергии гармонических составляющих с определенным диапазоном частот в общую энергию изучаемого колебательного процесса.

Изучаемая функция $g(t)$ может описывать изменение любой физической величины, например, смещения, скорости частиц среды и т.п. Как известно (Бондарев, 2003) в общем случае энергия (мощность) колебательного процесса определяется как величина, пропорциональная квадрату амплитуды колебаний. Поэтому функция, пропорциональная величине $|g(t)|^2$, называется мгновенной энергией, а интеграл

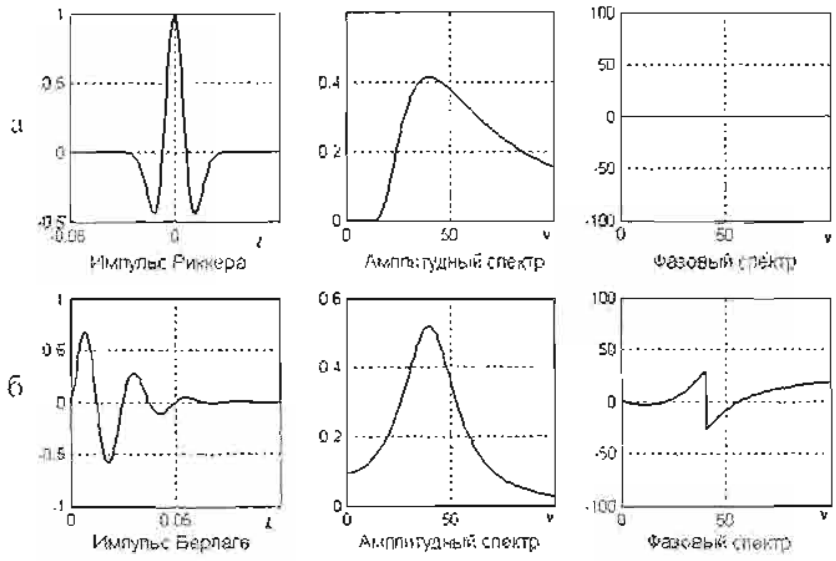


Рис.24.2. Импульсы Риккера (а) и Берлаге (б) и их амплитудные и фазовые спектры.
Амплитуды показаны в относительных единицах, время в секундах, частота и фаза в герцах

$$\int_{-\infty}^{\infty} |g(t)|^2 dt \tag{24.11}$$

- полной энергией сигнала $g(t)$.

Спектры квадратов изучаемой функции $|g(t)|^2$ называются *энергетическими спектрами*, или *спектрами мощности*. Согласно теореме Парсеваля (Бат, 1980), полная энергия сигнала равна, с точностью до постоянного коэффициента, интегралу от спектра мощности

$$\int_{-\infty}^{\infty} |g(t)|^2 dt = 2 \cdot \int_{0}^{\infty} |G(f)|^2 df \ . \tag{24.12}$$

Энергетический спектр какого-либо сигнала $|G(f)|^2$ можно вычислять двумя способами:

- сначала вычислить Фурье - преобразование данного сигнала, а затем, возведя в квадрат полученную функцию, вычислить энергетический спектр;

- сначала вычислить функцию автокорреляции (см. ниже), а затем найти ее Фурье - преобразование.

Оба эти способа приводят к одинаковым результатам. К сожалению, энергетические характеристики сигналов не содержат полной информации обо всех особенностях исходных сигналах из-за потери при их вычислении сведений об их фазах.

При выполнении преобразования Фурье может быть полезно знание их основных свойств, которые представлены в таблице 24.1.

Ряд Фурье (24.1) был определен для случая, когда изучаемая функция являлась только функцией одной переменной $g(t)$. Если же функция зависит от двух переменных, например, $g(x, t)$ и периодична по обеим переменным соответственно с периодом λ по оси x и с периодом T по оси t, тогда для представления такой двумерной функции применяют двумерный ряд Фурье

$$g(x,t) = \sum_{m=0}^{\infty} \sum_{n=0}^{\infty} (a_{mn} \cos(\kappa_m x)\cos(\omega_n t) + b_{mn} \cos(\kappa_m x)\sin(\omega_n t) \tag{24.13}$$
$$+ c_{mn} \sin(\kappa_m x)\cos(\omega_n t) + d_{mn} \sin(\kappa_m x)\sin(\omega_n t))$$

Здесь для удобства записи используется круговая частота $\omega_n = \frac{2\pi}{T} \cdot n$ и $\kappa_m = \frac{2\pi}{\lambda} \cdot m$ - волновое число.

Для непериодической функции соответственно прямое и обратное двумерные преобразования Фурье записываются в виде двойных интегралов

$$G(\kappa,\omega) = \int_{-\infty-\infty}^{\infty}\int^{\infty} g(x,t)\exp(-j(\kappa x + \omega t)dxdt, \tag{24.14}$$

$$g(x,t) = 4 \cdot \pi^2 \cdot \int_{-\infty-\infty}^{\infty}\int^{\infty} G(\kappa,\omega)\exp(j(\kappa x + \omega t))d\kappa d\omega \ . \tag{24.15}$$

Функция $G(\kappa,\omega)$ представляет собой двумерный комплексный спектр функции $g(x,t)$.

Таблица 24.1.

Основные свойства интегральных преобразований Фурье

Пространство времени	Пространство частот	Свойство
$g(t)$	$G(f)$	Переход с помощью преобразований Фурье
$kg(t)$ $k_1 g_1(t) + k_2 g_2(t)$	$kG(f)$ $k_1 G_1(f) + k_2 G_2(f)$	Линейность
$g(t-a)$ $\exp(j \cdot 2\pi \cdot a \cdot t) g(t)$	$\exp(-j \cdot 2\pi \cdot a \cdot f) \cdot G(f)$ $G(f-a)$	Перенос начала отсчета на a единиц
$g(a \cdot t)$ $(1/\lvert a\rvert) g(t/a)$	$(1/\lvert a\rvert) G(f/a)$ $G(a \cdot f)$	Применение масштабного коэффициента a
$\dfrac{d^n g(t)}{dt^n}$ $(-j2\pi \cdot t)^n g(t)$ $\int_{-\infty}^{t} g(t)dt$ $-\dfrac{1}{j2\pi \cdot t} g(t)$	$(j \cdot 2\pi \cdot f)^n \cdot G(f)$ $\dfrac{d^n G(f)}{df^n}$ $\dfrac{1}{j \cdot 2\pi \cdot f} \cdot G(f)$ $\int_{-\infty}^{f} G(f)df$	Выполнение дифференцирования и интегрирования

Цифровая регистрация, появившаяся впервые в геофизике в сейсморазведке, в настоящее время является общепринятой технологией. Она позволяет существенно увеличить динамический диапазон регистрируемых измерений. Цифровые записи не требуют, как аналоговые, ручного труда для подготовки их к последующей цифровой обработке. Вместе с тем в процессе цифровой регистрации проявляются некоторые особенности дискретизации, которые следует учитывать при цифровой обработке сейсмической информации (Цифровая обработка.., 1973).

Дискретная временная функция, как уже говорилось, называется временным рядом. При ее дискретизации с шагом Δt мы заменяем непрерывную функцию $g(t)$, описывающую, например, колебательный процесс на выходе аналогового сейсмоприемника, следующим набором значений в точках с целочисленными номерами i

$$g(t) \rightarrow g(i) = \int_{-\infty}^{\infty} g(\tau) \cdot \delta(i \cdot \Delta t - \tau) \cdot d\tau \quad , \tag{24.16}$$

где - $g(i)$ подвергнутая дискретизации с шагом по времени Δt непрерывная функция $g(t)$.

Из приведенной записи видно, что временной ряд представляет собой последовательность дискретных величин, вырезанных из непрерывной функции в моменты времени $t_i = i \cdot \Delta t$. Символом Δ здесь обозначена специальная функция, которую называют ***дельта – функцией*** (функцией Дирака). Дельта - функцию $\Delta(t)$ можно условно представить как функцию, график которой имеет при $t = 0$ бесконечную высоту и нулевую ширину, а интеграл от нее (выражающий площадь под графиком этой функции) равен 1. Такие функции достаточно часто применяют в интегральных преобразованиях. В частности, функция вида $\delta(i \cdot \Delta t - \tau)$ есть зеркально преобразованная дельта-функция, смещенная, в силу симметрии этой функции, от начала координат по переменной τ на $i \cdot \Delta t$ единиц вправо. Ее применение и позволяет вырезать определенное значение непрерывной функции в момент времени t_i. В суммах роль дельта - функции выполняет единичный импульс. Для простоты мы будем обозначать его похожим символом Δ_i.

С интервалом дискретизации сигналов связана такая важная характеристика, как *частота дискретизации*, которая, очевидно, равна $1/\Delta t$. Интервал дискретизации определяет самую высокую частоту, прослеживаемую по таким дискретным данным. Так как для определения значения функции в рамках одного периода необходимы, по меньшей мере, три отсчета, т.е. два временных интервала, то самый короткий период, который может быть обнаружен после выполнения дискретизации, составляет

$2\Delta t$, а наивысшая определяемая частота равна $1/2\Delta t$. Эта величина, как уже упоминалось ранее, носит название *частоты Найквиста*. Она является также предельной частотой, до которой всегда следует вычислять спектр. Важные для практики выводы были ранее изложены в теории аппаратуры в виде ***теоремы Котельникова***: при дискретизации сигналов с равномерным шагом информация о немне теряется в том случае, если частота дискретизации более чем вдвое превышает верхнюю частоту спектра дискретизируемого сигнала (Цифровая обработка.., 1973).

Еще одной особенностью дискретизации является периодичность дискретного спектра. Если мы получим спектр на большом интервале частот, то увидим, что его значения повторяются с периодом по оси частот, равным шагу дискретизации. При некотором частотном составе изучаемого сигнала это не будет иметь значения, так как анализировать дискретный спектр мы будем лишь до частоты Найквиста. Однако, если же в изучаемом непрерывном сигнале присутствуют более высокие частоты, чем частота Найквиста, то в результате такой периодичности возникает явление наложения частот (алайсинг-эффект), заключающееся в том, что амплитуды сигналов с высокой частотой будут накладываться на амплитуды сигналов с разрешенными низкими частотами. В результате в изучаемом сигнале появляются сигналы ложной (зеркальной) частоты, располагающейся в интервале частот от 0 до частоты Найквиста. Для исключения влияния этого эффекта обычно перед анализом (дискретизацией) таких сигналов сейсмическую запись фильтруют с помощью фильтра низкой частоты с крутым правым срезом по частоте. На рис.24.3 схематично показана периодичность появления дискретных спектров дискретных сигналов и явление наложения частот.

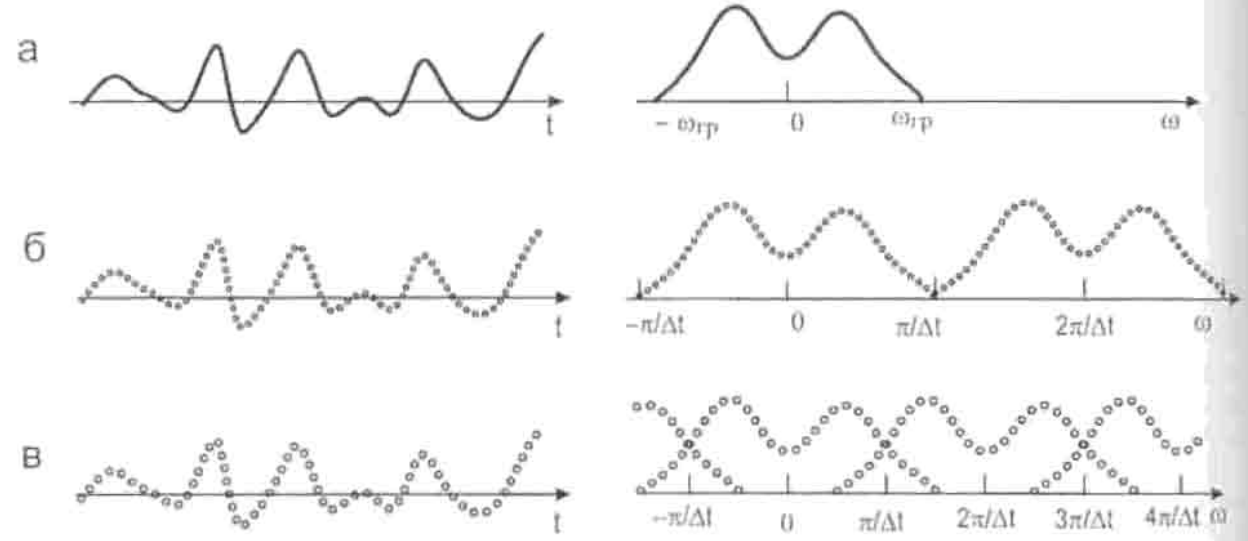


Рис.24.3. Демонстрация явление периодичности и наложения спектров дискретных сигналов, возникающее вследствие дискретизации. Период спектра по оси круговых частот равен $2\pi/\Delta t$. Частота Найквиста равна $\pi/\Delta t$. $\omega_{гр}$ – предельная частота спектра

а - непрерывный сигнал и его ограниченный спектр; б - дискретный сигнал и его дискретный периодический спектр; в - появление ложных частот в дискретном спектре в случае, если граничная частота превышает частоту Найквиста

Использование сейсмоприемников для регистрации волн в различных дискретных точках поверхности приводит к появлению эффекта пространственной дискретизации. При этом появляется понятие пространственной частоты Найквиста, которая равна $\frac{1}{2\cdot\Delta x}$ и волновое число Найквиста κ_N, связанное с ней соотношениями $\frac{\kappa_N}{2\pi}=\frac{1}{\lambda_N}=\frac{1}{2\cdot\Delta x}$, где Δx -шаг между сейсмоприемниками, λ_N - наименьшая определяемая длина волны. При дискретизации в пространственной области также возникает явление наложения частот.

Преобразования Фурье дискретных данных выполняются путем выполнения вычислений конечных сумм, вид которых для одномерного случая показан ниже. Эти суммы представляют прямое (24.17) и обратное (24.18) дискретные преобразования Фурье (ДПФ)

$$g(i)=\frac{1}{N\cdot\Delta t}\cdot\sum_{k=0}^{N-1}G(k)\cdot\exp\left(j\cdot\frac{2\cdot\pi\cdot i\cdot k}{N}\right),\ \text{для } k=0,1,\ldots,N-1. \qquad (24.17)$$

$$G(k) = \Delta t \cdot \sum_{i=0}^{N-1} g(i) \cdot \exp\left(- j \cdot \frac{2 \cdot \pi \cdot i \cdot k}{N} \right) , \text{ для } i = 0, 1, \ldots, N-1. \qquad (24.18)$$

При этом предполагается, что дискретизация изучаемого сигнала выполнена с шагом Δt в N точках с номерами, обозначенными индексом i, который пробегает значения от 0 до N - 1. Таким образом, длина изучаемого сигнала на временной оси составляет $N \cdot \Delta t$. В таком же числе точек получается и дискретный комплексный спектр $G(k)$. Расстояние между соседними значениями частот в спектре равняется самой низкой частоте в дискретном спектре (исключая 0) и равно $1/(N \cdot \Delta t)$, а самая большая частота соответствует гармонике с номером N-1 и составляет $(N-1)/(N \cdot \Delta t)$.

Вместе с тем, как следует из вышесказанного, предельная частота, которую мы можем обнаружить в дискретном сигнале, равняется частоте Найквиста и составляет $1/2\Delta t$, что соответствует приблизительно (это зависит от четности или нечетности N) гармонике с номером $N/2$. Таким образом, вторая половина связано с четностью или нечетностью N) гармонике с номером $N/2$. Таким образом, вторая половина дискретного спектра, рассчитанного по формуле (24.14), не несет новой информации. Поэтому на практике дискретные спектры сейсмических сигналов, как правило, рассчитывают только до половины предельной частоты – половины частоты Найквиста.

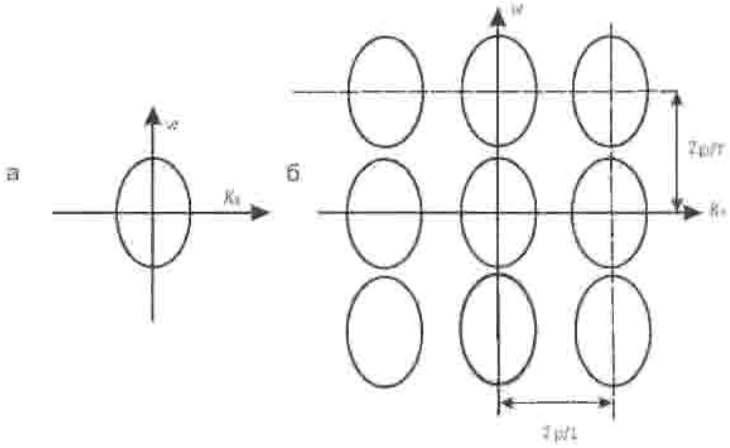


Рис. 24.4. Условная схема спектра двумерного непрерывного сигнала (а) и возникающей при этом в двумерном спектре его периодичности по круговой частоте и по волновому числу (б)

Аналогично тому, как изучаются одномерные спектры для дискретных функций, для двумерных дискретных функций применяются двойные суммы, по структуре напоминающие формулы (24.13). Особенностью изучения двумерных дискретных данных является наличие двух частот Найквиста. Одна из них связана с дискретизацией сейсмических сигналов по времени, а другая - с дискретизацией по пространственной координате. Поэтому двумерный дискретный спектр сейсмической записи обладает более сложным типом периодичности, чем одномерный. При этом также имеет место и двумерный алайсинг-эффект. Схема такой периодичности и наложения в двумерном дискретном спектре показана на рис.24.4.

24.3. Свертка

Сверткой двух непрерывных функций $g_1(t)$ и $g_2(t)$ называется некоторая третья функция, которая обозначается символом $g_1 * g_2$ и вычисляется путем выполнения следующей математической операции образом

$$g_1(t) * g_2(t) = \int_{-\infty}^{\infty} g_1(\tau) g_2(t - \tau) d\tau \quad . \qquad (24.19)$$

С целью упрощенного понимания процесса вычисления свертки его реализацию можно представлять следующим образом. Пусть одна из функций, например входной сигнал $g_1(\tau)$ закрепляется неподвижно, а второй сигнал, преобразованный по аргументу в обратном времени, т.е. в виде $g_2(-\tau)$ непрерывно движется относительно первого. В моменты t совпадения мгновенных значений этих функций перемножаются, а произведения накапливаются – интегрируются для непрерывных функций или суммируются для дискретных последовательностей. Результат свертки не зависит от того, какая из последовательностей смещается, т.е.

$$g_1(t) * g_2(t) = g_2(t) * g_1(t) \quad . \qquad (24.20)$$

Графическая схема выполнения свертки двух непрерывных функций показан на рис.24.5.

С понятием операции свертки тесно связано понятие *линейной системы*. *Линейной системой* называется такая динамическая система, выходная реакция которой на линейную комбинацию воздействий является линейной комбинацией реакций на каждое воздействие по отдельности. Один из способов описания принципов работы таких линейных систем – это представление о них как о некоторых «черных ящиках», т.е. объектах, внутреннее устройство которых нам неизвестно. Однако, в процессе изучения таких систем, мы имеем возможность или задавать, или измерять воздействие на входе в такие системы, а также определять реакцию этих систем на выходе.

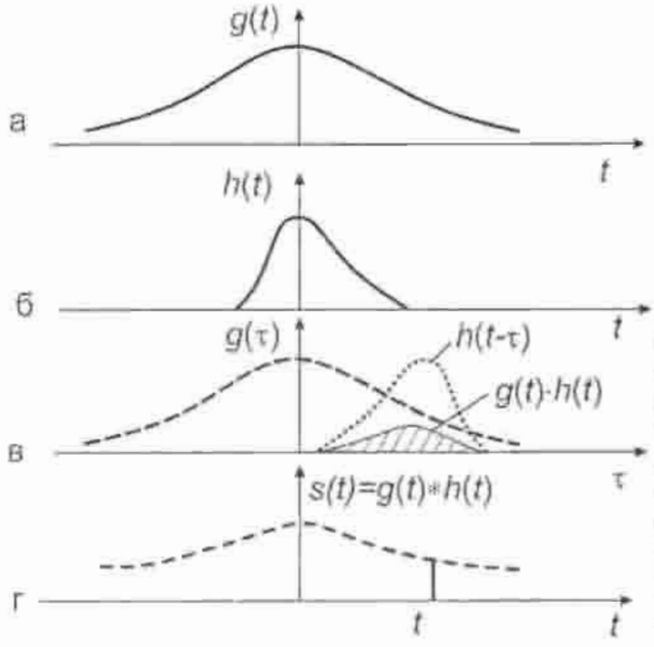


Рис.24.5. Схема выполнения свертки двух непрерывных функций:
а - первая функция $g(t)$; б - вторая функция $h(t)$;
в - замена аргумента функций на τ для интегрирования по этой переменной, изменение знака аргумента у функции $h(\tau)$, сдвиг ее графика на t единиц, перемножение значений функций $g(\tau)$ и $h(t-\tau)$ и вычисление площади под графиком произведения;
г - результат свертки в одной точке с координатой t равен численно величине заштрихованной на рисунке в- площади

Предположим, что мы вводим в линейную систему *дискретные* данные с шагом квантования Δ, например цифровую сейсмическую трассу. На основе свойства линейности выходной сигнал системы может быть вычислен, если нам известна *импульсная характеристика системы*, т.е. отклик (реакция) системы на входной сигнал, заданный *единичным импульсом* Δ. Импульсная характеристика системы равна нулю до момента $t = 0$, а затем будет иметь значения $h_0, h_1, h_2, \ldots$ в последующие друг за другом значения времени с интервалом Δt. Большинство систем, с которыми мы имеем дело в сейсморазведке, линейны и *инвариантны по времени*. Инвариантной по времени называется система, в которой форма и значения выходного сигнала не зависят от времени поступления входного импульса.

В широком смысле линейную систему можно называть *фильтром*, а его импульсную характеристику – коэффициентами фильтра. Прохождение любого входного сигнала конечной длины (N-отсчетов) $g_i=[g_0, g_1, g_2, \ldots, g_{N-1}]$ через фильтр конечной длины (M-коэффициентов) $h_i = [h_0, h_1, h_2, \ldots, h_{M-1}]$ можно выразить с помощью операции дискретной свертки. Результат этой операции – сигнал на выходе фильтра s_i вычисляется по формуле

$$s_t = h_i * g_i = \sum_{k=0}^{M-1} h_k \cdot g_{t-k} \quad \text{, для всех } t = 0, 1, 2, \ldots, N+M-2. \tag{24.21}$$

Тот же результат, в силу коммутативности операции свертки, мы бы имели, если бы сигнал на входе был f_i, а фильтр обладал импульсной характеристикой g_i:

$$s_t = h_i * g_i = g_i * h_i = \sum_{k=0}^{M-1} h_k \cdot g_{t-k} = \sum_{k=0}^{N-1} g_k \cdot h_{t-k} \quad . \tag{24.22}$$

Пример свертки двух дискретных последовательностей приводится на рис.24.6.

Одним из важнейших свойств операции свертки является то, что преобразование Фурье от свертки двух функций равняется ***произведению преобразований*** Фурье этих функций. Иными словами, если две

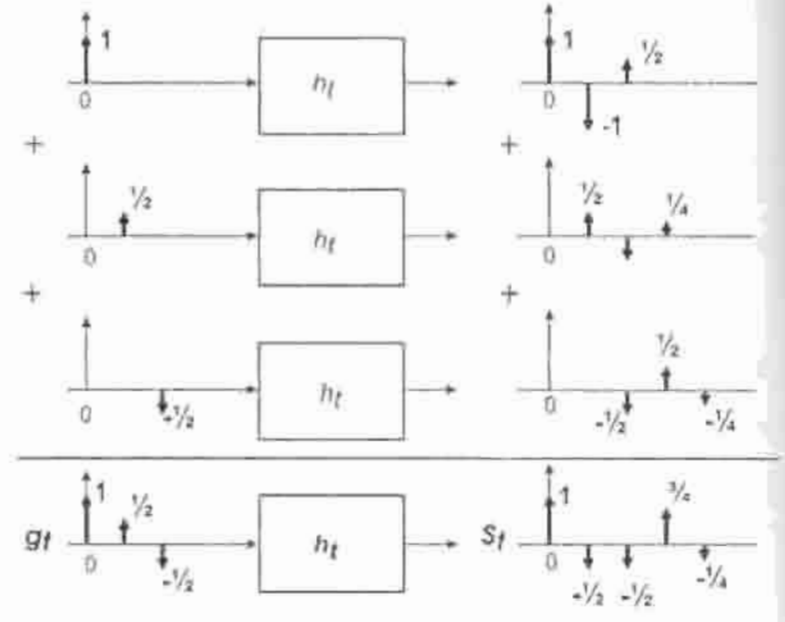


Рис.24.6. Пример выполнения свертки двух дискретных последовательностей (1, -1, 0.5) и (1, 0.5, -0.5):
Операция поясняется на примере прохождения первого сигнала через фильтр h_i, обладающий импульсной характеристикой описываемой вторым сигналом.
а, б, в - последовательное прохождение через фильтр первого, второго и третьего значения сигнала в соответствующие моменты времени;
г - результат прохождения через фильтр всей последовательности значений первого сигнала.
Последовательность значений на выходе фильтра (1, -0.5, -0.5, 0.75, -0.25) и представляет собой численную свертку первого и второго сигналов

последовательности свернуты во временной области (выполняется цифровая фильтрация), то в частотной области это соответствует *перемножению их амплитудных спектров* и *сложению фазовых спектров*.

Пусть тогда $p_t \leftrightarrow P(f) = |P(f)|\exp\{j\theta_p(f)\}$, $s_t \leftrightarrow S(f) = |S(f)|\exp\{j\theta_s(f)\}$,

$$p_t * s_t \leftrightarrow P(f)\cdot S(f) = \{|P(f)|\exp[j\theta_p(f)]\}\{|S(f)|\exp[j\theta_s(f)]\} =$$

$$= |P(f)||S(f)|\exp\{j[\theta_p(f)+\theta_s(f)]\} \quad . \tag{24.23}$$

Вследствие симметрии преобразований Фурье имеет место и обратная зависимость – умножение во временной области эквивалентно свертке в частотной области.

$$p_t(t)\cdot s_t(t) \leftrightarrow P(f) * S(f) \tag{24.24}$$

Свойство, описываемое формулой (24.23), позволяет заменять фильтрацию (свертку последовательностей) во временной области произведением спектров этих последовательностей в области частот, что иногда проще и / или понятнее.

Одномерная свертка применяется при обработке отдельных сейсмических трасс. Когда требуется выполнить фильтрацию двумерных данных – многоканальной сейсмограммы или временного разреза, может применяться двумерная свертка, для фильтрации сейсмического куба – трехмерная свертка и т.д.

24.4. Корреляция

Функция взаимной корреляции количественно описывает меру сходства между двумя последовательностями данных - временными рядами. Чтобы получить значение этой функции одну из последовательностей перемещают, задавая величину ее сдвига относительно другой, соответствующие значения этих двух сдвинутых относительно друг друга последовательностей перемножают и их произведения интегрируются или суммируются. При небольшом различии последовательностей произведение пар отсчетов будет положительным и суммарное значение – значение функции взаимной корреляции будет большим. Это будет свидетельствовать о большом сходстве двух последовательностей. Если, при каком-то значении сдвига, значения последовательностей не близки друг к другу, то некоторые произведения могут быть и отрицательными. В результате общая сумма их произведений будет мала. Это будет свидетельствовать о существенном различии этих последовательностей. Функция взаимной корреляции может также иметь большое отрицательное значение, если две последовательности являются сходными, но при данном смещении сдвинуты одна относительно другой по фазе на 180 градусов.

Функция взаимной корреляции является функцией величины относительного сдвига между последовательностями. Сдвиг считается положительным, если вторая функция смещается влево относительно первой.

Функцию взаимной корреляции двух дискретных последовательностей x_t и y_t можно выразить следующей формулой

$$b_{xy}(\tau) = \sum_k x_k \cdot y_{k+\tau} \tag{24.25}$$

где τ – смещение величины y_t относительно переменной x_t.

Табличная и графическая схема вычисления и вид функции взаимной корреляции для двух дискретных последовательностей показаны в таблице 24.2.

Следует отметить сходство функции взаимной корреляции со сверткой

$$b_{xy}(\tau) = b_{yx}(-\tau) = \sum_k y_k x_{k-\tau} = \sum_k y_k x_{-(\tau-k)} = y_t * x_{-\tau} = x_{-\tau} * (-y_\tau) \tag{24.26}$$

Таблица 24.2

Схема вычисления функции взаимной корреляции двух дискретных последовательностей (0, 2, 1, -1, 0) и (0, 0, 2, 1, -1)

					0	2	1	-1	0					Сдвиг	ФВК
0	0	2	1	-1										4	0
	0	0	2	1	-1									3	-2
		0	0	2	1	-1								2	1
			0	0	2	1	-1							1	6
				0	0	2	1	-1						0	1
					0	0	2	1	-1					-1	-2
						0	0	2	1	-1				-2	0
							0	0	2	1	-1			-3	0
								0	0	2	1	-1		-4	0

Из приведенных формул следует, что для определения функции взаимной корреляции в этом случае можно расположить данные первой последовательности в обратном порядке и выполнить свертку двух получившихся последовательностей.

Если функция взаимной корреляции получена для двух последовательностей во временной области, то в частотной области ее представление может быть получено путем вычисления произведения спектра второй последовательности на сопряженный комплексный спектр первой последовательности. Поэтому спектр функции взаимной корреляции получается перемножением амплитудных спектров и вычитанием фазовых спектров двух последовательностей.

Анализируя величину меры сходства, вычисляемой для различных временных сдвигов, можно по максимальному ее значению определять величины сдвигов, при которых сходство двух трасс наибольшее. Поэтому меру сходства, вычисленную таким образом, нередко используют при нахождении *статических и кинематических поправок*.

Функция взаимной корреляции используется также и как мера *когерентности* (сходства) двух трасс. В качестве критерия когерентности для большого числа трасс используется тот факт, что амплитуда суммарной записи нескольких каналов велика тогда, когда сигналы отдельных каналов складываются в одной фазе - когда трассы подобны (когерентны). Наоборот, когда трассы отличаются друг от друга (некогерентны), амплитуда суммарной записи невелика. Если g_{ti} –амплитуда сигнала отдельного канала i на времени t, то амплитуда суммарной трассы на времени t будет равна $\sum_i g_{ti}$, а квадрат ее будет составлять суммарную энергию сигнала. Степень когерентности группы трасс оценивается с помощью отношения выходной энергии суммарного сигнала к сумме энергий входных трасс

$$E_t = \left(\sum_i g_{ti} \right)^2 \Big/ \sum_i g_{ti}^2 . \qquad (24.27)$$

Особо важную роль играет взаимнокорреляционная функция (ФВК) при обработке вибросейсмических данных. Сигнал g_t^*, который регистрируют сейсмоприемники при работе с вибрационным источником сейсмических волн, мало похож на e_t - импульсную характеристику разреза. Для того чтобы получить запись, подобную сейсмической записи от взрывного (импульсного) источника, эти данные коррелируют с опорным свип-сигналом вибратора v_t. Записанную виброграмму можно представить себе как свертку посланного в геологическую среду свип-сигнала с импульсной реакцией среды e_t

$$g_t^* = v_t * e_t . \qquad (24.28)$$

Используя формулы (24.26) найдем взаимную корреляцию свип-сигнала и зарегистрированного сигнала

$$b_{vg}(t) = g^*(t) * v_{-t} = (v_t * e_t^*) * v_{-t} = e_t^* * (v_t * v_{-t}) = e_t^* * b_{vv}(t) . \qquad (24.29)$$

Так как функция корреляции свип-сигнала самого с собой весьма короткая и имеет значительные амплитуды только при небольших временных сдвигах, то ясно, что в графике функции взаимной корреляции эффект от прохождения через среду длительного свип-сигнала устранен почти полностью. Пример соответствующих записей (Yilmaz, 2001) показан на рис.24.7.

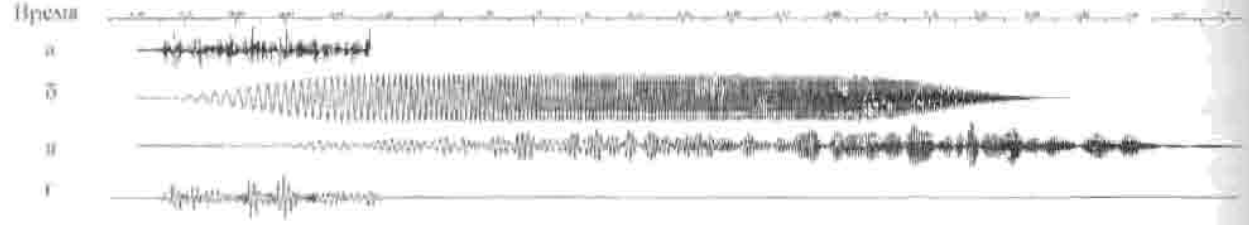


Рис.24.7. Пример применения взаимной корреляционной функции при обработке данных вибрационной сейсморазведки: а - последовательность коэффициентов отражения в многослойном сейсмическом разрезе (импульсный отклик среды); б - вибросейсмический сигнал (свип-сигнал), посылаемый в среду; в - трасса виброграммы, которую записывает сейсмоприемник; г - взаимнокорреляционная функция свип-сигнала (б) и виброграммы (в)

Описанные выше три основных математических операции тесно связаны между собой. Каждая из них представляет по существу сумму произведений отдельных отсчетов. Они сравнительно просто выполняются для дискретных данных и гораздо сложнее для непрерывных.

Существуют двумерные и многомерные варианты почти всех названных процедур. Основное их назначение при обработке – выполнение преобразований набора цифровых сейсмических данных с некоторыми требуемыми свойствами или извлечение некоторой полезной информации. В каком-то смысле можно назвать эти операции языком современной сейсмической обработки. Знание этих простых процедур позволяет описывать и понимать сложные современные процедуры и технологии обработки сейсмических данных.

Вопросы для самопроверки

1. Охарактеризуйте основные математические операции, применяемые при обработке сейсмических данных.
2. Какие известные Вам преобразования позволяют по сигналу получить его спектр, и какие позволяют по спектру определить сигнал?
3. Как оценивается с помощью спектральных преобразований энергия сигнала?
4. Какими основными математическими свойствами обладают преобразования Фурье?
5. Какая функция называется дельта-функцией, и каким образом эта функция применяется?
6. Дайте определение частоты Найквиста.
7. Опишите основные свойства линейных систем и назовите некоторые известные Вам линейные системы.
8. Что представляет собой в математическом отношении операция свертки?
9. Для чего используются при обработке корреляционные функции?

* * * * * * *

25. ОСНОВНЫЕ НАЧАЛЬНЫЕ ПРОЦЕДУРЫ ОБРАБОТКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

25.1. Демультиплексирование, подготовка и редактирование сейсмических записей

Обработка сейсмической информации на специализированных вычислительных центрах является неотъемлемой частью сейсморазведочных работ. Она выполняется с помощью специальных сейсмических обрабатывающих систем, которые включают в себя целый ряд достаточно сложных математико-логических процедур преобразования зарегистрированной сейсмической информации. По характеру и назначению эти процедуры объединяются в отдельные логически связанные совокупности, которые, как уже говорилось ранее, принято называть ***графами***. Как правило, процесс обработки сейсмических материалов начинается с выполнения ряда процедур, которые принято включать в ***граф предварительной обработки***. Обработку сейсмической информации по этому графу, как уже упоминалось, нередко называют ***препроцессингом***. Обобщенная блок-схема графа предварительной обработки данных, полученных по методу общей средней точки, показана на рис.25.1. В состав графа предварительной обработки нередко включают достаточно много различных процедур. Наиболее употребительными процедурами этого графа являются:



Рис.25.1. Состав процедур на предварительном этапе обрабработки

- ввод, демультиплексирование и размещение сейсмических записей на внешних запоминающих устройствах;
- редактирование записей с целью исправления и исключения искаженной или непригодной для дальнейшей обработки информации;
- выбор параметров и проведение регулярного исключения (отбраковки) определенных участков сейсмических записей;
- предварительная начальная регулировка и поканальное выравнивание амплитуд исходных записей;
- вывод полевых записей для осуществления окончательной приемки и оценки качества полевых работ;
- вертикальное накапливание и корреляционное преобразование виброграмм;

- сортировка трасс по общим средним точкам.

Операция *демультиплексирования* производится над сейсмическими записями, произведенными в полевых условиях в мультиплексной форме, с целью представления их в покональном виде. В современных сейсморазведочных станциях эта операция чаще всего выполняется в полевых условиях. Процедуры ввода и демультиплексирования цифровых записей заключаются в идентификации и считывании заголовков полевых сейсмограмм, размещении этих данных в оперативном запоминающем устройстве, разделении единого массива данных на отдельные массивы по числу зарегистрированных каналов и записи их в отдельные файлы. На этом же этапе записывается для хранения в памяти ЭВМ служебная информация, необходимая для дальнейшей обработки информации: длины сейсмических трасс, шаг дискретизации сигналов по времени, пикеты пунктов возбуждения и приема, априорные статические и кинематические поправки и т.п. Все это по существу означает формирование *этикетки* (*паспорта*) каждой трассы. Наличие этикетки позволяет в последующем осуществлять сортировку трасс по любому признаку в сейсмограммы различного типа.

Редактирование записей состоит в исключении из обработки каналов с отсутствием записи, с преобладанием помех, каналов, содержащих аппаратурные и электрические помехи, исходные записи с некачественным возбуждением или не имеющие отметки взрыва. На этом же этапе возможно исправление трасс, записанных в обратной полярности или имеющих неправильный порядок подключения. В начальной части каждой сейсмической записи обычно наблюдаются интенсивные, сравнительно низкоскоростные волны, распространяющиеся в верхней части разреза (головные или рефрагированные). Они оказывают сильное мешающее влияние на последующую обработку. Поэтому перед началом обработки данных по технологии ОСТ необходимо эти записи искусственным путем удалить. Операцию удаления интенсивных головных волн, регистрируемых в начальной части каждой трассы, принято называть *мьютингом*. Она заключается в обнулении участков трасс в начальной части сейсмической записи до некоторого момента времени, пропорционального удалению канала от источника. Графически область обнуления на сейсмограмме ОТВ показана на рис.25.2.

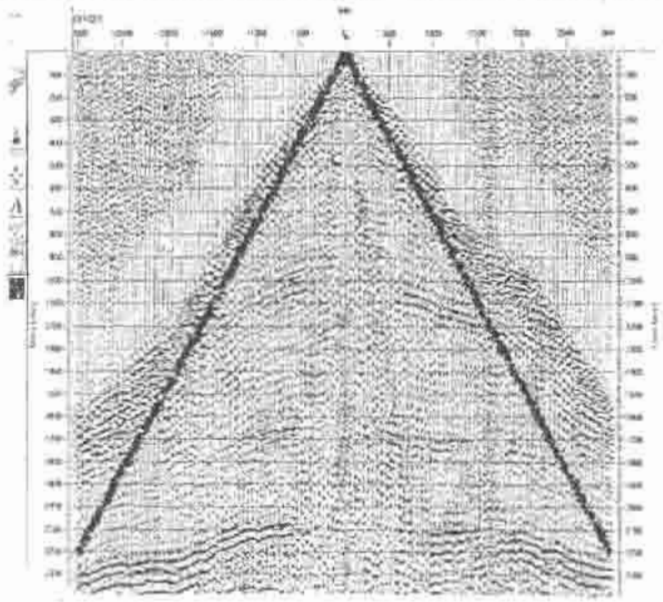


Рис.25.2. Исходная сейсмограмма ОТВ с изображением линий, ограничивающих область обнуления в начальной части записи

При работе с импульсными невзрывными источниками упругих волн, ввиду их малой мощности, для получения читаемых сейсмических записей, как правило, возникает необходимость суммирования записей следующих друг за другом слабых единичных воздействий. Такой способ получения сейсмограмм реализуется с помощью *вертикального накапливания*. Качество получаемых таким образом суммарных сейсмограмм, как правило, улучшается при увеличении числа суммируемых исходных записей.

Вибрационный метод сейсмической разведки достаточно широко используется во многих районах страны. Заметные технологические преимущества метода - повышенная техническая безопасность работ, их более высокая экологическая безопасность и т. п. - открывают перед этим методом большие возможности, особенно при работах на урбанизированных территориях. Однако получаемые в этом методе полевые записи для их прочтения требуют выполнения предварительной специальной процедуры - процедуры преобразования полученных виброграмм в ***коррелограммы***. Для этого необходимо выполнение специальной процедуры обработки. Как было показано ранее, при вибрационном методе сейсмической разведки вибратором возбуждают достаточно длинный *луч колебаний квазисинусоидальной формы*, видимая частота которых обычно меняются по линейному закону. Обычно длительность посылки луча T может меняться от 6 до 30 с, иногда и более. Достигнув имеющихся в разрезе отражающих границ, падающий вниз луч колебаний отражается и потому суммарная запись является результатом интерференции лучей посылки и серии отраженных сигналов. В силу этого зарегистрированный сейсмоприемниками колебательный процесс визуально не читается. Чтобы увидеть приход отраженных (и других) волн, необходимо сжать эти длительные лучи колебаний в короткие волновые пакеты. Процедуру сжатия реализуют путем выполнения операции вычисления функции взаимной корреляции (ФАК) зарегистрированного суммарного колебания с исходным управляющим (посылаемым) сигналом, который, как уже говорилось ранее, обычно называют *свип - сигналом*. Представление о форме начальной части свип-сигнала можно получить по графику, показанному рис. 25.3. При корреляции свип-сигнала с зарегистрированным интерференционным колебанием в моменты времени, когда на записи встречается луч колебаний, подобный свип-сигналу, возникают максимумы *функции взаимной корреляции*.

Последовательность таких максимумов, напоминающих отдельные короткие импульсы, развернутая во времени, и будет представлять собой запись в импульсной форме вступления отдельных сейсмических волн, которые путем корреляции выделены из суммарной записи. Таким образом, при вибрационном способе возбуждения

Последовательность таких максимумов, напоминающих отдельные короткие импульсы, развернутая во времени, и будет представлять собой запись в импульсной форме вступления отдельных сейсмических волн, которые путем корреляции выделены из суммарной записи. Таким образом, при вибрационном способе возбуждения сложная интерференционная по форме запись превращается в запись, близкую к обычной импульсной сейсмограмме. Дальнейшая обработка этих записей производится по тем же самым алгоритмам, что и для импульсных сейсмограмм. Представление (Yilmaz, 2001) о виде виброграммы до и после корреляции можно получить по данным, приводимым на рис.25.4.

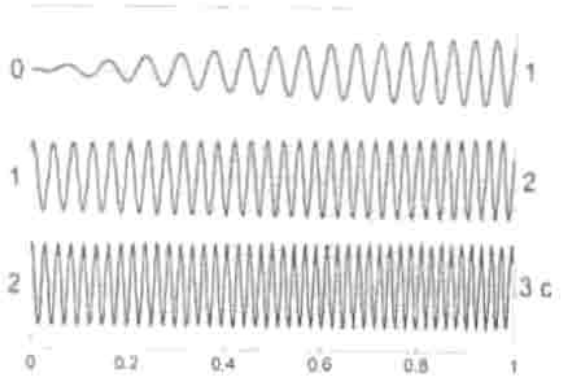


Рис.25.3 Типичная форма начальной части линейного свип-сигнала

Сортировка исходных трасс *сейсмограмм* ОТВ *и сейсмограммы* ОСТ является заключительной операцией препроцессинга. Она заключается в формировании совокупности трасс для каждого пикета профиля (площади), для которых эта точка профиля является общей средней точкой. Эту совокупность трасс и называют *сейсмограммой* ОСТ. Аналогичным образом формируют и сейсмограммы других типов – ОПВ, ОУ. Все полученные сейсмограммы

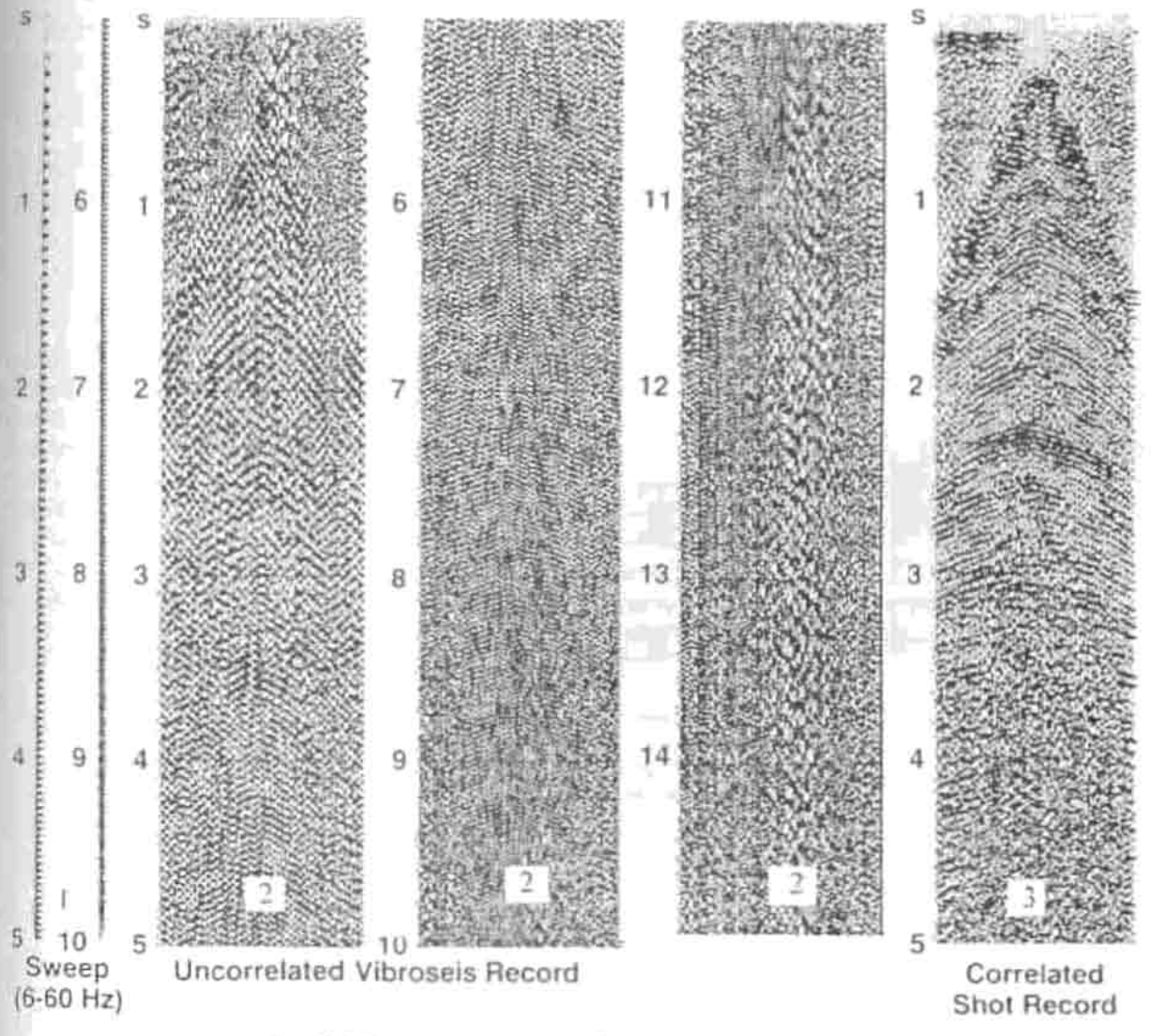


Рис.25.4. Типичные результаты вибрационного метода разведки.
1- посылаемый свип-сигнал длительностью 10 с ; 2- виброграмма длительностью 15 с.,
3 - итоговая сейсмограмма длительностью 5 с

(ОСТ, ОПП, ОУ) записывают на *рабочие массивы* (РМ) *информации* ОСТ – РМ-ОСТ (РМ-ОПП, РМ-ОУ, РМ-ОТВ), которые и являются основой для следующего этапа обработки.

Для выполнения всех вышеназванных процедур необходимо предварительное *введение некоторой дополнительной информации* - числовых значений параметров для каждой из этих процедур обработки.

Вывод исходных сейсмограмм общей точки возбуждения (ОТВ) на этом этапе обработки является обязательной процедурой. Эти сейсмограммы позволяют осуществить окончательную приемку полевых материалов и произвести итоговую оценку их качества.

Для получения сейсмограмм ОТВ на бумажных носителях необходимо осуществить специальную регулировку амплитуд и выбрать нужные параметры в устройстве визуализации.

25.2. *Программная и автоматическая регулировка амплитуд*

В процессе предварительной обработки сейсмических материалов всегда производится *восстановление программной регулировки амплитуд* упругих волн. Это необходимо для того, чтобы различные последующие процедуры обработки осуществлялись с записями примерно одинаковой интенсивности. Большинство применяемых математических процедур обработки сейсмических записей требуют выровненных во времени и вдоль профиля амплитуд сейсмических сигналов. Особо важно это при применении методов обработки, основанных на *теории стационарных процессов*. При регулировке амплитуд сейсмических записей исходят из возможности реализации двух сценариев последующей обработки.

Первый сценарий обработки сейсмических записей предусматривает восстановление и использование на всех последующих этапах обработки ***истинной интенсивности*** всех регистрируемых сейсмических волн. Регулирование, обеспечивающее эту возможность, получило название регулирования записей с ***сохранением относительных амплитуд*** (***СОА***). Иногда такое регулирование амплитуд называют регулированием с возможностью ***восстановления соотношения амплитуд – ВСА***.

Второй сценарий обработки *не предусматривает* сохранения (знания) относительных амплитуд сейсмических сигналов. Это означает, что *регулирование амплитуд сейсмических сигналов* может осуществляться *автоматически* в зависимости от интенсивности приходящих сейсмических волн.

Для обеспечения сохранения относительных амплитуд записей чаще всего используется ***программная регулировка*** амплитуд сейсмических сигналов на всех последующих стадиях обработки. С этой целью величину коэффициента усиления всех сейсмических трасс выбирают одинаковой и зависящей только от времени их регистрации. Чаще всего полагают (Сейсморазведка..., 1990), что изменение коэффициента усиления $K(t)$ во времени должно соответствовать закону

$$K(t) = A*t + 20*B*\lg t + C \ \ [дб], \tag{25.1}$$

где t - время, отсчитываемое от момента возбуждения сигнала, A, B, C – некоторые постоянные параметры, числовые значения которых подбираются экспериментально. При этом считают, что первое слагаемое компенсирует ослабление интенсивности сейсмических волн за счет их *поглощения в среде* в процессе распространения. Второе слагаемое компенсирует ослабление интенсивности упругих волн за счет *расхождения энергии сферического фронта*. Третий член формулы позволяет выбрать необходимый средний уровень усиления. Подбор числовых значений параметров A, B, C осуществляет геофизик-обработчик на основе визуального анализа воспроизводимых сейсмограмм.

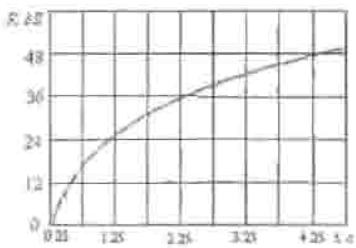


Рис.25.5. Типичный вид зависимости коэффициента усиления от времени

В других алгоритмах обработки вместо выражения (25.1) для расчета коэффициента усиления используется выражение вида

$$K(t) = \begin{cases} C \cdot V_{эф}^{2}(t) \cdot t \cdot \exp[t \cdot a(t)]; & t \le t_{max} \\ K_{max}; & t > t_{max} \end{cases}, \tag{25.2}$$

где C - константа (уровень приведения), $V_{эф}(t)$ - эффективная скорость, $a(t)$ - числено задаваемая функция, которая выбирается экспериментально. На рис.25.5 показан типичный вид зависимости коэффициента усиления от времени для сейсмических трасс. Регулирование с *сохранением относительных амплитуд* является ***обязательным*** при проведении ***динамической обработки***.

Во многих случаях в процессе обработки ограничиваются изучением только кинематических особенностей сейсмического поля. В этих случаях используют ***цифровое автоматическое регулирование амплитуд*** (***ЦАРУ***). Оно основано на нормировании записи по средней величине ее уровня на некотором временном интервале регистрации. Значение амплитуды выходного сигнала в каждый данный момент времени определяется по формуле

$$A_{вых}(t) = C \cdot A_{вх}(t) \Big/ \left[(1/\Delta t) \cdot \sum_{t-\Delta t/2}^{t+\Delta t/2} |A_{вх}(t)| + C_1 \right], \tag{25.3}$$

где $A_{вх}(t)$ - исходное значение амплитуды входного сигнала, $A_{вых}(t)$ - выходное значение отсчета, Δt - временное окно подсчета среднего из абсолютных значений амплитуд, C_1 - константа, определяющая пороговый уровень срабатывания ЦАРУ, C - константа, определяющая выходной уровень записи. Размер окна Δt выбирается экспериментально в диапазоне 200 - 1000 мс.

Выравнивание амплитуд вдоль профиля наблюдений достигается с помощью процедур нормализации записей, которые приводят средний уровень записи всех трасс к определенной, заранее заданной величине. В качестве корригирующего множителя обычно используется один из следующих коэффициентов регулирования записи:

$$K = MAX/C; \quad K = MID/C; \quad K = POW/C, \tag{25.4}$$

где $MAX = A\max$ - максимальное значение амплитуды сигнала на данной записи,

$$MID = (1/\Delta t)\cdot\sum_{t-\Delta t}^{t+\Delta t}|A(t)|\ ,\ POW = \sqrt{(1/\Delta t)\cdot\sum_{t-\Delta t}^{t+\Delta t}A^2(t)} \tag{25.5}$$

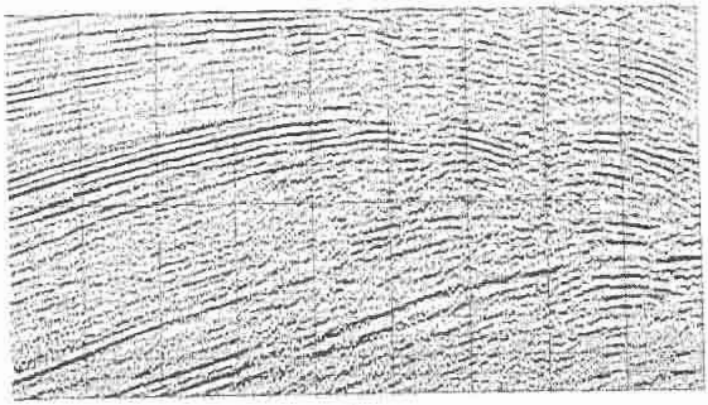
соответственно среднее значение амплитуды и мощности сейсмического сигнала.

Для корректного выполнения процедуры нормализации записи необходимо соблюдать следующие условия:

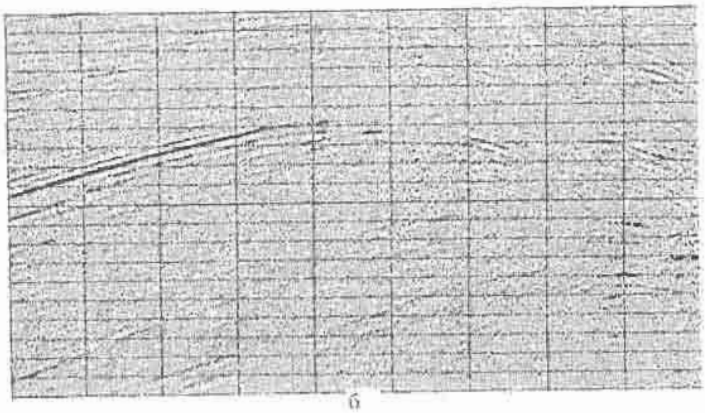
- окно Δt для вычисления среднего значения должно охватывать весь полезный временной диапазон записи;

- уровень нормализации C должен находиться быть в пределах, исключающих как потерю точности для слабых отражений, так и переполнение разрядной сетки машины для сильных отражений.

Для понимания характера влияния различных способов регулирования амплитуд сейсмических записей на окончательный вид получаемых результатов рассмотрим фрагмент временного разреза одного и того же участка профиля, показанного на рис.25.6. Для того чтобы изобразить на бумажном носителе в читаемом виде временные сейсмические разрезы, приходится при их выводе ориентироваться на читаемость максимальных амплитуд. Поскольку эти амплитуды в режимах СОА и ЦАРУ разные, то вид сейсмических разрезов также получается различным. При этом, как уже отмечалось, режим СОА дает более правильное представление об истинных амплитудах различных отраженных волн на рассматриваемом временном разрезе.



а



б

Рис.25.6. Сравнительный вид одного и того же временного разреза, полученного при различных способах регулирования:
а - цифровое автоматическое регулирование - ЦАРУ;
б - регулирование с сохранением относительных амплитуд - СОА

25.3. Расчет и ввод априорных статических поправок

Резкие изменения рельефа поверхности наблюдений, мощностей и скоростей распространения упругих волн в самой ***верхней части разреза*** (ВЧР) приводят к тому, что времена прихода отраженных волн на сейсмической записи в разных точках профиля наблюдений (площади наблюдений) резко изменяются. Если это влияние не исправить каким - либо образом, то в этом случае оси синфазности отраженных волн на сейсмограммах ОТВ и ОСТ и, как следствие, на последующих временных разрезах будут сильно искажены. Более того, влияние неоднородной верхней части разреза без учета этого фактора делает результат суммирования записей по технологии МТПП практически бессмысленным. В результате даже при сравнительно высоком соотношении сигнал-помеха прослеживание полезных отраженных волн на сейсмограммах или временных разрезах становится затруднительным. Качество временных разрезов с введенными статическими поправками и без них хорошо видно из сравнения двух фрагментов (Богданов, 1982) одного и того же временного разреза, показанных на рис.25.7. Повысить качество таких сейсмических записей возможно только путем поканального введения специально рассчитанных компенсирующих временных сдвигов - ***статических поправок***.

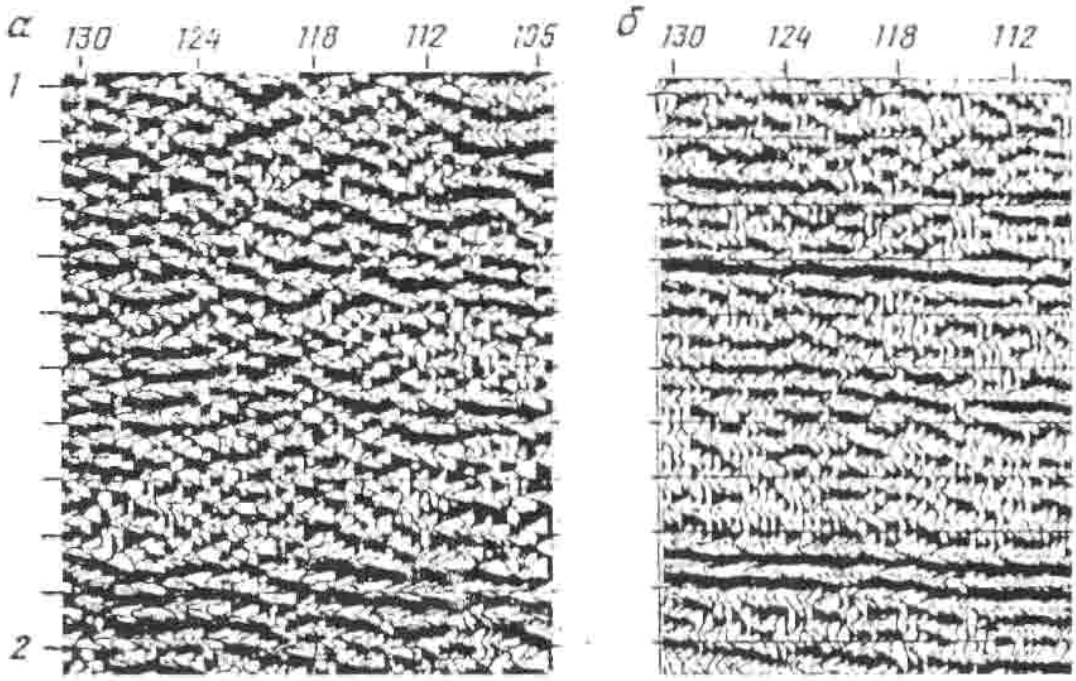


Рис.25.7. Влияние статических поправок на качество временного разреза:
а- временной разрез без учета статических поправок;
б - временной разрез с хорошо откорректированными статическими поправками

Скорость распространения упругих волн в самой верхней части геологического разреза, как правило, существенно меньше, нежели в мало измененных и/или обводненных породах, залегающих ниже. Это приводит к тому, что восходящие сейсмические волны любых типов распространяются в этой части разреза практически вертикально. Отсюда следует, что рассчитанные статические поправки будут *одинаковыми для сейсмических волн*, приходящих к данному пикету наблюдений *с любых направлений и на любых временах*. Это обстоятельство является *весьма существенным фактором*, используемым в процессе расчета статических поправок для различных моделей сред.

Важнейшими практическими характеристиками изменчивости статических поправок является их *пространственная частота и амплитуда*. Условно (Организация…,1987) по пространственной частоте выделяются *короткопериодные, среднепериодные* и *длиннопериодные* статические поправки. К *короткопериодным* статическим поправкам относят поправки с период меньше $0,5*L$, к *среднепериодным* – $(0,5\text{-}1,5)*L$ и *длиннопериодным* больше $1,5*L$, где L – длина применяемой активной расстановки. По разбросу амплитуд статические поправки разделяют на *малоамплитудные* и *высокоамплитудные*. К малоамплитудным относят статические поправки, величина разброса которых не превышает $0.25*T$, где T – видимый период колебаний отраженных волн. Как правило, короткопериодные статические поправки обусловлены неоднородностями в самой верхней части разреза до глубин 10 - 30 м. Длиннопериодные поправки обусловлены неоднородностями строения разреза до глубин 300-600 м и более. Так, например, в некоторых районах страны (Якутия, северные районы Западной Сибири и др.) из-за наличия мозаичного строения *многолетнемерзлых пород* (ММП) перепады амплитуд статических поправок даже в пределах одной расстановки могут превышать 100 мс. В других районах аналогичные явления могут быть связаны с наличием в разрезе траповых отложений.

Точность расчета статических поправок в значительной мере предопределяет качество реализации большинства дальнейших процедур обработки сейсмических записей и, прежде всего, качество суммирования трасс по технологии ОСТ. Исследования эффективности суммирования (Цифровая обработка…., 1973) показало, что качество суммирования трасс по ОСТ уже заметно снижается при случайном разбросе времен регистрации экстремумов колебаний относительно идеальных осей синфазности сейсмических волн, превышающем 1-2 мс (при видимой частоте колебаний около 50 Гц). Отсюда следует, что статические поправки желательно определять с точностью не хуже 2 мс. Достижение такой точности является достаточно трудной задачей. Поэтому существующие способы расчета статических поправок продолжают непрерывно совершенствоваться и усложняться.

Статические поправки для каждого канала обычно вводят *в два приема*. На первом этапе определяют и вводят так называемые ***расчетные (предварительные, априорные) статические поправки***. Эти поправки являются обычно достаточно грубыми и, после их ввода, всегда возникает необходимость дополнительного их уточнения. Поэтому в последующем проводят ***коррекцию (уточнение) статических поправок***. В силу разных причин, как правило, коррекцию статических поправок осуществляют итерационно и в несколько этапов. После заключительного этапа коррекции производят ввод окончательных статических поправок.

Перед началом всех сейсмических построений в данном регионе выбирается единая горизонтальная плоскость - ***плоскость (линия) приведения***. Она всегда располагается *ниже подошвы* наиболее сильно изменчивой верхней части разреза. Статические поправки позволяют реальные наблюденные времена пробега упругих волн привести (пересчитать) к идеализированным условиям проведения полевых работ, при которых источники и приемники упругих волн якобы располагаются на выбранной горизонтальной плоскости - плоскости приведения. Приведение результатов любых сейсмических исследований к единой условной плоскости наблюдения в данном районе исследования позволяет не только исключить влияние всегда присутствующей незакономерно изменчивой верхней части разреза, но и обеспечить взаимную сопоставимость глубинных построений по сейсмическим работам разных лет.

Для стандартного расположения пунктов приема колебаний на дневной поверхности наиболее часто на практике могут иметь место *три типичных варианта* расположения пунктов возбуждения относительно плоскости приведения и подошвы зоны малых скоростей.

Первый, наиболее распространенный вариант - возбуждение упругих колебаний производится из скважин, глубина которых превышает мощность зоны малых скоростей. Очаг возбуждения при этом может располагаться как выше, так и ниже уровня плоскости приведения (рис.25.8а). Для исправления (приведения) *реальных времен* прихода сейсмических волн к вышеназванной виртуальной ситуации (выполнения полевых работ на плоскости приведения!) необходимо в наблюденные времена прихода волн ввести *две группы поправок*, которые позволят реальные наблюдения условно перевести на плоскость приведения. Для этого необходимо в наблюденные времена регистрации всех сейсмических волн на сейсмограмме ОГВ ввести два вида поправок – поправку $\theta_{пв}$ за отличие положения *пункта возбуждения колебаний* от идеального и поправки $\theta_{пп}$ за отличие положения *пунктов приема* колебаний от виртуального положения их на плоскости приведения.

Поправка за отклонение пункта возбуждения (взрыва) от плоскости приведения на пикете с номером i определяется, как это следует из материалов, показанных на рис.25.8а, формулой

$$\theta_{пв}(i) = \frac{\Delta h_{пв}(i)}{V_0}, \qquad (25.6)$$

где $\Delta h_{пв}$ - расстояние от линии приведения до пункта возбуждения, V_0 - скорость распространения упругих волн ниже подошвы ЗМС.

Если предположить, что на работы выполняются по методике многократного прослеживания, а кратность наблюдений превышает половину числа регистрирующих каналов (для наблюдений 2D), то практически на каждом пункте приема всегда производится возбуждение колебаний. Это означает, что на этом пункте приема всегда будет фиксироваться вертикальное время – время распространения волны от источника до сейсмоприемника, который ставится около устья взрывной скважины. Это время может быть использовано для нахождения априорного значения статической поправки для данного пункта приема. Для тех пикетов приема, на которых не производится возбуждение

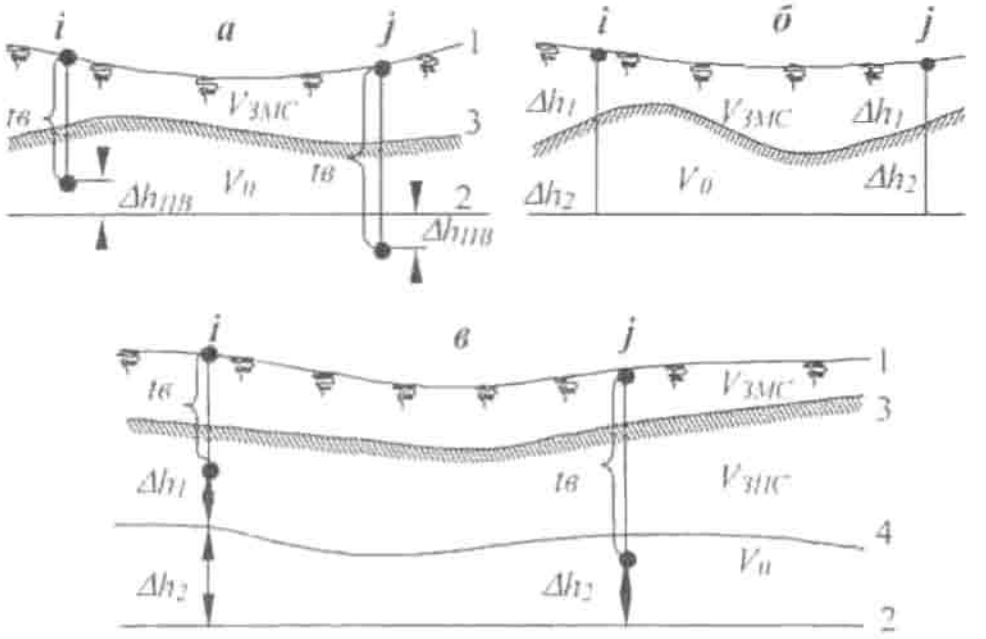


Рис.25.8. Возможные варианты расчета предварительных статических поправок:
а - возбуждение колебаний под дной малых скоростей; б - возбуждение колебаний на поверхности земли;
в - линия приведения расположена ниже первой жесткой границы;
1 - земная поверхность; 2 - линия приведения; 3 - подошва зоны малых скоростей;
4 - первая жесткая сейсмическая граница

колебаний, вертикальное время обычно получают путем интерполяции по соседним пунктам возбуждения. Поэтому поправку за отклонение положения j-го пункта приема от плоскости приведения будем вычислять по формуле

$$\theta_{\Pi}(j) = t_{\Delta}(j) \pm \frac{\Delta h_{\Pi B}(j)}{V_0}, \qquad (25.7)$$

где $t_{\Delta}(j)$ - вертикальное время на j–м пикете приема, $\Delta h_{\Pi B}$ - расстояние от линии приведения до пункта возбуждения, V_0 - скорость распространения упругих волн ниже слоя ЗМС.

Итоговая расчетная величина статической поправки в данную трассу на j–м пикете приема, полученную из пункта возбуждения на пикете с номером i, будет равна сумме двух вышеприведенных поправок, взятых соответственно для пикетов возбуждения и приема, которые определяют выбранную точку ОСТ

$$\theta_{ВОЗ}(i, j) = \theta_{ВЗ}(i) + \theta_{\Pi}(j) = \frac{\Delta h_{ВЗ}(j)}{V_0} \pm \frac{\Delta h_{ВЗ}(i)}{V_0} + t_{\Delta}(j). \qquad (25.8)$$

Первое слагаемое в приведенной формуле является поправкой за условный перенос положения реального источника возбуждения из действительного очага взрыва на плоскость приведения - расчетная статическая поправка за пункт возбуждения. Два последних слагаемых - поправка за перенос точки приема с земной поверхности на плоскость приведения - расчетная статическая поправка за пункт приема. Ввод априорной статической поправки в данную трассу сводится к сдвигу всей трассы на вычисленную величину поправки (25.8), взятую с обратным знаком. Расчетные статические поправки всегда ***вычитаются*** из наблюденного времени регистрации сейсмических волн. Если глубина заложения взрывной скважины превысит глубину залегания поверхности приведения, то соответствующая поправка за пункт возбуждения будет иметь знак "-",соответствующий случаю, показанному на рис.25.8.

Второй типичный случай - возбуждение и прием упругих волн осуществляются на поверхности земли (рис.25.8б). В этом случае поправки за пункт возбуждения и пункт приема будут одинаковыми, а общая суммарная расчетная статическая поправка будет равна

$$\theta_{СТП}(i, j) = \left(\frac{\Delta h_1(i)}{V_{ЗМС}} + \frac{\Delta h_2(i)}{V_0}\right) + \left(\frac{\Delta h_1(j)}{V_{ЗМС}} + \frac{\Delta h_2(j)}{V_0}\right), \qquad (25.9)$$

где – Δh_1 мощность $ЗМС$ в точке возбуждения (приема), Δh_2 - расстояние от подошвы $ЗМС$ до линии приведения, $V_{ЗМС}$ - скорость распространения упругих волн в слое ЗМС, V_0 - скорость распространения упругих волн в слое под зоной малых скоростей (выше плоскости приведения).

Более сложным является последний, третий случай, когда выше линии приведения залегает еще одна жесткая сейсмическая граница - граница *зоны промежуточной скорости* (ЗПС) (рис.25.8в). В этом случае поправки за пункт возбуждения и пункт приема определяются (при взрывном способе возбуждения) следующим образом

$$\theta_{ВЗ}(i) = \frac{\Delta h_1(i)}{V_{СВ}} + \frac{\Delta h_2(i)}{V_0}; \quad \theta_{\Pi}(j) = \frac{\Delta h_2(j)}{V_0} + t_{\Delta}(j). \qquad (25.10)$$

Общая статическая поправка определяется как сумма поправок за пункт возбуждения и пункт приема

$$\theta_{СТП}(i, j) = \theta_{ПВ}(i) + \theta_{ПП}(j). \qquad (25.11)$$

Для получения расчетных значений всех компонент статических поправок по вышеприведенным формулам необходимо знание *нивелировочного разреза профиля линии наблюдений* и характера распределения скоростей распространения упругих волн в верхней части разреза.

Основными способами изучения ВЧР в сейсморазведке ОСТ является *микросейсмокаротаж* (МСК) взрывных скважин (или специально пробуренных скважин) и *метод первых* волн (МПВ). Такие материалы получают либо путем проведения специальных исследований МПВ (Безяенко, 2003) с применением малых (100-300 м) баз наблюдений, либо используют (что заметно хуже) начальные части обычных записей ОСТ, где зарегистрированы первые волны.

В точках профиля, расположенных между скважинами МСК или с данными МПВ, параметры ВЧР находят путем линейной интерполяции. Фрагмент сейсмического профиля с данными изучения ВЧР и расчетными статическими поправками приведен на рис.25.9.

25.4. Расчет и ввод априорных кинематических поправок

Кинематические поправки вводят в сейсмограммы (годографы) ОСТ с целью их последующей трансформации в линии $t_0(x)$. Эта процедура решающим образом влияет на качество суммирования и, следовательно, на качество получаемых в последующем временных разрезов. Априорная информация о разрезе, необходимая для введения кинематических поправок, всегда известна нам лишь приближенно. Поэтому на последующих этапах обработки, так же, как и при введении статических поправок, возникает необходимость проведения *коррекции вводимых кинематических поправок*.

Для большинства сейсмогеологических ситуаций *исходную кинематическую поправку* $\tau_x(t_0, v)$ рассчитывают

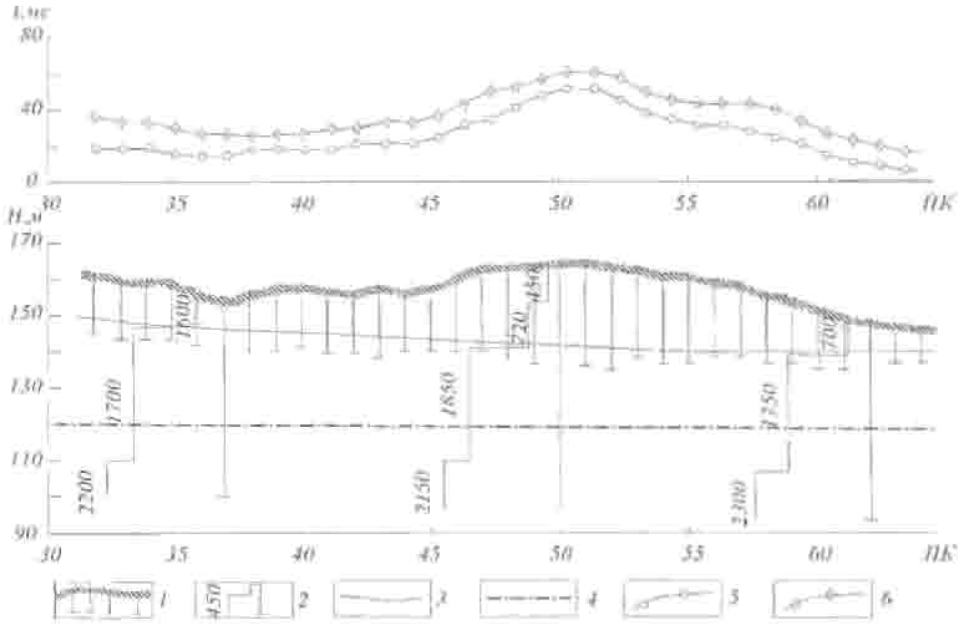


Рис.25.9. Стандартные материалы по изучению верхней части разреза на сейсмическом профиле:
1- земная поверхность, взрывные скважины и скважины для проведения МСК, 2 -графики и значения пластовых скоростей по данным МСК, 3 - подошва зоны малых скоростей; 4 - линия приведения, 5 - графики вертикального времени по взрывным скважинам; 6 - расчетные статические поправки

по формуле для нормального приращения времени на годографе ОСТ отраженной волны в однородной среде

$$\tau_K(t_0, x) = \sqrt{t_0^2 + x^2 / V^2(t_0)} - t_0, \qquad (25.12)$$

где $V(t_0)$ - зависимость эффективной (либо средней) скорости от времени t_0.

Эту поправку в зарубежной практике (Шериф, Геддарт, 1987) принято называть поправкой за нормальное увеличение времени регистрации при горизонтальном положении отражающей границы при увеличении удаления "источник- приемник" – ***Normal Move Out - NMO.*** Ввод такой поправки позволяет получать, в *первом приближении*, волновое изображение геологической среды. В силу недоучета ряда факторов (слоистость изучаемого разреза, наклон границ, их криволинейность и т.п.) расчетные кинематические поправки всегда содержат заметные погрешности, что вызывает, как уже говорилось, необходимость дальнейшей коррекции введенных поправок. Функцию $V(t_0)$ обычно задают на основе имеющихся предварительных сведений о скоростном разрезе среды в виде значений $V(t_0)$ в ряде узловых точек по оси времени. Значения $V(t_0)$ для промежуточных значений времени t_0 определяют на основе линейной интерполяции. Зависимость $V(t_0)$ может быть принята одинаковой для всего профиля (или площади) исследований, либо задаваться различной в ряде точек профиля (площади). Во втором случае для получения зависимости $V(t_0)$ для каждой ОСТ осуществляют линейную (по двум переменным x и t_0) интерполяцию по двум заданным слева и справа соседним зависимостям $V(t_0)$. На каждом пикете ОСТ график $V(t_0)$ задают по t_0 с таким шагом Δt_0, при котором погрешность расчета априорной кинематической поправки на крайнем удалении сейсмограммы ОСТ, обусловленная погрешностью задания скорости, не должна превышать шага квантования сейсмической записи.

Как было показано в первой части курса, введение кинематических поправок вызывает естественное растяжение формы записи сейсмического сигнала, которое особенно значительно в начальной части сейсмических трасс, соответствующих большему удалению "источник – приемник". Этот эффект может привести к существенному искажению формы записи и понижению частотного состава записи. В конечном счете, это может сделать бессмысленным дальнейшее суммирование таких трасс. Для избежания влияния такого эффекта на суммарные трассы приходится предварительно до суммирования производить, как уже говорилось, обнуление (мьютинг) этих частей трасс.

Кинематическая поправка растет с увеличением удаления l "источник – приемник" и убывает с ростом t_0. Поскольку сейсмограмма представляет собой совокупность значений амплитуд по времени, заданных с шагом квантования Δt, то исходные кинематические поправки рассчитывают и представляют в виде таблицы (в памяти машины) с точностью также до шага квантования. Такое же представление этой информации применяют и после коррекции кинематических поправок, поскольку к этой таблице в процессе обработки приходится обращаться неоднократно. По этой причине интервал Δt между точками излома кривой $V(t_0)$ выбирают из условия, при котором погрешность расчета кинематической поправки, обусловленная отклонением реальной зависимости τ от аппроксимирующей ее прямой линии не превысит шага квантования Δt сейсмических данных.

25.5. Коррекция статических поправок

Статические поправки должны вводиться перед любыми процедурами обработки, использующими времена отражений, в том числе и перед вводом кинематических поправок. Расчетные значения статических поправок всегда являются лишь оценкой истинного значения поправок. Это обусловлено тем, что расчетные поправки всегда содержат погрешности используемых данных (высот пунктов возбуждения и приема, вертикального времени, скоростей и мощностей слоев ВЧР, представления о его строении). Поэтому после ввода предварительных статических поправок сохраняется некоторый остаточный сдвиг $\Delta\theta_{CTII}$, выявление и устранение которого является задачей *второго этапа* ввода статических поправок - *этапа коррекции (уточнения) расчетного значения*.

Остаточный сдвиг обычно принято представлять суммой *низкочастотной* $\Delta\theta_{CTII}'$ и *высокочастотной* $\Delta\theta_{CTII}''$ компонент

$$\Delta\theta_{CTII} = \Delta\theta_{CTII}' + \Delta\theta_{CTII}'' \quad . \tag{25.13}$$

Высокочастотная (случайная) составляющая погрешности имеет знакопеременный характер и может рассматриваться как результат влияния случайных погрешностей в исходных данных. Низкочастотная компонента является результатом влияния недостаточно полных сведений о строении ВЧР вблизи плоскости приведения.

На практике разработано и применяется довольно много способов коррекции статических поправок. Они отличаются друг от друга степенью помехоустойчивости, трудоемкости, затратами машинного времени, областью применимости и др. Однако все способы коррекции содержат следующие общие элементы:

-подбор исходных трасс, подвергнутых автоматической регулировке амплитуд, фильтрации и предварительному вводу расчетных статических и кинематических поправок;

-группировка этих трасс по общей точке возбуждения (ОТВ), общей точке приема (ОТП), общей средней точке (ОСТ) и одинаковому удалению (ОУ);

-вычисление (по каждой сейсмограмме) сдвигов каждой из трасс по отношению к некоторой осредняющей трассе или же по отношению к первой трассе соответствующей сейсмограммы;

-выравнивание (усреднение) каким-либо математическим способом полученных относительных сдвигов;

-выбор на основе анализа полученных результатов корректирующих поправок и их ввод в соответствующие трассы.

Время регистрации каждого отражения на сейсмограмме ОТВ с общим пунктом возбуждения j на пункте приема i после ввода расчетных статических и кинематических поправок можно представить в виде

$$t_{ij} = t_0 + \Delta\tau_\varphi + \Delta\tau_k + \Delta\theta_i + \Delta\theta_j + \delta\theta \tag{25.14}$$

а на сейсмограмме ОСТ соответственно в виде

$$t_{ij} = t_0 + \Delta\tau_k + \Delta\theta_A + \Delta\theta_l + \delta\theta \tag{25.15}$$

где t_0 – двойное время пробега волны от линии приведения до отражающей границы и обратно; $\Delta\tau_\varphi$ - неучтенный сдвиг на трассе, обусловленный наклоном границы; $\Delta\tau_k$ - погрешность введенных кинематических поправок в каждой трассе; $\Delta\theta_A$ и $\Delta\theta_l$ –погрешности статических поправок соответственно на пункте возбуждения и приема; $\delta\theta$ - остаточная высокочастотная составляющая статических поправок.

Используя данные уравнения (или им подобные для сейсмограмм других типов) можно построить различные алгоритмы определения корректирующих значений (погрешностей) статических поправок.

Для коррекции статических поправок обычно используются сейсмограммы (годографы) ОСТ, ОТВ, ОТП, ОУ однократно-отражённых волн от полого залегающих выдержанных опорных горизонтов, имеющих четкую динамическую выразительность на слабом фоне помех.

Характер влияния различных параметров геосейсмического разреза среды (Справочник ..., 1990) на форму осей синфазности отраженных волн качественно отображен в таблице 25.1.

Из анализа этой таблицы следует, что на сейсмограммах различного типа всегда имеется фактор, влияние которого на форму оси синфазности отраженной волны отсутствует. Поэтому использование сейсмограмм, собранных на основе различных принципов, позволяет уменьшить число неизвестных в уравнениях (25.14) и (25.15) при поиске искомых погрешностей (корректирующих статических поправок) статических поправок.

Ключевым вопросом расчета корректирующих значений статических поправок является вопрос об определении *временных сдвигов между трассами*. Основным способом таких определений является вычисление функции взаимной корреляции (ФВК) по формуле

$$B_{ij}(\tau) = \frac{1}{T_2 - T_1} \sum_{t=T_1}^{T_2} x_i(t-\tau) \cdot x_j(t) = B_{ij}^t(\tau) + B_{ij}^n(\tau) \quad , \tag{25.16}$$

Таблица 25.1

Характер влияния параметров разреза на форму исправленных годографов ОВ

Выборка трасс	Кинематические факторы		Статические факторы	
	наклон границы	скорость	источник	приемник
С общим пунктом приема	+	+	+	-
С общим пунктом возбуждения	+	+	-	+
С общим удалением источник-приемник	+	-	+	+
С общей средней точкой	-	+	+	+

Примечание. Знаком "+" отмечено присутствие влияния фактора, а знаком "–" - отсутствие влияния этого фактора.

где T_2-T_1 – временной интервал (размер временного окна), в котором рассчитывается ФВК; s_i и s_j -коррелируемые сейсмические трассы, t - последовательно изменяемая величина сдвига между трассами; $B'_{ij}(\tau)$ - ФВК низкочастотной составляющей (полезных сигналов); $B''_{ij}(\tau)$ - ФВК высокочастотных составляющих (помех).

Мерой достоверности ФВК и, соответственно, определяемого временного сдвига обычно используют нормированный коэффициент взаимной корреляции ρ, вычисляемый на основе использования максимального значения функции взаимной корреляции между трассами

$$\rho = \frac{B_{max}(\tau_{max})}{\sqrt{\sum s_i^2(t-\tau_{max}) \cdot \sum s_j^2(t)}} \quad , \tag{25.17}$$

где τ_{max} - сдвиг между трассами, при котором наблюдается максимальное значение ФВК B_{max}, $\sum s^2(t)$ - энергия трассы, вычисленная на интервале определения ФВК.

Чем ближе к единице значение функции взаимной корреляции, тем надежнее определяется временной сдвиг. Получение малых значений коэффициента корреляции дает основание для исключения недостоверных значений сдвигов, полученных по искаженным трассам.

Если сейсмические сигналы определенной отраженной волны на трассах имеют длительность несколько периодов, то ФВК может иметь несколько близких по значению максимумов. В таких случаях возможна погрешность в определении сдвига, равная периоду (фазе) сигнала.

Смещение главного максимума ФВК относительно нулевого сдвига определяется временным сдвигом между двумя трассами s_i и s_j, что и дает оценку этого сдвига. Надежность определения сдвигов в значительной степени зависит от величины интервала T_2-T_1 расчета ФВК. Накопленный на практике опыт позволяет рекомендовать для таких расчетов интервал, меняющийся от трех до шести длительностей сигнала. Дальнейшее увеличение интервала малоэффективно, а уменьшение, как правило, приводит к резкому возрастанию погрешностей, в том числе и к переходу на фазу.

Для повышения надежности определения временных сдвигов, наряду с отбраковкой ненадежных значений по уровню коэффициента корреляции, используют:

- отбраковку сдвигов, превышающих заданное пороговое значение;
- отбраковку сдвигов при усреднении или сглаживании в случае превышения установленного доверительного интервала;
- статистическую обработку коэффициентов корреляции с целью правильного определения больших сдвигов и др.

Последовательная корреляция пар трасс – первоначальная и простейшая форма определения сдвигов оказалась весьма неустойчивой к действию фона помех. Она приводит к накапливанию погрешностей определения сдвигов от трассы к трассе. Это обусловило появление других способов использования ФВК.

Групповая корреляция в трассе предусматривает корреляцию каждой трассы со всеми остальными. Получаемая матрица сдвигов позволяет применить статистические приемы обработки, отбраковать значения с существенными погрешностями и усреднить остальные сдвиги.

Корреляция с эталонной трассой обеспечивает повышение точности процедуры за счет повышения уровня "сигнал/помеха" на эталонной трассе. Эта эталонная трасса получается путем накапливания в суммотрасс.

Суммирование ФВК также повышает надежность определения сдвигов. Это могут быть ФВК пар трасс, соответствующих соседним ПП (ПВ) и полученных при разных ПВ (ПП). Возможно использование ФВК трасс одного ПП (ПВ) при корреляции с эталонной трассой.

Сложные способы – *групповая корреляция, корреляция с эталоном, суммирование ФВК* – при числе используемых элементов более 12-15 позволяют повысить точность определения сдвигов более чем в два-три раза по отношению к последовательной корреляции.

Для понимания принципиальной сущности методов коррекции статических поправок рассмотрим простейший пример использования для этих целей годографов ОСТ. На рис.25.10 изображен наблюденный годограф ОСТ, полученный в условиях сложного строения ВЧР. После введения в данный годограф расчетных статических поправок его можно осрединить гиперболой. Разность времени $\Delta\theta_{стп}$ между аппроксимирующей гиперболой и неправленным годографом ОСТ представляет собой суммарную корректирующую поправку за i-й пункт взрыва $\Delta\theta_{пв}(i)$ и за j-й пункт приема $\Delta\theta_{пп}(j)$. Эти составные части корректирующей поправки можно определить раздельно. Для этого нужно сгруппировать найденные по различным сейсмограммам ОСТ поправки $\Delta\theta_{стп}$ сначала по общей точке взрыва (ОТВ) (i=const), а затем по общей точке приема (ОТП) (j=const). Для каждой совокупности поправок $\Delta\theta_{стп}$, сгруппированных по ОТВ, характерна неизменная часть поправки $\Delta\theta_{пв}$ за данный пункт взрыва и переменные по величине и знаку случайные остаточные компоненты поправки $\Delta\theta_{пп}$ за разные пункты приема. Следовательно, в силу сказанного всегда можно считать, что

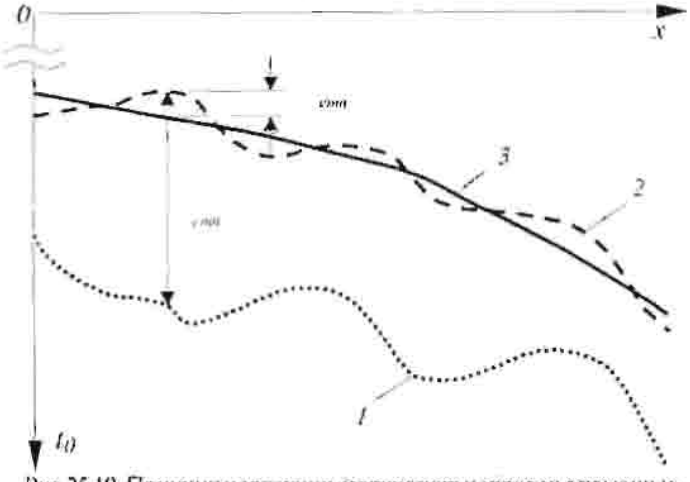


Рис.25.10. Принцип коррекции статических поправок с помощью годографа ОСТ:
1- наблюденный годограф; 2- годограф ОСТ, исправленный расчетными статическими поправками; 3 - осредняющая гипербола (парабола)

$$\Delta\theta_{пв}(i) = (1/n)\cdot\sum_{1}^{n}\left|\Delta\theta_{стп}\right|_{стр} . \qquad (25.18)$$

Аналогичным образом можно полагать

$$\Delta\theta_{пп}(j) = (1/n)\cdot\sum_{1}^{n}\left|\Delta\theta_{стп}\right|_{отп} . \qquad (25.19)$$

Для коррекции статических поправок во многих способах используют свойство фазовой устойчивости суммарных сигналов к разбросу фаз исходных каналов, если значение отдельных разбросов фаз не превышает 0,3 видимого периода колебаний. На рис.25.11 изображена ось синфазности регулярной волны с предварительно введенными в нее расчетными статическими и кинематическими поправками. Отклонения экстремумов суммируемых трасс от экстремума суммарной трассы являются корректирующими статическими поправками. Если суммируются сигналы по сейсмограмме ОТВ, то корректирующая поправка является поправкой за пункт приема $\Delta\theta_{пп}$. Если суммируются колебания по сейсмограмме ОТП, то корректируемая поправка является поправкой за пункт взрыва $\Delta\theta_{пв}$. Для фактического определения величины сдвига фаз между каждым каналом и суммарной трассой используется функция взаимной корреляции - ФВК - двух этих трасс в некотором временном окне. ФВК принимает максимальное значение при таком взаимном сдвиге трасс по времени, который равен значению оцениваемой статической поправки.

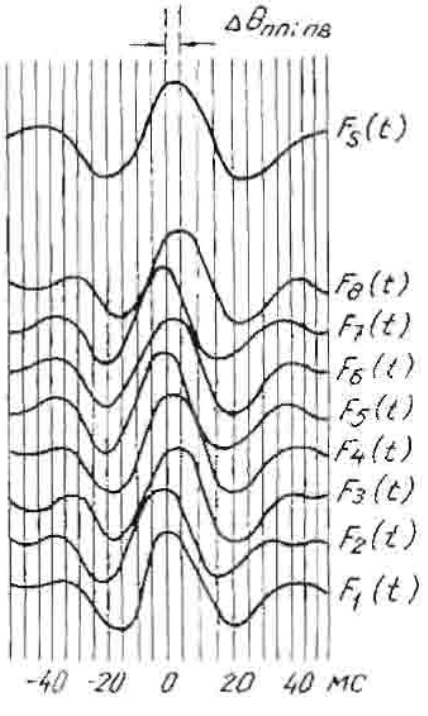


Рис.25.11. Фрагмент сейсмограммы ОСТ со спрямленной осью синфазности при не откорректированных статических поправках (трассы F1-F8) и результат суммирования (трасса Fs) всех трасс

Однако на практике, чаще всего, используются различные аналитические способы вычисления корректирующих поправок, основанные, например, на идеях Тапера (Taner M., 1974). Согласно его модели остаточный временной сдвиг для некоторой трассы, полученной при использовании источника с номером j и приемника с номером i, является суммой следующих составляющих

$$\Delta t_{ij} = R_i + S_j + L_k + M_k\cdot(j-i)^2 , \qquad (25.19)$$

где R_i – остаточная поправка за пункт приема, S_j - остаточная поправка за пункт взрыва, L_k - некоторая структурная составляющая, обусловленная наклоном границы в общей средней точке с номером $k=(i+j)/2$, M_k - множитель, определяющий остаточную кинематическую поправку, относимую к точке ОСТ некоторым приближением заменяемую квадратичной параболой

Мы не знаем величины остаточного временного сдвига по каждой трассе S_{ij}, не знаем и слагающих его величин. Однако описанные выше операции с применением функции взаимной корреляции позволяют определить относительный временной сдвиг одной трассы S_{ij} относительно другой S_{mn}. Это позволяет записать уравнение (25.19) для двух трасс:

$$\Delta t_{ij} - \Delta t_{mn} = R_i - R_m + S_j - S_n + L_{i+j} - L_{m+n} + M_{i+j} \cdot (j-i)^2 - M_{m+n} \cdot (n-m)^2 \quad (25.20)$$

В этом случае левая часть уравнения нам известна. Данные ОСТ образуют многочисленные комбинации трасс, которые имеют некоторые общие неизвестные $R_i, S_j, L_{i+j}, M_{i+j}$. Поскольку мы имеем количество относительных сдвигов больше, чем число неизвестных, то можно составить из уравнений типа (25.20) переопределенную систему линейных уравнений с 4 типами вышеназванных неизвестных. В силу наличия ошибок решение переопределенной системы находится либо методом наименьших квадратов, либо способом последовательных итераций Гаусса - Зайделя (Yilmaz, 1994).

Поиск решения методом наименьших квадратов состоит в том, чтобы подобрать такие значения неизвестных, которые бы минимизировали общую сумму квадратов ошибок

$$E = \sum e_{ij}^2 = \sum \left[\Delta t_{ij} - \Delta t_{mn} - (R_i - R_m) - (S_j - S_n) - \right.$$
$$\left. - (L_{i+j} - L_{m+n}) - \left(M_{i+j} \cdot (j-i)^2 - M_{m+n} \cdot (n-m)^2\right) \right]^2 \rightarrow \min \quad (25.21)$$

Решение задачи методом наименьших квадратов находится как решение системы уравнений, полученных из условий равенства нулю производных от данной суммы по неизвестным параметрам

$$\frac{\partial E}{\partial R_i} = 0, \quad \frac{\partial E}{\partial S_j} = 0, \quad \frac{\partial E}{\partial L_{i+j}} = 0, \quad \frac{\partial E}{\partial M_{i+j}} = 0 \quad . \quad (25.22)$$

Эти условия приводят к появлению системы большого числа линейных уравнений. Решая полученную систему уравнений, можно найти значения корректирующих поправок. Найденные таким образом уточненные значения статических поправок позволяют заметным образом улучшить прослеживаемость полезных волн на сейсмограммах ОСТ, подготовленных для их окончательного (Yilmas, 2001) суммирования (рис.25.12).

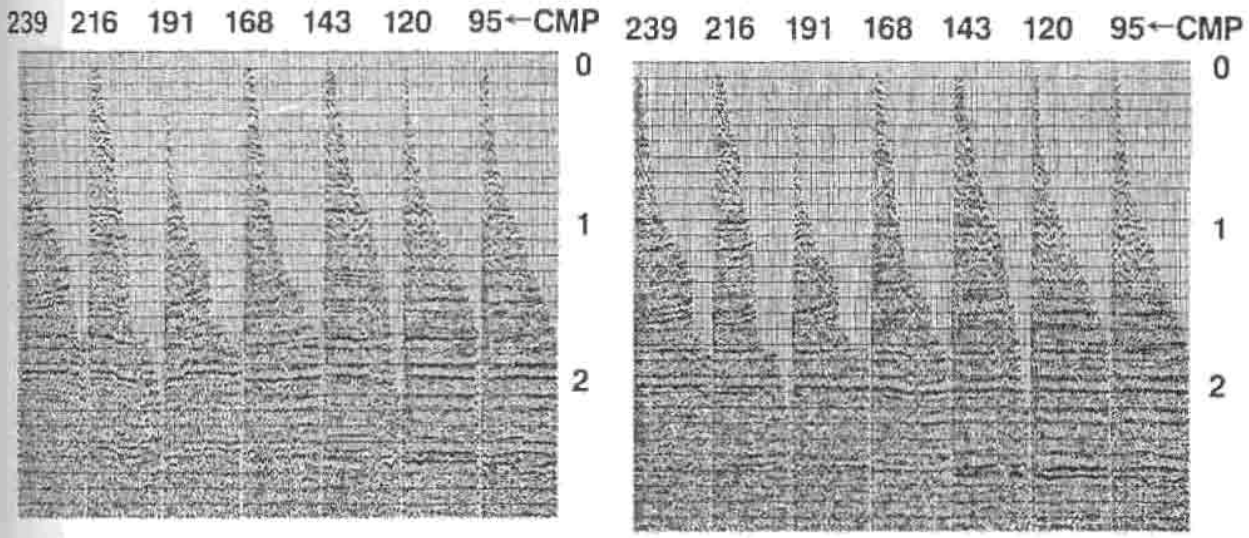


Рис.25.12. Набор сейсмограмм ОСТ после введения и коррекции кинематических поправок на основе значений скоростей, определенных по вертикальным спектрам скоростей.

а-до выполнения коррекции статических поправок; б-после выполнения коррекции статических поправок

Найденные по каждой единичной сейсмограмме (годографу) ОСТ, ОТВ или ОТП корректирующие статические поправки продолжают содержать в себе случайные погрешности. Учитывая наличие избыточной системы наблюдений при работах по технологии ОСТ, всегда можно на следующей стадии обработки произвести сглаживание величин поправок в процессе группирования и сопоставления их по общим точкам взрыва и приема. Таким образом, коррекция статических поправок является трудоемким, кропотливым и длительным творческим процессом. Представление о схеме выполнения процесса анализа и коррекции статических поправок (Организация и технология..., 1987) дает блок-схема, представленная на рис.25.13.

В результате тщательной и правильно проведенной коррекции статических поправок прослеживаемость отраженных волн на временных разрезах принципиально улучшается. Временные разрезы делаются хорошо читаемыми по большинству осей синфазности. В качестве иллюстрации влияния на результаты обработки

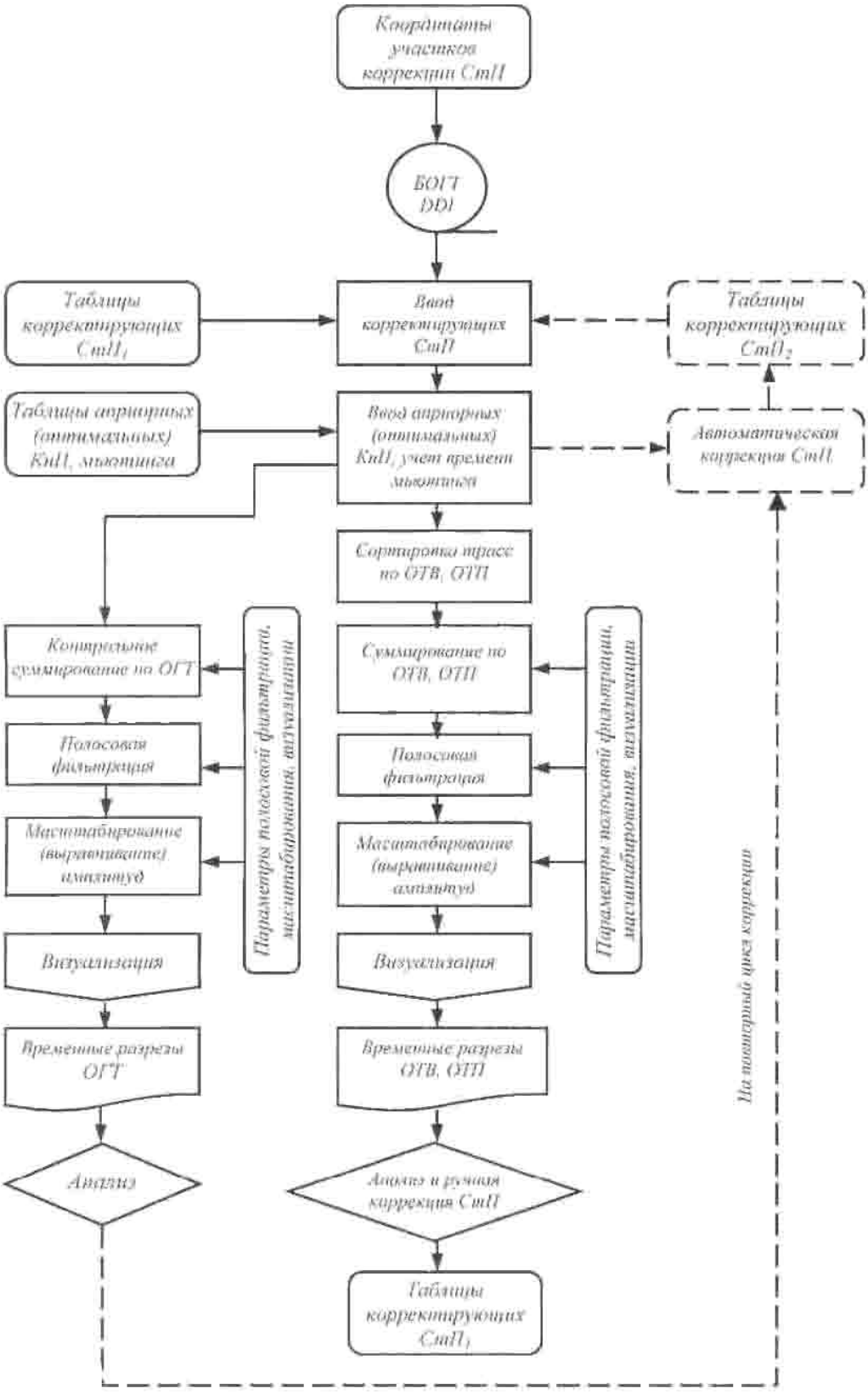


Рис.25.13. Блок-схема анализа и коррекции статических поправок

тщательной коррекции статических поправок на рис.25.14 приведены два фрагмента временных разрезов. Один из них получен после введения расчетных статических поправок, а другой после их тщательной коррекции на основе работы специальной программы коррекции ***PACS-NEW***. Различие в качестве временных разрезов весьма ощутимо.

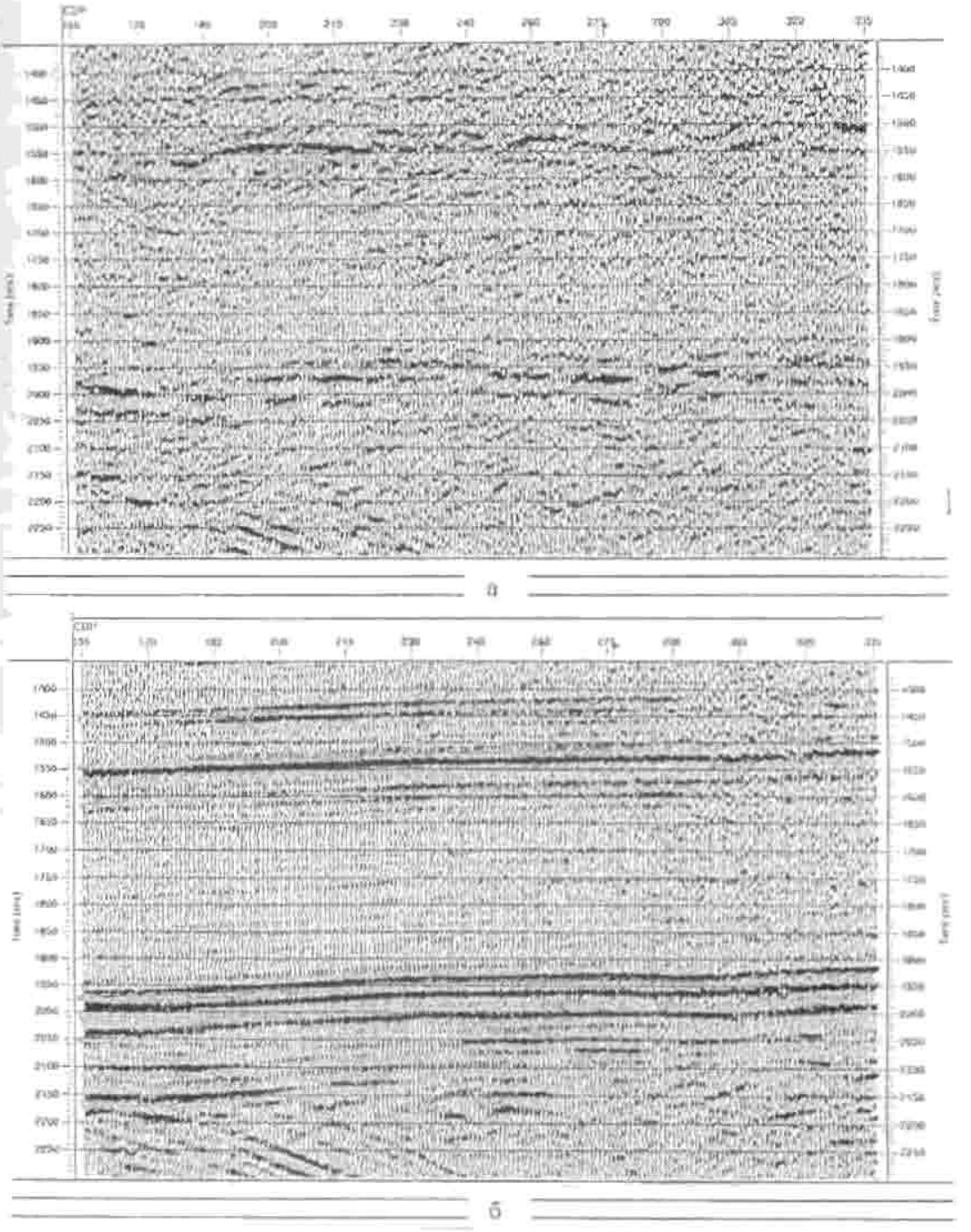


Рис.25.14. Сравнительный вид временных разрезов,полученных на основе:
а - только априорных статических поправок; б - путем введения уточненных скорректированных поправок на основе работы специальной программы *PICS - NEW*

25.6. Коррекция кинематических поправок

Скорректированные кинематические поправки $t_x(x)$ обычно определяют на основе разновременного анализа сейсмограммы ОСТ по вееру гипербол (или парабол). Для понимания принципиальной сущности процесса коррекции кинематических поправок рассмотрим схематически следующий процесс преобразования сейсмограмм ОСТ. Выберем ряд численных значений скоростей $V_{ОСТ}$ ($V_{ОСТ1}$, $V_{ОСТ2}$...$V_{ОСТn}$), в пределах которого, по нашему мнению, заключены все искомые значения скорости $V_{ОСТ}$ регистрируемых сейсмических волн. Рассчитаем значения кинематических поправок для различных t_0 и x, считая, что для всех значений t_0 скорость постоянна и равна $V_{ОСТ1}$. Введем расчетные кинематические поправки в сейсмограммы ОСТ и их просуммируем. В результате такой

операции получим первую суммарную трассу. Затем те же операции повторим для других выбранных значений $V_{ост2}$, $V_{ост3}$, ... $V_{остm}$. В результате получим m суммарных трасс, образующих *суммоленту* ОСТ, схематически изображенную на рис.25.15. На суммоленте ОСТ синфазному суммированию регулярных волн будет соответствовать максимум разрастаний амплитуд суммарных колебаний. Линия, построенная в осях $t_0 - V_{ост}$ и соединяющая максимумы разрастаний амплитуд суммарных колебаний на полученной суммоленте и дает искомый истинный закон изменения $V_{ост}$ от t_0 на данном пикете профиля. Теоретическое обоснование методики построения таких графиков и особенности их построения будут более подробно изложены в главе о методах определения скоростей (смотри главу 30).

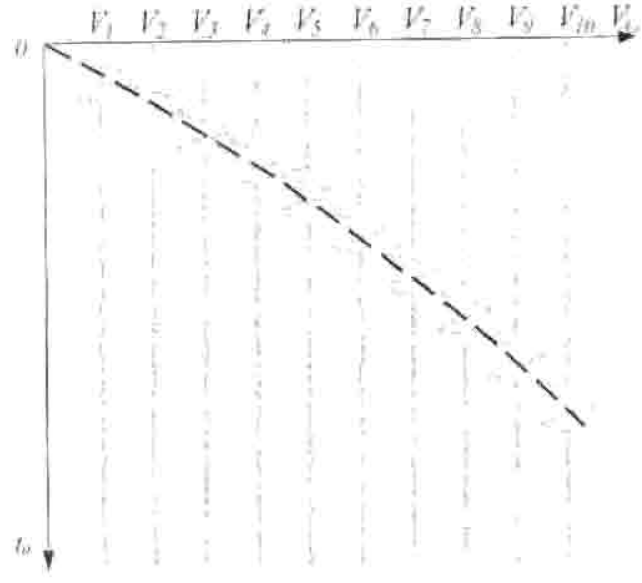


Рис.25.15. Схематическое изображение суммоленты ОСТ, позволяющей принципиально получать зависимость $V_{ост}(t_0)$

Используя эту зависимость скорости суммирования от времени, вычисляются новые кинематические поправки, которые и являются *скорректированными кинематическими* поправками. Введя новые кинематические поправки в наблюденную сейсмограмму ОСТ, и, просуммировав полученные трассы, на выходе будем иметь одну суммарную трассу, которая является ***искомой трассой окончательного временного сейсмического разреза.***

Скорректированные кинематические поправки (уточненные зависимости $V_{ост}(t_0)$) определяют в ряде точек профиля. Расстояние между этими точками на профиле зависит от особенностей строения изучаемого разреза. При малых углах наклона границ расстояние между точками детального скоростного анализа может быть более 1 - 2 км. В условиях резко криволинейных несогласно залегающих границ разделов расстояния между точками анализа приходится сокращать до 0,3 км - 0,5 км. На основании найденных в результате разновременного анализа кривых $V_{ост}(t_0)$ путем линейной интерполяции по оси x строят развернутые графики $V_{ОСТ}(t_0, x)$, позволяющие рассчитывать оптимальные (уточненные) кинематические поправки для любой произвольной точки (x, t_0) временного разреза.

Вопросы для самопроверки

1. Что такое граф обработки сейсмической информации?
2. Какие виды обработки осуществляются на этапе препроцессинга?
3. В чем суть процедуры демультиплексирования сейсмической записи?
4. Назовите два основных вида регулирования амплитуды сейсмической записи.
5. Что такое плоскость (линия) приведения сейсмических наблюдений?
6. Что отражает статическая поправка за пункт взрыва (пункт приема)?
7. Назовите факторы, определяющие величины статических поправок.
8. Какие основные принципы коррекции статических поправок вы знаете?
9. Сформулируйте принцип преобразования виброграмм в импульсные сейсмограммы.
10. Как определяется величина кинематической поправки в годограф ОСТ?
11. Какова цель введения кинематических поправок?
12. На основе чего рассчитываются исходные кинематические поправки?
13. В чем суть разновременного кинематического анализа сейсмограмм ОСТ?
14. По данным каких расчетов выбирается уточненный закон изменения $V_{ост}(t_0)$ для ввода скорректированных кинематических поправок?

★ ★ ★ ★ ★ ★ ★

РАЗДЕЛ 3.2. ОСНОВНЫЕ ПРОЦЕДУРЫ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ СЕЙСМИЧЕСКОЙ РАЗВЕДКИ

26. ФИЛЬТРАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ

26.1. Общие понятия о фильтрации сейсмических колебаний

Центральное место в комплексе обработки сейсмических данных занимают процедуры, направленные на *улучшение соотношения амплитуд полезных сигналов к амплитудам волн-помех*, и которые используют различия частотных и скоростных характеристик полезных сигналов и волн-помех. Совокупность таких процедур различной природы объединяется общим понятием ***фильтрации сейсмических сигналов.*** В практике работ сейсмическим методом разведки было давно замечено, что обычно регистрируемые *полезные сейсмические волны* и *волны-помехи*, как правило, в среднем достаточно заметно различаются между собой, как это видно из приводимых в табл.26.1 данных, по ***частотному спектру*** и диапазону ***изменения кажущихся скоростей***. В конкретных сейсмогеологических условиях приведенные границы параметров являются еще более узкими, что делает различие между волнами более контрастным.

Таблица 26.1

Характеристика основных классов сейсмических волн и волн-помех при работе на продольных волнах

Класс сигналов	Частотный диапазон, Гц	Диапазон кажущихся скоростей, м/с
Отраженные волны	10 - 80	1500 - ∞
Преломленные, рефрагированные и многократные отражено-преломленные волны	5 - 50	1000 - 20000
Поверхностные волны релеевского типа	3 - 30	100 - 1000
Многократно отраженные волны	10 - 60	1500 - ∞
Случайные помехи, микросейсмы	10 - 100	-
Электрические наводки	48 - 52	-
Звуковые волны	60 - 125	300 - 350

Используя определенным образом различия в ***динамических*** (по частотному составу) и ***кинематических*** (по кажущимся скоростям) свойствах полезных волн и волн-помех, можно на основе применения некоторых математических процедур добиться увеличения соотношения ***"сигнал-помеха"***, т.е. увеличить ***амплитудную разрешенность*** (выразительность) сейсмической записи. Как показывает опыт, визуально на записях с достаточно высокой надежностью выделяются те сейсмические импульсы, амплитуда которых превосходит средний уровень помех не менее чем в 2-3 раза. К сожалению, повышение амплитудной разрешенности сейсмической записи, как правило, можно достигнуть лишь за счет сокращения ширины спектров сигналов полезных волн, что непременно приводит к увеличению их длительности во времени. При этом, как следствие этого, обязательно снижается ***разрешенность*** записи ***во времени***. Последняя, как известно, определяет возможность раздельного обнаружения и выделения сигналов, приходящих в близкие моменты времени. Таким образом, задача одновременного повышения амплитудной и временной разрешенности сейсмических колебаний выдвигает *противоречивые требования* к процедурам фильтрации. В таких условиях сейсморазведчики всегда ищут некоторые компромиссные решения. Это приводит к тому, что на практике применяется значительное количество видов фильтрации, решающих в каждом конкретном случае определенную задачу ***обнаружения, выделения и / или подчеркивания сигналов.***

26.2. Классификация основных видов фильтрации

Согласно ранее принятой нами (см. главу 6) модели сейсмической трассы их совокупную запись-сейсмограмму после ввода статических и кинематических поправок, а также применения процедур регулировки амплитуд можно представить в виде

$$P(t,x) = \kappa(t,x) * S(t) + n(t,x) \quad , \qquad (26.1)$$

где - $k(t,x)$ - импульсная сейсмограмма – графики распределения коэффициентов отражения во времени для разных точек профиля; $S(t)$ – функция, описывающая форму сейсмического импульса, которую обычно представляют в виде произведения $S(t) = A \cdot s_0(t - t_0)$, где A амплитуда, t_0 - время вступления волны, $s_0(t)$ - уравнение формы импульса; $u(t,x)$ – амплитуды волн – помех, распределенные во времени и пространстве независимые от полезного сигнала, $*$ - символ операции свертки.

В идеале, как правило, искомой величиной в процессе обработки сейсмических данных ОСТ всегда является функция $k(t,x)$ - функция, описывающая распределение коэффициентов отражения во времени (по глубине) или профилю. Поэтому одной из важнейших задач фильтрации всегда является задача получение из наблюденного сигнала $P(t,x)$ на выходе фильтра такого сигнала $\tilde{P}(t,x)$, который бы был максимально подобен функции $k(t,x)$.

В других практически важных случаях в процессе обработки может возникнуть необходимость решения других задач, например таких, как устранение из записи нежелательных компонент поля или выделение сигналов только заданной формы и т.п. Задачи такого рода решаются специальным выбором параметров фильтра, пропуская через который исходную сейсмограмму, мы получаем на его выходе нужный нам сигнал $\tilde{P}(t,x)$ (рис.26.1).

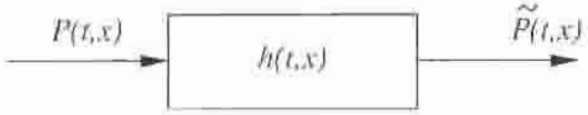


Рис.26.1. Принципиальная схема работы любого фильтра

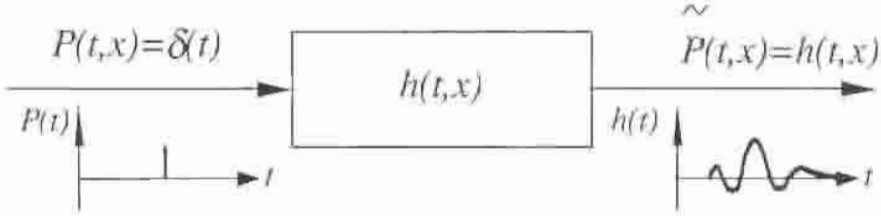


Рис.26.2. Схема получения оператора фильтра путем подачи на его вход единичного импульса

Объективное и наилучшее представление о параметрах фильтра в пространственно-временной области всегда дает ***оператор фильтра*** - сигнал на выходе фильтра $h(t,x)$ при подаче на его вход единичного импульса (рис.26.2). Оператор фильтра нередко еще называют ***импульсной характеристикой фильтра***.

В целях большей наглядности при описании свойств фильтров нередко используется еще понятие ***частотной характеристики*** фильтра $H(\omega,x)$. Эти характеристики фильтра - функции $h(t,x)$ и $H(\omega,x)$, как уже говорилось ранее, однозначно связаны между собой парой преобразований Фурье (формулы записаны для одномерной фильтрации во времени)

$$h(t,x) = \frac{1}{2\cdot\pi}\cdot\int_{-\infty}^{\infty} H(\omega,x)\cdot\exp(i\omega t)\cdot d\omega \,, \tag{26.2}$$

$$H(\omega,x) = \int_{-\infty}^{\infty} h(t,x)\cdot\exp(-i\omega t)\cdot dt \,, \tag{26.3}$$

где - ω – круговая частота колебаний $(\omega = 2\cdot\pi\cdot\nu)$; j – мнимая единица, t – время.

Существует большое количество видов фильтрации. Общее представление о возможных видах фильтрации можно получить по данным (Цифровая обработка ...1973), приводимым на рис.26.3.

Первым важным классификационным признаком всех фильтров является их свойство ***линейности*** или ***нелинейности*** (см. главу 24). Линейные фильтры действуют на совокупность ряда поступающих сигналов так, что тот же самый искомый результат фильтрации можно получить, применив фильтр к каждому сигналу отдельно, а затем результаты просуммировать. Линейные фильтры находят наибольшее применение в алгоритмах обработки сейсмических данных. Это обусловлено не только большей сложностью и слабой разработанностью теории *нелинейных фильтров*, но и тем обстоятельством, что линейные фильтры оказываются наилучшими при выделении сигналов из смеси с помехами, обладающими свойствами случайных процессов с гауссовским (нормальным) распределением.

Второй важной характеристикой фильтров является поведение параметров оператора фильтра во времени. Если параметры оператора фильтра не меняются в течение времени его работы, то такие фильтры называются ***инвариантными***. В противном случае фильтры называют ***переменными во времени***.

Наиболее важной характеристикой фильтров является их канальность. Если фильтр имеет один входной и один выходной каналы, то фильтр называется ***одноканальным***. Фильтр, имеющий более одного входного канала и один или более выходных каналов, называют ***многоканальным***.

В зависимости от того, по какой координате выбираются отсчеты фильтруемого сигнала, все фильтры классифицируются как ***временные***, ***пространственные*** и ***пространственно-временные***. Первые два типа фильтров являются одномерными – выполняют фильтрацию в одном измерении. Последний тип фильтров относят к числу двумерных или трехмерных (или более) - в зависимости от количества используемых пространственных координат.

Фильтры, ориентированные на *ослабление случайных помех*, носят название ***согласованных***.

Фильтры-преобразователи, повышающие разрешенность сейсмической записи во времени, называются ***обратными*** фильтрами, или фильтрами ***деконволюции***.



Рис.26.3. Классификация основных видов фильтров

Все виды математических преобразований при выполнении фильтрации могут осуществляться либо во ***временном представлении*** исходных сигналов, либо на основе их ***частотного представления***, либо на основании специального ***z - преобразования*** исходных сейсмических сигналов. Все эти три способа выполнения фильтрации по *принципиальным особенностям эквивалентны*.

Все описанные выше типы фильтрации в сейсморазведке были разработаны применительно к практике использования однокомпонентных сейсмоприемников и позволяют осуществлять селекцию волн, как по частотному составу, так и по характеру изменения времен их прихода вдоль линии наблюдения. Именно эти типы фильтров в настоящее время, главным образом, и применяются в сейсморазведке.

При работах в скважинах по методу вертикального сейсмического профилирования нередко выполняется регистрация векторов смещений упругих волн многокомпонентными приемниками, что позволяет привлекать получаемые данные о поляризации сейсмических волн, обладающих различной поляризацией, для их селекции (фильтрации). Для выполнения такой селекции применяют ***многокомпонентную***, или ***поляризационную*** фильтрацию.

26.3. Общие принципы построения фильтров различного назначения

Фильтрация во времени и/или пространстве. Для применения цифровых фильтров в процессе обработки сейсмических данных необходимо, чтобы их операторы были представлены в дискретном виде (см. главу 24). Также необходимо, чтобы оператор реального дискретного цифрового фильтра имел бы конечное число отсчетов.

Процедура фильтрации цифрового дискретного сигнала во времени и/или пространстве выполняется, как уже говорилось, с помощью реализации математической операции свертки

$$\tilde{p}(n) = \sum_{k=0}^{N-1} h(k) \cdot p(n-k) \,, \tag{26.4}$$

для одномерной фильтрации;

$$\tilde{p}(n,m) = \sum_{k=0}^{N-1} \sum_{\ell=0}^{M-1} h(k,\ell) \cdot p(n-k, m-\ell) \,, \tag{26.5}$$

для двумерной фильтрации и т.д.

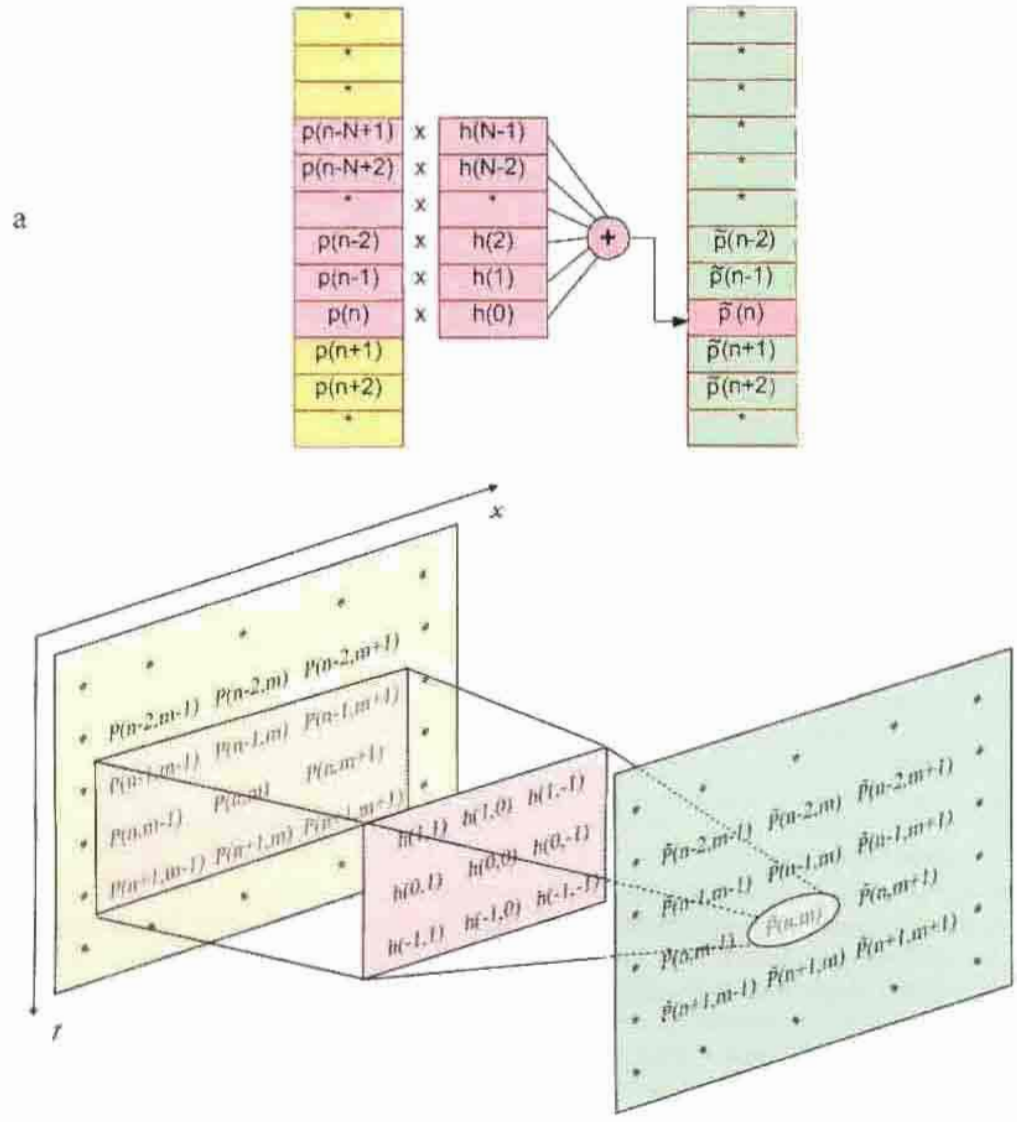


Рис.26.4. Графическая схема выполнения фильтрации во временной области:
а – одномерная фильтрация; б – двумерная фильтрация

В этих формулах: h - коэффициенты (импульсная характеристика) оператора фильтра, p - входной дискретный сигнал, $\tilde{p}$ - выходной сигнал (также дискретный). Схема выполнения такой фильтрации для одномерного и двумерного случаев приведена на рис. 26.4.

Цифровые фильтры, работающие по изложенной выше схеме, называются *нерекурсивными*. Это означает, что в их работе используются только коэффициенты *импульсной характеристики* фильтра и *значения входного сигнала*.

При создании эффективно работающих цифровых фильтров нередко возникает необходимость резкого разграничения полос пропускания и подавления сейсмических сигналов. Идеальной, имеющей резкие границы между этими областями, характеристика такого цифрового фильтра получается лишь при бесконечной длине его оператора. В тоже время, для обеспечения быстродействия работы фильтров всегда стремятся до минимума ограничить длину оператора (размера) фильтра. Это, как правило, приводит к нежелательным искажениям его частотной характеристики. Искажения проявляются в появлении быстро осциллирующих осложнений в структуре частотной характеристики фильтра. Такое явление носит название ***явление Гиббса.*** Оно проявляется, главным образом, в переходных зонах, разделяющих область пропускаемых частот (или волновых чисел) и область их подавления.

Требование ограниченности длины оператора фильтра и одновременное сохранение близости его частотной характеристики к идеальной форме, можно удовлетворить в значительно большей степени, если при расчетах амплитуды сигнала на выходе будут использованы не только его входные значения сигнала, но и уже рассчитанные ранее значения выходного сигнала. Цифровые процедуры такого типа называются *рекурсивными* (от английского слова ***recur***-возвращаться) фильтрами. Рекурсивная фильтрация является также линейной процедурой и

осуществляется с помощью выполнения процедур *двух сверток*. Для случая одномерной фильтрации формула, описывающая работу рекурсивного фильтра, может быть записана следующим образом

$$\tilde{p}(n) = \sum_{k=0}^{N-1} h^{(1)}(k) \cdot p(n-k) + \sum_{k=0}^{M} h^{(2)}(k) \cdot \tilde{p}(n-(k+1)), \qquad (26.6)$$

где - $h^{(1)}(k)$ импульсный отклик фильтра на входной сигнал, $h^{(2)}(k)$ – импульсный отклик фильтра на выходной сигнал, p(n)-входной цифровой сигнал в момент времени n, $\tilde{p}(n)$ - выходной сигнал в момент времени n.

Схема выполнения такой процедуры показана на рис.26.5.

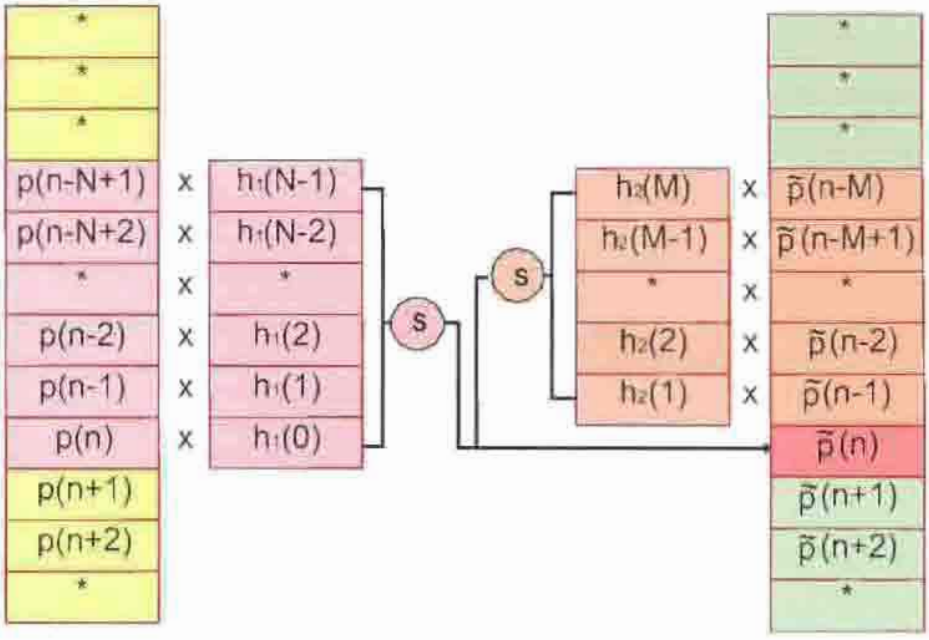


Рис.26.5. Графическая схема выполнения вычислений при реализации рекурсивной фильтрации

Выполнение такой фильтрации по эффективности эквивалентно применению нерекурсивного фильтра с длиной оператора, который по длине во много раз превышает сумму длин составных частей рекурсивного фильтра. К сожалению, синтез рекурсивного фильтра, как правило, является более сложной операцией.

Фильтрация в частотной области. Для выполнения фильтрации дискретных данных в частотной области следует с помощью дискретного преобразования Фурье получить дискретный амплитудный спектр входного сигнала, а также иметь или рассчитать дискретный амплитудный спектр (частотную характеристику) фильтра. Тогда, согласно ранее показанным свойствам преобразований Фурье, спектр профильтрованного данным фильтром сигнала будет представлять собой произведение спектров входного сигнала и частотной характеристики фильтра.

В силу сказанного, все операции фильтрации в частотной области описывается произведением

$$\tilde{P}(\omega) = H(\omega) \cdot P(\omega), \qquad (26.7)$$

где - $H(\omega)$ - частотная характеристика фильтра, $P(\omega)$ - частотная характеристика (спектр) проходящего через фильтр сигнала, $\tilde{P}(\varpi)$ - частотная характеристика (спектр) сигнала на выходе фильтра.

Можно описать фильтрацию в частотной области и для рекурсивного фильтра (26.6), учитывая свойство запаздывания входных сигналов

$$\tilde{P}(\omega) = H^{(1)}(\omega) \cdot P(\omega) + H^{(2)}(\omega) \cdot \tilde{P}(\omega) \cdot \exp\left[-j \cdot \omega \cdot \Delta t\right], \qquad (26.8)$$

где - $H^{(1)}(\omega)$, $H^{(2)}(\omega)$ частотные характеристики прямого и обратного каскадов фильтра, $P(\omega)$ спектр проходящего через фильтр сигнала, $\tilde{P}(\varpi)$ - спектр сигнала на выходе фильтра.

Отсюда легко находится частотная характеристика рекурсивного фильтра, которая будет равна

$$H(\omega) = \frac{\tilde{P}(\omega)}{P(\omega)} = \frac{H^{(1)}(\omega)}{1 - H^{(2)}(\omega) \cdot \exp\left[-j \cdot \omega \cdot \Delta t\right]}, \qquad (26.9)$$

где - $H^{(1)}(\omega)$, $H^{(2)}(\omega)$ - частотные характеристики прямого и обратного каскадов фильтра, $P(\omega)$ -спектр проходящего

через фильтр сигнала, $\tilde{P}(\omega)$ - спектр сигнала на выходе фильтра.

Для перевода результатов фильтрации из частотной области в пространственно-временную, необходимо к полученному итоговому спектру трассы применить обратное преобразование Фурье. Такое преобразование переведет результат фильтрации в область времени и пространства, что позволит там продолжить выполнение последующих процедур обработки.

Фильтрация с помощью z-преобразования. Как уже говорилось ранее в главе 24, дискретизация непрерывной функции $g(t)$, выполняемая с постоянным шагом Δt, приводит к формированию дискретной функции g_t, которую можно рассматривать как свертку $g(t)$ и дельта функции

$$g_t = \sum_{n=-\infty}^{\infty} g(n \cdot \Delta t) \cdot \delta(t - n \cdot \Delta t) \quad . \tag{26.10}$$

Если выполним прямое преобразование Фурье для обеих частей этого равенства, то получим

$$g_t \leftrightarrow G(\omega) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} g(n \cdot \Delta t) \cdot \exp(-j \cdot n \cdot \omega \cdot \Delta t) \quad . \tag{26.11}$$

Введение новой переменной величины приводит нас к выражению

$$G(\omega) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} g(n \cdot \Delta t) \cdot z^n = G(z) \quad . \tag{26.12}$$

Функция $G(z)$ и называется z- преобразованием дискретной функции g_t.

Например, если дискретный сигнал принимает всего пять значений [2, 6, -1, 0, 5], то его z-преобразование будет следующим $G(z) = 2 + 6 \cdot z - z^2 + 5 \cdot z^4$. Умножение на z эквивалентно задержке значений временной функции на один интервал дискретизации. Деление на z соответствует смещению значений на один шаг раньше по времени. z-преобразование представляет собой, с одной стороны, *значения сигнала во времени*, а с другой стороны, представляет из себя *комплексный спектр сигнала*. Для его явного получения требуется только подставить в функцию $G(z)$ вместо z его значение

$$z = \exp\left|-j \cdot \omega \cdot \Delta t\right| = \cos(\omega \cdot \Delta t) - j \cdot \sin(\omega \cdot \Delta t) \tag{26.13}$$

и найти действительную и мнимую части комплексного спектра.

Фильтрация в области переменной z заключается в выполнении z-преобразований сигнала и импульсного отклика фильтра. Далее следует произвести умножение полученных многочленов. Полученный результат и представляет z-представление выходного сигнала $\tilde{P}(z)$

$$\tilde{P}(z) = P(z) \cdot H(z) \quad , \tag{26.14}$$

где - $P(z)$ - z-преобразование исходного сигнала, $H(z)$ – z-преобразование импульсной реакции фильтра.

Проведение фильтрации и других видов обработки сейсмических сигналов с использованием z-преобразования во многих случаях оказывается более удобным и наглядным видом проведения расчетов при использовании дискретных данных.

26.4. Принципы синтезирования фильтров

При выборе типа фильтра, наилучшим образом решающий ту или иную геофизическую задачу, прежде всего, нужно строго сформулировать условия и критерии, которым он должен удовлетворять. Критерии выбираются произвольно на базе индивидуальных представлений обработчика о содержании решаемой задачи. Если эти критерии выбраны правильно, то они однозначно приводят нас к уравнению (уравнениям), из решения которого (которых) можно найти параметры фильтра. Получаемый таким образом фильтр называют *оптимальным с точки зрения выбранного критерия*.

При выборе возможных способов построения нужных нам фильтров обычно руководствуются *двумя главными принципами*.

Использование ***первого принципа*** предполагает, что нужный нам эффект трансформации сейсмической трассы может быть достигнут путем воздействия на нее фильтром с заданной нами заранее частотной характеристикой. Выбор этой частотной характеристики осуществляется на основе визуальной оценки вида сейсмического разреза (сейсмограммы) и имеющегося опыта обработки подобных данных. Как правило, в этих случаях осуществляют пробную обработку материалов путем фильтрации с набором близких значений возможных параметров данного типа фильтров. Последующий визуальный логический анализ полученных результатов позволяет опытному обработчику выбрать наилучший, с его точки зрения, вариант параметров такой фильтрации. Обычно, используя две - три подобных итерации, удается получать достаточно приемлемые для практики результаты. Такой подход нередко является основным, когда главным критерием качества результата

применения фильтрации выступает зрительный образ (внешний вид) временного разреза. Параметры выбранной фильтрации очень сильно влияют на вид и качество сейсмических записей. Эта особенность влияния параметров фильтрации может быть использована для выбора параметров используемой фильтрации. Для этого получают сейсмические материалы, прошедшие фильтрации с различными параметрами использованных фильтров. Чаще всего по этой схеме выбирают параметры полосовой фильтрации. На рис.26.6. показан набор фрагментов временного разреза, полученного при различных параметрах полосового фильтра. Как видно из представленных материалов, наилучшие варианты временного разреза получены в тех случаях, когда параметры полосового фильтра имели граничные частоты от 10-70 Гц в верхней части временного разреза (до 2500мс) до 10 - 40 Гц в его нижней части. Кстати, именно такие материалы и позволяют выбирать параметры фильтрации, переменные во времени (рис.26.6).

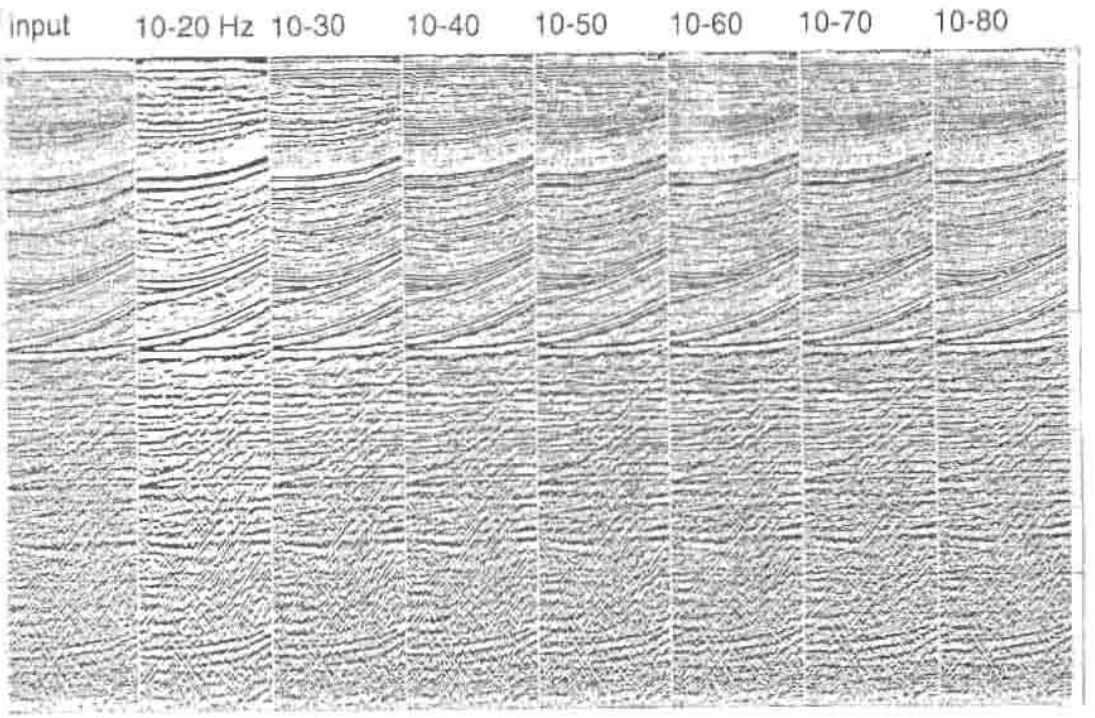


Рис.26.6. Фрагмент суммарного разреза ОСТ до применения фильтрации (input) и после применения полосовой фильтрации с различной и увеличивающейся шириной полосы пропускания фильтра

Второй путь выбора типа фильтров предполагает использование как определяющего фактора некоторых, наперед заданных, определенных желательных принципов влияния фильтра на характер сейсмической записи. Частотная характеристика при этом уже получается как следствие результата выполнения этих принципов на сейсмическую запись и, часто, при этом остается вне нашего внимания. В такой постановке открываются широкие возможности построения фильтров с различным характером его воздействия на сейсмическую трассу (разрез). При этом наиболее часто, как уже говорилось, конечной целью обработки является ***восстановление*** функций $\kappa(x,t)$, характеризующих распределение коэффициентов отражения в изучаемом разрезе. При *высоком уровне помех*, однако, может решаться и другая, более простая задача – задача уверенного ***обнаружения*** сейсмического сигнала $A \cdot s(t - t_0)$ на фоне помех. Наконец, если нас интересует информация, которую несет в себе форма $s_0(t)$ сейсмических сигналов, то задача фильтрации может быть сформулирована и так: ***воспроизвести*** на выходе фильтра только полезную компоненту $\kappa(t,x) * S(t)$ записи, внеся в нее минимум искажений.

Первая из названных задач - задача нахождения (выделения) зависимости ($\kappa(t)$ или $\kappa(x,t)$) «в чистом» виде решается с помощью такого фильтра, который преобразует входную трассу и выходную последовательность, наименее (в каком-либо смысле) отличающуюся от $\kappa(t)$ или $\kappa(x,t)$.

При наличии различного рода помех точное решение названных задач неосуществимо. Поэтому приходится искать приближенные решения, вытекающие, например, из критерия, который минимизирует сумму квадратов отклонений значений выходной последовательности $\tilde{p}(t)$ от искомой последовательности значений функции ($\kappa(t)$ или $\kappa(x,t)$). Таким образом, в соответствии с названным критерием, нахождение оптимального фильтра $h(t)$ сводится к выполнению условия

$$\sum_{(t)} [\delta(t - t_0) - [s(t - t_0) + \frac{1}{A} n(t)] * h(t)]^2 = \min \quad , \tag{26.15}$$

Здесь - $\delta(t-t_0)$ - элемент импульсной сейсмограммы $\kappa(t)$ соответствующий данному импульсу

$$\delta(t-t_0)=\begin{cases}1, t=t_0,\\ 0, t\neq t_0.\end{cases} \tag{26.16}$$

Получаемый при решении этой задачи оптимальный фильтр является частным случаем фильтра общего вида, преобразующего наилучшим (в среднеквадратическом смысле) образом аддитивную смесь сигнала и случайных помех в некоторый произвольно задаваемый («желаемый») сигнал $x(t)$. В названном выше случае в качестве искомого сигнала $x(t)$ выступает функция $\delta(t)$.

Значительный вклад в теорию таких фильтров внесен Н. Винером, в силу чего подобные фильтры в литературе называют ***оптимальными фильтрами Винера*** (Yilmaz, 2001).

В теории оптимальных фильтров важное место занимает соотношение, известное в отечественной литературе как уравнение ***Колмогорова–Винера*** (Цифровая обработка ..., 1973). Это уравнение и позволяет определять коэффициенты оптимальных фильтров.

Для того чтобы получить это известное уравнение, запишем условие для нахождения параметров искомого оптимального фильтра общего вида $h_{opt}(t)$, используя в качестве сигнала на входе функцию $p(t)$

$$\sum_t [x(t)-p(t)*h_{opt}(t)]^2=\min, \tag{26.17}$$

где - $x(t)$ - желательный выходной сигнал.

Будем считать, что входной сигнал $p(t)$ задан в N равноотстоящих друг от друга точках времени $t_0, t_1, ..., t_{N-1}$. Для краткости будем обозначать его значения в этих точках $p(0), p(1), ..., p(N-1)$. Аналогично будем считать, что выходной сигнал прослеживается в M точках по времени и имеет значения $x(0), x(1), ..., x(M-1)$. Предположим также, что оптимальный фильтр $h(t)$ описывается с помощью K значений (коэффициентов фильтра) в точках с номерами $h(0), h(1), ..., h(K-1)$. Из свойств операции свертки следует, что N +K равняется M. Запишем при этих предположениях условие (4.17) представив свертку $p(t)*h_{opt}(t)$ в виде суммы произведений

$$\sum_{m=0}^{N+K}\left[x(m)-\sum_{k=0}^{K}h(k)\cdot p(m-k)\right]^2=\min. \tag{26.18}$$

Как известно, условие минимума такого функционала будет выполнено в том случае, если все частные производные левой части по каждому из весовых коэффициентов фильтра будут равны нулю. Продифференцируем левую часть по коэффициентам фильтра $h(i)$. Каждая такая производная может быть вычислена по следующим формулам.

$$\begin{aligned}
&\frac{d}{dh(i)}\left\{\sum_{m=0}^{N+K}\left[x(m)-\sum_{k=0}^{K}h(k)p(m-k)\right]^2\right\}=\\
&=\sum_{m=0}^{N+K}2\left[x(m)-\sum_{k=0}^{K}h(k)p(m-k)\right]\frac{d}{dh(i)}\left[x(m)-\sum_{k=0}^{K}h(k)p(m-k)\right]=\\
&=2\sum_{m=0}^{N+K}\left[x(m)-\sum_{k=0}^{K}h(k)p(m-k)\right]\left[-p(m-i)\right]=\\
&=2\sum_{m=0}^{N+K}\left[-x(m)p(m-i)+\sum_{k=0}^{K}h(k)p(m-k)p(m-i)\right]=\\
&=2\left[-\sum_{m=0}^{N+K}x(m)p(m-i)+\sum_{k=0}^{K}h(k)\sum_{m=0}^{N+K}p(m-k)p(m-i)\right]
\end{aligned} \tag{26.19}$$

В последнем выражении сумма первого слагаемого предетавляет собой оценку i-го значения функции взаимной корреляции $b_{xp}(i)$ желаемого и входного сигналов при сдвиге равном i, а внутренняя сумма во втором слагаемом представляет собой значение автокорреляционной функции $b_{pp}(i-k)$ входного сигнала при значении величины сдвига $i-k$. Приравнивая производную нулю, получим для каждого номера i отдельное уравнение для определения коэффициентов фильтра

$$\sum_{k=0}^{K} h(k) \cdot b_{xp}(i-k) = b_{xp}(i) \qquad (26.20)$$

Это соотношение в отечественной литературе и называют уравнением ***Колмогорова – Винера.*** Левая часть представляет собой свертку весовой функции фильтра и функции автокорреляции $b_{xx}(i)$. Так как операция свертки во времени в области частот переходит в произведение, то эквивалентом уравнения (26.20) в области частот будет являться соотношение

$$H(\omega)B_p(\omega) = R_{xp}(\omega), \qquad (26.21)$$

где $B_{pp}(\omega)$ и $B_{xp}(\omega)$ - соответственно спектр мощности функции $p(t)$ и взаимный спектр функций $x(t)$ и $p(t)$.

Аналогично в области z-представлений уравнение Колмогорова-Винера запишется следующим образом

$$H(z)B_p(z) = R_{xp}(z). \qquad (26.22)$$

Приведенные уравнения используются при расчете операторов фильтров, обладающих конкретными желательными свойствами. Технология построения фильтров с заданными свойствами будет рассмотрена в следующей главе.

26.5. Одноканальные фильтры

Наиболее широко используются в сейсмической разведке *одноканальные фильтры* различного назначения. Среди них, прежде всего, следует назвать одноканальные *аналоговые фильтры*, используемые в регистрирующей аппаратуре. В силу сложившейся практики - это обычно физически реализуемые устройства, содержащие сопротивления, емкости и т.п. В настоящее время в процессе обработки сейсмической информации основное распространение получили ***цифровые фильтры.***

Среди широкого класса одноканальных цифровых фильтров особо важную роль играет группа так называемых ***согласованных фильтров.*** Если известно, что во всем диапазоне частот существует некоторая область, где энергия полезных волн преобладает над энергией волн-помех, то это позволяет сконструировать фильтр, пропускающий только те составляющие спектра, где доминирует сигнал, и подавлять все остальные компоненты спектра. При этом возможны следующие четыре варианта.

Спектр полезного сигнала преобладает в полосе частот от нуля до $f_1=\omega/2\pi$. Выше частоты f_1 преобладают помехи. Очевидно, что искомый фильтр должен пропускать все колебания с частотой ниже f_1 и подавлять колебания с более высокими частотами. Фильтр, выполняющий такую функцию, принято называть ***низкочастотным фильтром - фильтром ФНЧ.*** Графическое изображение его частотной характеристики показано на рис.26.7,а.

Спектр полезного сигнала располагается выше частоты f_1, а помехи - ниже. В этом случае фильтр должен пропускать колебания, содержащие частоты выше f_1 и подавлять колебания с частотами ниже f_2. Такой фильтр называется ***высокочастотным фильтром - фильтром ФВЧ*** (рис.26.7,б).

Полезный сигнал преобладает в полосе частот f_1-f_2; помехи доминируют на более низких и более высоких частотах. Фильтр в этом случае должен подавлять все помехи с частотами вне полосы f_1 - f_2. Такой фильтр называется ***полосовым фильтром - фильтром ПФ*** (рис.26.7,в).

Полезный сигнал присутствует на всех частотах, кроме диапазона f_1 - f_2, где доминируют помехи. Фильтр в этом случае должен вырезать только заданный диапазон частот. Такой фильтр называется ***режекторным фильтром - фильтром РФ*** (рис.26.7,г).

Частоты, которые разграничивают диапазоны пропускания и подавления волн, называются ***граничными частотами*** Мерой степени изменения частотных характеристик в области граничных частот являются их ***крутизны среза.*** Крутизна среза фильтра измеряется ***в децибелах на октаву*** и характеризует уровень ослабления сигнала (в децибелах) на ***интервале частот***, различающихся по значениям ***в два раза***.

Частотные характеристики $H_н(f)$, $H_в(f)$, $H_п(f)$, и $H_р(f)$ идеальных фильтров позволяют по ранее приведенной формуле (26.2) рассчитывать соответствующие им операторы фильтра. Однако если бы мы конструировали фильтры, у которых крутизна срезов частотных характеристик была бы очень высокой – теоретически приближалась бы к идеальным вариантам, показанным на рис.26.7, то получили бы слишком сложную конструкцию таких операторов. В формировании выходного сигнала в них будет принимать участие длинный ряд гармоник различных частот. Представление о форме оператора для такого идеального полосового фильтра можно получить по данным рис.26.8. Практическое использование фильтров такой конструкции затруднено. Если ограничиться небольшим числом гармоник, участвующих в структуре оператора, то возникает два важных обстоятельства. Во-первых, идеальная структура частотной характеристики нарушается появлением уже упоминавшегося *явления* ***Гиббса*** - нежелательных амплитудных искажений частотной характеристики фильтра. Во-вторых, - и это главное - такие фильтры начинают пропускать заметную часть сигналов и в области предполагаемого гашения (рис.26.9). Избежать этих недостатков можно путем конструирования фильтров с плавным переходом от области пропускания к области подавления. Например, применение низкочастотных

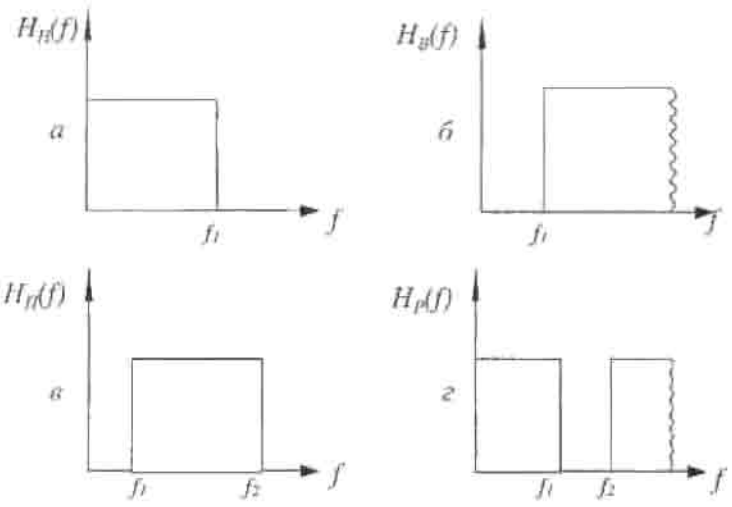


Рис.26.7. Частотная характеристика идеальных согласованных фильтров:
а - *ФНЧ*; б - *ФВЧ*; в - *ПФ*; г - *РФ*

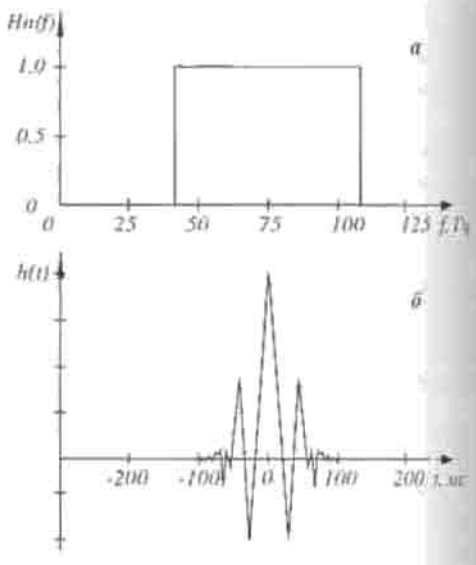


Рис.26.8. Идеальный полосовой фильтр и его характеристики:
а - амплитудная частотная характеристика; б - оператор фильтра

фильтров с переходом из области пропускания в область гашения в виде косинусоиды нижеследующего типа обеспечивает уменьшение максимальных амплитуд колебаний ***Гиббса*** до 1% при незначительном уменьшении реальной крутизны среза.

$$H_н(t) = \begin{cases} 1 & при \quad f \le f_1 \\ \frac{1}{2}\left[1 + cos\frac{\pi}{f_2 - f_1}(f - f_1)\right] & при \quad f_1 \le f \le f_2 \\ 0 & при \quad f \ge f_2 \end{cases}, \qquad (26.25)$$

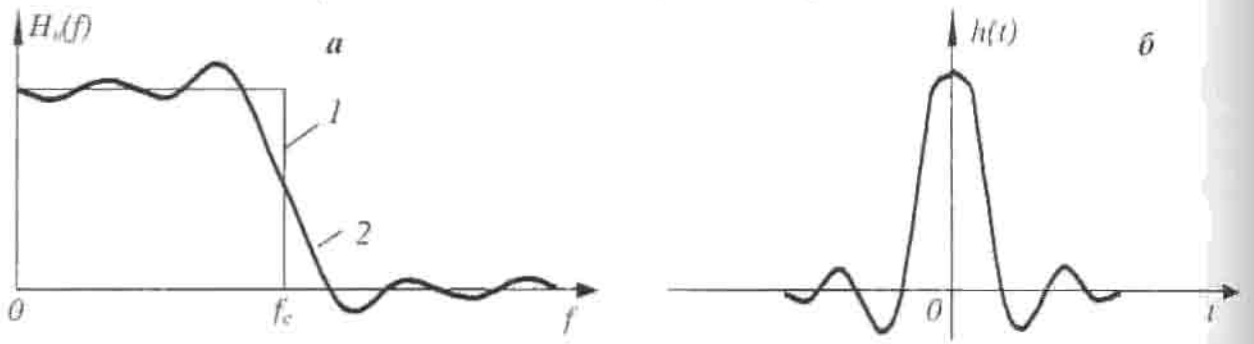


Рис.26.9. Реальная частотная характеристика ***ФНЧ (а)***, соответствующая относительно короткому по длительности оператору фильтра (б):
1 - идеальная *АЧХ*; 2 - реальная *АЧХ*

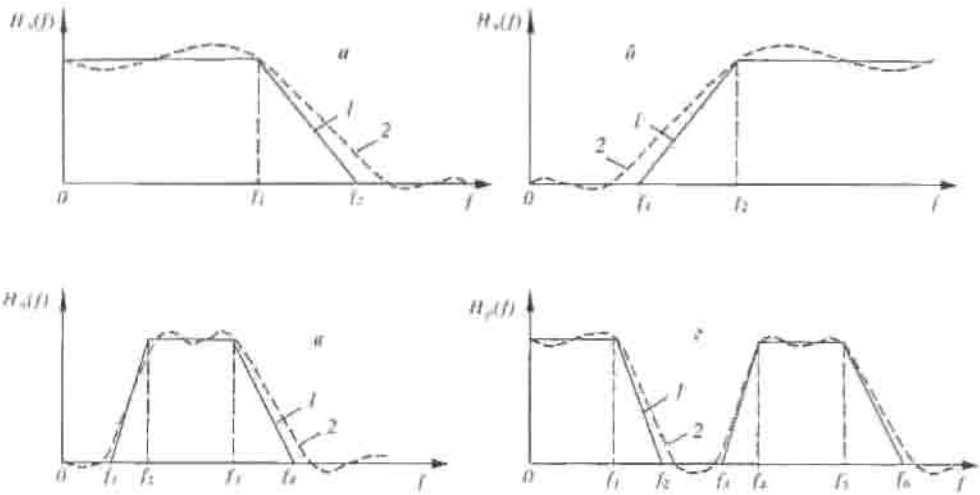


Рис.26.10. Идеальные (1) и реальные (2) частотные характеристики согласованных фильтров:
а - *ФНЧ*; б - *ФВЧ*; в - *ПФ*; г - *РФ*

Для графической иллюстрации сказанного на рис.26.10 показаны идеальные и реальные частотные характеристики согласованных фильтров, построенные по этой схеме. В практике обработки находят применение и другие способы конструирования подобных фильтров.

26.6. Одноканальные оптимальные фильтры

Чтобы сконструировать наилучший (оптимальный) фильтр, нужно предварительно сформулировать условия и критерии, которым он должен удовлетворять. Их выбирают на основе конечной цели фильтрации. Эти критерии должны позволять однозначно определять оператор фильтра или его частотную характеристику. Полученный при соблюдении таких условий фильтр, как уже говорилось, называют оптимальным с точки зрения выбранного критерия. Рассмотрим принципы формирования критериев построения оптимальных фильтров с точки зрения величины исходного соотношения "сигнал-помеха" для нескольких случаев, когда полезные колебания и помехи имеют приблизительно одинаковые частотные спектры.

Полезный сигнал значительно ***сильнее помехи.*** В таких благоприятных условиях обнаружение полезных волн не вызывает затруднений, поскольку высока амплитудная разрешенность (выразительность) записи. В этом случае перед частотной фильтрацией можно ставить задачу сокращения длительности импульсов регистрируемых волн - задачу повышения временной разрешенности сейсмической записи за счет некоторого снижения избыточной амплитудной разрешенности. Критерием оптимальности фильтрации может служить условие минимального среднего квадратического отклонения амплитуд выходного сигнала от амплитуд заданного импульса короткой длительности. Чаще всего в качестве такого импульса выступает единичный импульс. Фильтр, осуществляющий такое преобразование, называют ***оптимальным обратным фильтром***. Часто такой тип фильтрации кратко называют деконволюцией. В силу особой важности такого вида фильтрации в составе процедур обработки этот вид фильтрации будет рассмотрен более подробно в специальной главе.

Полезный сигнал по амплитуде ***сравним с помехой***. В этом случае можно ставить задачу не только обнаружения полезных волн, но и оценки их некоторых динамических параметров. С этой целью необходимо с помощью фильтрации воспроизвести сигнал с наименьшими потерями, но максимально сильно ослабить помехи. В качестве критерия оптимальности фильтрации принимают требование минимума величины среднего квадратического отклонения профильтрованных колебаний от сигнала полезных волн известной формы. Фильтр, реализующий подобное преобразование сейсмических колебаний, называется оптимальным фильтром воспроизведения.

Полезный сигнал по интенсивности значительно ***слабее помехи***. В такой неблагоприятной ситуации следует лишь добиваться максимально возможной амплитудной разрешенности записи с тем, чтобы удалось хотя бы обнаружить присутствие в ней полезных волн. При этом придется смириться с тем, что возможно искажение формы записи и уменьшение временной разрешенности записи. В качестве критерия оптимальности при фильтрации в этом случае принято использовать отношение пикового (максимального) значения сигнала к среднему квадратическому уровню помехи. Фильтр, удовлетворяющий этому критерию, называется оптимальным фильтром обнаружения.

В практике сейсморазведки широко используется еще один оптимальный фильтр - ***оптимальный корректирующий фильтр***. Он строится на основе требования минимальности среднего квадратичного отклонения профильтрованной записи от импульса любой заданной формы. Это позволяет выравнивать форму записи полезных волн по всем трассам, зарегистрированным в различных условиях и тем самым устранять влияние нестабильности условий возбуждения и приема.

Во всех случаях при построении оптимальных фильтров необходимо знать ряд параметров спектральных и корреляционных свойств полезного сигнала и помех. Поскольку их точное определение практически невозможно, то на практике ограничиваются построением ***квазиоптимальных фильтров***, в основу расчета которых закладываются некоторые усредненные сведения о спектральных и корреляционных свойствах полезного сигнала и помехи.

26.7. Многоканальные фильтры

В процессе многоканальной фильтрации осуществляется преобразование совокупности сейсмических записей как на основе различия полезных сигналов и помех по частотам, так и на основе учета различия регистрируемых волн по кажущимся скоростям и степени их коррелируемости по заданным направлениям. Существует множество модификаций многоканальных пространственно-временных фильтров различной структуры и назначения. Однако в принципиальном плане общая схема работы многоканального фильтра может быть описана в виде следующей суммы сверток,

$$\tilde{P}_i(t) = \sum_{m=-M/2}^{m=M/2} a_{mi}(t) * P_{i-m}(t) , \qquad (26.24)$$

где $\tilde{P}_i(t)$ - выходной сигнал на i-м канале; $P_i(t)$ - входной сигнал на i-м канале; $a_{mi}(t)$ - оператор многоканального фильтра; M – число каналов фильтра; $\otimes$ - символ операции свертки.

Многоканальная фильтрация располагает большими возможностями, чем одноканальная, поскольку использует дополнительные параметры сейсмического поля.

Наиболее простым видом многоканального фильтра является ***веерный фильтр***. Его задача - пропустить без искажений сигналы тех сейсмических волн, кажущие скорости которых заключены внутри заданного веера кажущихся скоростей $-V_{kc}<V_k<V_{kc}$, и подавить регулярные волны, кажущиеся скорости которых находятся вне заданного веера. В соответствии со сказанным, амплитудно-частотная характеристика такого веерного фильтра должна иметь вид

$$H(\omega,k)=\begin{cases}1, & при \quad -\left|\dfrac{\omega}{V_{kc}}\right|\le k\le\left|\dfrac{\omega}{V_{kc}}\right| \\ 0, при & k<-\left|\dfrac{\omega}{V_{kc}}\right| или \quad k>\left|\dfrac{\omega}{V_{kc}}\right|\end{cases}, \qquad (26.25)$$

где - $k=\omega/V_k$ - волновое число.

Амплитудно-частотная характеристика рассматриваемого веерного фильтра в относительных координатах $\omega/\omega_{гр}$ и $\kappa/\kappa_{гр}$, где $\omega_{гр}=1/(2\Delta t)$, $\kappa_{гр}=1/(2\Delta x)$, приведена на рис.26.11. Здесь и всюду далее Δx и Δt - шаг между каналами и шаг квантования сигналов по времени.

Пространственно-временной оператор веерного фильтра $h(x,t)$ находится двумерным преобразованием Фурье от амплитудной частотной характеристики фильтра $H(\omega,\kappa)$. При дискретном представлении сигналов этот оператор будет иметь вид

$$h(t,x)=\sum_{-\pi/\Delta t}^{\pi/\Delta t}\sum_{-\pi/\Delta x}^{\pi/\Delta x}H(\omega,k)\exp\left[i\left(\omega q\Delta t+km\Delta x\right)\right]\Delta x\Delta\omega=a_{q,m}=\frac{1}{\pi}\frac{1}{m^2-q^2}, \qquad (26.26)$$

где - $q=0,\pm1,\pm2,...,\pm Q$; $m=\pm1/2,\pm3/2,....,\pm(M-1)/2$. Величина $2Q+1$ определяет длину оператора фильтра, а $2M$ - количество каналов в фильтре. Графическое изображение оператора дискретного веерного фильтра для $M=3$ $Q=5$ приведено на рис.26.12.

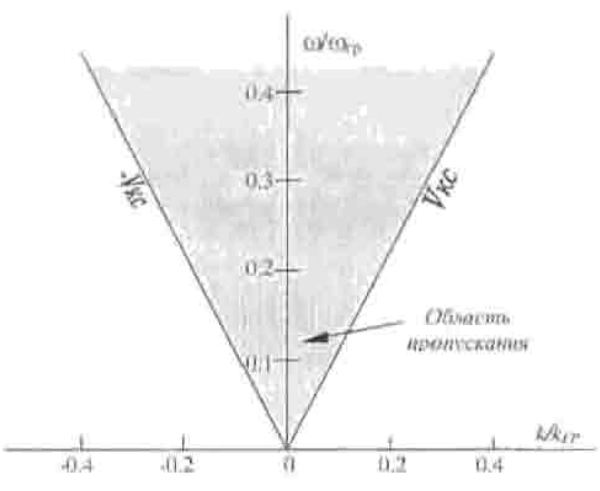


Рис.26.11. Двумерная амплитудная частотная характеристика веерного фильтра

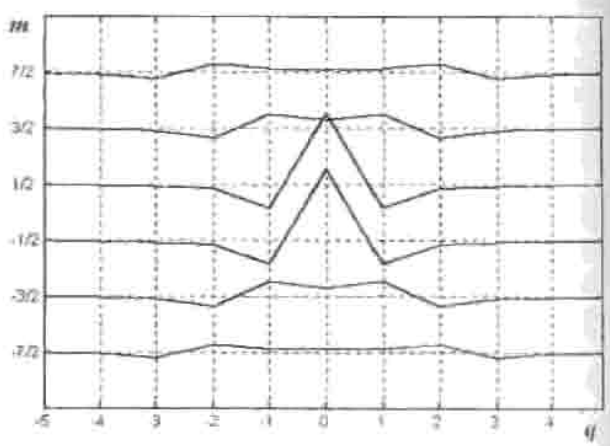


Рис.26.12. Графическое изображение весовых функций веерного фильтра при $Q=5$, $M=3$

Другой модификацией веерной фильтрации является веерный режекторный фильтр, подавляющий регулярные сейсмические сигналы в заданном диапазоне кажущихся скоростей V_k. Его идеальная амплитудная частотная характеристика имеет вид

$$H(\omega,k)=\begin{cases}0, & при \quad -\left|\dfrac{\omega}{V_{kc}}\right|\le k\le\left|\dfrac{\omega}{V_{kc}}\right| \\ 1, & при \quad k<-\left|\dfrac{\omega}{V_{kc}}\right| \quad или \quad k>\left|\dfrac{\omega}{V_{kc}}\right|\end{cases} \qquad (26.27)$$

$$h(t,x) = a_{q,m} = \frac{1}{\pi^2}\left(\frac{\sin m\pi}{m}\cdot\frac{\sin q\pi}{q} - \frac{1}{m^2 - q^2}\right). \qquad (26.28)$$

Реальные операторы фильтров всегда должны иметь конечную длительность, как по оси времени, так и по числу каналов. Ввиду этого частотные характеристики реальных фильтров всегда отличаются от идеальных, задаваемых формулами (26.6) и (26.8). Для иллюстрации сказанного на рис.26.13. приведены реальные частотные характеристики пропускающего фильтра на 12 каналов.

При практической реализации веерный фильтр можно построить таким образом, чтобы существовала возможность произвольно расширять или сужать растр веера, растягивая его на желаемое значение $V_ф$. Для этого достаточно в весовые функции $a_{q,m}$ для каждого канала ввести временные сдвиги $m \cdot \Delta x / V_{кр}$. Результат применения режекторной фильтрации, ориентированной на подавление поверхностных волн-помех, показан на рис.26.14. Как видно из приведенных записей, такая фильтрация весьма эффективно очищает сейсмограммы от влияния низкоскоростных низкочастотных волн - помех.

Особым видом многоканальной фильтрации является преобразование многоканальных записей с целью подавления некоторых типов волн – помех на основе спектральных алгоритмов ***вычитания пакетов вин.*** Одним из таких видов фильтрации является процедура *вычитания пакетов кратных волн -помех* на сейсмограммах ОСТ. В основе этого алгоритма лежит процесс суммирования совокупности трасс ОСТ после ввода кинематических поправок, рассчитанных по двум различным законам изменения скорости по глубине.

Еще одним видом таких преобразований является пространственно-временная фильтрация, основанная на использовании ***интегрального преобразования Радона.*** Сейсмограмма или временной разрез по существу представляют собой изображение двухмерной функции $g(x,t)$ – амплитуд поля смещений. Выполнения прямого преобразования Радона заключается в вычислении по этому полю функции двух новых переменных p и τ с помощью интеграла вида (Robinson, 1982)

$$G(p,\tau) = R_{pτ}\{g(x,t)\} = \int_{-\infty}^{\infty} g(x,\tau + px)\cdot dx \qquad (26.29)$$

Интегрирование при этом выполняется в плоскости переменных x, t по семейству прямых линий, общий вид уравнения которых следующий: $t(x) = \tau + p \cdot x$. В результате выполнения такого

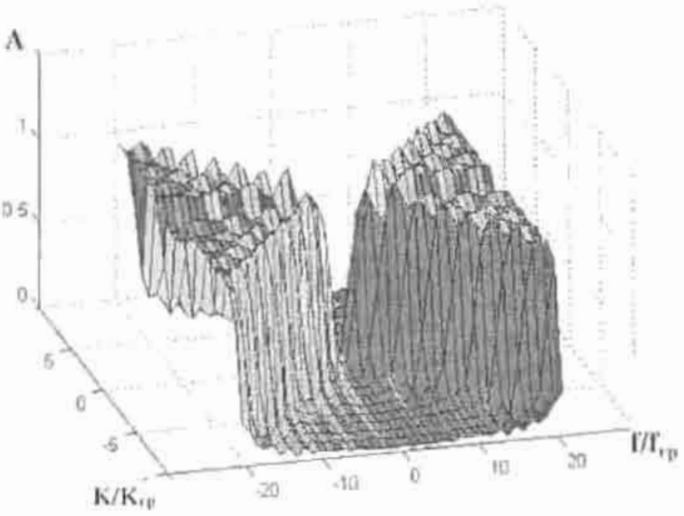


Рис.26.13. Реальная амплитудно-частотная характеристика 12 - канального веерного фильтра пропускания

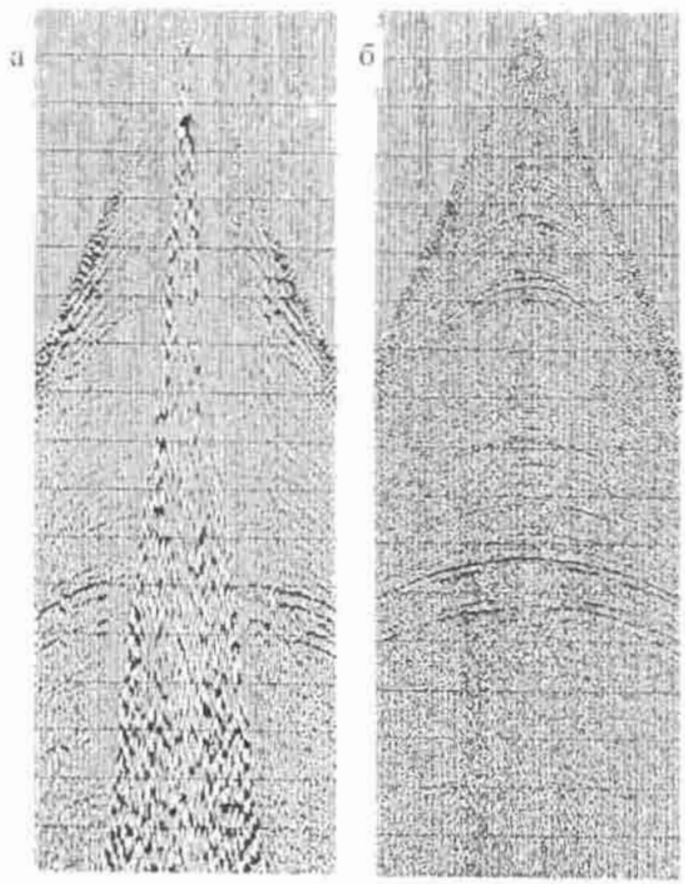


Рис.26.14. Эффект подавления низкоскоростных низкочастотных волн - помех с помощью двумерных режекторных фильтров:
а - исходная сейсмограмма *ОТВ;*
б - сейсмограмма после фильтрации

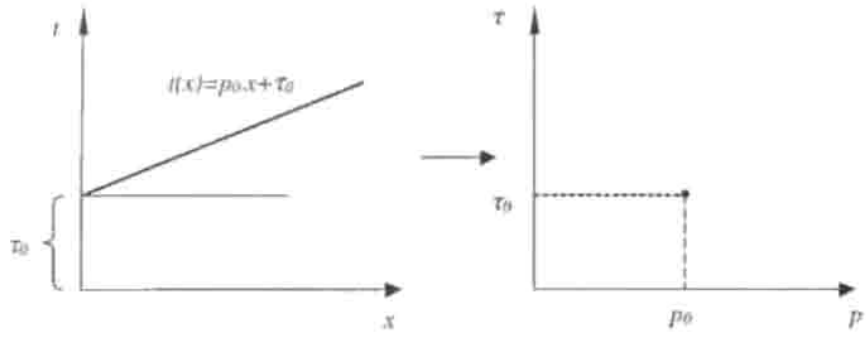


Рис.26.15. Принципиальная схема реализации преобразования Радона

преобразования в системе координат p, τ получают новое волновое поле - поле функции $G(p,\tau)$. Преобразование Радона можно осуществить путем суммирования значений амплитуд волнового поля $g(x,t)$ по множеству прямых линий, каждая из которых имеет свой угловой коэффициент $p_н$ и время отражения $\tau_н$. Именно поэтому такое преобразование называют еще наклонным суммированием. Результат такого суммирования $G(p_0,\tau_0)$ относят к точке с координатами p_0,τ_0. Принцип преобразования волнового поля, зарегистрированного в координатной системе x, t, в пространство координат p, τ иллюстрируется на рис.26.15. В этом пространстве координат выполняют фильтрацию путем обнуления амплитуд нового поля в секторе нужных наклонов (величин кажущихся скоростей) и параметров τ. Выполнив далее обратное преобразование Радона по формуле

$$g(x,t)=\frac{1}{2\pi}\cdot\int_{-\infty}^{\infty}\frac{d}{dt}H\{G(p,t-p\cdot x)\}dp \quad , \tag{26.30}$$

где - $H\{\}$ - оператор преобразования Гильберта (см. главу 31), получают исходное сейсмическое волновое поле, свободное от регулярных волн - помех с определенными кажущимися скоростями.

На основе преобразования ***Радона*** могут быть также построены процедуры фильтрации. В качестве примера, демонстрирующего эффективность этой процедуры фильтрации, на рис.26.16 показан результат *вычитания пакетов среднескоростных волн-помех* на сейсмограммах *ОТВ*. Эффект процедуры вычитания волн – помех вполне очевиден - искомые отраженные волны уже доминируют на сейсмограмме.

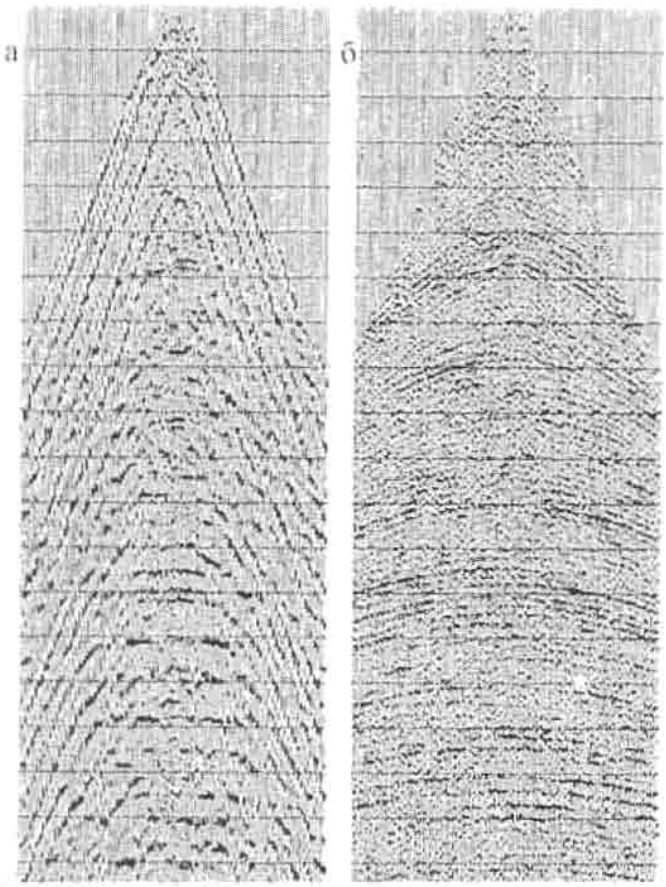


Рис.26.16. Пример сейсмограмм с записью результатов успешного подавления среднескоростных волн - помех путем применения фильтрации Радона: а - до фильтрации; б - после фильтрации

Вопросы для самопроверки

1. Назовите основные кинематические и динамические свойства различных сейсмических волн.
2. Что такое амплитудная и временная разрешенность сейсмической записи?
3. Что является главной конечной целью обработки сейсмической записи?
4. Что такое оператор фильтра?
5. Что такое частотная характеристика фильтра?
6. В чем суть понятия согласованного фильтра?
7. Охарактеризуйте основные виды согласованных фильтров.
8. Охарактеризуйте основные виды оптимальных фильтров.
9. Какими преимуществами обладают многоканальные фильтры?
10. Назовите простейшие виды многоканальных фильтров.
11. Поясните сущность борьбы с регулярными волнами-помехами с использованием фильтрации Радона.

★ ★ ★ ★ ★ ★ ★

27. ДЕКОНВОЛЮЦИЯ

27.1 Задачи деконволюции

Процедура деконволюции в предыдущей главе была определена как один из специфических видов фильтрации сейсмических записей. Однако в силу особой роли этого вида фильтрации в комплексе средств обработки данных сейсмической разведки его теорию и особенности реализации, следуя принципам уже упомянутых зарубежных работ (Yilmaz, 1994, 2001), будем рассматривать отдельно.

Основная стратегическая цель выполнения процедуры деконволюции заключается в том, чтобы в процессе обработки определить по сейсмической трассе импульсную характеристику среды – временную последовательность распределения коэффициентов отражения. Нередко задачей деконволюции является более ограниченная задача – задача устранения негативного влияния на сейсмические записи предшествующих процедур обработки. Иногда разные варианты деконволюции выполняются последовательно: первая операция деконволюции служит для устранения одного вида искажений, вторая – другого и т.д. В любом случае деконволюция – процесс фильтрации сейсмических записей, выполнение которой всегда позволяет улучшить временную разрешенность сейсмической записи путем сжатия формы зарегистрированного сейсмического сигнала. Обычно деконволюция сначала применяется перед суммированием трасс, а затем, она применяется и сразу после суммирования (временным разрезам). Иногда от применения деконволюция добиваются много большего, чем просто сжатие волновых записей. Во многих случаях она позволяет удалять значительную часть энергии многократных отражений и других регулярных помех.

Для правильного построения оператора деконволюции требуется знать ряд свойств сейсмических трасс. В теории построения различных фильтров нередко геологическая среда обычно упрощенно представляется чередой слоев пород с различной литологией и физическими свойствами. Их сейсмические свойства определяются плотностями пород слоев, скоростями распространения сейсмических волн в них и поглощением. Произведение плотности пород слоя на скорость в нем, как известно, называется *сейсмическим импедансом*. Изменение импеданса между соседними слоями приводит, при наличии падающих на границы слоев сейсмических волн, к образованию отраженных волн, которые и регистрируются на сейсмическом профиле. Отсюда следует, что зарегистрированная сейсмограмма может рассматриваться как результат свертки (конволюции) функции отклика земных недр на единичный импульс – *импульсной сейсмограммы разреза* (см. главу 6) - и короткого импульса сейсмического источника. В англоязычной литературе этот импульс сейсмического источника принято называть ***вейвлетом***. Зарегистрированный сейсмический импульс (вейвлет), понимаемый в широком смысле, также несет в себе влияние многих факторов – формы волны в источнике, влияния эффектов прохождения глубинных и приповерхностных областей геологической среды, влияния фильтрации при записи, реакции сейсмоприемников и др. Каждая сейсмическая трасса, таким образом, представляет собой результат влияния суммарного отклика среды и всех других факторов. Обычно такой суммарный отклик включает в себя как однократные отражения (серию таких отражений), так и все возможные кратные отражения и волны-помехи. Поэтому, в идеале, процедура деконволюции должна сжать все составляющие части сейсмического импульса (вейвлета), устранить энергию кратных волн, но оставить минимально деформированной только трассу коэффициентов отражения.

В основе процедуры деконволюции лежит концепция создания обратного фильтра. Обратный фильтр, будучи свернутым с сейсмическим импульсом (вейвлетом), должен дать единичный импульс (рис.27.1). Решение такой задачи может выполняться либо в частотной области, либо с помощью z-преобразования, либо с помощью винеровской оптимальной фильтрации (см. главу 26).



Рис.27.1. Принципиальная схема процедуры деконволюции

Винеровский фильтр позволяет преобразовать сейсмический импульс (вейвлет) к любой желаемой форме. При этом оказывается, что винеровский фильтр может быть сконструирован много более эффективным, чем обычный обратный фильтр. Как было показано ранее, винеровский фильтр отличается от обратного фильтра тем, что он оптимален в смысле метода наименьших квадратов.

Преобразование сейсмического импульса (вейвлета) в короткий единичный импульс носит название ***деконволюции сжатия***. Эта процедура является одним из важнейших путей повышения временной разрешенности сейсмической записи. Однако, на практике вследствие наличия шумов в сейсмограмме и действия других трудно учитываемых факторов, деконволюция сжатия не всегда дает идеальный ожидаемый эффект. Поэтому, для увеличения разрешенности сейсмической записи на выходе может применяться и другой

вид деконволюции - ***предсказывающая деконволюция.*** Соответствующий вид фильтров носит название ***винеровского фильтра ошибки предсказания.*** Предсказывающий фильтр достаточно эффективен для устранения влияния на сейсмическую запись периодических компонент волнового поля различной природы (кратных волн и др.).

27.1. Модель сейсмической трассы и обратная фильтрация

В основе реализации процедуры деконволюции лежат определенные допущения о свойствах сейсмической трассы. Предполагается, что сейсмическая трасса получена при выполнении следующих условий:

- геологическая среда состоит из горизонтальных слоев с постоянными скоростями;

- источник сейсмических волн генерирует плоские продольные волны, которые падают на границы слоев под прямым углом, что препятствует возникновению интенсивных поперечных или обменных волн;

- форма волны не меняется в процессе ее перемещения в пространстве;

- последовательность коэффициентов отражения по времени (импульсная реакция среды) есть случайный процесс;

- регистрируемые на записях шумы являются случайными.

Используя сделанные выше предположения, математическую модель наблюденной сейсмической трассы обычно представляют в следующем виде

$$g(t) = s(t) * e(t) + n(t), \qquad (27.1)$$

где - $g(t)$ - экспериментально наблюденная известная нам сейсмическая трасса, $s(t)$ - базовый сейсмический импульс (вейвлет), $e(t)$ - импульсная реакция отражающих границ в среде, $n(t)$ - случайные помехи.

Процесс получения сейсмических трасс по изложенному алгоритму схематически показан на рис.27.2.

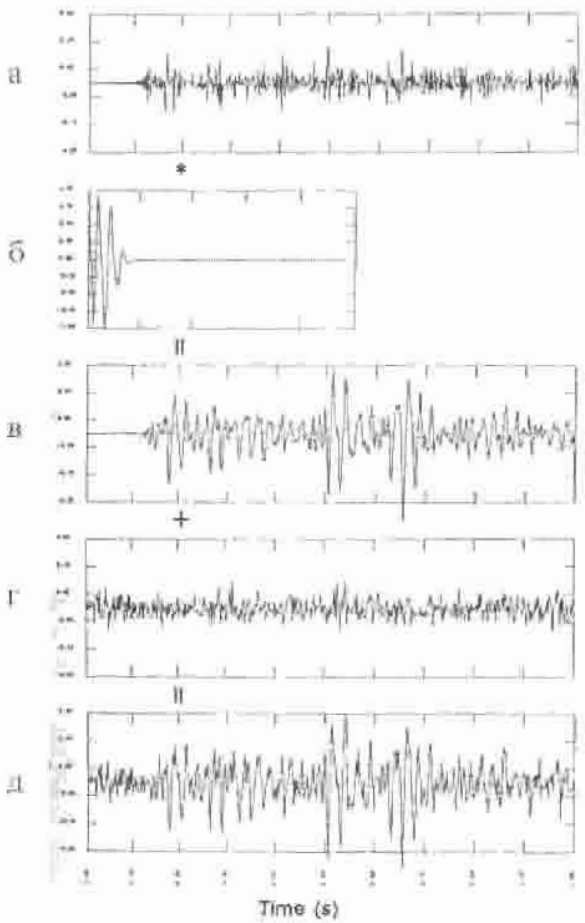


Рис. 27.2. Сверточная (конволюционная) модель сейсмической записи:

а - трасса коэффициентов отражения; б - сейсмический импульс (вейвлет); в - свертка коэффициентов отражения (а) и импульса (б); г - шумы; д - суммарная сейсмическая трасса

Опираясь на сделанные допущения и используя записанное выше уравнение, требуется решить обратную задачу - найти функцию, которая описывает свойства изучаемой среды. Поскольку ни одно из вышеприведенных условий на практике строго не выполняется, то для нахождения неизвестной функции из уравнения (27.1) необходимо делать еще какие-либо *дополнительные* предположения.

Как уже говорилось ранее, принцип обратной фильтрации лежит в основе операции деконволюции. Рассмотрим поэтому этот вид фильтрации подробнее. Предположим, что существует оператор фильтра $f(t)$, такой, что свертка его с оператором другого фильтра $f^{-}(t)$ имеет своим результатом на выходе дельта-функцию

$$f(t) * f^{-}(t) = \delta(t), \qquad (27.2)$$

В этом случае фильтры и называются *обратными* друг другу, а задача определения коэффициентов фильтра $f^{-}(t)$ по известным коэффициентам фильтра $f(t)$ называется *задачей обратной фильтрации.*

Обратимся к сейсмическим записям и предположим, что существует оператор фильтра $a(t)$, который преобразует сейсмическую трассу $g(t)$ в импульсную реакцию среды $e(t)$. Тогда импульсную реакцию среды можно представить в следующей форме

$$e(t) = a(t) * g(t). \qquad (27.3)$$

Подставляя выражение импульсной реакции среды из (27.3) в (27.1), при отсутствии шумов, получим

$$g(t) = s(t) * a(t) * g(t). \qquad (27.4)$$

Так как $g(t)$ присутствует в обеих частях уравнения, можно провести сокращение на эту величину и получить

$$\delta(t) = s(t) * a(t), \qquad (27.5)$$

где $\delta(t)$, описанная ранее дельта-функция. Сравнивая

полученное уравнение с уравнением (27.2) мы можем заключить, что искомый фильтр является обратным по отношению к вейвлету рассматриваемой сейсмической трассы.

Решая уравнение (27.5) относительно оператора фильтра мы получим:

$$a(t) = \delta(t) * s'(t) \ , \tag{27.6}$$

где - $s'(t)$ - сигнал, являющийся *обратным* по отношению к сейсмическому вейвлету $s(t)$.

Как вычислить величину $s'(t)$? Проще всего решение задачи обратной фильтрации выполняется в частотной области. Для этого применим преобразование Фурье к выражению (27.5) и получим уравнение

$$1 = S(\omega) \cdot A(\omega) \ . \tag{27.7}$$

Отсюда следует, что

$$A(\omega) = \frac{1}{S(\omega)} = \frac{1}{|S(\omega)| \cdot \exp(j \cdot \theta_S(\omega))} \ . \tag{27.8}$$

Здесь - $|S(\omega)|$ амплитудный, а $\theta_S(\omega)$ фазовый спектры вейвлета . Отсюда следует, в частности, что

$$|A(\omega)| = \frac{1}{|S(\omega)|} \ , \tag{27.9}$$

Из полученных формул вытекает, что амплитудный спектр обратного фильтра является обратной величиной по отношению к амплитудному спектру сейсмического вейвлета, а его фазовый спектр отличается от фазового спектра сейсмического сигнала только знаком.

С целью демонстрации изложенных выводов, рассмотрим получение этих же результатов и в области z-преобразований. Получение коэффициентов обратного фильтра в z-области можно предетавить, в соответствии с приведенной ранее теорией, в следующем виде

$$1 = s(z) \cdot a(z); \quad a(z) = s'(z) = \frac{1}{s(z)} \ . \tag{27.10}$$

Рассмотрим пример построения обратного фильтра для случая, когда сейсмический импульс (вейвлет) представлен в простейшем виде всего двумя значениями амплитуд в два последовательных момента времени

$$s(t) = \{1 \quad -0.5\} \rightarrow s(z) = 1 - 0.5 \cdot z \ . \tag{27.11}$$

Обращение вейвлета в области z, как это следует из общей теории фильтров, получается вычислением коэффициентов полинома, который является обратным исходному полиному

$$a(z) = s'(z) = \frac{1}{s(z)} = \frac{1}{1 - 0.5 \cdot z} = 1 + 0.5 \cdot z + 0.25 \cdot z^2 + \ldots \ . \tag{27.12}$$

Это соответствует во времени следующей последовательности чисел, а, значит, следующему оператору $a(t) = \{1 \quad 0.5 \quad 0.25$ обратного фильтра. Коэффициенты фильтра составляют бесконечную последовательность убывающими по модулю коэффициентами. Для практической реализации эта последовательность, начиная с некоторого члена, должна быть оборвана. Рассмотрим в качестве примера два сильно усеченных оператора обратной фильтрации

$$a_1(t) = \{1 \quad 0.5\} \ , \quad a_2(t) = \{1 \quad 0.5 \quad 0.25\} \ . \tag{27.13}$$

Выполним с ними в соответствии с известными нам формулами свертку исходного сигнала $s(t)$. Теоретически в результате такой свертки должен получиться единичный импульс в начальный момент времени $\{1\,0\,0\,0\ldots\}$ Фактически, в зависимости от числа оставляемых коэффициентов, получается результат, который только приближается к точному значению

$$\begin{aligned} s(t) * a_1(t) &= \{1 \quad 0 \quad 0.25\}, \\ s(t) * a_2(t) &= \{1 \quad 0 \quad 0 \quad 0.125\} \ . \end{aligned} \tag{27.14}$$

В то же время, проделав такие же операции с сигналом в источнике, имеющим уже другую форму, например, такую $s(t) = \{-0.5 \quad 1\}$ мы получим коэффициенты обратного фильтра в форме бесконечной расходящейся последовательности $\{-2 \quad -4 \quad -8 \ldots\}$ постоянно увеличивающимися по модулю коэффициентами. В этом случае, взяв также два усеченных оператора обратного фильтра

$$\begin{aligned} a_1(t) &= \{-2 \quad -4\}, \\ a_2(t) &= \{-2 \quad -4 \quad -8\} \end{aligned} \tag{27.15}$$

и выполнив с ними свертку сигнала, мы получим другие, существенно худшие, чем прежде результаты

$$\begin{aligned} s(t) * a_1(t) &= \{1 \quad 0 \quad -4\}, \\ s(t) * a_2(t) &= \{1 \quad 0 \quad 0 \quad -8\}. \end{aligned} \tag{27.16}$$

Причины появления такого результата рассмотрим несколько позднее.

Минимально-фазовый, максимально-фазовый и смешанный сигналы. Сильная зависимость конечного результата работы обратного фильтра, продемонстрированная в предыдущем примере, обусловлена характером распределения энергии во входном (исходном) сигнале. На рис. 27.3 показаны три волны с одинаковыми амплитудными, но с различными фазовыми спектрами. В результате эти волны имеют различную форму. Энергия сигнала, показанного в верхней части рисунка (рис. 27.3.а), как легко видеть, сконцентрирована в начальной части импульса. Энергия второго сигнала (рис.27.3.б) сконцентрирована в центральной части импульса. Энергия третьего сигнала концентрируется в хвостовой части импульса.

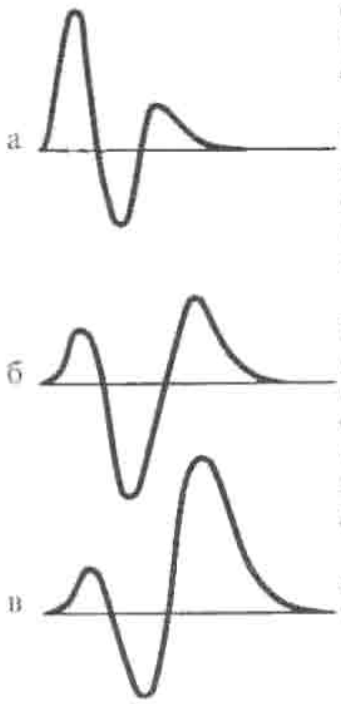


Рис.27.3. Сейсмические импульсы, имеющие одинаковый амплитудный, но различные фазовые спектры: а - минимально-фазовый; б - импульс смешанной фазы; в -максимально-фазовый импульс

Как уже говорилось в первой части курса, сейсмические импульсы называются *минимально-фазовыми*, если их энергия максимально сконцентрирована около его начала. По аналогии, *максимально-фазовым* называют сейсмический импульс с максимальной концентрацией энергией в его конечной части. Наконец, в промежуточном случае, сейсмические импульсы называют импульсами *смешанной фазы*.

Всякая сейсмическая волна регистрируется в течение определенного интервала времени и считается *реализуемой* (физически осуществимой), если *не существует* ее каких-либо проявлений ранее нулевого момента времени. Такие волны называются причинно-обусловленными (каузальными). Это определение соответствует нашему интуитивному представлению о том, что физически осуществимые системы могут реагировать на воздействие только после их возникновения. Именно к такому классу волн и относятся волны, обладающие *минимально-фазовые импульсами*.

Рассмотрим следующие четыре волны (A,B,C,D) с короткими импульсами, каждая из которых представлена во времени всего тремя последовательными значениями амплитуд

$$A:\{4\ 0\ -1\};\ B:\{2\ 3\ -2\};\ C:\{-2\ 3\ 2\};\ D:\{-1\ 0\ 4\}. \qquad (27.17)$$

Они подобраны таким образом, что, как легко проверить, все они имеют *одинаковый амплитудный спектр, но разные фазовые спектры*.

Вычислим накопленную энергию для каждой волны (начиная от начального момента) в разные моменты времени. Будем, как это принято, считать, что энергия пропорциональна квадрату амплитуды. Тогда распределения накопленной энергии по времени для выбранных нами волн выглядят следующим образом

$$A:\{16\ 16\ 17\};\ B:\{4\ 13\ 17\};\ C:\{4\ 13\ 17\};\ D:\{1\ 1\ 17\}. \qquad (27.18)$$

Такой характер распределения энергии в импульсах дают нам право отнести сигнал A к классу минимально-фазовых, поскольку его кумулятивная (накопленная) энергия возрастает почти до полного значения в начальные моменты времени. Сигнал D должен быть отнесен к классу максимально-фазовых сигналов – его энергия медленно увеличивается вначале и быстро в конце сигнала. Сигналы B и C относятся к сигналам смешанной фазы – их энергия возрастает непрерывно и относительно медленно (рис.27.4). Эти отличия ярко проявляются на фазовых спектрах данных волн, в то время как амплитудные спектры четырех импульсов одинаковы (рис.27.5).

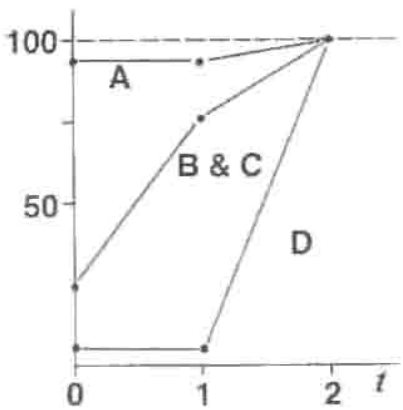


Рис.27.4. Графики накоплений от начала к концу импульсов A,B,C и D энергии (см. ф. 27.18), выраженной в процентах от полной суммарной энергии импульса

Теперь вернемся к нашим примерам обратной фильтрации. Мы видели, что оператор обратной фильтрации, может быть устойчивым - приводить к хорошим результатам (пример 1) или неустойчивым (пример 2). Оказывается, что стабильная инверсия может происходить только тогда, когда волна является *минимально-фазовой* (случай 1). С другой стороны, если волна является максимально-фазовой (случай 2) или смешанно фазовой, то обратная фильтрация не приводит к стабильной инверсии. Все вышесказанное приводит нас к следующему важному предположению, лежащему в

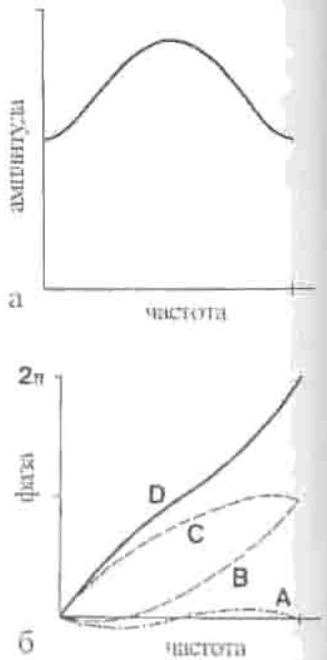


Рис.27.5. Амплитудный (а) и фазовые (б) спектры сигналов, описанных выражениями (27.17)

основе деконволюции – *эффективное сжатия сейсмических сигналов путем операции деконволюции возможно лишь в тех случаях, когда их фазовый спектр максимально близок к минимально фазовому.*

27.3. Деконволюция сжатия

Как уже говорилось выше, одним из важнейших видов деконволюции является деконволюция сжатия. *Деконволюцией сжатия* (спайк-деконволюция = spiking deconvolution) принято называть процесс фильтрации сейсмической записи, в результате реализации которого на выходе получается желаемый импульс в форме единичного пика нулевой ширины. И хотя этот результат по разным причинам, практически никогда не получается, тем не менее, процедура деконволюции сжатия весьма существенно улучшает вид временных разрезов, повышает их временную разрешенность. Это делает получаемые разрезы более легко читаемыми, позволяет увидеть на них особенности строения тонкослоистой геологической среды (рис.27.6.).

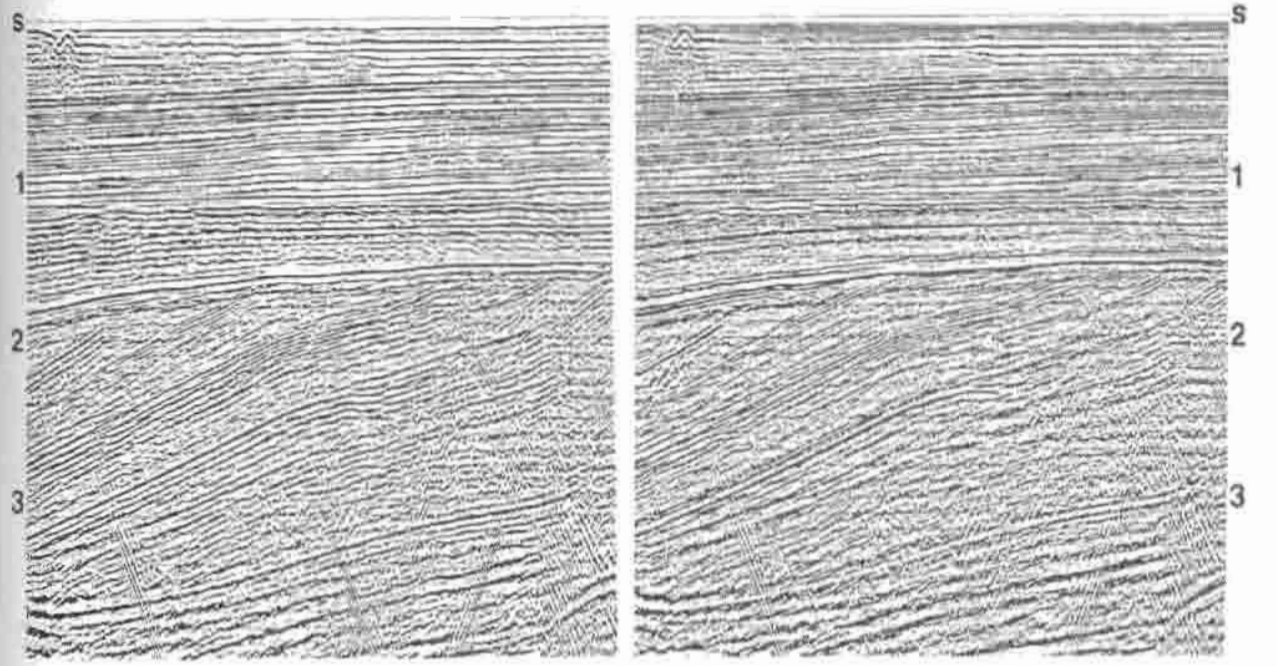


Рис.27.6. Временной разрез по одному и тому же участку профиля, полученный по сейсмограммам без применения оператора деконволюции (а) и после применения к сейсмограммам оператора деконволюции (б) сжатия

Построение эффективных процедур деконволюции всегда сводится к расчету коэффициентов фильтров такой процедуры. Для определения коэффициентов такого фильтра сжатия чаще всего используется уравнение Колмогорова-Винера (смотри ф. 26.20.). Например, для фильтра длиной n отсчетов в матричной форме это уравнение будет выглядеть следующим образом

$$\begin{bmatrix} r_0 & r_1 & r_2 & \cdots & r_{n-1} \\ r_1 & r_0 & r_1 & \cdots & r_{n-2} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdots & \cdot \\ r_{n-1} & r_{n-2} & r_{n-3} & \cdots & r_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_0 \\ a_1 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ a_{n-1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} b_0 \\ b_1 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ b_{n-1} \end{bmatrix} . \qquad (27.19)$$

В этой формуле - r_i - автокорреляционная функция для вейвлета в источнике для сдвигов, равных числу шагов дискретизации $i = 0, 1, 2, \ldots, n-1$; a_i - искомые коэффициенты фильтра *деконволюции сжатия* для точек с номерами $i = 0, 1, 2, \ldots, n-1$ b_i - взаимнокорреляционная функция между требуемым на выходе единичным импульсом и сигналом в источнике соответственно для сдвигов $0, 1, 2, \ldots, n-1$.

Взаимнокорреляционная функция между желаемым единичным импульсом $[1\ 0\ 0\ \ldots\ 0]$ и входным сигналом $[s_0\ s_1\ s_2\ \ldots\ s_{n-1}]$ составляет для сдвигов $i = 0, 1, 2, \ldots, n-1$ следующую последовательность $[s_0\ 0\ 0\ \ldots\ 0]$. При этих условиях нормальные уравнения (27.19) принимают специальную форму

$$\begin{bmatrix} r_0 & r_1 & r_2 & \cdots & r_{n-1} \\ r_1 & r_0 & r_1 & \cdots & r_{n-2} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdots & \cdot \\ r_{n-1} & r_{n-2} & r_{n-3} & \cdots & r_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_0 \\ a_1 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ a_{n-1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 \\ 0 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ 0 \end{bmatrix} \qquad (27.20)$$

Здесь из вектора-столбца в правой части уравнения для упрощения записи вынесен масштабный множитель $1/x_0$.

Главной проблемой решения задачи такой деконволюции является определение автокорреляционной функции сигнала (вейвлета) в источнике. Здесь существует два подхода. В первом - считают форму сигнала известной (задают ее форму из каких то дополнительных соображений). Во втором подходе пытаются определять ее по статистическим характеристикам сейсмической записи.

Поэтому в первом случае автокорреляционную матрицу в левой части уравнения вычисляют на основании заданной или каким-либо образом известной формы волны в источнике. Такой способ деконволюции принято называть ***детерминистической деконволюцией***. Этот способ расчета операторов деконволюции наиболее часто используется при обработке данных морской сейсморазведки. Дело в том, что при морских работах принято всегда регистрировать вблизи от источников колебаний запись формы посылаемого сигнала. Его принято называть сигнатурой (индивидуальным сигналом) морского источника. Пример записи сигнатуры источника показан на рис.27.7. Результат применения детерминистической деконволюции сжатия, оператор которой был рассчитан на основе сигнатуры источника, показан на рис.27.8. Положительный эффект от применения этой процедуры очевиден.

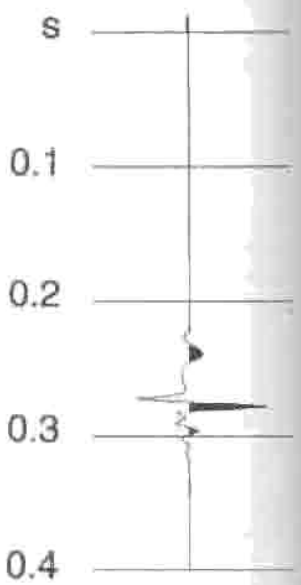


Рис.27.7. Типичная сигнатура воздушной пушки

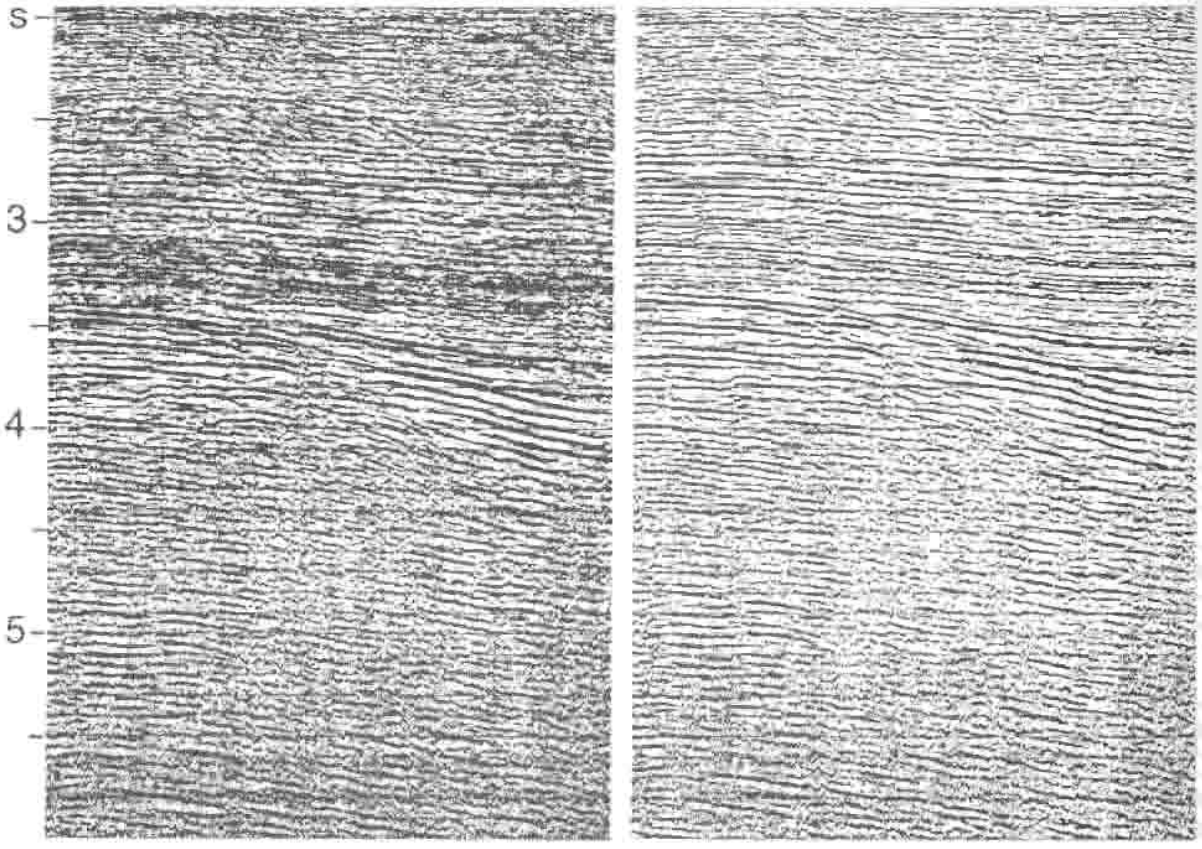


Рис.27.8. Исходный временной разрез и (слева) и результат применения к нему детерминистической сигнатурной деконволюции (справа)

Во втором случае, когда сигнатура источника отсутствует, эту матрицу рассчитывают в соответствии с предположением, что сглаженный вариант амплитудного спектра сейсмограммы близок к спектру волны в источнике. Такой вид деконволюции называют ***статистической деконволюцией***.

Предварительное отбеливание. При выполнении любой деконволюции сжатия часто перед ее применением предварительно применяется процедура *предварительного отбеливания*. Понять смысл этой операции проще всего в случае проведения ее в частотной области. Обратимся к формуле (27.7), описывающей деконволюцию в области частот. Исходя из нее, амплитудный спектр оператора деконволюции сжатия может быть вычислен по формуле

$$A(\omega) = 1/S(\omega) \ , \qquad (27.21)$$

где $S(\omega)$ - спектр сигнала, подлежащего процедуре деконволюции.

Символически эта связь иллюстрируется графиками, показанными на рис.27.9. Однако, в тех точках (на тех частотах), где спектр $S(\omega)$ имеет нули, спектр оператора $A(\omega)$ не может быть определен. Для устранения такого нежелательного эффекта применяется сознательное добавление к сигналу $S(\omega)$, перед выполнением операции деконволюции, случайного шума с небольшой амплитудой на всех частотах – *белого шума*. Этот процесс получил название предварительного отбеливания (prewhitening) и иллюстрируется схематично на рис.27.9.а.

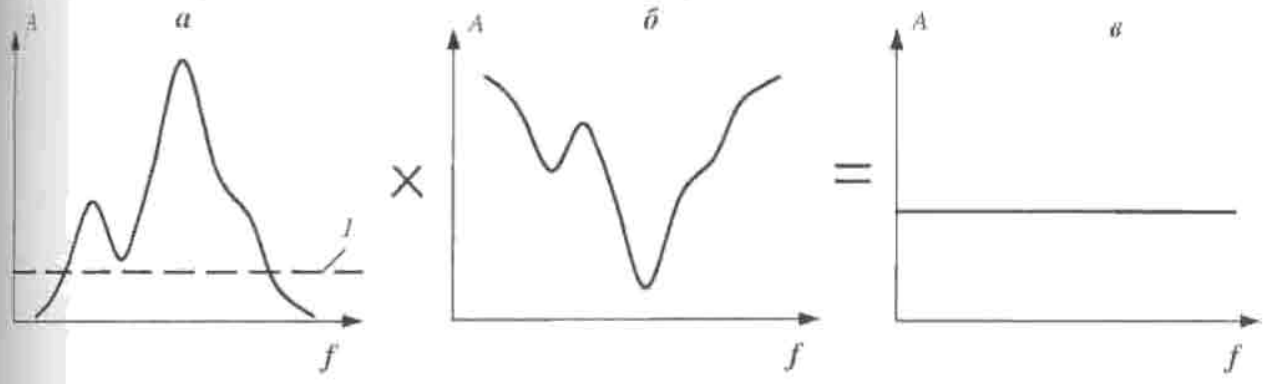


Рис.27.9. Схема деконволюции с применением предварительного отбеливания:
а - амплитудно - частотный спектр исходного сигнала; б - частотная характеристика оператора фильтра;
в - амплитудно - частотный спектр выходного сигнала;
1 - график уровня добавляемых шумов в спектре исходного сигнала

Отбеливание во времени практически выполняют, добавляя постоянное слагаемое к автокорреляционной функции при нулевом сдвиге. Важной количественной характеристикой отбеливания является *процент отбеливания*, который определяется параметром ε и заключен в пределах от 0 до 1

$$\begin{bmatrix} (1+\varepsilon)\cdot r_0 & r_1 & r_2 & \dots & r_{n-1} \\ r_1 & (1+\varepsilon)\cdot r_0 & r_1 & \dots & r_{n-2} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ r_{n-1} & r_{n-2} & r_{n-3} & \dots & (1+\varepsilon)\cdot r_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_0 \\ a_1 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ a_{n-1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 \\ 0 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ 0 \end{bmatrix} . \qquad (27.22)$$

Из полной теории этого процесса вытекает, что добавить $\varepsilon \cdot r_0$ к автокорреляционной функции, это то же самое, что добавить белый шум с энергией, равной некоторой константе, к спектру входного сигнала.

27.4. Предсказывающая деконволюция

Вторым важным видом деконволюции является ***предсказывающая деконволюция.*** Во многих задачах практики обработки сейсмических сигналов возникают ситуации, когда мы можем предвидеть повторение некоторых значений входного сигнала $g(t)$ в некоторые будущие моменты времени $g(t+\alpha)$, где - α-выбранный интервал предсказания. Такого рода ситуации возникают, например, в задачах подавления некоторых регулярных волн-помех типа ***реверберационных волн, волн-спутников*** или ***полнократных отраженных волн.***

Реверберационные волны возникают при выполнении морских сейсмических работ и являются многократными отражениями от дна и свободной границы "вода - воздух". Особенно они интенсивны при малых глубинах дна моря. При этом всегда достаточно точно известна скорость упругих волн в воде и глубина дна. Поэтому можно ожидать, что через определенный интервал времени, который определяется удвоенной мощностью водного слоя и скоростью в нем, после прихода полезной отраженной появится серия повторных

(реверберационных) волн.

Задача подавления ***волн-спутников*** возникает и при наземных работах в случае расположения источника волн ниже какой-либо резкой сейсмической границы, например, дневной поверхности. При этом вслед за полезной однократной волной в путь к отражающей границе отправляется (и возвращается) достаточно интенсивная волна-спутник. Ее можно рассматривать как вторичное, зеркальное отражение первичной волны источника от дневной поверхности. Время задержки этой волны также можно предвидеть.

Такие же предположения всегда можно высказать и о временах регистрации ***кратных отражений***.

Кроме трех вышеназванных задач подавления волн, предсказывающая деконволюция с малым интервалом предсказания может уменьшать продолжительность записанного сигнала, что также способствует повышению временной *разрешенности сейсмической записи*.

Н. Винер (Цифровая обработка..., 1973) показал возможность создания такого фильтра, который бы оценивал сигнал в будущие времена $g(t+\alpha)$ по значениям процесса его в прошлые моменты времени $g(t)$. Коэффициенты такого фильтра определяются из матричного уравнения

$$\begin{bmatrix} r_0 & r_1 & r_2 & \cdots & r_{n-1} \\ r_1 & r_0 & r_1 & \cdots & r_{n-2} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdots & \cdot \\ r_{n-1} & r_{n-2} & r_{n-3} & \cdots & r_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_0 \\ a_1 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ a_{n-1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} r_\alpha \\ r_{\alpha+1} \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ r_{\alpha+n-1} \end{bmatrix}, \tag{27.23}$$

которое является частным случаем ранее приведенного уравнения (26.20). Оно получается в предположении, что взаимнокорреляционная функция входного и выходного желаемого сигнала является по существу автокорреляционной функцией входного сигнала на больших сдвигах, т.е.

$$b_\tau = \sum_i g_i g_{i-(\alpha+\tau)} = r_{\alpha+\tau} \tag{27.24}$$

Используя этот подход, можно создать такой фильтр, который будет по записи полезной волны порождать новые записи нежелательные волны. Однако легко показать, что, используя рассчитанные коэффициенты предсказывающего фильтра $a_0, a_1, a_2, \ldots, a_{n-1}$, можно сконструировать и более совершенный фильтр, который будет *вычитать* нежелательные волны из записи. Этот фильтр получил название - *фильтр ошибки предсказания*. Его коэффициенты представляют собой последовательность

$$\tilde{a}_i = \left(1, \overbrace{0,0,\ldots,0}^{\alpha-1}, -a_0, -a_1, \ldots, -a_{n-1} \right), \tag{27.25}$$

где добавленное после единицы число нулей соответствует на единицу меньшему интервалу предсказания, выраженному в шагах дискретизации.

Пример применения предсказывающей деконволюции показан на рис.27.10.

Выбор параметров деконволюции. При выборе параметров деконволюции важную роль играет выбор участка сейсмической трассы, на котором следует вычислять ее автокорреляционную функцию для подстановки в уравнении Колмогорова-Винера (см. ф. 26.20). Весьма также существенен размер окна, в котором она вычисляется, длина оператора фильтра, интервал предсказания и процент отбеливания.

27.5. Другие виды деконволюции

При сейсморазведочных работах с вибросейсмическими источниками в среду излучается продолжительный свип-сигнал в форме частотно модулированной синусоиды. Конволюционная модель сейсмической трассы с вибрационным источником может быть записана в частотной области следующим образом

$$G(\omega) = S(\omega) \cdot W(\omega) \cdot E(\omega) \quad , \tag{27.26}$$

где - $G(\omega)$-спектр сейсмической трассы, $S(\omega)$ - спектр свип-сигнала, $W(\omega)$ - спектр вейвлета и $E(\omega)$ - спектральная характеристика среды (спектр импульсной реакции среды).

Для амплитудных и фазовых спектров справедливы соотношения

$$|G(\omega)| = |S(\omega)| \cdot |W(\omega)| \cdot |E(\omega)| \quad , \tag{27.27}$$

$$\theta_G(\omega) = \theta_S(\omega) + \theta_W(\omega) + \theta_E(\omega). \tag{27.28}$$

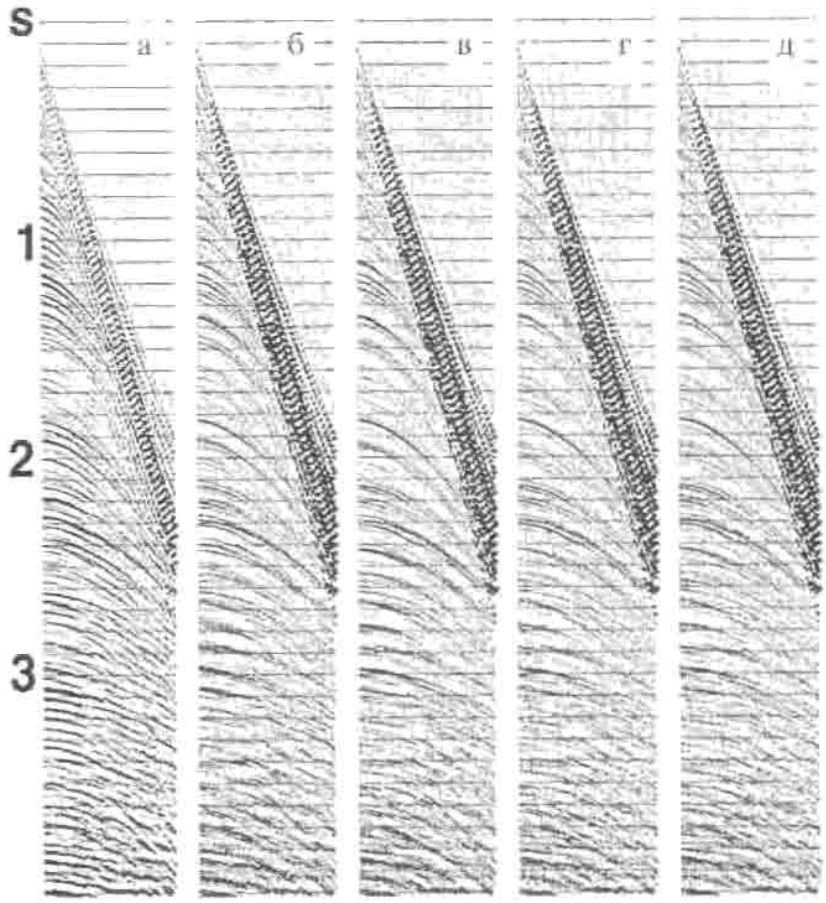


Рис.27.10. Вид исходной сейсмограммы ОСТ(а) и сейсмограмм, получающихся после применения оператора предсказывающей деконволюции длиной 160 мс с параметром отбеливания 0.1% и с интервалом предсказания: 12 мс(б), 32 мс(в), 64 мс(г) и 128 мс(д)

Взаимная корреляция записанной виброграммы $g(t)$ со свип-сигналом $s(t)$ эквивалентна в частотной области умножению уравнения (27.26) на амплитудный спектр $|S(\omega)|$ свип-сигнала и вычитанию фазового спектра $\theta_s(\omega)$ из уравнения (27.28). Поэтому, взаимнокорреляционная функция виброграммы – коррелограмма будет иметь амплитудный спектр

$$|G'(\omega)| = |S(\omega)|^2 \cdot |W(\omega)| \cdot |E(\omega)| \qquad (27.29)$$

и фазовый спектр

$$\theta_{G'}(\omega) = \theta_W(\omega) + \theta_E(\omega) \qquad (27.30)$$

Обратное преобразование Фурье функции $|S(\omega)|^2$ представляет собой автокорреляционную функцию свип-сигнала, называемую вейвлетом Клаудера $k(t)$ (Кострыгин, 2002). Форма импульса Клаудера показана на рис.27.11

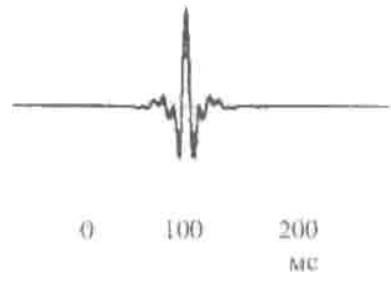


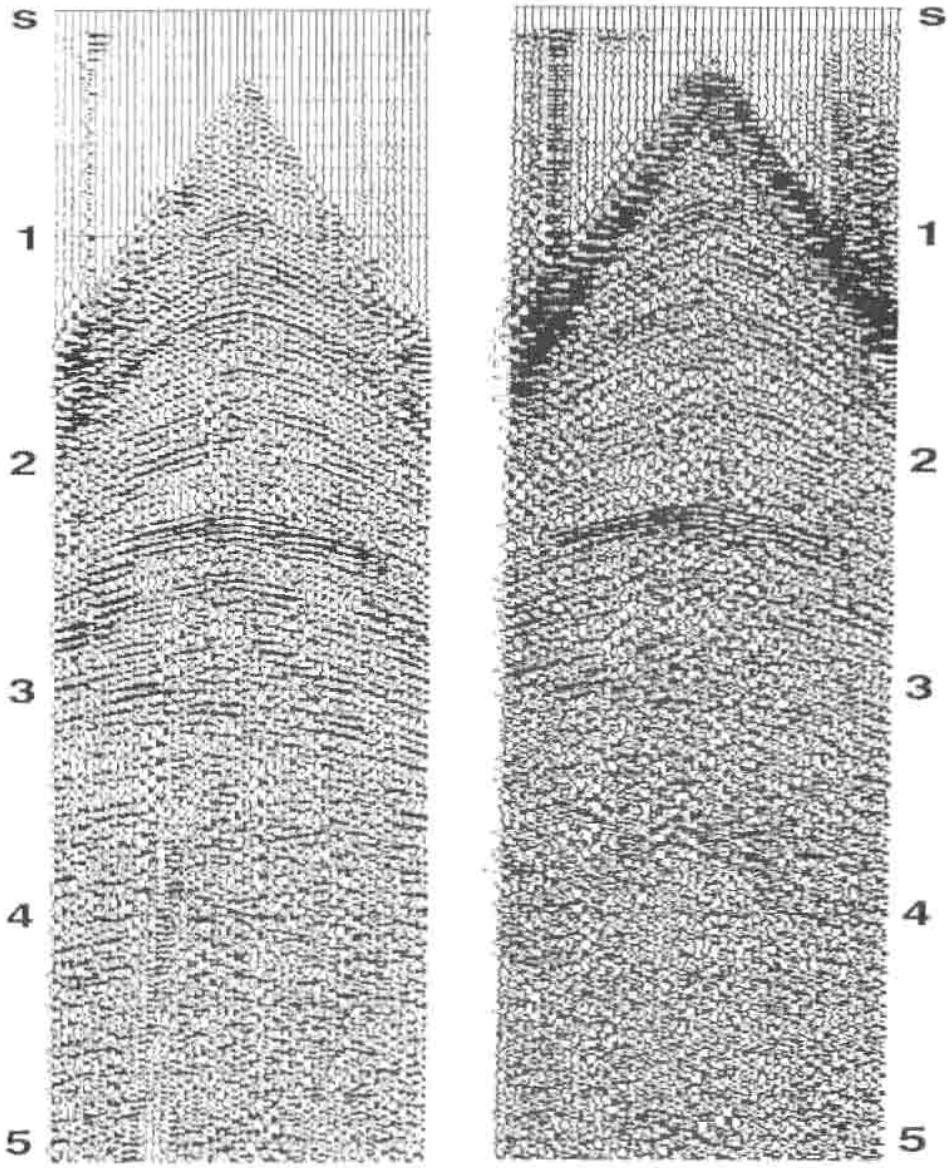
Рис.27.11. Вид импульса Клаудера во временной области

Заметим, что этот импульс относится к классу нуль-фазовых. Далее, возвращаясь от уравнений (27.29, 27.30) к временному представлению, мы получаем

$$g'(t) = k(t) * w(t) * e(t) \qquad (27.31)$$

Поэтому, при выполнении деконволюции вибросейсмических данных применяют нуль-фазовую обратную фильтрацию для устранения импульса Клаудера $k(t)$. Далее применяют минимально-фазовую деконволюцию для удаления вейвлета $w(t)$. На рис.27.12 показан пример *деконволюции вибросейсмической записи*.

По многим причинам при обработке сейсмических данных часто используется *деконволюция после суммирования*. Это связано с тем, что на временных разрезах почти всегда присутствует остаточное влияние вейвлета. Во-вторых, предсказывающая деконволюция в этом случае помогает в устранении на суммарном разрезе кратных отраженных волн.



а б

Рис.27.12. Пример выполнения деконволюции сейсмической записи. Коррелированная виброграмма (а) и результат применения к ней деконволюции сжатия (б)

Нестационарный характер сейсмической записи, связанный с расхождением фронта и поглощением высоких частот, приводит к необходимости учитывать изменение формы вейвлета в процессе распространения волны. Для этих целей применяют *переменную во времени деконволюцию*, а также *и переменное во времени спектральное отбеливание*. Учет поглощения (фактора добротности среды Q) проводится также с помощью специальной *обратной Q-фильтрации*, выполняемой в частотной области.

Вопросы для самопроверки

1. Какова стратегическая цель применения деконволюции?
2. Что понимается под термином деконволюция?
3. Что такое вейвлет?
4. Какие основные предположения лежат в основе построения сверточной модели сейсмической трассы?
5. В чем состоит основная задача построения обратного фильтра?
6. Какие виды деконволюции Вы знаете?
7. Что характерно для минимально-фазовых сейсмических импульсов?
8. Какое уравнение положено в основу построения фильтров деконволюции?
9. Что такое предварительное отбеливание сейсмической записи?
10. В чем различие между понятием детерминистической и статистической деконволюции?
11. В чем сущность предсказывающей деконволюции?
12. Каково основное назначение предсказывающей деконволюции?
13. Что такое сигнатура сейсмического источника?
14. Что такое импульс Клаудера?
15. Почему процедура деконволюции сейсмических записей выполняется неоднократно в процессе обработки материалов сейсмической разведки?

* * * * * * *

28. МИГРАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ЗАПИСЕЙ

28.1. Общие сведения о миграционных преобразованиях и принципах их реализации

С самого начала применения сейсморазведки МОВ стало ясно, что при изучении строения отражающих границ с большими углами наклона (более 3-5 градусов) необходимо учитывать отклонение нормалей к отражающим границам от вертикали. Появились способы построения рельефа отражающих границ (способ огибающих поверхностей и др.) с учетом этого фактора. С появлением в арсенале сейсморазведчиков временных разрезов как объектов геологического анализа стало ясно, что при наличии в разрезе криволинейных отражающих границ на итоговых сейсмических материалах всегда нарушается однозначное соответствие между их изображением на временном (и /или глубинном) сейсмическом разрезе и их реальным положением в пространстве. Недоучет этого явления может вызвать серьезные ошибки в геологической интерпретации сейсмического разреза и, даже, приводить к неверным выводам относительно истинной формы отражающих границ. Постепенно выяснилось, что причин, порождающих отличие изображений геологической среды на временных разрезах от реального ее строения, несколько. Главными из них являются следующие три причины:

-сейсмический снос;

-значительная кривизна отражающих границ и / или сильная скоростная латеральная неоднородность покрывающей среды;

-наличие в разрезе дифракторов.

Началась разработка различных способов учета и исключения влияния вышеназванных факторов на временные разрезы и другие материалы сейсмической разведки. Одной из первых плодотворных идей в этой области стало представление о том, что любую отражающую границу можно рассматривать как непрерывную серию дифрагирующих объектов в среде. Эта плодотворная идея, высказанная впервые в 1960 г. в СССР Тимошиным Ю.В. (Тимошин, 1966), привела к пониманию о возможности полного и эффективного учета влияния вышеназванных факторов на временные разрезы путем реализации ***динамических миграционных преобразований сейсмических записей.***

Следует особо отметить, что первопроходцем в реализации идей динамических миграционных преобразований является советский ученый Тимошин Ю.В. (Тимошин, 1966, 1972), который в 1963-1968 гг. разработал и применил на практике на аналоговых устройствах теорию дифракционных преобразований сейсмических записей. Его работа "Основы дифракционного преобразования сейсмических записей" (Тимошин, 1972) была пионерной и опередила исследования, ведущиеся в этом направлении в других странах на многие годы. На Западе реализации подобного способа миграционных преобразований подошли только более чем десять лет спустя (Schneider, 1978).

Важным результатом, возбудившим интерес последующих исследователей к работе в этом направлении, стали экспериментальные результаты по физическому моделированию полей отраженных волн Ф. Хилтермана (Hilterman, 1970). Одной из первых работ по теории динамической миграции путем решения волнового уравнения конечно-разностным способом была статья Дж. Клаербоута (Claerbout, 1972). Первой работой по миграции в области "частота - волновое число" стала работа Столта (Stolt, 1978). Наиболее значимой отечественной обобщающей работой по теории миграции следует назвать работу Козлова Е.А. (Козлов, 1985).

Одной из основных причин появления вышеназванных искажений временного разреза является влияние сейсмического сноса изображений. Для понимания явления сейсмического сноса рассмотрим наклонный участок отражающей границы *CD* в простой модели среды, показанной схематично на рис.28.1а. Предположим, что мы хотим получить по профилю, направленному вдоль оси x, нуль-офсетный временной разрез. Именно таким по существу всегда и является традиционный временной разрез ОСТ. Для этого будем передвигать совмещенную пару источник-приемник (s,g) вдоль оси x. Первое отражение от границы, соответствующее нормальному падению на нее сейсмической волны, мы получим в точке *A*. Для простоты изображения предположим, что скорость в среде до границы равна единице и поэтому координаты времени и глубины взаимозаменяемы. Отраженная от

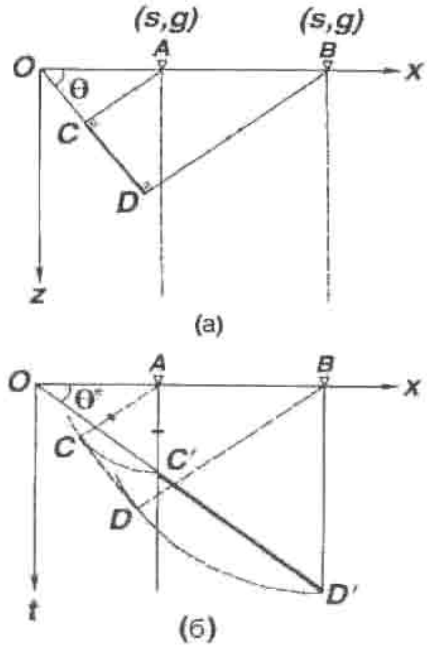


Рис.28.1. Относительное положение участка наклонной отражающей границы *CD* в разрезе (а) и его изображение на сейсмическом временном разрезе *C'D'* (б)

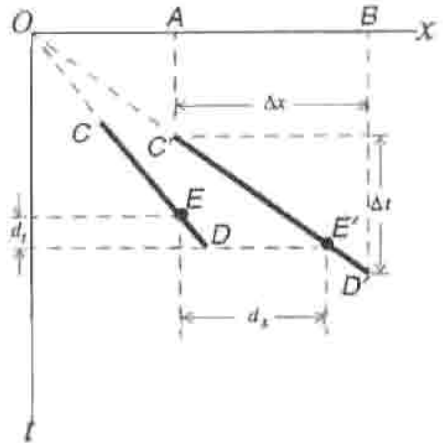


Рис.28.2. К определению величины сейсмического сноса точки E отражающей границы по горизонтали d_x и вертикали d_t. Отношение $\Delta t/\Delta x$ определяет кажущийся наклон границы на нуль-офсетном временном разрезе

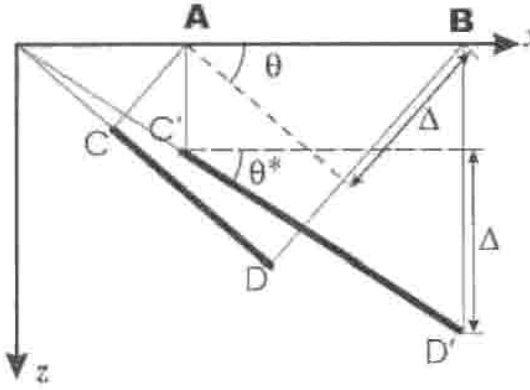


Рис.28.3. Схема, поясняющая взаимоотношение истинного θ и кажущегося θ= углов наклона отражающей границы

границы в точке C волна, прибывшая к нам в точку A на поверхности, на временном разрезе может быть показана лишь в точке C' (рис.28.1б), так как направление ее подхода нам неизвестно, и мы вынуждены считать ее прибывшей вертикально снизу. Двигаясь дальше по профилю, мы получим в точке B профиля отражение от точки D границы и также сможем отнести его всего лишь вниз в точку D'. Таким образом, на временном разрезе ОСТ изображение участка границы вместо правильного положения CD (28.1а) оказывается участком прямой между точками $C'D'$. При сейсмическом сносе каждая точка границы, например точка E, сносится как по горизонтали на некоторую величину d_x, так и по вертикали на величину d_t (рис.28.2) и на полученном разрезе угол наклона элемента границы не соответствует углу наклона этого элемента в реальном разрезе. Соотношение между углами легко получить из рассмотрения рис. 28.3.

Отношение длины отрезка AB к отрезку Δ - разности длин нормалей к участку границы из точек A и B равняется, с одной стороны, согласно рис. 28.3а, синусу угла наклона границы без сноса, а, с другой, согласно рис. 28.3б, тангенсу угла наклона участка границы, изображенного на разрезе со сносом (т.к. $AC'=AC$ и $BD'=BD$). Отсюда следует, что

$$\sin\theta = \frac{AB}{\Delta} = \tan\theta^* . \qquad (28.1)$$

Поэтому становится ясно, что угол θ всегда больше θ^*. Это означает, что на сейсмическом разрезе, на котором имеет место явление сейсмического сноса (на не мигрированном разрезе), наклоненные границы изображаются с меньшими углами наклона, чем есть в реальном разрезе. Анализируя это простое соотношение между углами, можно заметить, что любой наклонный элемент границы в разрезе, имеющий угол наклона в диапазоне 0 - 90°, на немигрированном сейсмическом разрезе, после пересчета его в глубинный масштаб, имеет меньший угол наклона, который лежит в более узком диапазоне от 0 до 45°. Именно поэтому целью миграционных преобразований является изображение отражающих границ не только в действительном месте их нахождения, но с правильными углами наклонов.

Для определения величин сейсмических сносов по горизонтали и вертикали известны формулы (Chun, Jacewitz, 1981). В этих формулах значение сноса какой-либо точки границы определяется по относительному наклону границы, который измеряется для участка границы на временном разрезе ОСТ (рис.28.3)

$$d_x = \frac{V^2 \cdot t_0}{4} \cdot \frac{\Delta t}{\Delta x}, \quad d_t = t_0 \cdot \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{V \cdot \Delta t}{2 \cdot \Delta x} \right)^2} \right] . \qquad (28.2)$$

Рассчитанные по этим формулам значения величин сносов для некоторых типичных значений параметров модели среды показаны в таблице 28.1.

Таблица 28.1

Зависимость величины горизонтального d_x и вертикального d_t сейсмического сноса от глубины залегания отражающей границы при типичном характере изменения средней скорости по разрезу

t_0(с)	V(м/с)	d_x(м)	d_t (с)	$\Delta t/\Delta x$(мс/м)
1	2500	625	0,134	0.4
2	3000	1800	0.400	0.4
3	3500	3675	0.858	0.4
4	4000	6400	1.600	0.4
5	4500	10125	2.820	0.4

Анализ данных, приведенных в этой таблице, говорит, во-первых, о возможности значительных величин сейсмического сноса, как по горизонтали, так и по вертикали, а, во-вторых, о влиянии и других факторов на

величину этого сноса. Очевидно, что с увеличением времени регистрации отражения абсолютная величина сноса по горизонтали и сноса по вертикали, при одинаковых прочих параметрах, увеличивается. На величину горизонтального сноса весьма значительно, по квадратичному закону, влияет величина скорости в среде до границы. Поэтому, неточные знания скоростей при миграционных преобразованиях приводят к серьезным последствиям.

Вторым неблагоприятным фактором, понижающим качество и достоверность интерпретации сейсмических материалов, является образование петель на временных разрезах, связанных с отраженными волнами от границ синклинальной формы, а также с отраженными волнами и от плоских границ, если эти волны проходят на своем пути к сейсмоприемникам через сложно построенные области геологической среды. На рис.28.4.а, б, с показаны модель среды, траектории нормальных лучей и схематично временной разрез, полученный с использованием сейсмических работ при нулевом удалении "источник-приемник" (нуль-офсетный временной разрез). На рис.28.4.а показан вид лучей и временной разрез, полученный по отражениям только от первой (криволинейной) отражающей границы. На рис. 28.4.б показан вид лучей и временной разрез, полученный по отражениям только от второй (плоской) отражающей границы. На рис. 28.4.с показан вид лучей и полный временной разрез, полученный по отражениям от трех (одной криволинейной и двух плоских) отражающих границ. Хорошо видно искажающее влияние от преломления лучей на первой границе в виде появления петель на сейсмических изображениях второй и третьей плоских границ в разрезе.

Третьим обстоятельством, осложняющим взаимно однозначное соответствие между геологической средой и ее волновым изображением, является наличие на временных разрезах ОСТ эффектов дифракции, которые можно пояснить рисунками рис.28.5 а, б, в. На каждом из этих рисунков в верхней части показан временной разрез, который

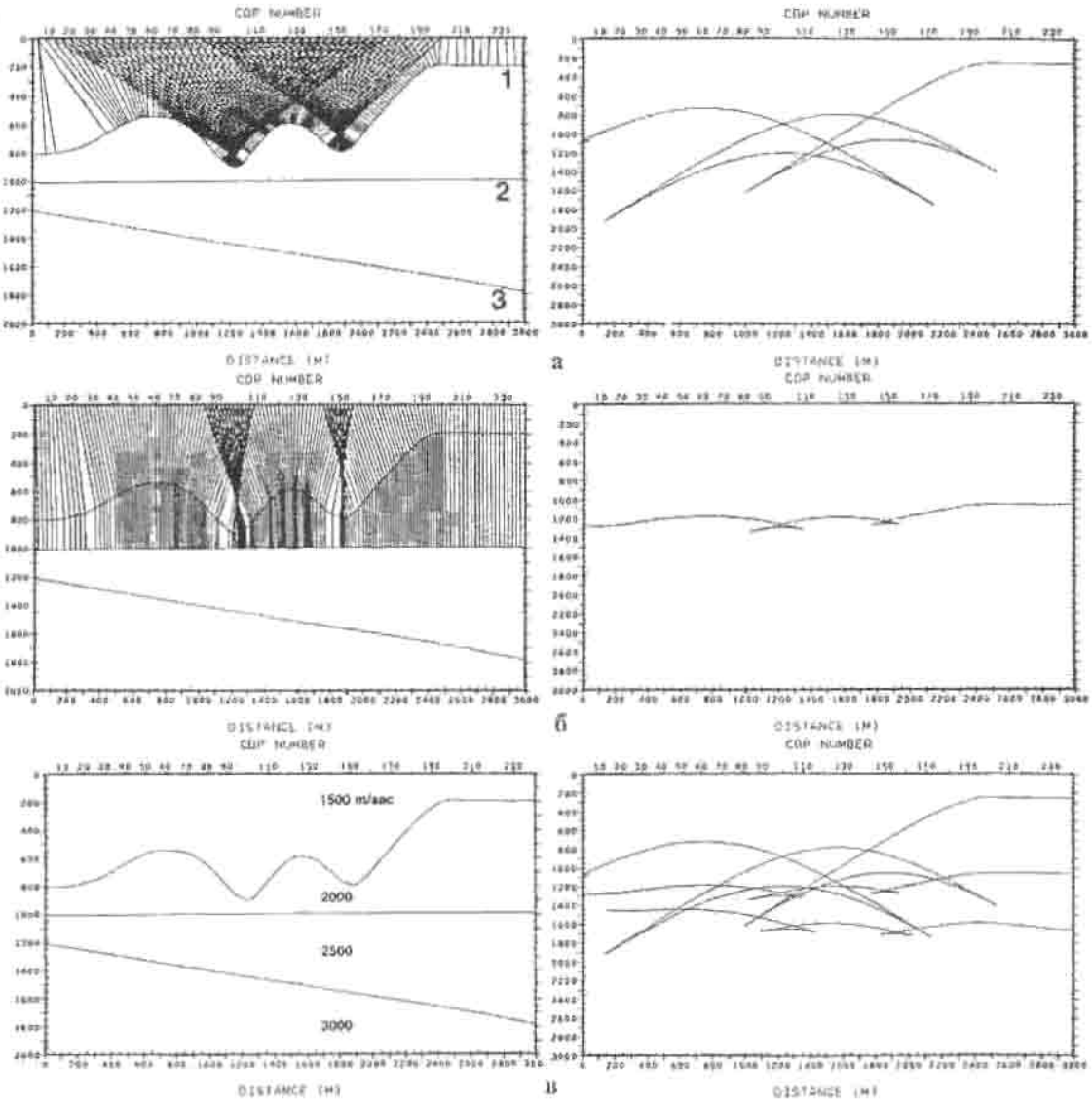


Рис.28.4. Модель среды и нуль- офсетные временные разрезы, соответствующие отражениям от первой (а), второй (б) и всех трех границ модели (в). На рис а и б слева показаны также лучевые схемы нормальных лучей

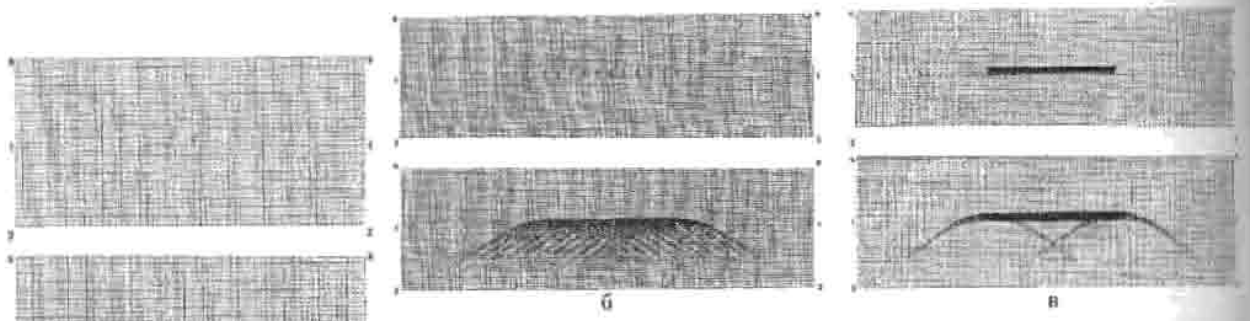


Рис.28.5. Представление о сейсмической границе (в верхней части каждого рисунка) как о совокупности вторичных источников Гюйгенса. В нижней части каждого рисунка показаны соответствующие им нуль-офсетные временные разрезы: а - для одного дифрактора; б - для небольшого числа дискретных дифракторов; в - для участка границы, заполненной непрерывно вторичными источниками

точно соответствует некоторой простой сейсмической модели среды с дифракторами. На рис.28.5.а показан одиночный дифрактор в однородной среде. На рис.28.5.б имеет место серия из 11 редко расположенных по профилю дифракторов. Наконец, на рис.28.5.в иллюстрируется ситуация, когда точки дифракции заполняют непрерывно тот же интервал границы, который был показан на рис.28.5.б.

Предположим, согласно принципу Гюйгенса, что точка дифракции является вторичным источником, который включается в работу в некоторый момент времени. Тогда нуль-офсетный временной разрез, соответствующий одиночной точке дифракции (рис.28.5.а) будет представлять собой гиперболическую ось синфазности - дифракционную гиперболу. Временные разрезы, соответствующие двум другим моделям, получаются путем сложения волнового поля таких дифракционных гипербол. В третьем случае (рис..28.5.в), моделирующем непрерывный отрезок отражающей границы, интерферирующие между собой волны дифракции лишь оставляют на краях волнового изображения объекта остаточные дифракционные явления, напоминающие "усы".

Для устранения влияния всех этих искажений волнового поля проводят различные виды преобразования сейсмической записи, которые принято называть ***миграционными преобразованиями.*** Основной целью миграционных преобразований является локализация сейсмических сигналов в точках их отражения, что автоматически обеспечивает учет влияния всех вышеперечисленных осложняющих факторов.

При выполнении процедур миграции динамические временные изображения среды формируются на основе продолжения волнового поля, зарегистрированного на поверхности земли во внутренние (глубинные) точки среды с остановкой и визуализацией обращенных волн в соответствии с моментом и местом их образования.

Поскольку теория распространения сейсмических волн в реальных геологических средах достаточно сложна, то в основе большинства существующих способов миграции лежит целый ряд упрощающих допущений, которые можно свести к следующим условиям:

- зарегистрированное сейсмическое волновое поле эквивалентно полю некоторых гипотетических волн идущих от границ к поверхности наблюдений. Источниками этих гипотетических волн считаются точки границы, излучающие в некоторый начальный момент времени сейсмические импульсы с амплитудой, пропорциональной коэффициенту отражения на границе;

- внутренние точки среды не излучают сейсмических волн, отсутствуют кратные отражения и вторичные обменные волны;

- поле этих восходящих гипотетических сейсмических волн одновременно подчиняются как интегральному уравнению Гюйгенса-Кирхгофа,

$$p(\mathbf{r}_1) = \frac{1}{2\cdot\pi}\cdot\iint\left[p(\mathbf{r}_0)\cdot\frac{1+j\cdot k\cdot\Delta\mathbf{r}}{\Delta\mathbf{r}^2}\cdot\cos\varphi\cdot\exp(-j\cdot k\cdot\Delta\mathbf{r})\right]dS\,, \tag{28.3}$$

так и дифференциальному скалярному волновому уравнению второго порядка при $z>0$

$$\frac{\partial^2 p(x,y,z,t)}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 p(x,y,z,t)}{\partial y^2}+\frac{\partial^2 p(x,y,z,t)}{\partial z^2}=\frac{1}{V^2}\frac{\partial^2 p(x,y,z,t)}{\partial t^2}\,, \tag{28.4}$$

и граничным условиям на дневной поверхности

$$\left.\frac{\partial p(x,y,z,t)}{\partial z}\right|_{z=0}=0 \quad \text{и} \quad p(x,y,z,t)\big|_{z=0}=p_0(x,y,t)\,, \tag{28.5}$$

где - $p(x,y,z,t)=p(\mathbf{r}_1)$ - какая-либо характеристика поля сейсмических волн (вертикальная компонента смещения, фаза, модуль скорости смещения, давление и т.п.) в любой точке среды в любой момент времени t;

$p(x_0, y_0, t) = p(\mathbf{r}_0)$ известное сейсмическое поле на поверхности наблюдений, $\mathbf{r}$ -радиус-вектор, j -угол между радиусом-вектором и нормалью к поверхности интегрирования S, κ - волновое число.

Как известно (Козлов, 1985), уравнения (28.3 и 28.4) справедливы только для однородной модели среды с постоянной скоростью V - скоростью миграции. Тем не менее, в процедурах миграции обычно, для упрощения теории используют именно это уравнение, а неоднородность среды учитывают путем совмещения строгих решений приведенного уравнения с эвристическими приемами, вытекающими из положений геометрической сейсмики или каких-то других предположений о свойствах среды и волнового поля.

Выше было записано скалярное волновое уравнение, применяемое в трехмерном случае. В двумерном же варианте это базовое уравнение и граничные условия упрощаются

$$\frac{\partial^2 p(x,z,t)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 p(x,z,t)}{\partial z^2} = \frac{1}{V^2}\frac{\partial^2 p(x,z,t)}{\partial t^2} \cdot \tag{28.6}$$

$$p(x,z,t)\Big|_{z=0} = p_0(x,t) \text{ и } \left.\frac{\partial p(x,z,t)}{\partial z}\right|_{z=0} = 0 \cdot \tag{28.7}$$

где - $p_0(x,t)$ - сейсмическое поле по профилю, направленному по оси x. Это может быть временной разрез, полученный при совмещенном положении в каждой точке профиля пары "источник-приемник" (нуль-офсетный временной разрез).

Для начального понимания сущности процедур миграции используем предположение о том, что изучаемая сейсмическая граница представляет собой набор огромного числа небольших объектов, так называемых точечных дифракторов. Предположим также, что во всех этих точках находятся источники, мощность которых пропорциональна значению коэффициента отражения в данной точке границы. Эти источники в момент времени t=0 возбуждают сейсмические волны, которые расходятся в разные стороны от них. Вслед за этим источники мгновенно прекращают работу. Остается только волновое движение, распространяющееся через среду с определенной скоростью V и достигающее сейсмоприемников, расположенных на поверхности земли. Амплитуды зарегистрированных волн в каждой точке поверхности наблюдений $(x, y, 0)$ имеют вид функции времени $p(x, y, 0, t)$. Будем считать, что они вместе со скоростным законом $V(x, y, z)$ нам известны и являются заданными величинами.

Идея миграции состоит в обратном прослеживании волн от поверхности среды до их фиктивных точек возбуждения (до границы). При таком обратном прослеживании время последовательно уменьшается. Как только оно уменьшилось до нуля, мы оказываемся в точке дифракции. Каким образом трассировать лучи в обратном направлении к мнимым источникам, мы знаем, так как их геометрия может быть определена по заданной скоростной функции $V(x, y, z)$. Миграция волн, которые распространяются по траекториям, отличным от траекторий однократно отраженных волн (волны-помехи, кратные волны и др.), приводит к бессмысленным результатам. Поэтому-то Роберт Шериф) (Техническая документация к системе *PROMAX*, 2002) и определил миграцию следующим образом: ***"миграция - это операция, переупорядочивающая элементы сейсмической информации таким образом, чтобы отражатели и дифракторы отображались в своих истинных положениях"***.

И хотя миграцию можно выполнять в пространстве трех измерений, во многих случаях предполагают, что сейсмический профиль проходит вкрест простирания отражающей границы. Поэтому обычно применяется двумерный вариант миграции. Это допущение иногда приводит к неполной миграции ("недомигрированному" разрезу). Однако выполнение двумерной миграции значительно экономичнее трехмерной и результаты ее в достаточной мере отвечают потребностям практики.

В настоящее время существует большое количество разновидностей миграции, которые могут применяться как к данным до суммирования (до получения временного разреза ОСТ), так и после него.

Все существующие методы миграция разделяются по способам решения базовых уравнений (28.3 и 28.4). По этому признаку, следуя идеям Урупова А.К. (Урупов, 2004) все существующие виды миграции реализуются одним из способов, входящих в следующие четыре группы (рис.6.6): ***способами дифракционного преобразования записи, способами миграции к частотной области, способами регулируемого направленного анализа*** и ***способами, основанными на решении волнового уравнения методом конечных разностей.***

С точки зрения вида применяемой в процессе преобразований скоростной модели среды все методы миграции делятся на две категории. Алгоритмы миграции, которые используют непрерывные по разрезу среднеквадратические скорости $V_{кмс}$ и не учитывает преломления лучей на промежуточных границах раздела, относится к категории ***временных миграций.*** Алгоритмы, которые используют интервальные скорости и учитывают преломление лучей на промежуточных границах раздела, относятся к различным вариантам ***глубинных миграций.*** Именно учет (или не учет) эффекта преломления на промежуточных границах является определяющим признаком между различными способами временных и глубинных миграций.

По способу реализации все конкретные алгоритмы миграции разделяются на категории по типу пространства, в котором они проводятся: "время - расстояние" (T-X), "время - волновое число" (T-K), "частота - расстояние" (F-X), "частота - волновое число" (F-K).

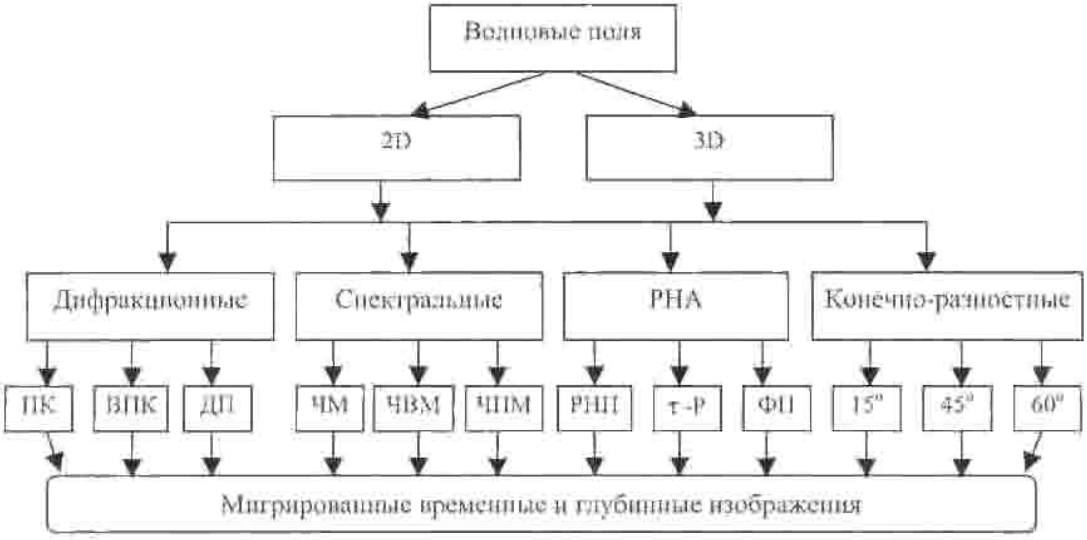


Рис.28.6. Классификация существующих способов миграции (по Урупову А.К.)

1-дифракционные методы: ПК-преобразование Кирхгофа, БПК- быстрое преобразование Кирхгофа, ДП- дифракционное преобразование; 2- спектральные методы: ЧМ- частотные методы миграции, ЧВМ-частотно-волновые методы миграции F-K, ЧПМ-частотная миграция плоских волн; 3 - миграции РНА: миграция на базе РНП, τ-P - миграция, ФП-миграция способом фокусирующих преобразований; 4 - конечно-разностные методы миграции: 15°, 45°, 60° -градусные миграции

Сказанное выше позволит понять, что на практике в настоящее время существует большое количество конкретных способов реализации процедур миграции. Например, широко используемая в России обрабатывающая система ProMAX может выполнять на выбор более 20 различных видов миграционных преобразований.

Для примера приводим сведения о некоторых процедурах миграции, заложенных в обрабатывающей системе ProMAX (Таблица 28.2).

Таблица 28.2

Основные процедуры миграции системы ProMAX

Номер по порядку	Название вида миграции	Способ реализации	Тип	
			временная	глубинная
1	**Memory Stolt F-K** Миграция Столта, F-K	F-K	+	
2	**Phase-Shift** Миграция фазового сдвига	сдвига фазы	+	
3	**Steep-Dip Explicit FD Time** Конечно-разностная для углов наклона отражающей границы до 60°, временная	конечно-разностная	+	
4	**Fast Explicit FD Time** Быстрая конечно-разностная для углов наклона до 45°, временная	конечно-разностная	+	
5	**Explicit FD Depth** Конечно-разностная, глубинная	конечно-разностная		+
6	**Kirchhoff Depth** Миграция Кирхгофа, глубинная	Кирхгофа		+
7	**Kirchhoff Time** Миграция Кирхгофа, временная	Кирхгофа	+	
8	**Reverse-Time T-K** Миграция обратного времени,T-K	обратного времени	+	
9	**Memory Stolt F-K (pseudo)** Псевдомиграция Столта, F-K	F-K	+	
10	**Prestack Time (pseudo)** Псевдовременная миграция до суммирования	F-K	+	
11	**Phase-Shift (pseudo)** Псевдомиграция фазового сдвига	сдвига фазы	+	

12	**Reverse-Time T-K (pseudo)** Псевдомиграция обратного времени, T-K	обратного времени	+	
13	**Prestack FD Shot** Конечно-разностная миграция по ОТВ до суммирования	конечно-разностная		+
14	**Prestack Kirchhoff Depth** Миграция Кирхгофа до суммирования, глубинная	Кирхгофа		+
15	**Prestack Kirchhoff Time** Миграция Кирхгофа до суммирования, временная	Кирхгофа	+	
16	Stolt 3D Миграция Столта, 3D	F-K	+	
17	**Phase-Shift 3D** Миграция фазового сдвига, 3D	сдвига фазы	+	
18	**PSPC 3D Depth** Миграция фазового сдвига, 3D, глубинная	сдвига фазы		+
19	**Explicit FD 3D Depth** Конечно-разностная явная 3D глубинная	конечно-разностная		+
20	**Explicit FD 3D Time** Конечно-разностная миграция 3D, временная	конечно-разностная	+	

28.2. Дифракционные способы миграционных преобразований

К первой группе способов - способов дифракционного преобразования сейсмических записей относится преобразование Кирхгофа (ПК), быстрое преобразование Кирхгофа (БПК) и дифракционное преобразование (ДП). Алгоритм всех этих типов преобразований основан на использовании интегральной формулы Кирхгофа, которая, с одной стороны, является одним из решений базового волнового уравнения (28.3), а, с другой стороны, связывает поле на поверхности полупространства с этим же полем во внутренних точках среды. Алгоритмы каждого из названных типов преобразований волнового поля основаны на использовании одной и той же формулы Кирхгофа в различных приближениях. В частности, способы ***быстрого преобразования Кирхгофа*** (БПК) и способ ***дифракционного преобразования*** (ДП) основаны на использовании вышеупомянутой формулы в следующих редакциях соответственно

$$p(x_0, y_0, z_0, t=0) = -\frac{1}{2\cdot\pi}\cdot\iint_{x\ y}\frac{\cos\theta}{r\cdot V_M}\cdot\frac{\partial}{\partial z}p(x, y, z=0, t)\cdot dx\cdot dy \ , \qquad (28.8)$$

$$p(x_0, y_0, z_0, t=0) = \iint_{x\ y} p(x, y, z=0, t)\cdot dx\cdot dy \ , \qquad (28.9)$$

где - $p(x, y, z=0, t)$ - сейсмическое поле, наблюдаемое на дневной поверхности (например, нуль-офсетный временной разрез), а $p(x_0, y_0, z_0, t=0)$ - поле в источнике (в точке дифракции) в момент возникновения волны t=0.

Для практического использования этих формул во многих случаях в их структуру вводят целый ряд множителей, которые, с одной стороны, позволяют эмпирически учесть целый ряд важных факторов, неучтенных при выводе этих формул, а, с другой стороны, позволяют существенно ускорить процесс проведения вычислений.

На практике для вычисления амплитуд фиксированной трассы результирующего временного разреза требуется просуммировать численные значения амплитуд исходного не мигрированного временного разреза вдоль линий гиперболических годографов дифрагированных волн, рассчитанных для положения центров дифракции, лежащих на выбранной вертикали. Сумма амплитуд, считываемых с исходного временного разреза вдоль годографов дифрагированных волн для данного времени на трассе, и является искомой амплитудой результирующей трассы временного разреза со сносом. В результате непрерывного повторения суммирования отсчетов амплитуд вдоль множества годографов дифрагированных волн, вычисленных для различных значений времени (глубины), формируется последовательность амплитуд результирующей трассы. Длина годографа дифрагированной волны, по которому выполняется суммирование, выбирается экспериментально. Области, в пределах которой выполняется суммирование, в теории миграционных преобразований получили наименование ***апертур миграции***. Под размером апертуры A при 2D сейсмических исследованиях понимается длина участка профиля, на котором расположены суммируемые трассы волнового поля, а при 3D сейсмических работах - диаметр площади регистрации такого волнового поля.

Теоретически апертура для точной миграции должна иметь бесконечные размеры, однако в связи с тем, что кинематические характеристики волн меняются во времени и с удалением от центра апертуры на величину апертуры накладывают практические ограничения. Согласно исследованиям Б.Р. Завалишина (Завалишин, 1994), для миграции по методу Кирхгофа достаточна апертура размером от от $\sqrt{2}\cdot\sqrt{V_M\cdot T\cdot Z_0}$ до $2\cdot\sqrt{V_M\cdot T\cdot Z_0}$. При этом V_M-скорость миграции, T- длительность сейсмического импульса, Z_0 - глубина до отражающей границы.

Вернемся к миграции Кирхгофа. Процедуру миграции способом *быстрого преобразования Кирхгофа* (БПК) можно представить в виде трех последовательных операций:

1 - трансформации трасс $p'_Q(x, z=0, t)=\dfrac{p(x, z=0, t)}{Q(t)}$, $Q(t)=t\cdot V_M$; (28.10)

2 - суммирования трасс $p_Q(x, z=0, t)$ по дифракционной гиперболе

$$p_D(x_0, z_0, t_H)=\int_x p_Q(x, z=0, t_H+\tau)\cdot dx \qquad (28.11)$$

3 - дифференцирования трасс $p_D(x_0, z_0, t_H)$ по t

$$p(x_0, z_0, t_H)=\frac{\partial p_D(x_0, z_0, t_H)}{\partial t}\ . \qquad (28.12)$$

Физический смысл первой операции состоит в учете геометрического расхождения. Вторая операция представляет дифракционное преобразование трасс $p_Q(t)$, то есть их суммирование по гиперболическим поверхностям $t_H+\tau(x, y)$, которое, как и всякое суммирование, является низкочастотной фильтрацией. Третья операция - дифференцирование - позволяет повысить уровень высокочастотных составляющих в спектре изображения и тем самым устранить высокочастотные потери, связанные с дифракционным преобразованием.

Особенно просто и наглядно выполняется процедура миграции на базе использования самой упрощенной формулы Кирхгофа (28.8), которая предполагает сбор амплитуд выходных мигрированных трасс по гиперболам (гиперболоидам).

Для иллюстрации сказанного на рис. 28.7,а приведен фрагмент условного временного разреза ОСТ, на котором зарегистрирована квазигиперболическая ось синфазности. Ее простое формальное истолкование, как уже упоминалось, позволяет сделать вывод о наличии в разрезе одной отражающей границы антиклинальной формы. Однако если такой временной разрез подвергнуть миграции, то ситуация может коренным образом измениться. На этом же фрагменте временного разреза схематически изображены для разных трасс четыре (из возможного большего числа) теоретических годографа дифрагированных волн

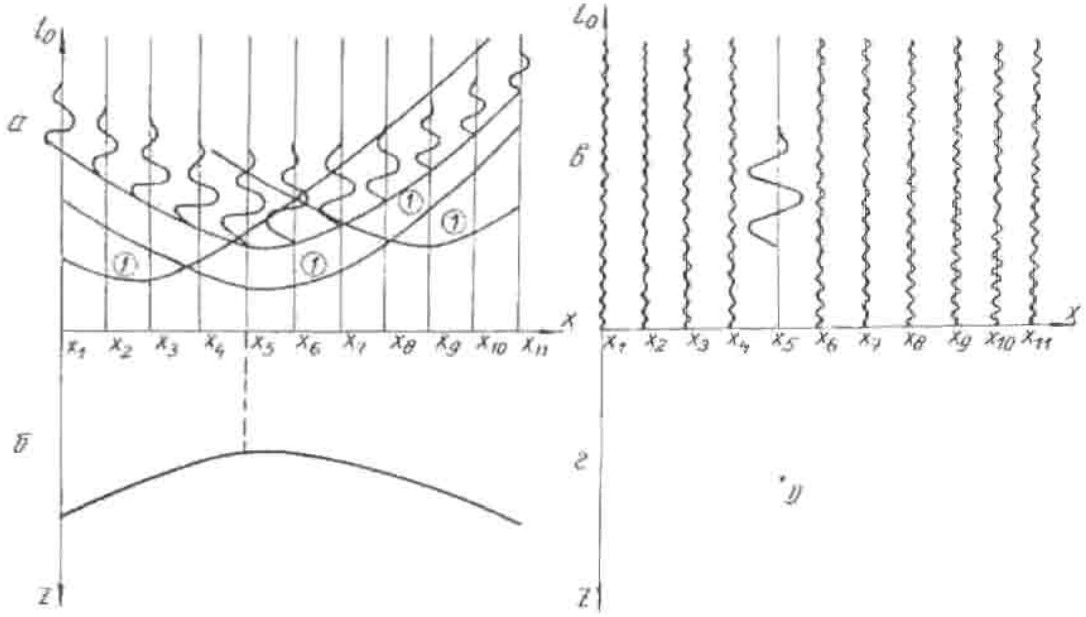


Рис.28.7. Схема, поясняющая суть дифракционного преобразования сейсмической записи:
а - условный фрагмент временного разреза с записью дифрагированной волны; б - возможный глубинный разрез;
в - временной разрез, полученный по методике *D* - преобразования; г - глубинный разрез с учетом дифракции;
1- возможные линии суммирования исходного временного разреза

Суммируя амплитуды записей на временном разрезе по этим годографам (линиям суммирования), мы получим значения амплитуд на соответствующих трассах преобразованного временного разреза. Во всех случаях, когда линия суммирования строго не совпадает с годографом зарегистрированной дифрагированной волны, будем получать в качестве итоговой амплитуды сейсмической записи значения, близкие к уровню шумов. Лишь только тогда, когда линия суммирования совпадет с годографом фактически существующей дифрагированной волны, мы получим амплитуду суммарного сигнала достаточной интенсивности. После перебора всех возможных (в рамках заданных шагов перебора) положений линий суммирования получим на этом временном разрезе картину, близкую к виду, показанному на фрагменте (рис.28.7,в). На нем четко видно, что вся энергия дифрагированной волны сфокусирована на одной-двух трассах сейсмической записи. Такой временной разрез уже не дает основания говорить о наличии антиклинального поднятия. Можно предположить наличие именно узла дифракции *D*.

Существенно положительный эффект от миграции способом Кирхгофа временных разрезов хорошо виден из сравнения нижеприведенных временных разрезов (рис.28.8), полученных до и после дифракционных преобразований.

Миграции по Кирхгофу могут осуществляться как во временном, так и в глубинном варианте. При выполнении временных миграций Кирхгофа аналитически рассчитываются времена пробега волн на основе поля эффективных скоростей V_{RMS}, которое может изменяться как по времени t_0, так и по латерали. Учет латеральных вариаций скоростей также приблизителен, как и в любой другой временной миграции. В глубинном варианте миграции рассчитываются времена пробега волн на базе скоростной модели, используя трассировку лучей или решая уравнение эйконала.

Первые варианты миграции по способу дифракционного суммирования обладали существенными недостатками, были трудоемкими и не обеспечивали необходимой точности построения мигрированных разрезов. Позднее было сделано много технических усовершенствований, направленных на устранение выявленных недостатков способа.

28.3. Спектральные методы миграции

Одним из первых способов миграционных преобразований, выполняемых в спектральной области, был разработан способ миграция в области "частота - волновое число" (*F-K*). Основан этот способ на идеях, описанных Столтом (Stolt, 1978).

Методы миграции *в спектральной области* основаны на преобразовании волнового уравнения, записанного в координатах *x, z, t* в пространство новых переменных – *волновых чисел и частот*, т.е. в пространство координат k_x, k_z, ω. В этом пространстве переменных выполнение процедуры миграции существенно упрощается.

Мигрированное в этой области переменных волновое поле затем преобразуется обратно в традиционную пространственно-временную область. Некоторое представление о таком виде миграции дают рис.28.9 - 28.12. На рис. 28.9,а показана модель временного разреза с единственной наклонной отражающей границей, а на рис.28.9,б изображение этого разреза в пространстве "частота - волновое число". Из приведенной графики видно, что прямолинейная ось синфазности на временном разрезе преобразуется в прямолинейную же ось на двумерном спектре. Это особенность изображения прямолинейных осей синфазности на двумерных спектрах является закономерностью.

Как нам уже известно, единичный дифрактор в разрезе на временном разрезе ОСТ без миграции превращается в дифракционную гиперболу. Изображение гиперболы на двумерном спектре можно представить, если эту гиперболу считать суммой прямолинейных участков с различными углами наклона (рис.28.10,а - временной разрез, рис.28.10,б- его двумерный спектр). При выполнении миграции в частотной области по существу действует то же соотношение между углами наклона границы на мигрированных и не мигрированных разрезах, которое было описано выше. Угол наклона не мигрированного изображения границы в пространстве "частота - волновое число" и угол наклона изображения, к которому применена операция миграции, связаны соотношением (28.1). Исходя из этого, процедуру миграции в частотной области можно представить как поворот и некоторое масштабирование изображения, что и показано на рис.28.11.

Наконец, на рис.28.12 показан переход от изображения одиночного дифрактора на временном разрезе (слева вверху) к представлению этого не мигрированного изображения в пространстве частота - волновое число (справа вверху). Далее в частотной области выполняется поворот и масштабирование, т.е. процедура миграции (справа внизу), и, наконец, обратный переход в область времени t и горизонтальной координаты x приводит к мигрированному временному разрезу (слева внизу).

В силу теоретических сложностей изложения существующих способов миграции в спектральной области, мы ограничимся, следуя идеям Уилмаза (Yilmaz, 2001), изложением и упрощенном варианте лишь схемы выполнения одного из распространенных видов миграции этого типа - миграции Столта.

Для упрощения изложения мы рассмотрим технологию получение мигрированного разреза в частотной области применительно к двумерным данным.

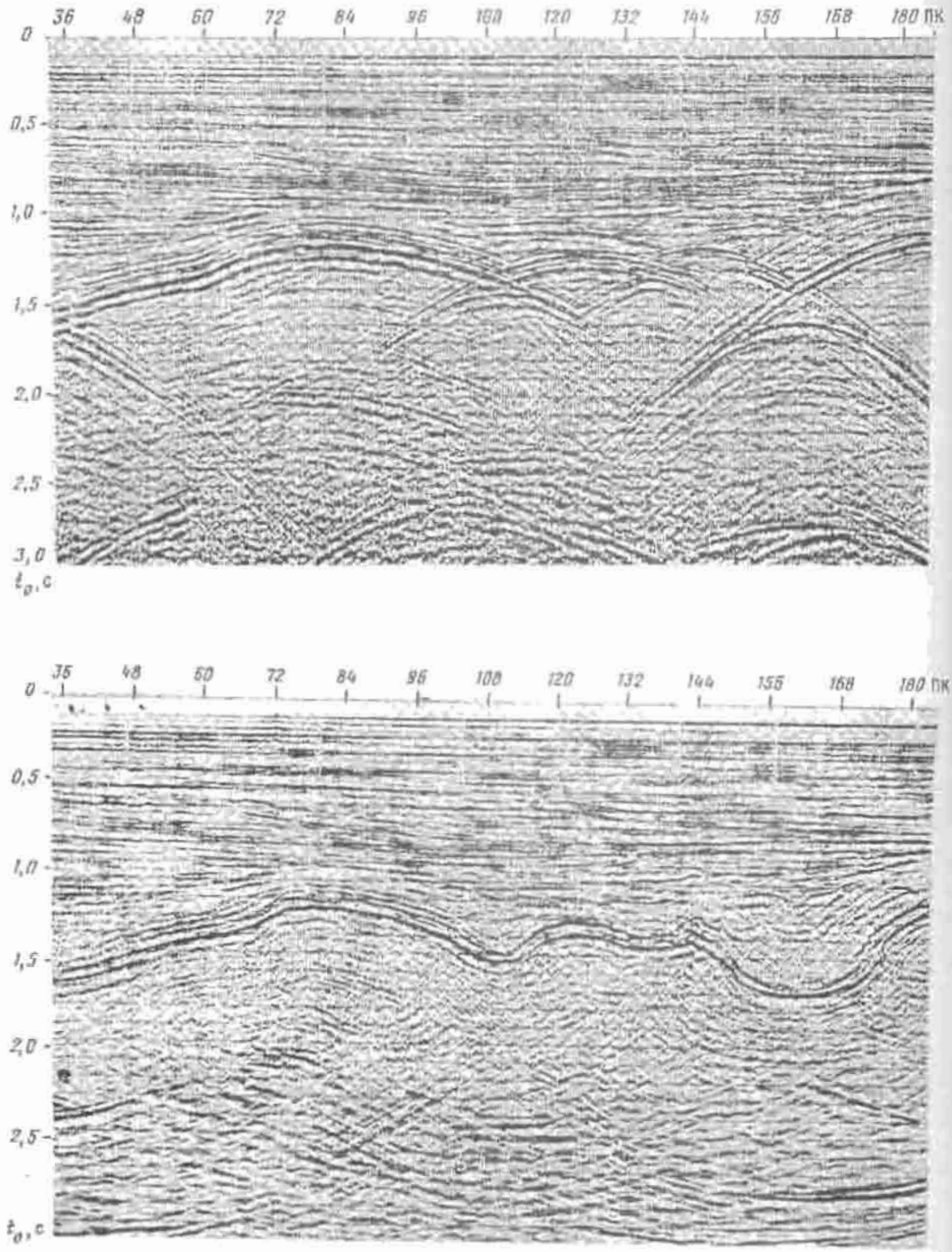


Рис.28.8. Фрагменты временного разреза по одному из сейсмических профилей в Западной Европе до (а) и после (б) миграции Кирхгофа

Применим к временному разрезу t_0, полученному на дневной поверхности двумерное преобразование Фурье, т.е. перейдем в новое пространство - пространство волновых чисел и круговых частот

$$p(x, z=0, t) \leftrightarrow P(k_x, z=0, \omega) = \iint p(x, z=0, t) \cdot \exp[-j(k_x x + \omega t)]\, dx \cdot dt \quad , \tag{28.13}$$

где - $P(k_x, z=0, \omega)$ искомый двумерный спектр исходного временного разреза.

Выполним аналогичное двумерное преобразование Фурье по тем же переменным для базового волнового уравнению (28.4). Учитывая уже известные нам формулы, описывающие порядок выполнения преобразования Фурье производных, получим следующее обыкновенное дифференциальное уравнение второго порядка

$$\frac{\partial^2 P(k_x,z,\omega)}{\partial z^2}+\left(\frac{1}{V^2}\cdot\omega^2-k_x^2\right)\cdot P(k_x,z,\omega)=0\ . \qquad (28.14)$$

Одним из возможных решений этого уравнения является функция следующего вида

$$P(k_x,z,\omega)=P(k_x,z=0,\omega)\cdot\exp\left(-j\cdot\sqrt{\frac{1}{V^2}\cdot\omega^2-k_x^2}\cdot z\right)\ . \qquad (28.15)$$

Введя обозначение

$$k_z^2=\frac{1}{V^2}\cdot\omega^2-k_x^2\ , \qquad (28.16)$$

получим уравнение, связывающее три (k_x, k_z и ω) волновые характеристики полученного спектрального волнового поля.

Использование формулы (28.16) позволяет нам преобразовать двумерный спектр временного разреза (28.15) в осях k_x,ω в новый двумерный спектр в осях k_x,k_z. Иными словами, это позволяет получить из спектра $P(k_x,z=0,\omega)$ новый спектр $P(k_x,z=0,k_z)$.

Как было показано Стоттом (Stolt, 1978), миграционное преобразование в области "частота - волновое число" сводится к умножению амплитуд двумерного спектра $P(k_x,z=0,k_z)$ на коэффициент

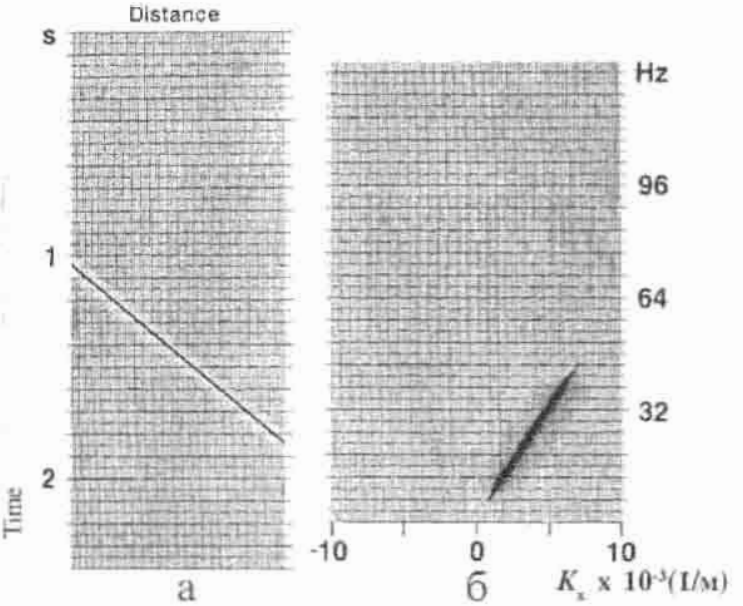


Рис.28.9. Модель линейной границы на временном разрезе (а) и ее изображение в пространстве

$$S=\frac{V}{2}\cdot\frac{k_z}{\sqrt{k_x^2+k_z^2}} \qquad (28.17)$$

Полученный новый трансформированный спектр

$$P_M(k_x,k_z,t=0)=\frac{V}{2}\cdot\frac{k_z}{\sqrt{k_x^2+k_z^2}}\cdot P(k_x,z=0,k_z) \qquad (28.18)$$

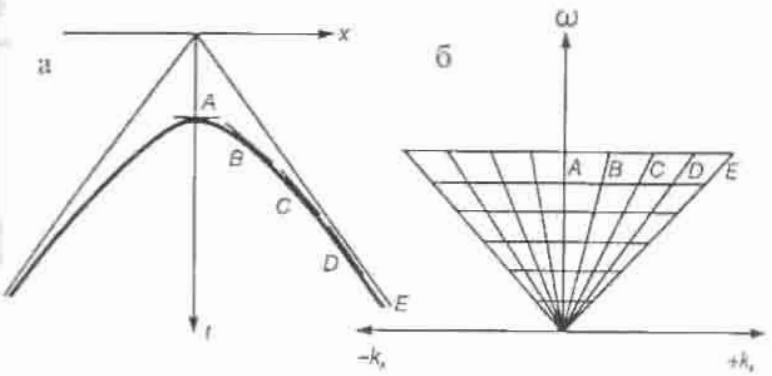


Рис.28.10. Изображение дифракционной гиперболы на временном разрезе (а) и в пространстве "частота - волновое число" (б)

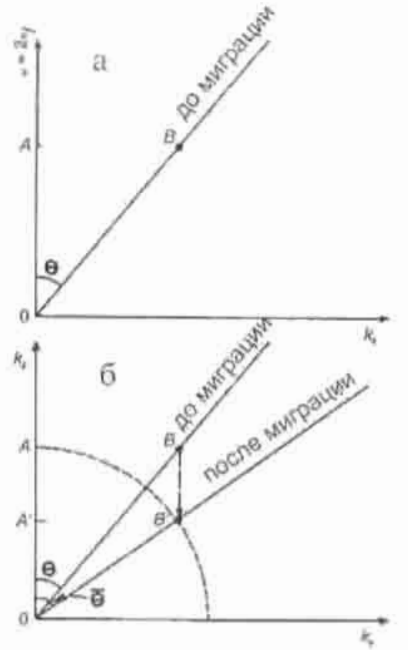


Рис.28.11. Схема выполнения миграции в частотной области: (а) положение границы до миграции; (б) для выполнения поворота изображение границы переведено в пространство двух волновых чисел k_x и k_z

соответствует двумерному преобразованию Фурье мигрированного волнового поля в момент возникновения этого поля на сейсмических границах.

Для получения мигрированного *временного разреза* полученный двумерный спектр $P_M(k_x, k_z, t=0)$ следует преобразовать в пространство других частотных параметров k_x, ω. Для этого следует воспользоваться все той же зависимостью, описываемой формулой (28.18). Такое преобразование позволяет получить новый двумерный спектр

$$P_M(k_x, k_z, t=0) \rightarrow P'_M(k_x, \omega, z=0). \qquad (28.19)$$

Преобразованный таким образом двумерный спектр позволяет получить путем двумерного обратного преобразования Фурье мигрированное волновое изображение геологической среды – мигрированный временной разрез.

$$p_M(x, z=0, t) = \overline{\int\int} P_M(k_x, \omega, z=0) \cdot \exp[+j(k_x x + \omega \cdot t)] \cdot dk_x \cdot d\omega. \qquad (28.20)$$

Для получения мигрированного *глубинного разреза* при соответствующем учете изменения скорости по глубине следует полученный ранее двумерный спектр $P_M(k_x, k_z, t=0)$ подвергнуть обратному преобразованию Фурье по переменным x и z. Блок-схема, показывающая последовательность операций при выполнении миграции Столта, показана на рис. 28.12

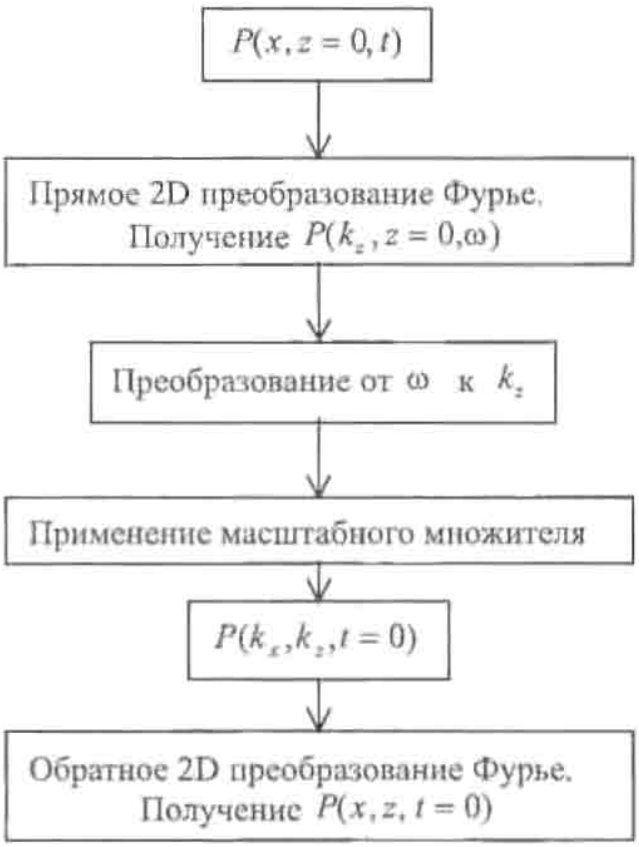


Рис.28.12. Блок-схема алгоритма миграционного преобразования Столта

В последующем были разработаны также последующие модификации миграционного преобразования в области "частота - волновое число", позволяющие учитывать неоднородность скорости по вертикали (миграции с использованием называемого "растяжения Столта" (Stolt Stretch).

Этот вид *F-K* миграции может работать при углах наклона границ до 90 градусов, при условии верности предположения о постоянстве скорости в разрезе. Когда в разрезе присутствуют значительные вертикальные и латеральные изменения скорости, метод дает приближенные результаты.

Данный способ миграции часто является самым экономичным, хотя и имеет некоторые недостатки. Его, в частности, трудно использовать в условиях, когда значительны латеральные изменения скорости. Могут также возникнуть заметные погрешности при больших углах падения отражающих границ из-за появления эффекта наложения зеркальных пространственных частот.

Так как в основе спектральных способов миграции лежит идея трансформации спектров, что, как правило, эквивалентно внесению фазовых сдвигов в рассматриваемые спектры, то миграции такого типа в англоязычной литературе получили название миграций *методом фазового сдвига* (fase-shift migration).

Близким по идейному обоснованию является ***третья группа способов*** миграции, разработанная под руководством А.К. Урупова (Урупов, 2004), которая основана на использовании ***методов регулированного направленного анализа спектрального преобразования волнового поля.*** В силу сложности изложения этой технологии авторы не приводят описание таких алгоритмов миграции, основанных на использовании идей регулируемого направленного анализа. При этом также было учтено, что данная группа способов еще пока не получила широкого распространения в используемых в России обрабатывающих системах западного производства. Все желающие ознакомиться с квалифицированным авторским изложением идей миграции на основе способов регулируемого направленного анализа могут это сделать по упомянутой выше работе А.К. Урупова.

28.4. Конечно-разностные способы миграции

К четвертой группе способов относятся способы миграции, основанные на использовании результатов решения исходных дифференциальных уравнений конечно-разностными методами (Клербоут, 1989). Базовыми исходными уравнениями при этом являются упрощенные модификации уравнения (28.4).

Конечно-разностные виды миграции реализуются в два шага. На первом шаге производится поэтапная экстраполяция волнового поля в нижнее полупространство. При экстраполяции волнового поля использование скалярного волнового уравнения позволяет осуществить перерасчет записанных на поверхности земли данных в нижнее полупространство. По существу таким перерасчетом создается волновое поле, соответствующее виртуальному смещению вниз плоскости наблюдения. На втором шаге расчетов - шаге отображения результатов расчетов осуществляется вывод части (порций) уже отмигрированных данных, которые имеют нулевое время пробега для данного уровня пересчета.

Все данные подвергаются миграции рекурсивно с использованием результата волновой экстраполяции данных одного уровня как входных данных для следующего уровня пересчета.

Для упрощения решения скалярного волнового уравнения могут использоваться различные допущения. Чаще всего используются определенные допущения о возможных предельных углах наклона отражающих границ в разрезе. В соответствии с этим способы миграции этого вида часто классифицируемые как ***15-, 45- или 60-градусные приближения конечно-разностной миграции***. Каждый из этих способов базируется на своей упрощенной модификации базового волнового уравнения.

Рассмотрим схему построения решения задачи о миграции на примере самого простого 15° уравнения миграции. Предполагая, что вторичный источник находится на отражающей границе, возьмем в качестве времени так называемое *"половинное время"* - время прохождения волны в направлении от источника, где оно равняется нулю до приемника на уровне z. Координата z при этом как обычно, считается равной нулю на поверхности и увеличивается вглубь среды. Полагая, что к поверхности наблюдений под углом θ приходит плоская волна, можно волновое поле, полученное на любой поверхности z (при $z=0$ в нашем случае это временной разрез), представить обычным выражением

$$p(x,z,t) = A \cdot \exp\{ j\omega(t-(x/V)\sin\theta - (z/V)\cos\theta)\}. \qquad (28.21)$$

Если ограничиться близкими к вертикали углами подхода волны, то можно приближенно положить, что $\sin\theta = \theta$, $\cos\theta = 1-\theta^2/2$. При этом уравнение (28.21) примет вид

$$p(x,z,t) = A \cdot \exp\{ j\omega \cdot [t - x\theta/V - z/V + z\theta^2/2V]\}. \qquad (28.22)$$

Введем текущее или относительное время t^*, которое отсчитывается от момента прихода движущейся волны на каждый уровень z, т.е. $t^* = t - z/V$. Таким образом, мы для поля на каждом уровне наблюдений вводим свою временную шкалу, в которой время начинается в момент прихода восходящей волны на этот уровень. Можно также сказать, что мы связываем восходящую волну с движущейся вместе с ней вверх системой координат (x, z, t^*). Поле в такой движущейся системе координат обозначим $p^*(x, z, t^*)$ и оно запишется на основе (28.22) в виде

$$p^*(x,z,t^*) = A \cdot \exp\{ j\omega \cdot [t^* - x\theta/V + z\theta^2/2V]\}. \qquad (28.23)$$

В исходное волновое уравнение входит поле на поверхности в форме (28.21). Для перехода к выражениям для поля в движущейся системе координат учтем следующие очевидные соотношения

$$\frac{\partial p}{\partial t} = \frac{\partial p^*}{\partial t^*}\cdot\frac{\partial t^*}{\partial t} = \frac{\partial p^*}{\partial t^*}; \quad \frac{\partial^2 p}{\partial t^2} = \frac{\partial^2 p^*}{\partial t^{*2}}; \qquad (28.24)$$

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \frac{\partial p^*}{\partial x}; \quad \frac{\partial^2 p}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 p^*}{\partial x^2}; \qquad (28.25)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = \frac{\partial p^*}{\partial z} + \frac{\partial p^*}{\partial t^*}\frac{\partial t^*}{\partial z} = \frac{\partial p^*}{\partial z} - \frac{1}{V}\cdot\frac{\partial p^*}{\partial t^*}; \qquad (28.26)$$

$$\frac{\partial^2 p}{\partial z^2} = \frac{\partial^2 p^*}{\partial z^2} - \frac{2}{V}\cdot\frac{\partial^2 p^*}{\partial z \partial t^*} + \frac{1}{V^2}\cdot\frac{\partial^2 p^*}{\partial t^{*2}}. \qquad (28.27)$$

Подстановка этих выражений в волновое уравнение приводит нас к новому волновому уравнению в движущейся системе координат

$$\frac{\partial^2 p^*}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 p^*}{\partial z^2} - \frac{2}{V}\cdot\frac{\partial^2 p^*}{\partial z \partial t^*} = 0. \qquad (28.28)$$

Для волн, движущихся в направлении, близком к вертикали, изменение поля в движущейся вверх системе координат мало заметно (принцип относительности). Поэтому можно считать, что для этих волн p^* почти не зависит от z. При этих предположениях в уравнении (28.28) можно опустить член, где присутствует вторая производная по z. Полученное уравнение называется *"уравнением 15° миграции"*, или *уравнением Клейербоута*. Это уравнение мало пригодно для миграции волновых полей, содержащих отражающие границы с большими углами наклона

$$\frac{\partial^2 p^*}{\partial x^2} - \frac{2}{V}\cdot\frac{\partial^2 p^*}{\partial z \partial t^*} = 0 \ . \qquad (28.29)$$

При некоторых подобных предположениях можно получить и уравнения, пригодные для описания волн, подходящих к поверхности под большими углами. В качестве примера без выводов приведем уравнение *45° миграции*

$$\frac{\partial^2 p^*}{\partial x^2 \partial t^*} - \frac{V}{2}\cdot\frac{\partial^3 p^*}{\partial x^2 \partial z} - \frac{2}{V}\frac{\partial^3 p^*}{\partial x \partial t^{*2}} = 0 \ . \qquad (28.30)$$

Вернемся к рассмотрению уравнения *15° миграции* (28.29). Рассматривая волновое поле как трехмерную выборку значений, соответствующих координатам x, z и t^*, будем считать, что все значения этого поля дискретны и расположены на соответствующих осях координат с равномерными шагами Δx, Δz и Δt^*. Плоскость $z = 0$ соответствует не мигрированному исходному волновому полю (временному разрезу), построенному на уровне расположения приемников на поверхности земли. Диагональная плоскость $t^* = z/V$ соответствует мигрированному разрезу (рис.28.13)

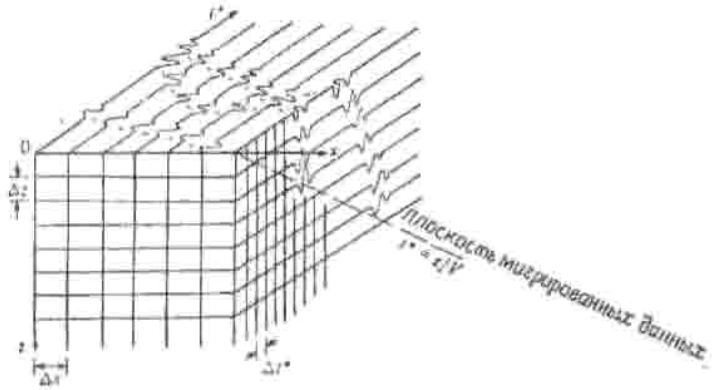


Рис. 28.13. Взаимосвязь элементов миграционных расчетов в пространстве (x,z,t^*): сейсмический разрез на поверхности земли $z=0$, соответствует не мигрированному разрезу. Разрезы, получающиеся на последующих уровнях пересчета, по существу являются временными разрезами, которые могли бы быть получены, если бы приемная установка (сейсмоприемники) находилась на этих глубинах z. Исходные данные и все пересчеты выполняются по сетке, размеры которой по осям равны соответственно $\Delta x, \Delta z, \Delta t^*$

Смысл метода конечных разностей заключается в приближенной замене производных по каждой переменной их приращениями, при условии, что изменение этой переменной в данном направлении можно считать малым. После выполнения такой замены исходные дифференциальные уравнения превращаются в систему алгебраических уравнений и, что чаще всего и бывает, в систему линейных уравнений.

Как принято в методе конечных разностей, будем аппроксимировать производные следующими конечно-разностными выражениями

$$\frac{\partial^2 p(x,z,t)}{\partial x^2} = \frac{p(x,z,t^*) - 2p(x-\Delta x,z,t^*) + p(x-2\Delta x,z,t^*)}{\Delta x^2},$$

$$\frac{\partial^2 p(x,z,t)}{\partial z \partial t^*} = \{p(x,z,t^*) - p(x,z-\Delta z,t^*) - p(x,z,t^*-\Delta t^*) +$$

$$+ p(x,z-\Delta z,t^*-\Delta t^*)\}/\Delta z \Delta t^* \qquad (28.31)$$

При подстановке этих выражений в (28.29) дифференциальное уравнение "15° миграции" примет вид конечно-разностного алгебраического уравнения, в котором присутствуют только значения определяемой функции волнового поля в шести смежных точках выбранной системы координат (x,z,t^*)

$$p(x,z,t^*) = \frac{\Delta z \Delta t^* \Delta x^2}{2\Delta z^2 - V\Delta z \Delta t^*}\left\{\frac{p(x,z-\Delta z,t^*)}{\Delta z \Delta t^*} + \frac{p(x,z,t^*-\Delta t^*)}{\Delta z \Delta t^*} - \right.$$

$$\left. - \frac{Vp(x-\Delta x,z,t^*)}{\Delta x^2} - \frac{p(x,z-\Delta z,t^*-\Delta t^*)}{\Delta z \Delta t^*} + \frac{Vp(x-2\Delta x,z,t^*)}{2\Delta x^2}\right\} \ . \qquad (28.32)$$

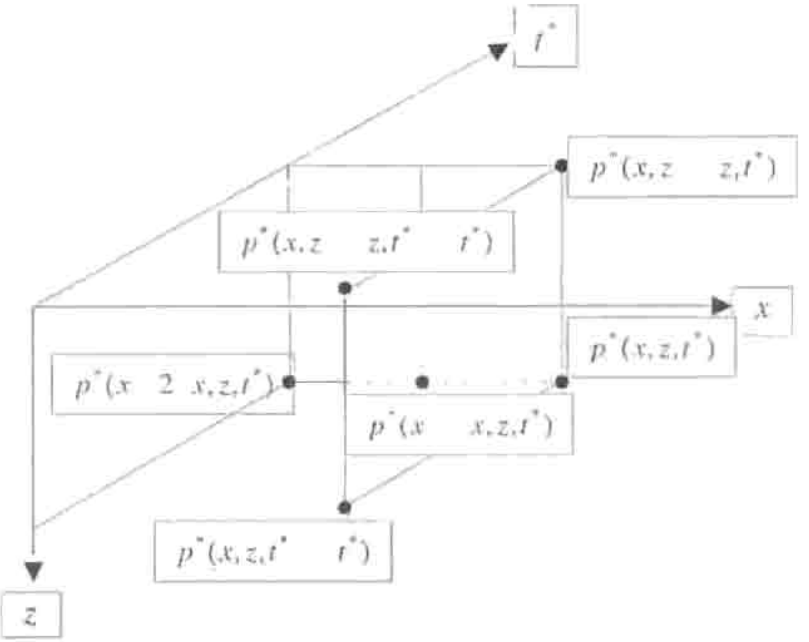


Рис.28.14. Схема расчета значений поля $p(x,z,t^*)$ в точке с координатами (x,z,t^*) по значениям поля в пяти точках: $(x, z, t^*-\Delta t^*)$, $(x-2\Delta x, z, t^*)$, $(x-\Delta x, z, t^*)$, $(x, z-\Delta z, t^*-\Delta t^*)$ и $(x, z-\Delta z, t^*)$

На рис. 28.14 показано взаимное расположение расчетных точек, значения поля в которых входят в это уравнение (28.32). Согласно уравнению (28.32) оказывается возможным, зная поле в пяти точках на предыдущих уровнях, а именно в точках

$$p(x, z-\Delta z, t^*),\ p(x, z, t^*-\Delta t^*),\ p(x-\Delta x, z, t^*),\ p(x, z-\Delta z, t^*-\Delta t^*),\ p(x-2\Delta x, z, t^*) \qquad (28.33)$$

вычислить его в одной из точек следующего уровня. Для отрицательных значений координат принято предполагать, что поле в этих точках отсутствует и значения характеристики поля равно нулю. Такое предположение о начальных условиях не слишком сильно влияет на конечный результат.

При пересчете поля от уровня до уровня следует использовать пластовую скорость в разрезе между этими уровнями. Таким образом, учет вертикальных изменений скорости в этом способе миграции выполняется очень просто. Коррекция латеральных изменений скоростей выполняется приближенно, как и во всех других временных миграциях.

Результаты опробования эффективности различных способов миграционных преобразований по способу конечных разностей и методом дифракционного суммирования чаще всего весьма близки между собой (сравните рис.28.15 б и в). В конкретных геолого-геофизических условиях обработчики часто отдают предпочтение тем способам, которые требуют меньших временных и других затрат.

28.5. О миграционных преобразованиях до суммирования по ОСТ

Поскольку выполнение процедуры любой миграции даже в двухмерном варианте - довольно трудоемкий процесс обработки, его обычно выполняют *после суммирования* (по английской терминологии – *Poststack Migration*) трасс по ОСТ с целью уменьшения объема вычислений. Это уменьшение объема эквивалентно приблизительно кратности суммирования.

Однако при наличии сильно наклонных отражающих границ процесс суммирования приводит к смешению в одной суммарной трассе записей волн, отраженных от *различных точек* границы раздела. Это приводит к ослаблению и размыванию суммарных трасс записей сейсмических волн, что, в конечном итоге, приводит к потере горизонтальной разрешенности итоговых сейсмических материалов. Подобные же проблемы возникают и для дифрагированных волн, связанных с разломами и границами в районах соляно-купольной тектоники. Это имеет место всегда, когда вдоль направления основных отражающих границ наблюдаются сейсмические границы с резко различными углами наклона. Такое явление в сейсморазведке получило (Yilmaz, 2001) наименование "*противоречивые* (конфликтующие) *наклоны*". Пример временного разреза с четко выраженным эффектом конфликта углов наклона отражающих границ в одном и том же месте разреза показан на рис.28.16а. На рис.28.16б показан тот же самый разрез после соответствующей обработки, где это противоречие практически отсутствует.

Классическая теория большинства видов миграции основана на предположении о том, что временной разрез, который предстоит подвергнуть процедуре миграции, составляют суммотрассы, полученные при нулевом удалении "источник - приемник". Реальные трассы разрезов ОСТ далеко не всегда эквивалентны реальным суммотрассам, полученным суммированием трасс с различными (не нулевыми) удалениями "источник - приемник". Поэтому классическая миграция после суммирования не всегда работает удовлетворительно. По этим соображениям в последние

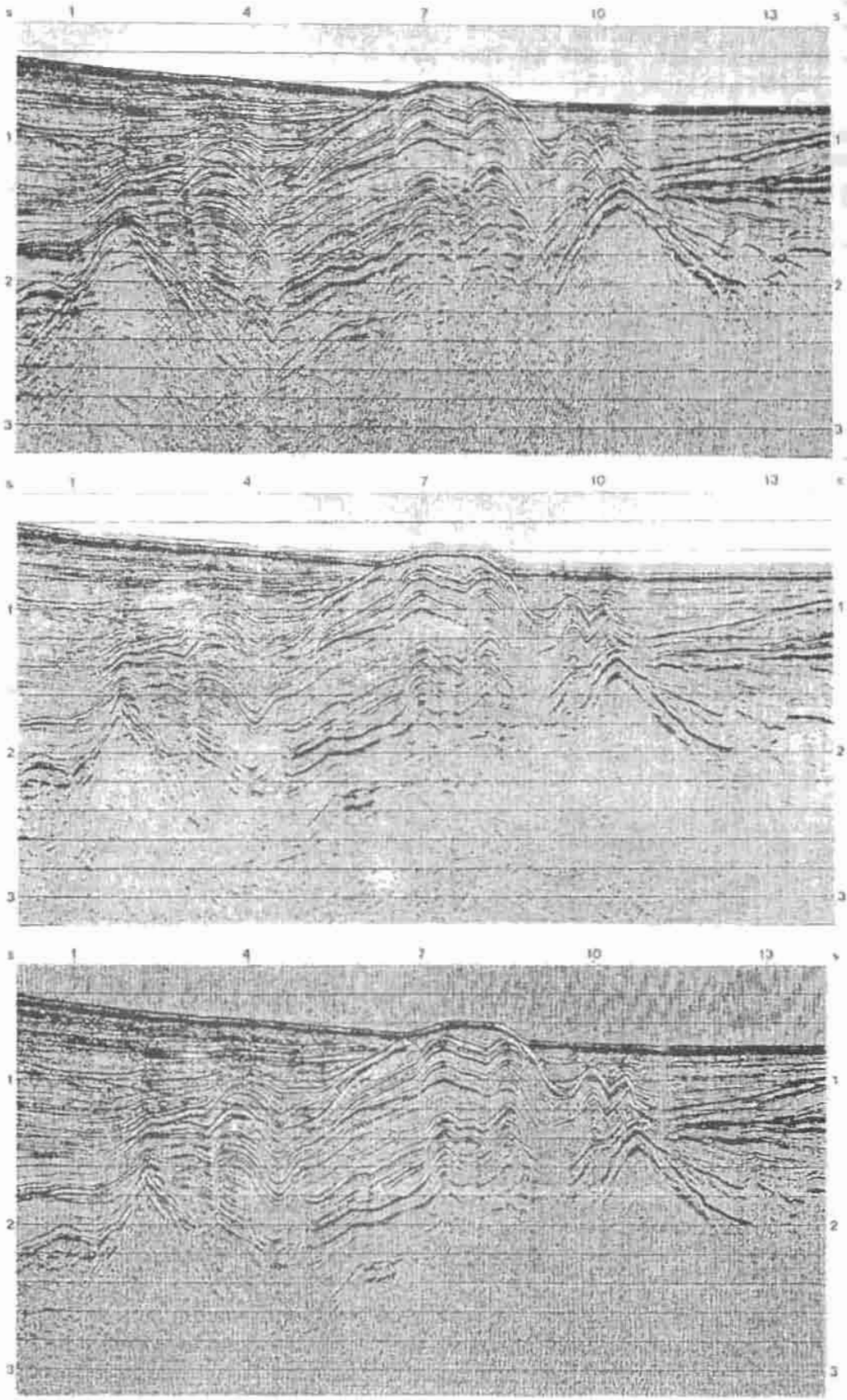


Рис.28.15. Фрагменты временного разреза по одному из сейсмических профилей в Калифорнийском заливе:
а - временной разрез до миграции; б -временной разрез после миграции по Кирхгофу;
в - временной разрез после миграции способом численного решения волнового уравнения

годы в обработке сейсмических данных все более активно применяются различные методы *миграция сейсмических записей до суммирования (Prestack Migration)*.

Миграцию перед суммированием можно, например, выполнять по алгоритмам *Кирхгофа*, основанным на использовании уравнения времени пробега при ненулевом удалении "взрыв - прибор" для точечного дифрагирующего объекта. В этом случае амплитуды сейсмических сигналов также суммируются вдоль расчетных годографов дифрагированных волн. Каждый полученный промежуточный временной разрез изображается по отдельности. Затем результаты всех таких преобразований суммируются с целью получения окончательного мигрированного разреза. Такой подход к миграции значительно ослабляет эффект *противоречивых наклонов*, но требует выполнения значительных объемов вычислений. Например, для 48 - кратных наблюдений нужно предварительно выполнить 48 миграций временных разрезов и затем осуществить сложение 48 полученных мигрированных временных разрезов. Учитывая это, предложены различные упрощенные схемы проведения такой миграции, позволяющие не слишком увеличивать объем вычислений. Один из возможных вариантов заключается в использовании предварительно сформированных нескольких частичных суммарных временных разрезов, составленных по ограниченному диапазону удалений "взрыв – прибор". Частичные временные разрезы по

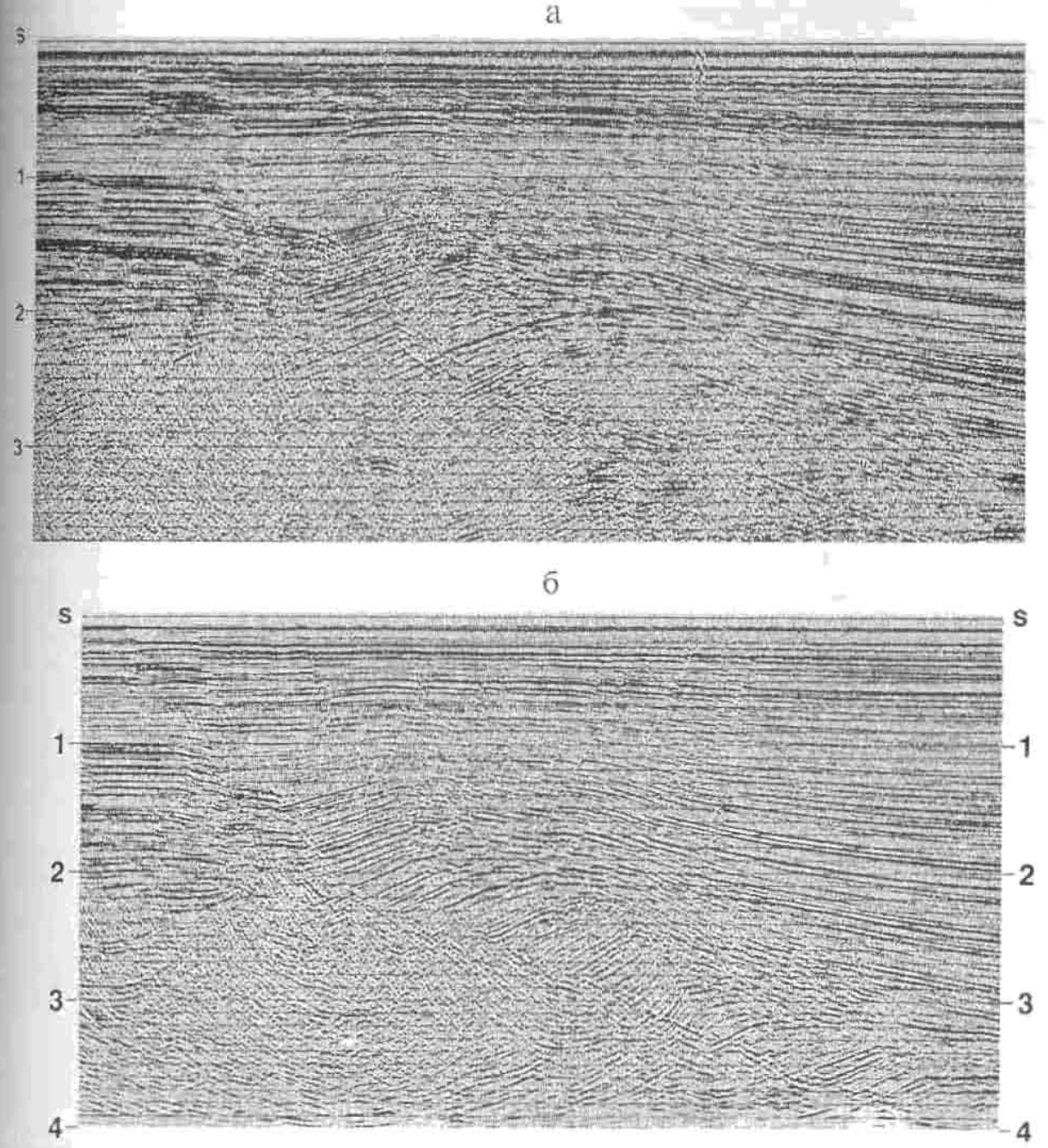


Рис.28.16. Временные разрезы с конфликтующими наклонами отражающих границ до (а) и после применения процедуры ДМО (б)

отдельности подвергаются миграции. После этого мигрированные разрезы суммируют. При таком подходе получают итоговый суммарный разрез и существенное ослабление помех без значительного увеличения объемов вычислений.

Кроме того, в практике обработки данных сейсморазведки достаточно широко используются процедуры, которые по трудоемкости занимают промежуточное положение. Они получили название процедур *предварительного суммирование с частичной миграцией* (в английском языке для этих процедур используются два эквивалентных обозначения *PreStack Partial Migration - PSPM* и *Dip MoveOut - DMO*).

Однако только временная (или глубинная) миграция до суммирования является наиболее эффективной процедурой получения волновых изображений сложно построенной геологической среды. Она также автоматически решает проблему конфликтующих наклонов.

Основным идейным принципом, лежащим в основе миграций этого типа, является использование *однократных временных разрезов равных удалений*. Таких разрезов при работах 2D по всему профилю можно иметь столько же, сколько имеется различных удалений источник-приемник на сейсмограммах ОТВ. Один из этих разрезов – нуль офсетный разрез, в значительной степени близок к стандартному временному разрезу ОСТ, получаемому после суммирования. На разрезах всех других удалений присутствуют искажения времен прихода отражений, связанные с неучтенной кинематической поправкой. Любой из подобных разрезов можно подвергнуть операции миграции, например по Кирхгофу. Однако кинематика траекторий суммирования будет описываться более сложной формулой, нежели в случае нулевого удаления источник-приемник.

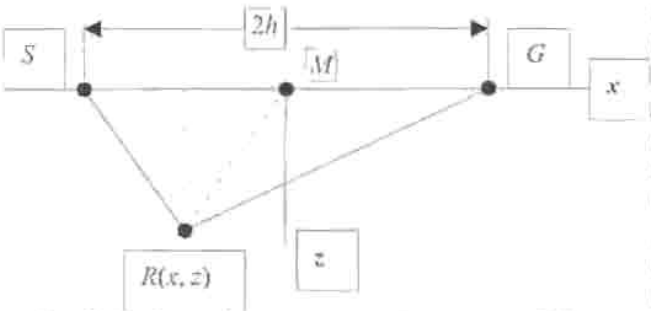


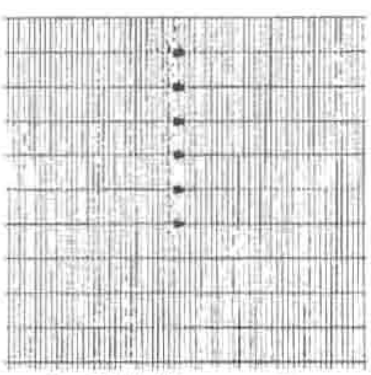
Рис.28.17. Схема формирования сейсмограммы ОУ при регистрации поля точечного дифрактора

На рис. 28.17 показана схема лучевого пути для случая ненулевого удаления "источник-приемник" в среде с постоянной скоростью. Время прихода волны из источника, расположенного в точке S к точке отражения R и от нее к приемнику G, дается уравнением

$$V \cdot t = \sqrt{z^2 + (x+h)^2} + \sqrt{z^2 + (x-h)^2}\,, \qquad (28.34)$$

где V - скорость волн в среде, t - полное время волны по пути из S к R и от границы в точку приема G, x и z - горизонтальная и вертикальная координата точки центра дифракции или отражающей площадки.

Предположим, что на профиле в точке R на разной глубине в разрезе (рис.28.18) находится группа дифракторов (отражателей), который изучается путем построения разреза постоянного удаления h. Координата x_0 общей средней точки системы "источник-приемник" непрерывно перемещается по профилю. Совокупность получаемых при этом трасс составляют искомый временной разрез равного удаления.


Рис.28.18. Модель среды, содержащая шесть дифракторов, погруженных на разную глубину

Зависимость времени прихода отраженной (дифрагированной) волны от координаты средней точки профиля x_0 и подвижной системе координат может быть легко получена путем обобщения вышеприведенной формулы (28.34)

$$t(x, x_0, t_0) = \sqrt{\frac{t_0^2}{4} + \frac{(x - x_0 + h)^2}{V^2}} + \sqrt{\frac{t_0^2}{4} + \frac{(x - x_0 - h)^2}{V^2}}\,, \qquad (28.35)$$

где принято, что $z = V \cdot t_0 / 2$.

Таким образом, на временных разрезах постоянного удаления h точка R с группой рефракторов будет представляться так, как это схематично показано на рис.28.19.

Каждый из этих временных разрезов равного удаления для локализации энергии отражения логично подвергнуть процедуре миграции. Обычно используются быстро выполнимые способы миграции, основанные, например, на использовании способов дифракционного суммирования.

Такая миграция каждого разреза заключается в суммировании амплитуд сигналов в пределах разреза по траекториям, описываемым уравнениям (28.35), с последующим отнесением результата в точку апекса вершины этой криволинейной траектории. Однако мигрированный разрез постоянного удаления такого типа локализует отражение в точке с координатой по времени, равной

$$t_0' = \sqrt{t_0^2 + \frac{h^2}{V^2}}\,. \qquad (28.36)$$

После выполнения миграции всех разрезов равных удалений получается набор новых уже мигрированных разрезов равных удалений. Фиксируя в этом наборе координату средней точки x_0 и вычленяя из нее для каждого выноса трассу временного разреза, мы для этого фиксированного x_0 получим сейсмограмму,

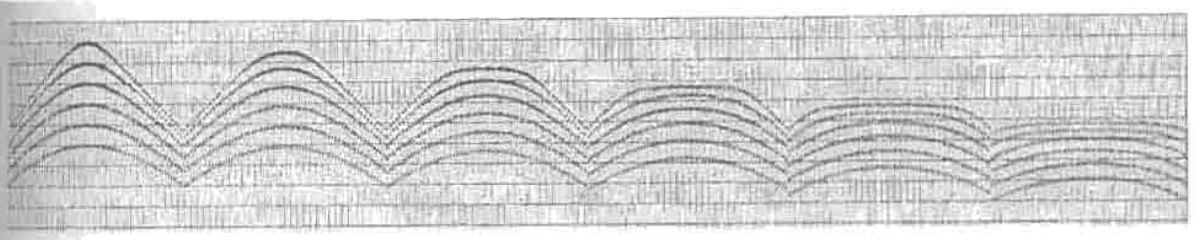


Рис.28.19. Временные разрезы равных удалений соответствующие модели среды, показанной на рис.28.18. Удаления составляют: 1-50 м, 2-350 м, 3-650м, 4-950м, 5-1250м , 6-1550 м

подобную сейсмограмме ОСТ. Однако в такой сейсмограмме все трассы уже подвергнуты миграции. Теперь мы имеем на профиле исследований набор мигрированных сейсмограмм ОСТ, которые можем подвергнуть сначале вводу кинематических поправок, а, затем, традиционному суммированию. В результате выполнения всех названных процедур окажется, что миграция по данному разрезу была проведена *ранее суммирования*.

Схема выполнения данной миграции в обобщенной форме представляется обычно так, как это показано на рис.28.20. По горизонтальным осям отложены координаты средних точек на профиле и величины удалений "источник-приемник", которые условно можно считать как положительными, так и отрицательными. Поверхность отображает значения времени на линиях суммирования в зависимости от этих пространственных координат. Вертикальные сечения, которые параллельны оси координат средних точек и проходят через зафиксированные значения удалений, символизируют временные разрезы постоянных удалений. Линия пересечения этих плоскостей с поверхностью пирамиды показывает изображение точки - дифрактора на этом типа разреза. Вертикальные сечения, параллельные оси удалений и проходящие через какую-либо среднюю точку, символизируют сейсмограммы, собранные из трасс для разных выносов при фиксированной координате средней точки ОСТ. Поверхность, изображенную на данной схеме, в сейсморазведке принято называть "пирамидой Хеопса" (Клаербоут, 1989).

Итоговый результат миграции можно получить суммированием по разным траекториям в ином порядке. Найэти траектории будет по-прежнему лежать на поверхности изображенной пирамиды (Yilmaz, 2001).

Применение миграции до суммирования существенно уменьшает эффект рассеяния точки отражения по границе, а также ослабляет уровень случайных помех на разрезах. Однако сама процедура, как отмечалось выше, требует существенно большего объема вычислений.

Существуют варианты миграции до суммирования не только во временной, но и в частотной области (Yilmaz, 2001).

Учет поправок за коррекцию наклонов (Dip-MoveOut, DMO) - процедуры *предварительного суммирования с частотной миграцией* (***PSPM***) - являются одним из возможных способов решения проблемы *противоречивых наклонов*. Созданные в начале 80-х годов прошлого века (*Yilmaz, Claerbout, 1980*), они были пригодны для сейсмограмм с малым удалением "взрыв-прибор". Позднее процедуры были усовершенствованы (*Deregowski, Rocca, 1981, Hale, Frech,1983*). Так как в них использовался элемент кинематической поправки, вызванный наклоном отражающей границы, они получили название процедуры ***DMO*** (***Dip MoveOut - поправка за наклон***). В настоящее время термины ***PSPM*** и ***DMO*** являются синонимами. Однако на практике более популярно название ***DMO***.

Процедура ***DMO*** предетавляет собой как бы частный случай миграции до суммирования. Отдельные трассы сейсмограмм ***ОСТ*** исправляются путем введения приращений, связанных с наклоном границы. После этого они становятся подобными сейсмограммам ***ОСТ*** при нулевом выносе. Затем данные сортируются в выборки ***ОСТ*** и суммируются. По отсортированным данным выполняется миграция после суммирования. Суммирование трасс, исправленных за *нормальное приращение времени* (NMO) и приращение, вызванное

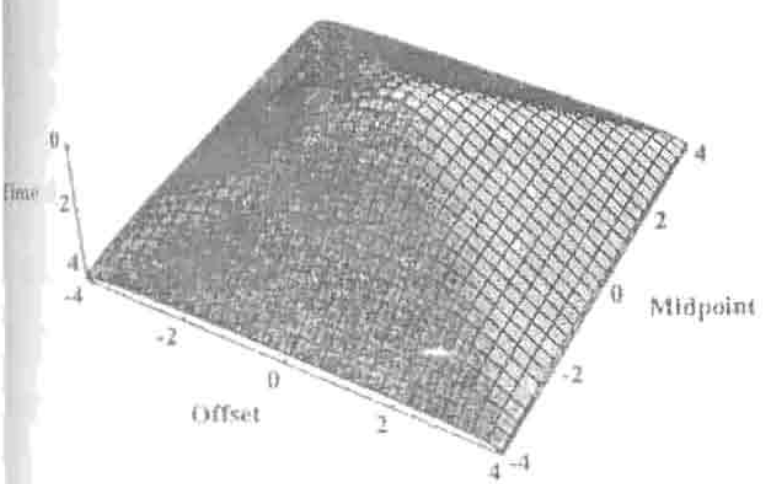


Рис.28.20. Схема суммирования сейсмических данных различных удалений, представляющая собой так называемую "пирамиду Хеопса". **Offset** - относительная величина общего удаления, **Midpoint** - условная координата средней точки. Результат суммирования относится к вершине пирамиды

наклоном границ (***DMO***), дает разрез, который лучше представляет реальную среду, чем суммарный разрез без поправок. Анализ результатов ***DMO*** позволяет говорить о том, что эти процедуры по эффективности приблизительно эквивалентны полной миграции по времени перед суммированием, но требуют существенно меньшего объема операций. Разработаны варианты ***DMO*** для сред с изменяющимися значениями скоростей, а также для обработки данных сейсмических работ *3D*.

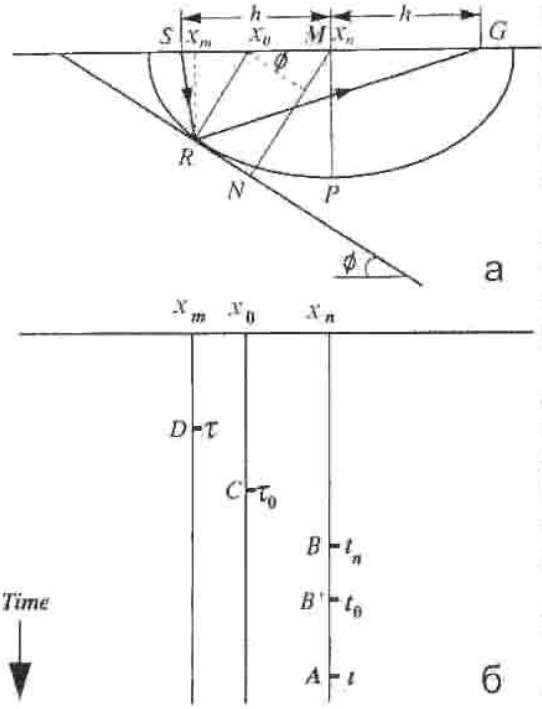


Рис.28.21. Схема получения сейсмической записи отраженных волн от плоской наклонной границы при фиксированном удалении источник-приемник (а). Схематичное изображение временного разреза (б)

Некоторой альтернативой миграции до суммирования является на практике применение *NMO* и *DMO* коррекции с затем миграции после суммирования. Однако главная цель применения процедур *DMO* – это коррекция трасс за влияние различных наклонов отражающих элементов границы.

Коррекция наклонов применяется до суммирования к сейсмическим данным (сейсмическим трассам), в которые предварительно введены нормальные кинематические сдвиги для того, чтобы предотвратить появление конфликтующих наклонов границ с различными скоростями суммирования в процессе суммирования. В результате коррекции достигается улучшение суммарного временного разреза.

Идея учета коррекции наклонов проста и может быть проиллюстрирована также рис.28.21.

При не нулевом удалении источник - приемник $SG=2h$ и наклонной границе раздела оказывается, что нормаль к отражающей площадке в окрестности точки отражения R выходит на поверхность наблюдений не в средней точке *M*. Более того, кинематическая поправка, вводимая в полное время отражения по пути *SRG* без учета угла наклона границы, приводит к тому, что при произвольном выносе $2l$ время t_n с введенной поправкой за нормальный кинематический сдвиг не совпадает со временем t_0, соответствующем двойному пути сейсмической волны по траектории *MNM* для, в общем-то, не связанной с точкой отражения средней точки *M*. Цель ***DMO*** заключается в перемещении события с трассы с введенной кинематической поправкой без учета наклона (x_n, t_n) в местоположение, соответствующее по горизонтальной оси точке выхода перпендикуляра к выбранной отражающей площадке в точке *R*, а по времени, тому времени, которое соответствовало бы времени отражения волны при наблюдении в точке, соответствующей нулевому удалению источник - приемник. В последующем на этой основе формируются новые нуль-офсетные сейсмограмм ОСТ, которые можно суммировать и подвергать в последующем миграции.

Рассмотрим формулы, описывающие эту идею. При условии, что мы знаем угол наклона отражающей границы в точке отражения *R* и выносе равном $2l$, как известно, время прихода отраженной волны из точки *S* в точку *G* составляет

$$t^2 = t_0^2 + \frac{4l^2 \cos^2 \varphi}{V^2} \quad , \tag{28.37}$$

После введения рассчитываемой отсюда поправки, мы перемещаем событие на трассе со времени t к времени t_0.

Если же считать, что угол мы не знаем, то поправку за кинематический сдвиг мы вносим по другой формуле. После ее введения мы приходим ко времени t_n в соответствии с формулой

$$t^2 = t_n^2 + \frac{4l^2}{V^2} \quad , \tag{28.38}$$

Таким образом, время отражения после нормальной коррекции *NMO* и время t_0 связаны соотношением

$$t_n^2 = t_0^2 - \frac{4l^2 \sin^2 \varphi}{V^2} \quad , \tag{28.39}$$

Так как наша цель перейти от (t_n, x_n) к (τ_0, x_0), то мы должны установить между ними определенные связи. Они легко получаются из геометрических соображений

$$x_0 = x_n - \frac{l^2}{t_0}\left(\frac{2\sin\varphi}{V}\right) \quad ; \tag{28.40}$$

$$\tau_0 = t_n A - \frac{l^2}{t_n A}\left(\frac{2\sin\varphi}{V}\right)^2 \quad , \tag{28.41}$$

где - $A = \sqrt{1 + \frac{h^2}{t_n^2}\cdot\left(\frac{2\cdot\sin\phi}{V}\right)^2}$.

Выполнение *DMO* преобразований по формулам (28.40 и 28.41) не составило бы труда, если угол наклона границы был бы известен. Однако этого никогда не бывает. Поэтому для выполнения коррекции за наклоны используются некоторые особые свойства разрезов равного удаления.

Можно легко показать, что вышеописанные четыре параметра t_n , x_n и τ_0 , x_0 обращают в тождество уравнение, которое является уравнением эллипса (рис.28.22) в координатах (τ_0, x_0)

$$\frac{x_0^2}{l^2} + \frac{\tau_0^2}{t_n^2} = 1 \quad . \tag{28.42}$$

Полуоси этого эллипса равны l – вдоль оси x_0 , и t_n вдоль оси τ_0 Из этого уравнения следует также, что

$$t_t = \alpha \cdot \tau_0 \text{ , если считать, что } \alpha = \frac{1}{\sqrt{1 - \frac{x_0^2}{l^2}}} \quad , \tag{28.43}$$

где α - параметр, который можно вычислить в любой точке эллипса.

Этот эллипс (рис.28.22) важен тем, что показывает так называемую импульсную реакцию преобразования *DMO* при неизвестном угле наклона отражающей границы. Это означает, что сейсмическое событие (импульс) - в нашем случае - маленький участок сейсмотрассы с введенной нормальной кинематикой, сообщающий об отражении в точке R, будучи помещенным в точку A_0 нашего эллипса, при *DMO* преобразовании переносится в некоторую другую точку этого эллипса A_1. Однако положение ее нам неизвестно. Важно только, что искомая точка принадлежит описываемому формулой (28.42) эллипсу.

При коррекции наклонов в качестве исходного поля берется составленный временной разрез равных удалений с введенными кинематическими поправками. Выходной разрез для этого же удаления вычисляется суммированием по всем входным значениям поля по эллипсу с фиксированной величиной полуоси . По существу при этом происходит вычисление сумм вида

$$P_{out} = \frac{\Delta x}{2\cdot\pi}\cdot\sum_{x}\left[\frac{2\cdot\alpha^2 - 1}{l}\sqrt{\tau_0}\cdot\rho(t_n) * P_{in}\right] \quad . \tag{28.44}$$

В этой формуле параметр α вычисляется при заданном значении l по формуле (28.42). Амплитудный множитель в сумме (28.44) сохраняет относительные амплитуды. Корректирующий фильтр $\rho(t_n)$ на времени t_n имеет при 2D *DMO*-коррекции амплитудный спектр, пропорциональный корню квадратному из кажущейся частоты на исходном разрезе.

Из изложенного выше видно, что такой подход во многом напоминает технологию миграции способом дифракционных преобразований.

Ниже приведем последовательность обработки с применением коррекции за наклоны (*DMO*):

- скоростной анализ – вычисление вертикальных спектров скоростей;
- коррекция кинематических сдвигов (*NMO*) на основе предположения о горизонтальности границ;
- формирование набора временных разрезов постоянных удалений ОУ;
- выполнение суммирования по эллипсам по каждому такому разрезу и получение нового набора - скорректированных за наклон разрезов равных удалений;
- составление новых сейсмограмм ОСТ, скорректированных за влияние наклона границ;
- обратная кинематическая коррекция (инверсия) со скоростями, полученными на первом этапе;
- повторный скоростной анализ по откорректированным сейсмограммам ОСТ;
- коррекция кинематических сдвигов во всех точках ОСТ на основе улучшенного скоростного анализа;
- суммирование трасс ОСТ и получение временного разреза;

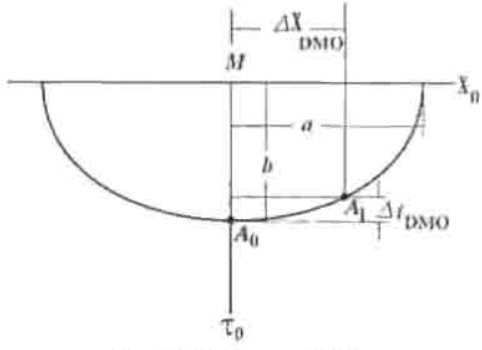


Рис.28.22. Эллипс *DMO*

- миграция.

Очень близкие по существу преобразования волнового поля с существенно более широкими возможностями по анализу скоростей распространения упругих волн были предложены нашим соотечественником Кондрашковым В.В. (Кондрашков, 1970) существенно раньше изложенной теории *DMO* (Yilmaz, 1980). Следующие предложения по способу формирования сейсмического изображения геологической среды на начальной стадии получили *эллиптической развертки отражений* (*ЭРО*). Эти идеи в последующем они были усовершенствованы (Кондрашков, 1985) и получили новое название - *метод параметрической развертки* - *ПРО*. Созданная им технология определения отношения средних скоростей по падающему и восходящему лучам позволила не только повысить разрешенность формируемых сейсмических изображений (рис.28.23), но и достигнуть существенно более высокой точности определения интервальных скоростей в разрезе. Материалы, демонстрирующие новые возможности определения сейсмических скоростей в сейсморазведке будут приведены в соответствующей части курса.

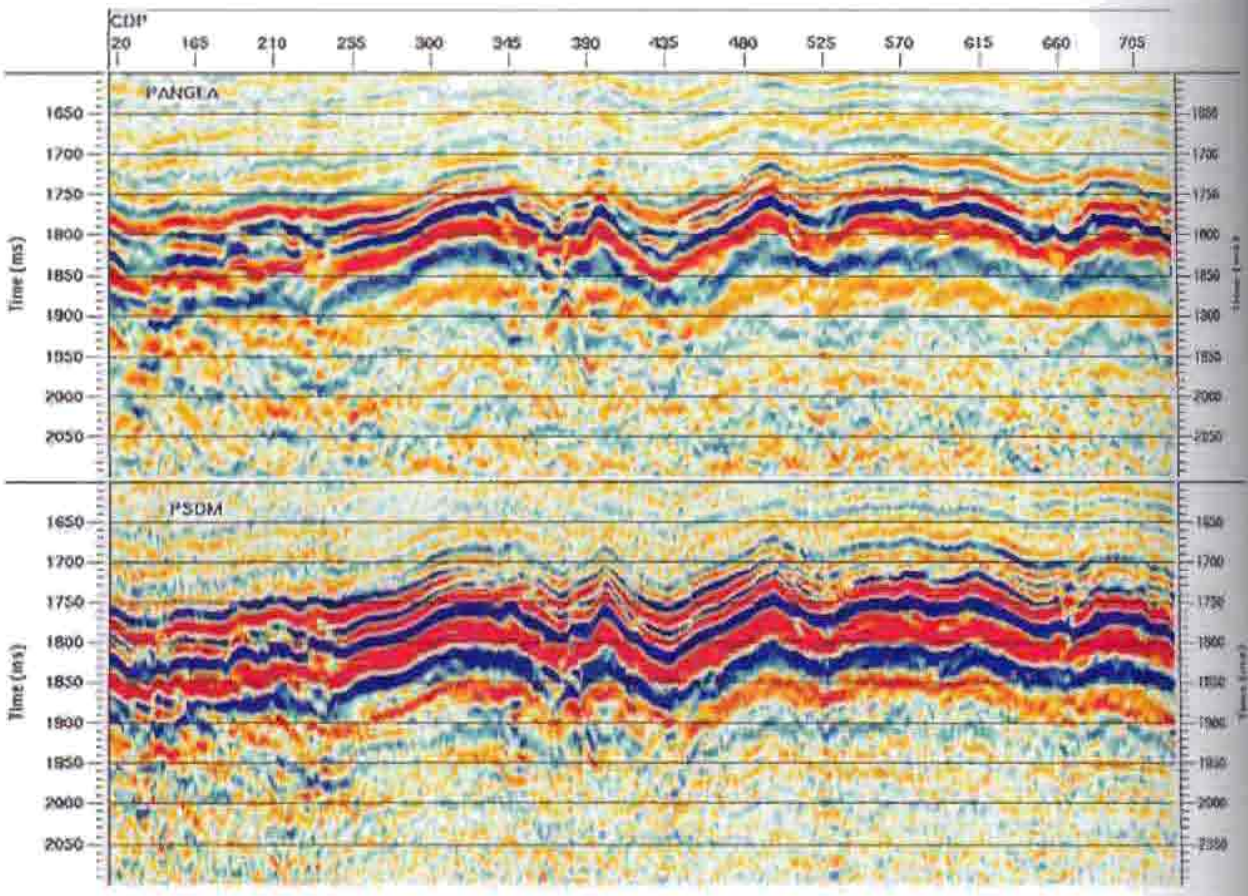


Рис. 28.22. Сопоставление результатов обработки материалов сейсмического профиля в системе Пангея и PSDM [Кондрашков, 2006]

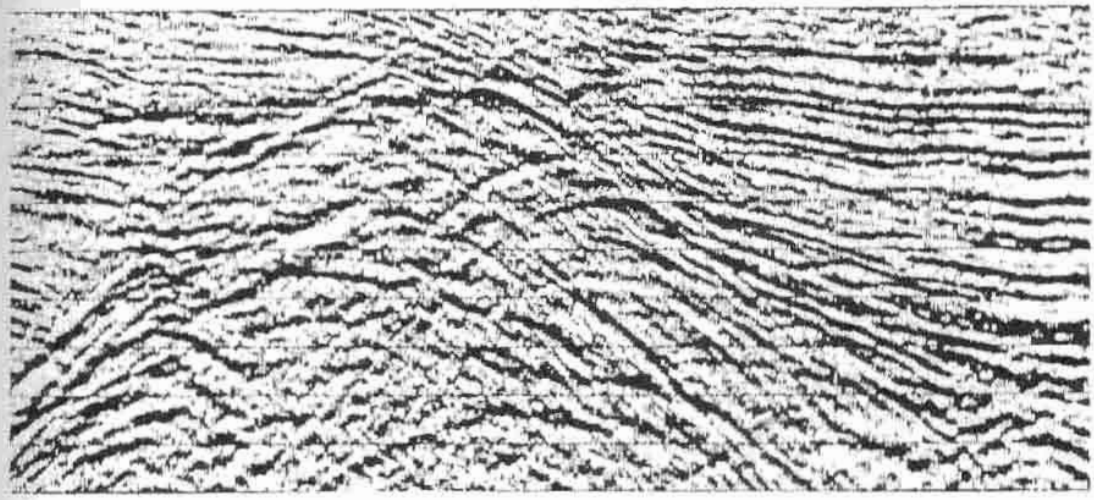
Верхний разрез представляет собой результат обработки с использованием технологии ПРО, нижний представляет тот же участок профиля обработанный с использованием частичной миграции до суммирования.

Поскольку сделанные Кондрашковым В.В. предложения по разным причин не вошли состав сейсмических обрабатывающих систем, которые в настоящее время широко используются в России, то автор нашел возможность их реализации в собственной обрабатывающей системе, получившей название UNISEIS, которая в последующем вошла в универсальную интерпретационную систему Пангея.

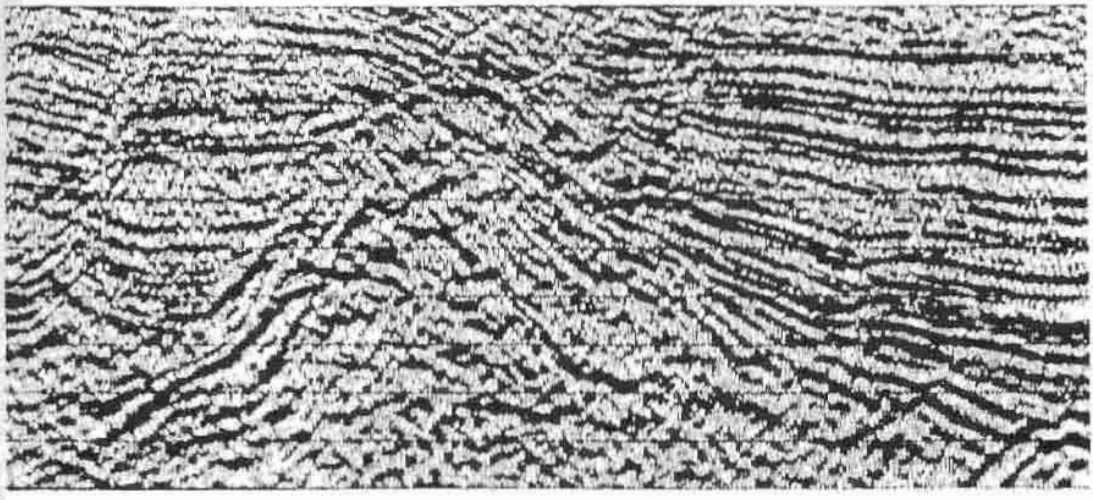
28.6. О миграции в трех измерениях

Описание выполнения способов миграции в сейсморазведке 3D достаточно хорошо приведено в работе А.К. Урупова (Урупов, 2004). По этой причине, а также в силу большей сложности теории таких алгоритмов, их описание в вузовском курсе сейсморазведки авторы сочли нецелесообразным. Особенности выполнения миграции в пространстве трех измерений (сейсморазведка 3D) достаточно доступно для изучения изложено в учебном пособии Ю. Н. Воскресенского (Воскресенский, 2006).

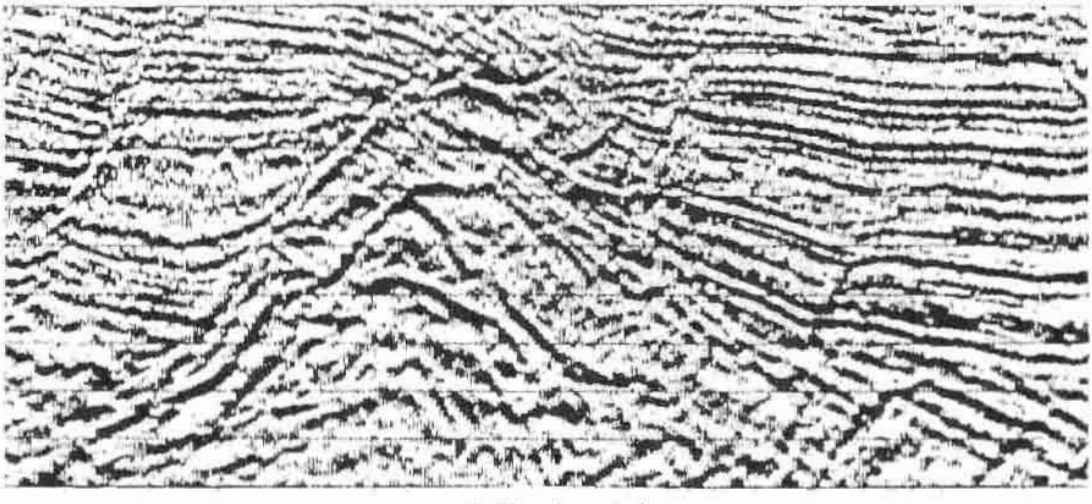
Трехмерная миграция крайне необходима там, где изучаемая территория отличается сложным пространственным строением, где имеются значительные скоростные неоднородности и латеральные градиенты скоростей. В таких случаях достигается, как правило, значительный положительный геолого - геофизический эффект



а Unmigrated



б 2-D migrated



в 3-D migrated

Рис.28.24. Сравнительный эффект влияния выполнения двумерной и трехмерной миграции:
а - разрез без миграции; б - двумерная миграция;
в - временной разрез после выполнения трехмерной миграции

Пример достигаемого эффекта можно видеть при сравнении результатов двух - и трехмерной миграции на одном том же участке профиля (рис.28.24).

Большинство известных способов, используемых для выполнения двумерной миграции, могут быть с теми или иными усложнениями распространены и на случай трехмерной миграции. Если при двухмерном дифракционном преобразовании осуществляется суммирование вдоль всех возможных дифракционных гипербол, то в трехмерном случае уже необходимо суммирование по всем возможным гиперболоидам. Если при миграции в области частот в профильном варианте используют двумерное преобразование координат, то в пространственном случае уже надо использовать трехмерное преобразование координат. В процессе выполнения конечноразностной миграции в двухмерном варианте каждый раз вычисляется новый временной разрез для очередного шага итерации по двумерной линейной сетке. В случае выполнения трехмерной миграции такие промежуточные разрезы рассчитываются уже в узлах пространственной сетки. Поэтому выполнение трехмерной миграции требует огромного объема вычислений. Она может быть выполнена только на очень мощных компьютерах (суперкомпьютерах) при значительных временных и материальных затратах.

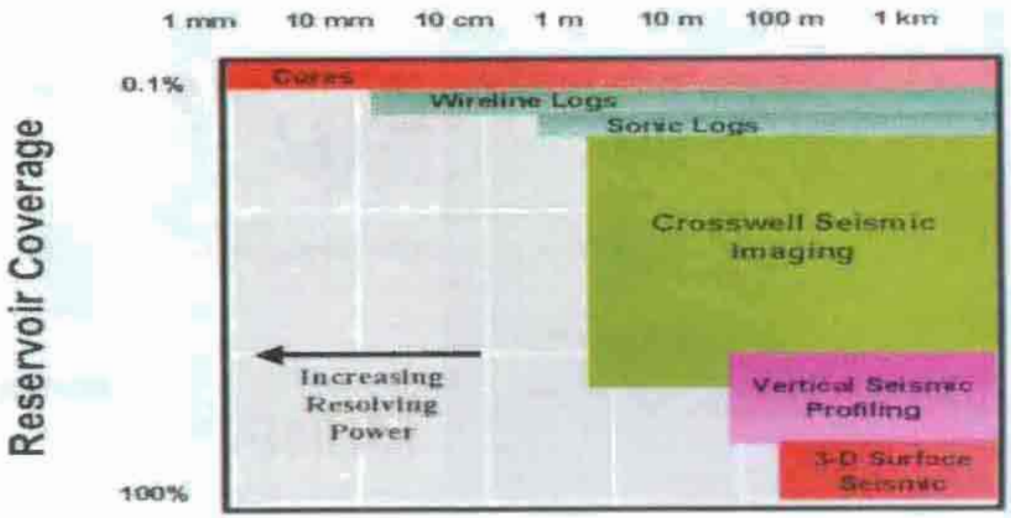
Из приведенного описания принципов и методов выполнения миграционных преобразований можно сделать следующие основные выводы:

- существует большое число различных алгоритмов выполнения миграционных преобразований;
- по принципам их реализации все они базируются на использовании в той или иной форме решений упрощенного волнового уравнения, описывающего процесс распространения упругих волн; -
- технологии реализации существующих способов весьма разнообразны; -
- наиболее эффективными и совершенными, но в тоже время и наиболее трудоемкими способами являются те, которые используются до применения суммирования данных по ОСТ;
- наиболее объективное волновое изображение геологической среды в сейсморазведке может быть получено только с применением совершенных миграционных преобразований исходной сейсмической информации.

Вопросы для самопроверки

1. Какие причины порождают отличие временных разрезов от истинного изображения строения геологической среды?
2. Что такое сейсмический снос и каковы причины его возникновения?
3. Каким основным законам теории поля подчиняются сейсмические волновые поля?
4. Перечислите основные группы методов миграционных преобразований.
5. Каковы главные цели миграционных преобразований волновых полей?
6. Кому принадлежит принципиальная идея дифракционных преобразований сейсмических записей?
7. Какова главная идея миграционных преобразований, выполняемых на основе спектральных преобразований?
8. Поясните сущность конечно-разностных способов миграции.
9. В чем преимущества и недостатки миграционных преобразований, выполняемых до суммирования записей?
10. Поясните назначение процедуры DMO в составе миграционных преобразований.
11. Каковы причины высокой эффективности процедур 3D миграций?

★ ★ ★ ★ ★ ★ ★



29. ПРИМЕРЫ ОБРАБОТКИ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ПОЛУЧЕНИЯ ИЗОБРАЖЕНИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

29.1. Общая характеристика процесса обработки

Для получения по результатам сейсмических исследований высококачественных волновых изображений геологической среды в процессе обработки используется множество различных процедур. Каждая из них при этом играет весьма важную роль на определенном этапе трансформации волнового поля. Однако существует три особые процедуры в составе любой обрабатывающей системы, вклад которых в получение высококачественных изображений геологической среды трудно переоценить. Такими ключевыми процедурами обработки сейсмических данных являются: ***деконволюция, суммирование и миграция.***

Процедура ***деконволюции*** выполняется в масштабе оси *времени*. Она увеличивает разрешенность записи во времени и, поэтому, подчеркивает полезные сейсмические волны на записанной сейсмической трассе. Достигает этой цели деконволюция путем сжатия зарегистрированных волновых пакетов.

Суммирование трасс – это также процесс сжатия сейсмической информации, однако, выполняемый в другой системе координат *"средняя точка – время"*. Это становится возможным, во-первых, за счет введения кинематических поправок за *NMO* в трассы для всех сейсмограмм ОСТ, а, во-вторых, за счет последующего суммирования трасс, полученных при разных удалениях (офсетах). Результатом этой процедуры и является *суммарный временной разрез* (термины *суммарный временной разрез* и *разрез ОСТ* всюду далее эквивалентны).

Миграционные преобразования сейсмических трасс максимально часто применяются обычно к суммарным временным разрезам. Миграция существенно ослабляет или полностью разрушает на временном разрезе явления, связанные с дифракцией сейсмических волн. Однако главное, что выполняет миграция - это перемещение объектов отражения на суммарном разрезе к их истинным положениям в пространстве. С этих позиций миграция может также считаться процедурой *пространственной деконволюции*. Миграция всегда существенно улучшает *пространственную разрешенность сейсмических изображений геологической среды*.

С изложенных выше позиций все другие алгоритмические средства обработки могут считаться вспомогательными (вторичными) потому, что они лишь помогают улучшить эффективность работы вышеназванных основных процедур. ***Широкополосная фильтрация*** всегда требуется для того, чтобы удалить низко – и высокочастотные шумы. Перед деконволюцией, как правило, необходимо выполнить ***коррекцию записей за геометрическое расхождение***, чтобы компенсировать ослабление амплитуд вследствие расширения волнового фронта. ***Скоростной анализ***, который является важнейшим элементом, обеспечивающим качество суммирования, позволяет усилить эффект подавление кратных отражений и повысить результативность коррекции статики.

Многие из других существующих процедур обработки часто используются только для того, чтобы сделать обрабатываемые сейсмические данные совместимыми с требованиями, которые диктуются условиями применимости вышеназванных трех основных процедур обработки. Например, ***деконволюция*** предполагает, что записи отраженных волн удовлетворяют условию *стационарности*, *вертикальности падение волн на границу*, а возбуждающий импульс в источнике является *минимально фазовым*. Для эффективности действия процедуры ***суммирование*** необходимо, чтобы соблюдался *гиперболический закон изменения поправок за NMO*. Для успешности применения, например, большинства процедуры миграции, необходимо, чтобы волновое поле было получено при нулевом удалении "взрыв-прибор" и др. Другие процедуры обработки также предполагают, что сейсмическое волновое поле удовлетворяют ряду условий. Несмотря на то, что строго все эти и другие, заложенные в основу вывода многих расчетных формул, предположения практически не выполняются, совокупность действия основных и вспомогательных процедур, как показывает практика их применения, при обработке полевых данных *всегда приводит* к результатам, которые близки к истинным изображениям среды. Это объясняется тем, что все три названных выше процедуры обработки являются *робастными* (устойчивыми) и не очень чувствительными к точному соблюдению предположений, лежащих в основе их теоретического обоснования.

Практика показывает, что успех обработки сейсмических данных в значительной мере зависит не только от правильного выбора параметров, относящихся к отдельной конкретной процедуре, но также и от эффективности выполнения всех предшествующих этой процедуре этапов обработки.

Демонстрация характера действия той или иной процедуры обработки в "чистом виде" на конечный результат сейсморазведочных работ имеет большое значение в процессе обучения для начального понимания эффективности ее работы в составе всей технологии процесса обработки информации. Придавая этому обстоятельству важную роль при изучении курса сейсмической разведки, авторы посчитали возможным уделить достаточно много внимания показу результатов *поэтапного* выполнения большинства процедур на последовательную трансформацию полевых материалов в качественное сейсмическое изображение геологической среды. Для достижения этой цели за основу были взяты, в авторской адаптации, материалы аналогичного назначения из уже упоминавшейся работы Оза Уилмаза (Yilmaz, 2001). Эти материалы, по

мнению авторов, наиболее полно и достаточно убедительно демонстрируют все стадии превращения исходной полевой сейсмической информации в итоговые результаты - сейсмические изображения геологической среды высокого качества.

29.2. Обработка полевых материалов до этапа суммирования записей

Для демонстрации результатов последовательного выполнения основных процедур обработки и соответствующей трансформации результатов полевых наблюдений взяты материалы по одному из сейсмических профилей, полученные при морских сейсморазведочных работах в южной части шельфа Каспийского моря (Yilmaz, 2001). В таблице 29.1 представлены основные параметры системы наблюдений, использовавшиеся при отработке этого профиля. Глубина моря на профиле менялась от 750 м на одном его конце и уменьшалась вдоль профиля приблизительно до 200 м на другом его конце.

Таблица 29.1

Взрывной интервал, м	25
Шаг приемников, м	25
Число групп приемников	180
Минимальный вынос, м	175
Максимальный вынос, м	4650
Интервал ОСТ, м	12.5
Кратность перекрытия	90
Число ОСТ на профиле	6212
Длина профиля, км	77,64
Интервал (шаг) квантования, мс	4
Максимальное время регистрации, мс	8000
Объем данных, Гб	4.5

Препроцессинг. Полевые данные были записаны в мультиплексной форме в одном из стандартных форматов. Поэтому они были подвергнуты *демультиплексации*. На этом этапе данные были преобразованы в общепринятый формат *SEG-Y*, который применяется в использовавшейся обрабатывающей системе. На рис.29.1 показаны для иллюстрации несколько типичных сейсмограмм ОТВ по этому профилю. Четко видны значительные амплитуды в начальной части сейсмограмм и относительно слабые амплитуды – на больших временах регистрации. Такое ослабление амплитуд обусловлено, главным образом, расхождением волновых фронтов.

Препроцессинг всегда включает в себя такую процедуру как *редактирование трасс*. Зашумленные трассы, трассы с кратковременными сбоями или моночастотными сигналами были удалены, обращенные полярности инвертированы. Как видно из приведенных данных, на сейсмограммах присутствуют низкочастотные шумы, вызванные влиянием волнения поверхности моря и особенностями движения регистрирующей косы. Эти шумы всегда удаляются из записей с помощью процедуры высокочастотной *фильтрации*. В результате фильтрации этих записей фон помех существенно ослаблен, что хорошо видно на рис.29.2.

На следующем шаге отредактированные и предварительно отфильтрованные записи были подвергнуты процедуре *восстановления усиления*. Это делается для того, чтобы скомпенсировать изменения амплитуд записи, обусловленные сферическим расхождением фронтов сейсмических волн (см. формулы 25.1 -25.2). Параметры этой процедуры выбираются экспериментально. Сейсмограммы, скорректированные за геометрическое расхождение и поглощение, показаны на рис.29.3.

Далее процесс обработки предусматривал введение в заголовок каждой трассы информации о местоположении пункта возбуждения и приема. Основой для этого являются данные навигационной информации для морских работ и данные топогеодезической информации о съемке для наземных работ. Во всех случаях эта процедура базируются на записях, сделанных оператором сейсморазведочной станции. Координаты расположения пунктов взрыва и приема для всех трасс всегда сохраняются в заголовке трассы. Многие проблемы обработки нередко проистекают от неправильной установки *данных полевой геометрии*. В результате неточного введения геометрии качество суммарного разреза может существенно ухудшиться.

Для наземных сейсмических данных на этом же этапе вводятся *предварительно рассчитанные статические поправки*, позволяющие времена прихода сейсмических волн привести их к общему для всех данных уровню (линии или поверхности приведения). Уровень приведения может быть горизонтальным или меняющимся вдоль профиля. Расчет и ввод этих поправок выполняется на основе использования сведений, получаемых, как правило, путем интерпретации времен прихода преломленных волн от подошвы зоны малых скоростей.

Деконволюция обычно выполняется до суммирования трасс и имеет целью достижение лучшей временной

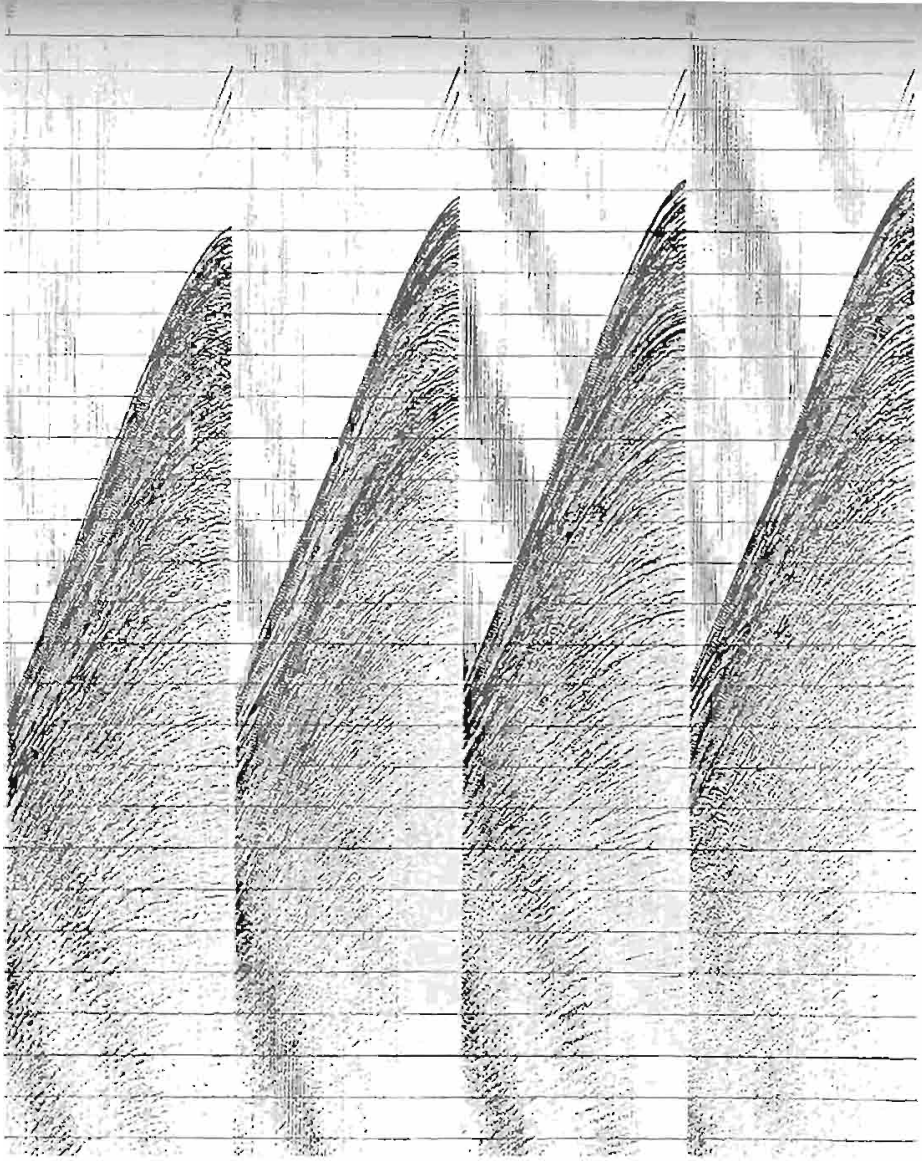


Рис.29.1. Вид типичных исходных сейсмограмм ОГТ в на профиле Южного Каспия после демультиплексирования

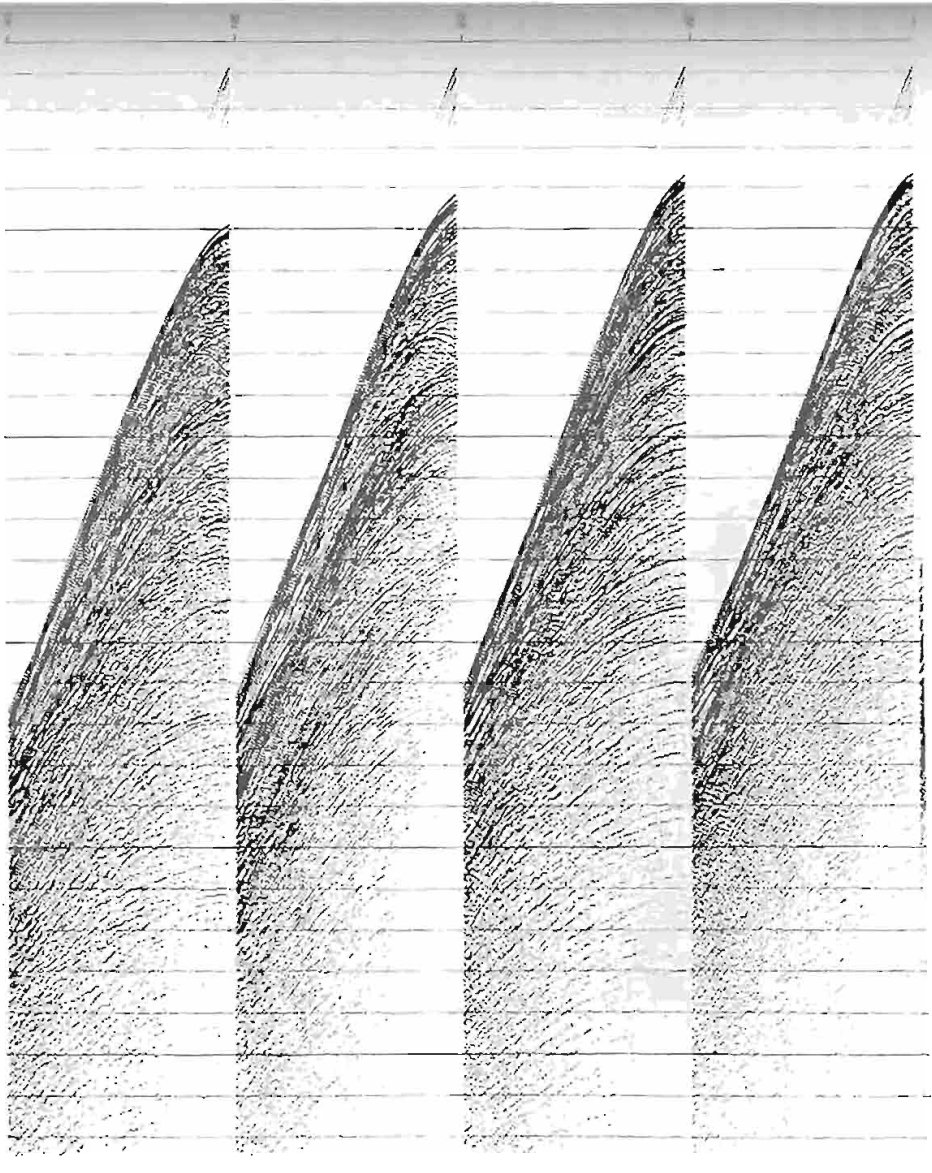


Рис.29.2. Вид типичных исходных сейсмограмм, показанных на рис.29.1, после их высокочастотной фильтрации

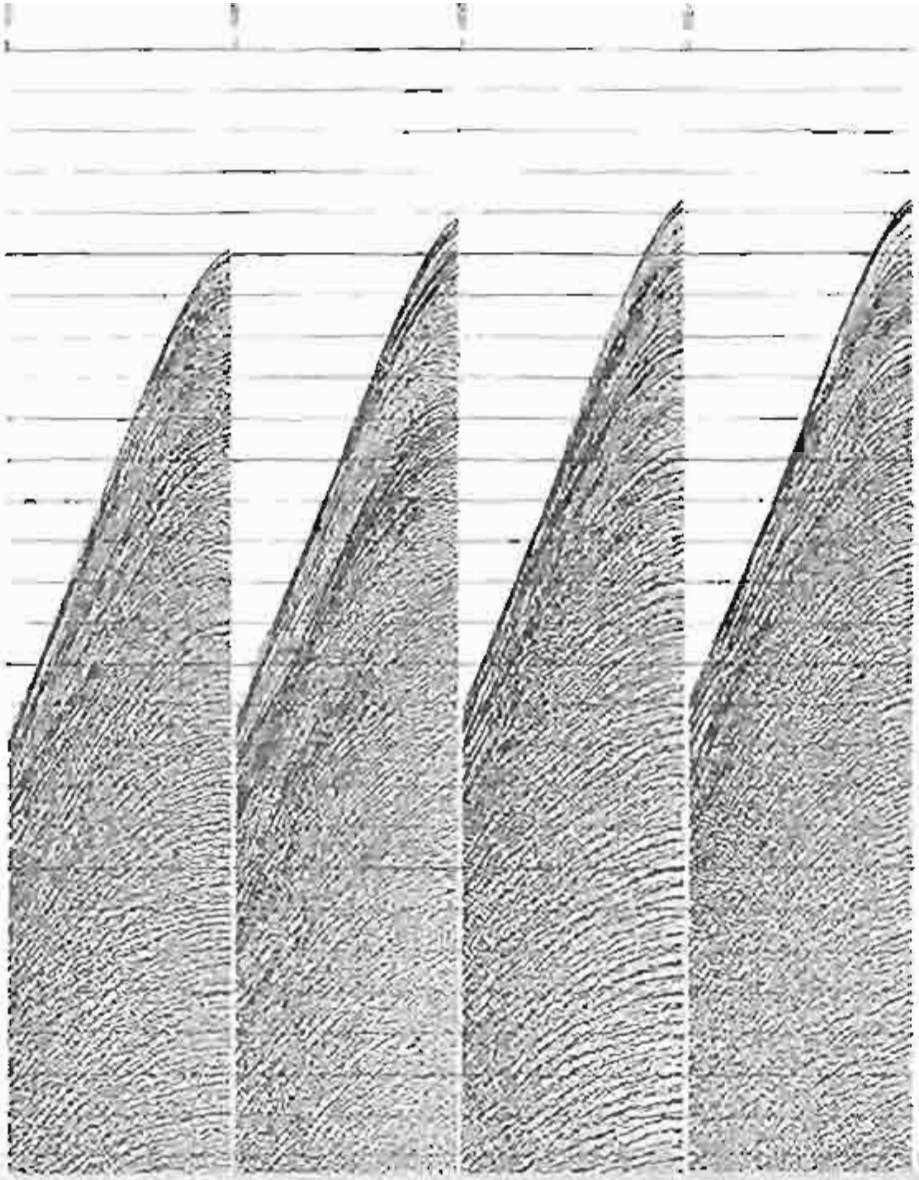


Рис. 29.3. Вид сейсмограмм, показанных на рис. 29.2,

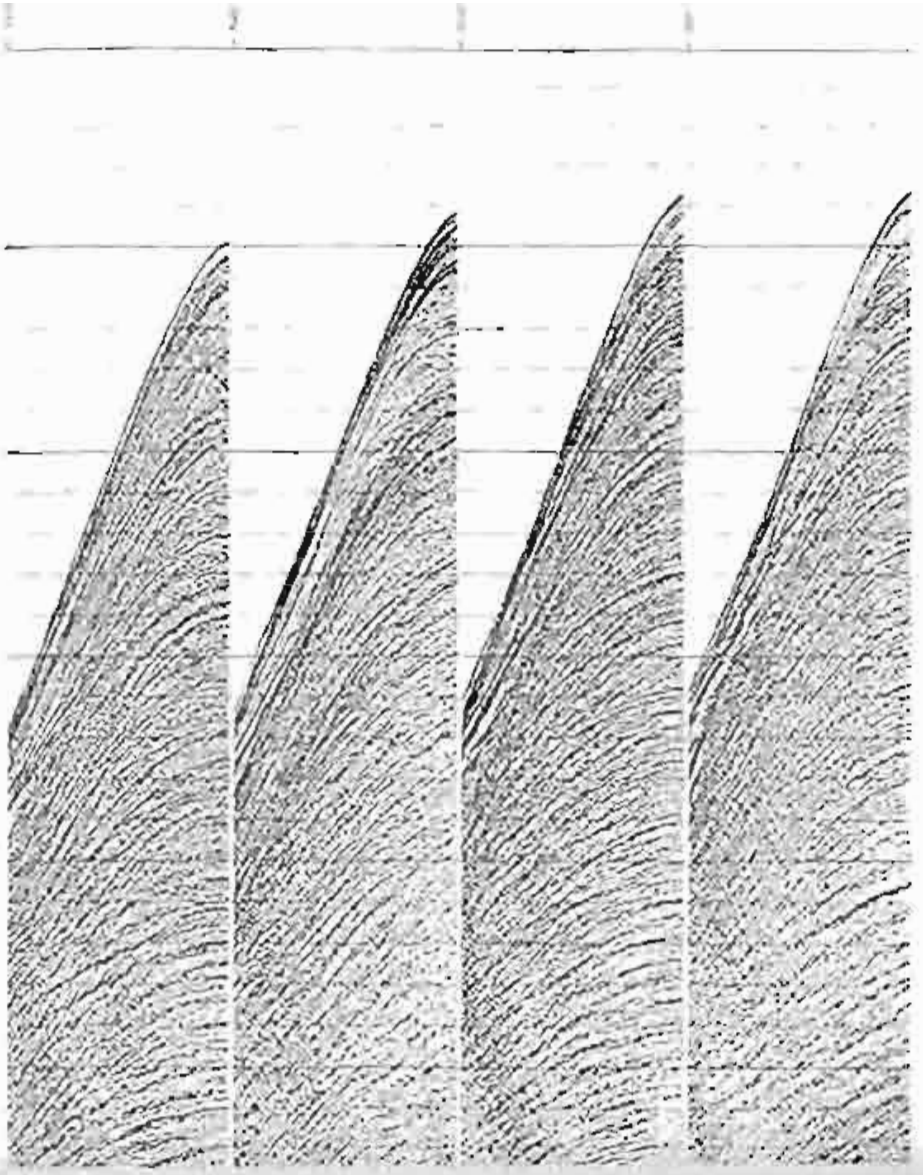
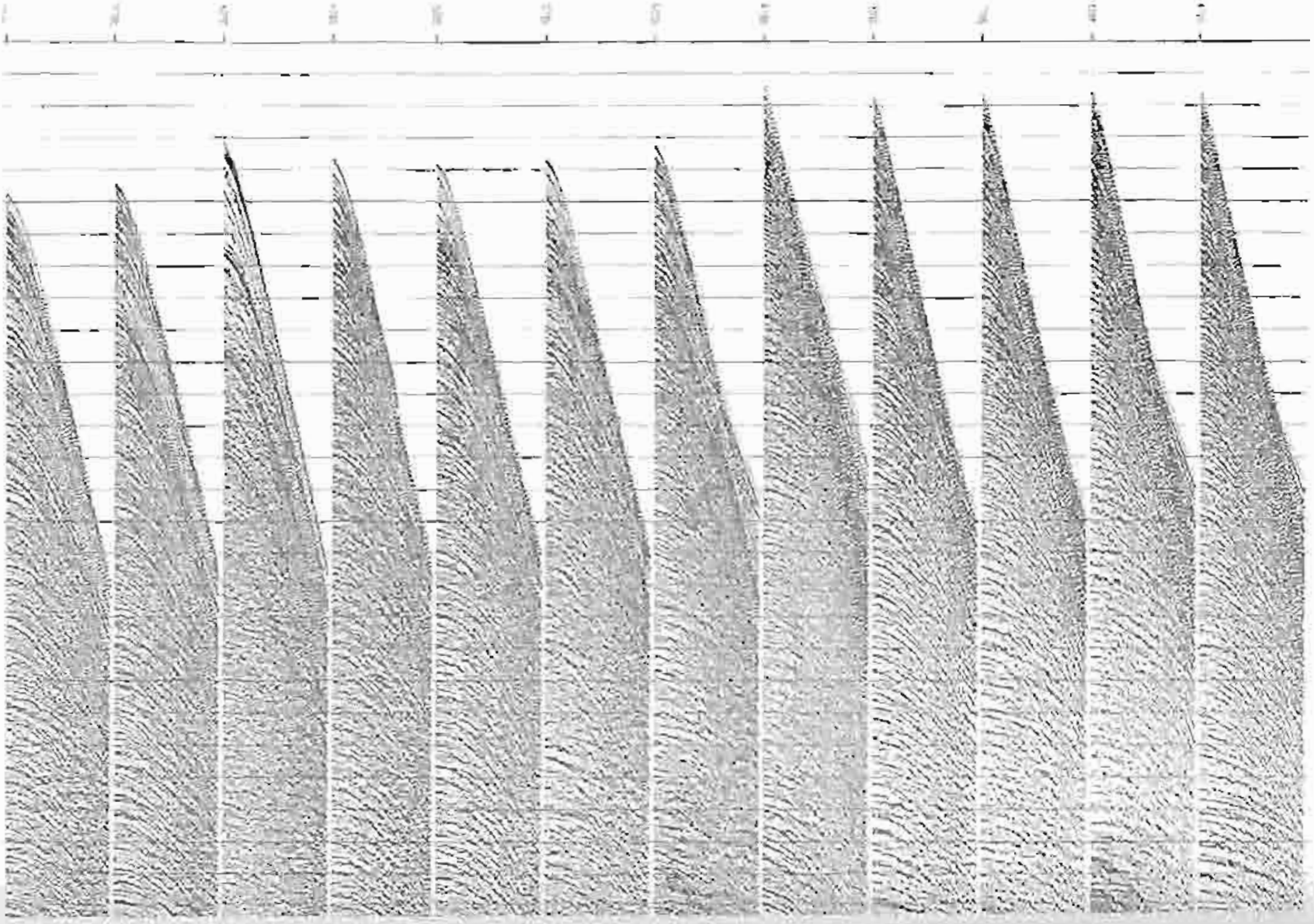


Рис. 29.4. Вид сейсмограмм, показанных на рис. 29.1,



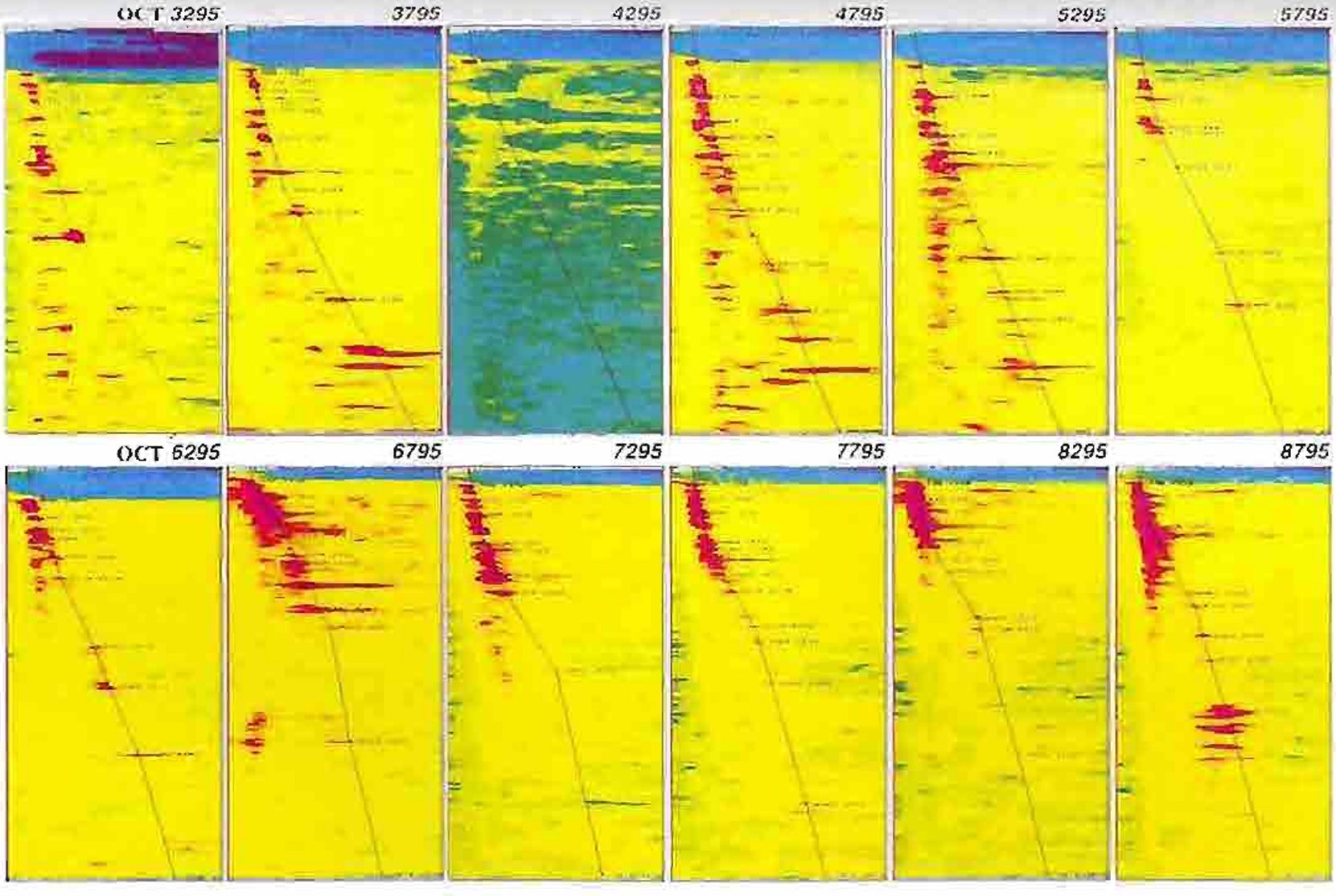


Рис.29.7. Вертикальные спектры скоростей, полученные по сейсмограмме ОСТ, показанным на рис 29.6



выбран от 1000 до 5000 м/с. По вертикальной оси отложено двойное время пробега волны до отражающих границ при нулевом офсете. Диапазон изменения значений времен - от 0 до 8 с. Красным цветом показаны повышенные (максимальные) значения когерентности. Ломаная линия, изображенная на каждом спектре, представляет собой график скоростной функции, который получен интерпретатором путем трассирования величин максимума когерентности для разных времен. Этот график соответствует однократным отражениям. Координаты точек вдоль каждой такой ломаной линии определяют величину скорости на данном времени в анализируемой точке профиля. Полученный график скоростной функции в какой-либо точке профиля в последующем интерполируется в области между всеми анализируемыми точками профиля или площади исследования, что позволяет создать представление *поле скоростей* в этой части геологической среды. Это поле скоростей, полученное интерполяцией результатов определения скоростей в отдельных точках профиля, показано на рис.29.8. Красный цвет в верхней (приповерхностной) части разреза и голубой в его глубинных частях соответствует низкой и высокой скорости соответственно. Полученное в такой форме поле скоростей позволяет иметь информацию о скорости в каждой точке ОСТ по профилю.

В областях исследований со сложным геологическим строением среды скоростные спектры часто недостаточно четки для того, чтобы получить надежное представление о скоростной функции только по пикам когерентности. В этом случае обычно формируются группы сейсмограмм ОСТ для ряда соседних точек профиля и они суммируются с постоянными, задаваемыми из некоторого интервала, значениями скоростей. Полученные таким образом записи на участках профилей с постоянными скоростями суммирования (*переборы*, или *сканы*) могут быть также использованы для определения скоростей.

Ввод кинематических поправок за NMO. Полученное скоростное поле, показанное на рис.29.8, используется для расчета кинематических поправок при получении разрезов ОСТ. Исходным здесь является предположение, что на сейсмограммах ОСТ время прихода каждого отражения как функция удаления (офсета) подчиняется гиперболическому закону. Этот процесс исправления *времен прихода отраженных волн* принято называть *вводом кинематических поправок за нормальное удаление (поправкой за NMO)*. На рис.29.9 показаны сейсмограммы ОСТ, приведенные ранее на рис.29.6, после ввода расчетных кинематических поправок (нормальных кинематических сдвигов *NMO*). Отметим, что оси синфазности вступлений отраженных волн, в основном, становятся горизонтальными для всего набора удалений. Это действительно в значительной мере устраняет влияние различия в удалениях "источник-приемник" на времена прихода волн.

В результате введения кинематических поправок в трассы сейсмограммы они удлиняются (растягиваются) переменным по времени образом. Это приводит к тому, что их частотный состав сдвигается в область более низких частот спектра. Частотные искажения более значительны на малых временах и больших удалениях "источник-приемник". Эти особенности сейсмограмм хорошо видны на записях, показанных рис.29.9. Чтобы предотвратить ухудшение качества получаемых в последующем волновых изображений среды, особенно для не глубоко залегающих границ, необходимо амплитуды сейсмических волн зоне значительного растяжения трасс обнулить перед их суммированием. Эту операцию называют *мьютингом*. Сейсмограммы, подвергнутые процедуре мьютинга, показаны на рис.29.10. Теперь такие трассы из каждой сейсмограммы ОСТ можно суммировать, что позволяет сформировать единую суммарную трассу для каждой ОСТ. Совокупность суммарных трасс для всех общих средних точек линии профиля наблюдений и образует нужный нам ***временной разрез - сейсмическое волновое изображение геологической среды по линии профиля***.

Используя избыточную плотность наблюдений, сейсмограммы ОСТ в процессе суммирования позволяют улучшать соотношения сигнал/шум примерно пропорционально величине $\sqrt{N}$. Этот вывод основан на предположении, что отраженный сигнал на сейсмограммах ОСТ на соседних трассах идентичен друг другу, а случайный шум не коррелирован от трассы к трассе. Так как эти предположения выдерживается на практике не строго, то отношение сигнал/шум увеличивается при суммировании несколько меньше, чем это вытекает из теории. Суммирование по ОСТ также ослабляет и когерентные шумы, такие как кратные, головные и поверхностные волны. Это происходит потому, что отраженный сигнал и когерентные шумы обычно имеют различные скорости для оптимального их суммирования.

На площадях исследований со сложным геологическим строением всегда существуют значительные латеральные изменения скорости. В этом случае предположение о гиперболической форме закона, описывающего нормальные кинематические сдвиги отраженных волн на сейсмограммах ОСТ, становится не строгим. В результате, вышеописанная коррекция кинематических сдвигов и последующее суммирование трасс по ОСТ не всегда приводят к удовлетворительному временному разрезу. В таких условиях работ становятся настоятельно необходимо получение глубинных изображений и изображений перед суммированием.

Подавление кратных волн. Регулярные помехи, обусловленные кратными (многократными) отражениями и волнами реверберации подавляются с использованием технологии обработки, основанной на использовании их периодичности и отличий их кинематических сдвигов, по сравнению со сдвигами однократных отражений. Деконволюция также является одним из важных методов ослабления кратных волн, в котором используются свойства их периодичности. Нередко возможности традиционной деконволюции в ослаблении кратных волн недооцениваются.

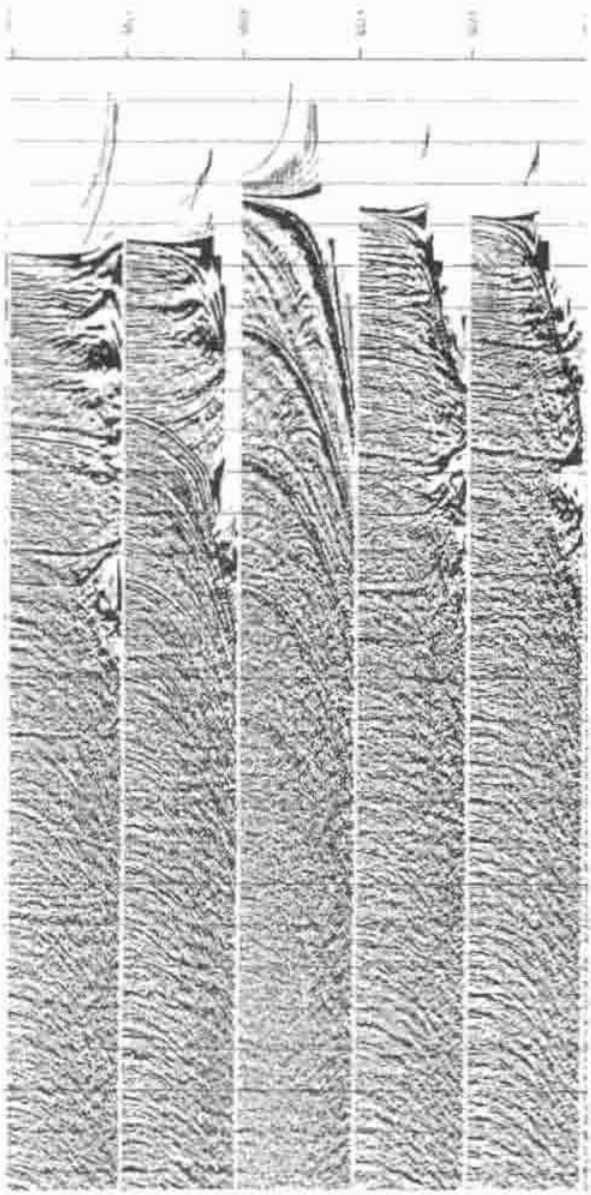


Рис.29.9. Сейсмограммы ОСТ, показанные ранее на рис.29.6, после процедуры коррекции *NMO* по полю скоростей, показанному на рис.29.8

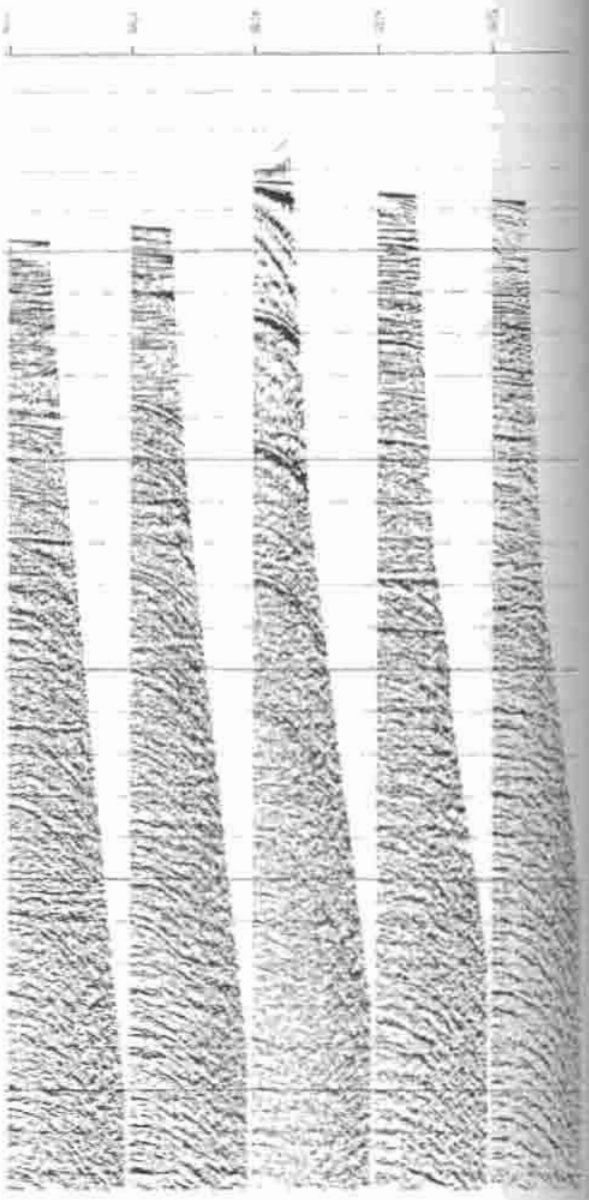


Рис.29.10. Вид сейсмограмм ОСТ, показанных ранее на рис.29.9, после процедуры мьютинга

Так для обсуждаемых материалов по Каспийскому профилю, приводимых в качестве примера в этой главе, несмотря на существующие в теории ограничения, при помощи деконволюции можно удалить значительную часть энергии, связанной с короткопериодными кратными волнами и волнами реверберации. Деконволюция также может ослабить и длиннопериодные кратные волны, если они также имеют некоторую периодичность.

Коррекция за наклон (DMO). Введение нормальных кинематических сдвигов, показанное на рис.29.10, было применено к сейсмограммам ОСТ с использованием поля скоростей, показанного на рис.29.8. Это поле скоростей является оптимальным для выпрямления осей синфазности. Скорости суммирования, как известно, связанят и от углов наклона границ. Введение поправок за наклон границ (*DMO*) необходимо, чтобы скорректировать значения скоростей суммирования за влияние эффекта наклона границ. Коррекция сейсмических данных за наклон уже давно (с 1984 г) является частью обычного процесса обработки сейсмических данных 2D и 3D.

Введение поправок за наклон границ (*DMO*) и сейсмограммы ОСТ приводит к формированию нового типа сейсмограмм ОСТ, которые показаны на рис.29.11. После этого выполняется инверсия (обратный ввод) ранее введенных кинематических поправок. Сейсмограммы такого типа показаны на рис.29.12. Полученные таким образом сейсмограммы вновь используются для выполнения скоростного анализа. На рис.29.13 показаны скоростные спектры, полученные по сейсмограммам ОСТ после их коррекции за DMO. Это показано для точек

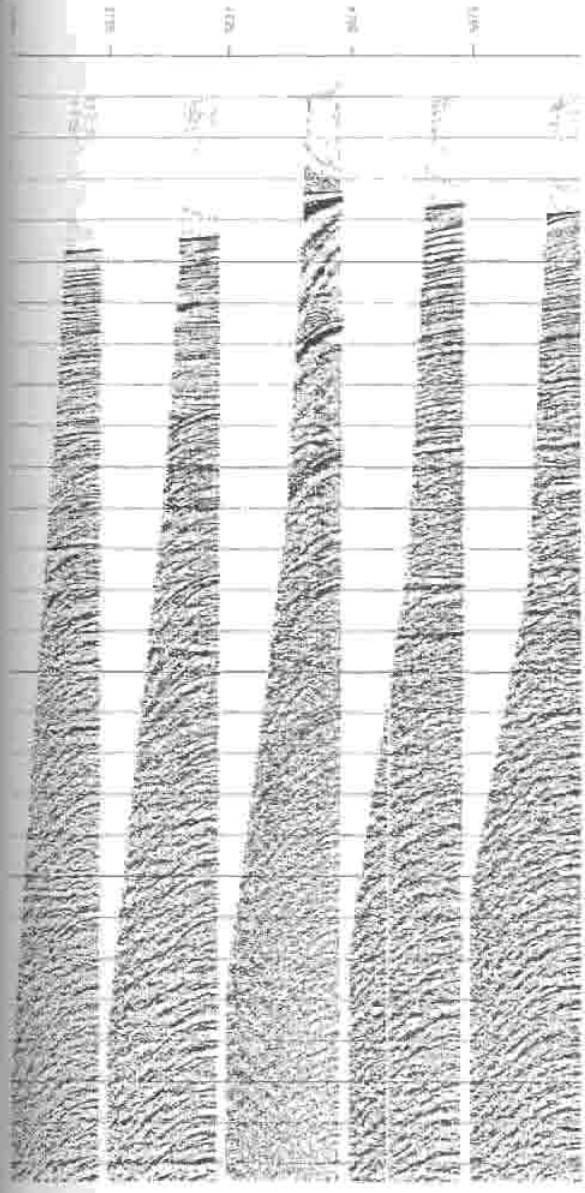


Рис.29.11. Набор сейсмограмм ОСТ, показанных ранее на рис.29.10, после выполнения процедуры коррекции *DMO*

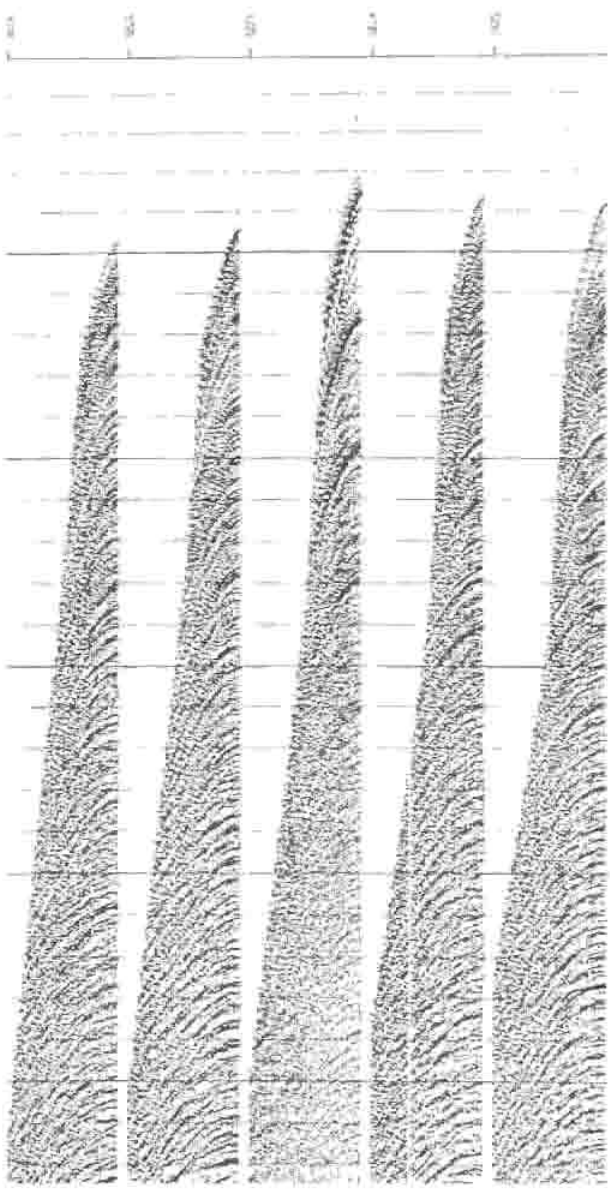


Рис.29.12. Набор сейсмограмм ОСТ, показанных на рис.29.11, после процедуры инверсии поправок за *NMO* по скоростному полю, изображенному на рис.29.12

профиля, которые соответствуют сейсмограммам ОСТ, показанным на рис.29.7. Координатные оси и система обозначений на вертикальных спектрах скоростей – прежние. Красный цвет соответствует максимальной когерентности при криволинейном суммировании амплитуд на сейсмограммах ОСТ.

Суммирование по ОСТ. Новое скоростное поле, показанное на рис.29.14, получено на основе скоростных функций, прослеженных по спектрам скоростей после коррекции за *DMO*. Как и для скоростного поля показанного ранее на рис.29.8, красным цветом в верхней части разреза обозначены минимальные скорости в разрезе, синим - максимальные скорости. В данном случае насыщенному красному цвету соответствуют минимальные значения скоростей, равные 1200 м/с. Максимальные скорости в разрезе соответствуют синему цвету в нижней части разреза. В рассматриваемом случае максимальные скорости достигают значений, равных 4200 м/с. Желтый цвет соответствует полю скоростей, лежащих в диапазоне 2400- 2800 м/с. Это новое поле скоростей используется для расчета и ввода уточненных кинематических поправок в сейсмограммы ОСТ. Набор таких сейсмограмм показан на рис.29.15. Полученный путем суммирования трасс таких сейсмограмм предварительный временной разрез ОСТ показан на рис.29.16. Это изображение геологической среды уже дает вполне наглядное представление о ее строении на данном участке профиля. Дальнейшая обработка позволит существенно улучшить полученное изображение геологической среды и повысить его достоверность.

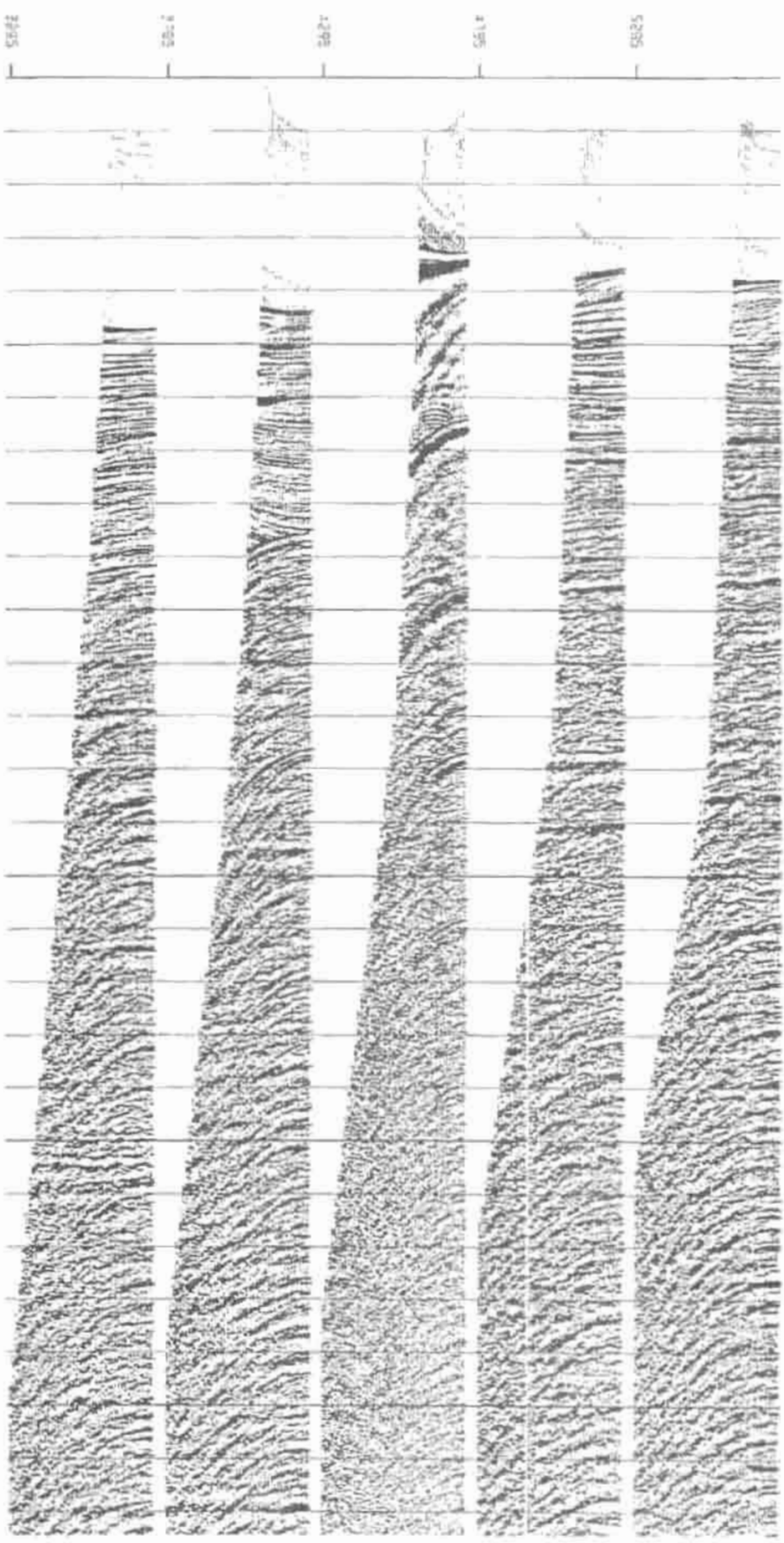


Рис.29.15. Сейсмограммы ОСТ, показанные ранее на рис.29.12, после введения поправок за *NMO* по полю скоростей, показанному на рис.29.14

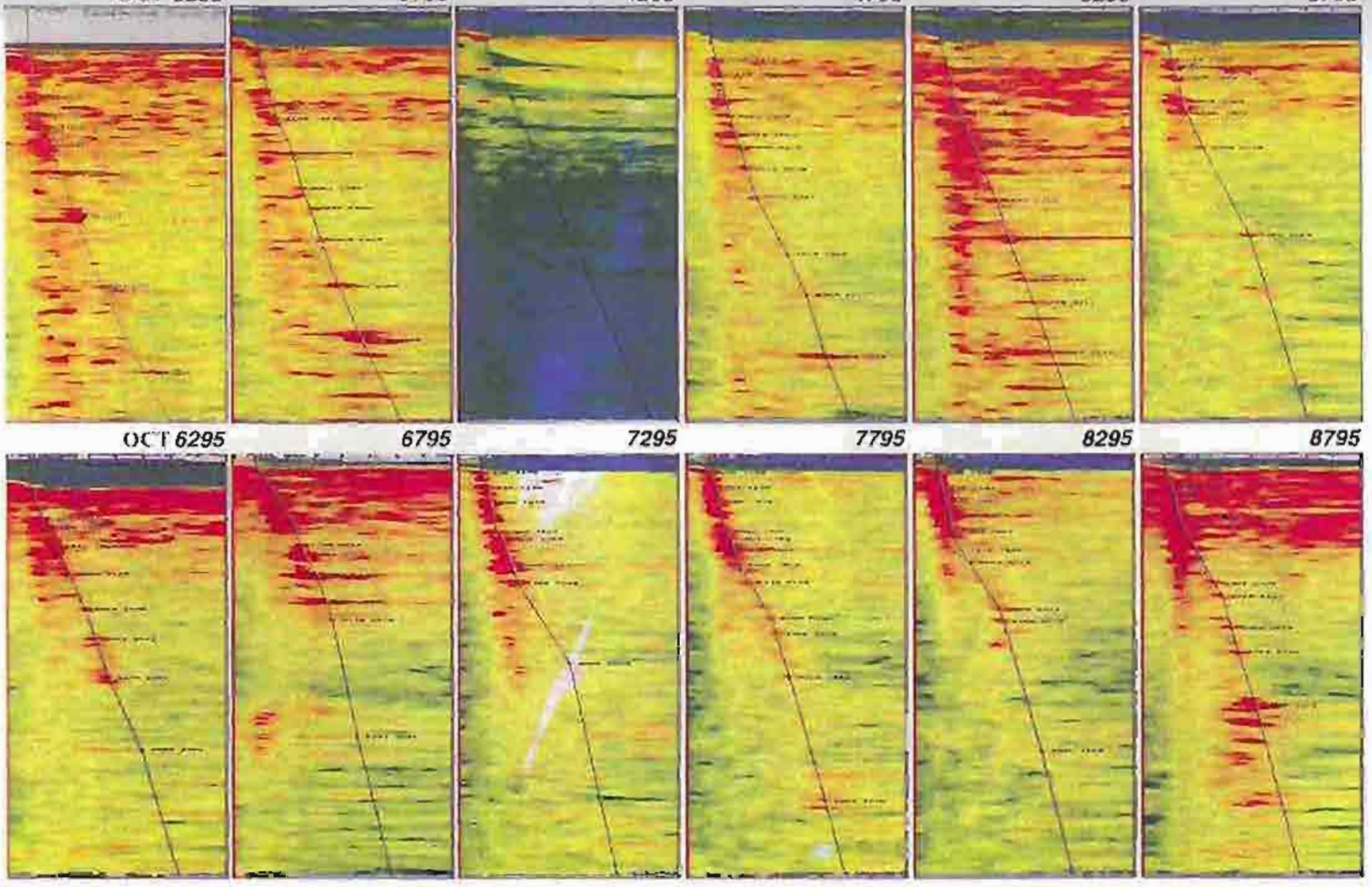
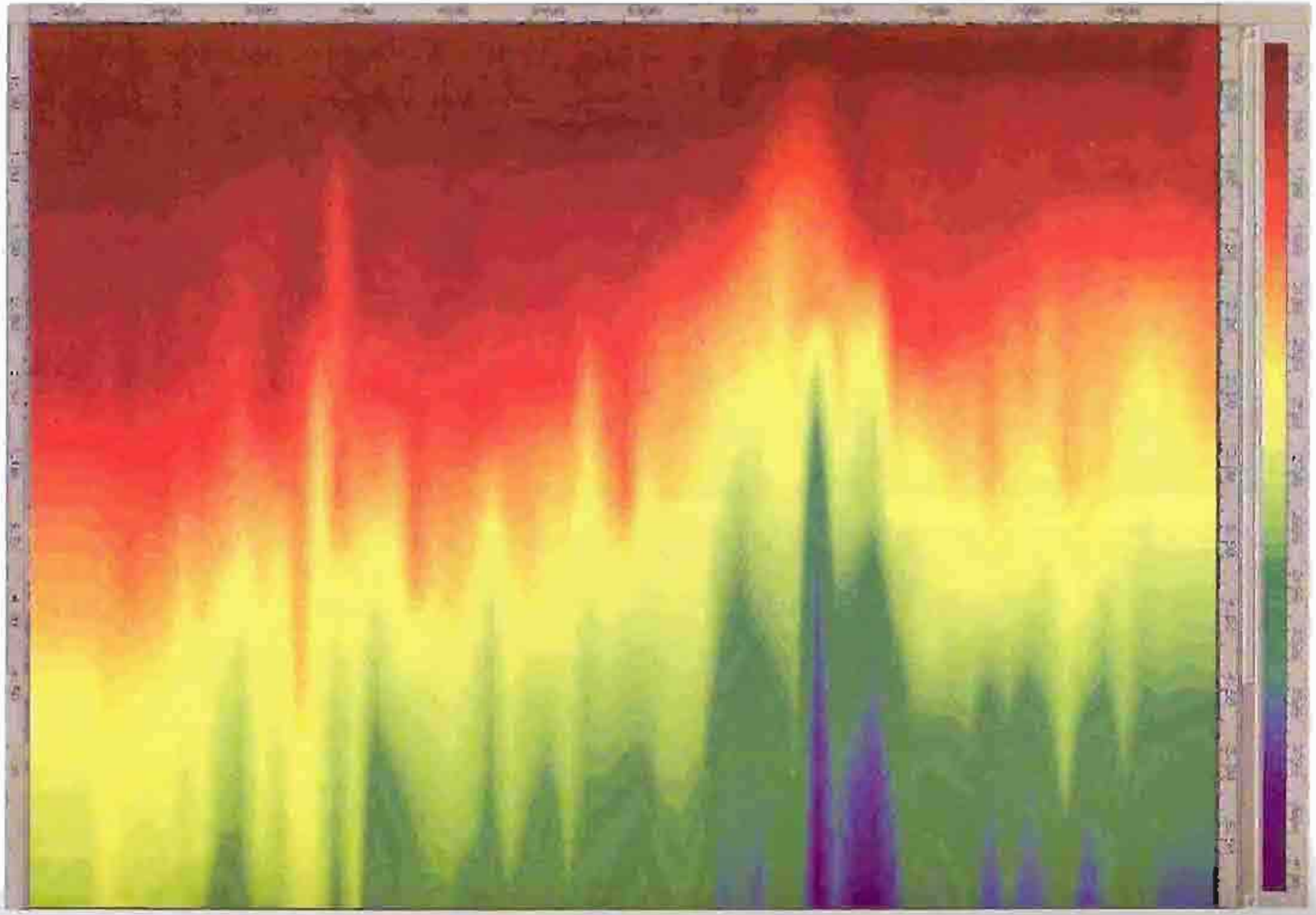


Рис 29.13 Вертикальные сектры скоростей для ряда точек ОСТ, расчитанные по сейсмограммам, показанным на рис.29.12 после внесения поправок за *NMO* и *DMO* коррекции



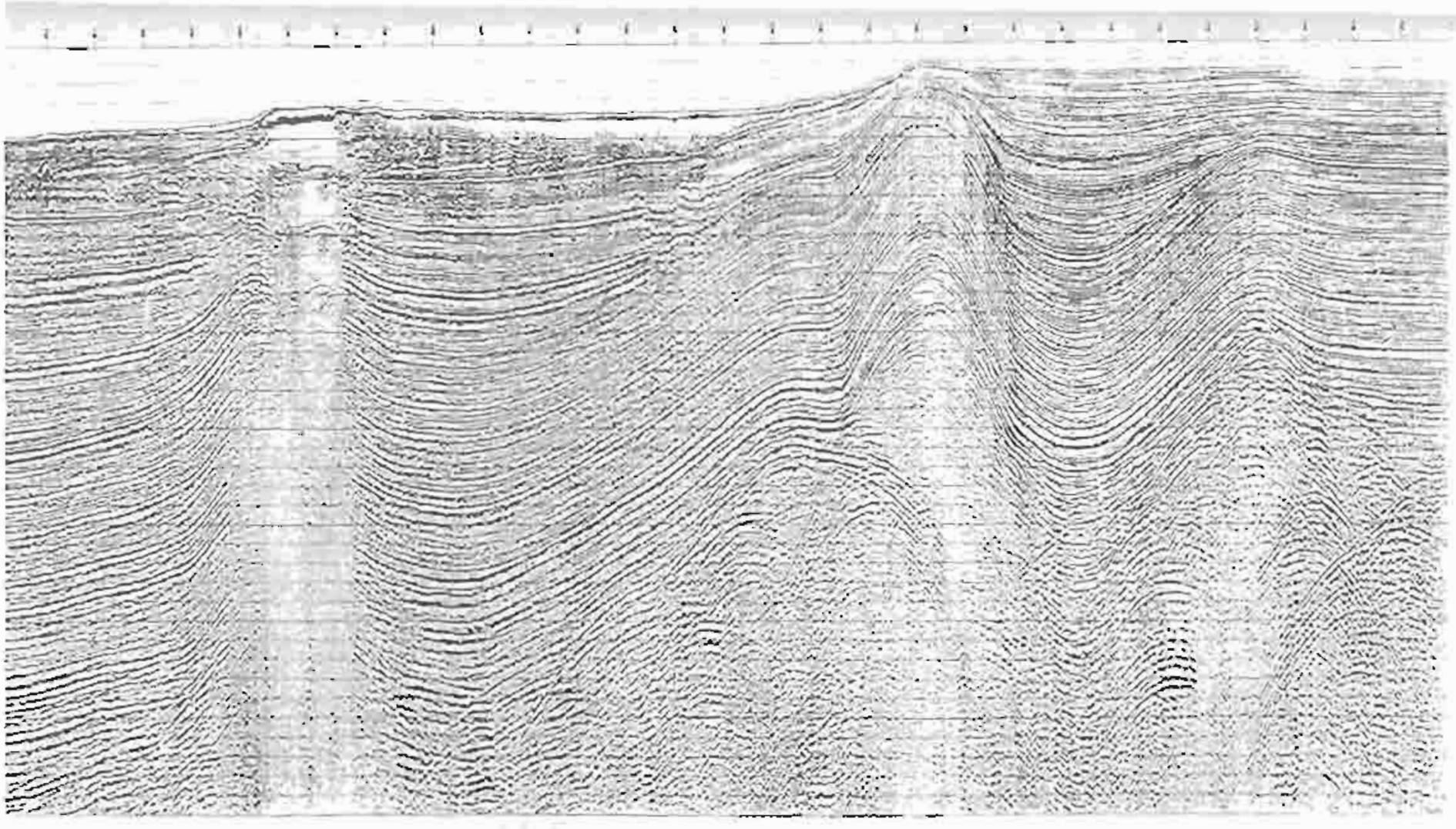


Рис 29.16. Первичный временной разрез, полученный по сейсмограммам ОСТ, частично показанным на рис.29.15

Типичный набор процедур обработки сейсмических трасс после их суммирования обычно включает следующие процедуры:

- *деконволюцию после суммирования*, применение которой необходимо для того, чтобы восстановить высокие частоты спектра, ослабленные при суммировании по ОСТ. Это часто также эффективно для подавления реверберации и короткопериодных кратных волн. Для иллюстрации эффекта влияния этой процедуры на рис.29.17 показан разрез ОСТ после выполнения деконволюции сжатия после суммирования. Положительное влияние этой процедуры на качество полученного разреза легко увидеть, если сравнить приведенный временной разрез с разрезом, показанным ранее на рис. 29.16;

- *спектральное отбеливание*, переменное по времени, очень часто применяется для последующего выравнивания частотного спектра и оценки переменной по времени формы волны источника;

- *переменную по времени широкополосную фильтрацию*, применяемую для удаления шумов в высокочастотных и низкочастотных областях спектра сигнала (рис.29.18);

- *ослабление случайного, некоррелированного от трассы к трассе шума*, как правило, нередко входит в число типичного набора процедур обработки;

- *процедуру усиления волновых изображений* геологической среды применяют для повышения динамической выразительности полученных временных разрезов (рис.29.19).

Для сохранения информации об истинных амплитудах сейсмических волн в целях последующей динамической обработки, как правило, избегают применять переменное по времени автоматическое регулирование амплитуд на суммарном разрезе. В этом случае вместо этого применяют для регулирования амплитуд специальную компенсирующую во времени функцию, которая постоянна от трассы к трассе. Это медленно меняющаяся переменная по времени функция, усиливает слабые отражения на больших временах без разрушения соотношения амплитуд на соседних трассах.

Миграция. При выполнении процедуры миграции наклонные элементы отражающих границ смещаются к их истинным положениям. Кроме того, на мигрированных временных разрезах, не подвергнутых выполнению регулировки амплитуд, разрушаются дифракторы. Это хорошо видно из сравнения временных разрезов ОСТ до и после миграции, изображенных соответственно приведено соответственно на рис.29.17 и рис.29.20. Мигрированный разрез, естественно, лучше смотрится с регулировкой амплитуд (рис.29.21).

Мигрированные временные разрезы предназначены для получения глубинных геологических разрезов вдоль линии профиля. Однако нередко их также изображают во временном масштабе, как и исходные временные разрезы до миграции. Если латеральные изменения скорости умеренны, то часто оказывается вполне приемлемой *миграция во временной области*. В других, более сложных случаях, необходимо выполнять *миграцию в области глубин*.

Структурные поднятия, наблюдаемые на профиле в области средних точек 4200, 6800 и 8200 на рис.29.21, ассоциируются с грязевыми диапирами, которые широко известны в Каспийском бассейне.

Сложность полученных геологических структур приводит к необходимости обсуждения общих проблем достоверного отображения сбросов, складок и других сложно построенных объектов на сейсмических изображениях.

Эта проблема имеет три аспекта:

- отражения от круто наклонных отражающих границ, обусловленных плоскостями сбросов и крыльями соляных структур, часто осложняют процесс суммирования с отражениями от слабо наклоненных или почти горизонтальных границ. Средство решения этой проблемы - это выполнение ***временной миграции до суммирования***. Почти столь же эффективной альтернативой этому является совокупность процедур *коррекции за наклоны (DMO)* и *временной миграции после суммирования*;

- не гиперболическая зависимость величин кинематических поправок от удаления, обусловленная сильной латеральной изменчивостью скорости, либо связанная со сложно построенными перекрывающими структурами, например, включающими соляную и сдвиговую тектонику, приводит к временным и амплитудным разрушениям в процессе суммирования. Для решения этой проблемы в таких случаях необходимо проведение ***глубинной миграции до суммирования.***

- любой из двух вышеописанных факторов часто совмещен с влиянием трехмерной природы таких элементов геологической среды. Поэтому восстановление истинного положения в разрезе таких элементов геологической среды должно осуществляться на основе применения ***методов 3D миграции***.

Коррекция остаточной статики. Имеется еще одна, практически обязательная процедура при выполнении типовой обработки перед суммированием сейсмических данных, полученных при наземных и мелководных съемках. Это — ввод и коррекция остаточных статических поправок. Для показа эффективности процедур коррекции статических поправок использованы материалы наземной съемки по одному из районов сейсмических работ.

После коррекции кинематических поправок на сейсмограммах, показанных на рис.29.22а, хорошо видно, что отражения (оси синфазности) на сейсмограммах ОСТ между пикетами 191 и 216 не такие ровные, как на других сейсмограммах. Чтобы улучшить качество суммирования в таких случаях применяется коррекция остаточных

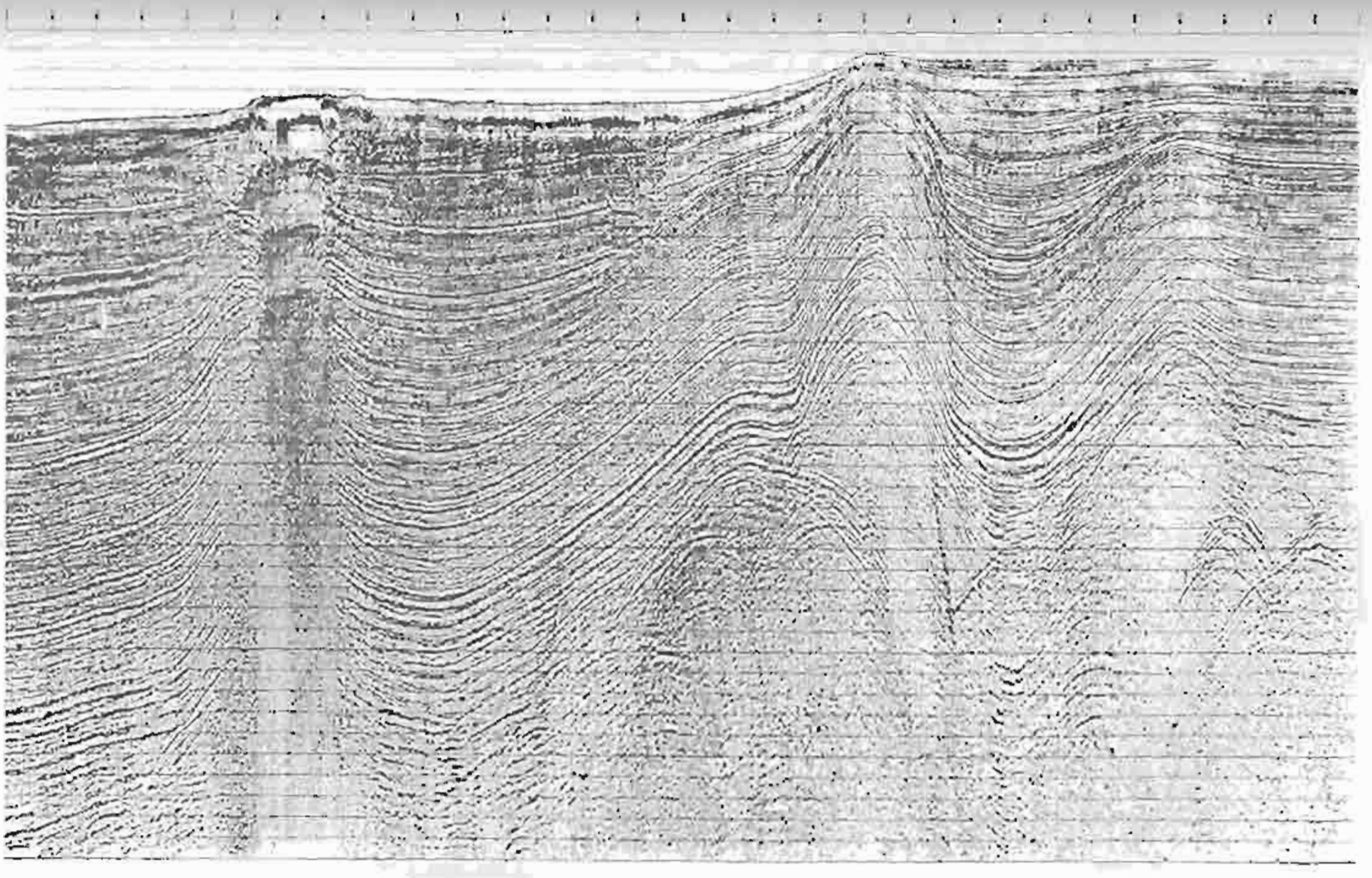
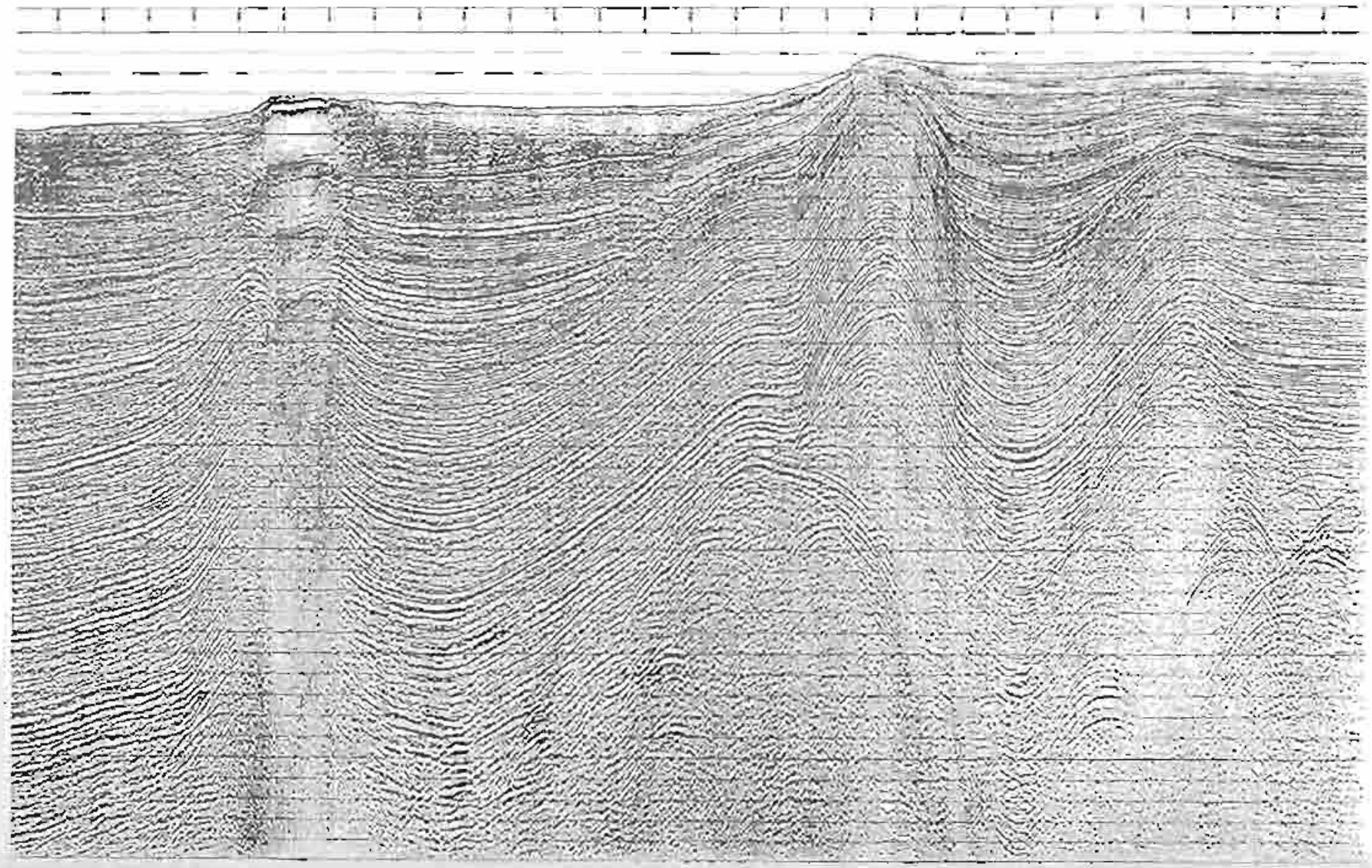


Рис 29.17. Временной разрез, показанный на рис.29.16, после выполнения процедуры деконволюции сжатия



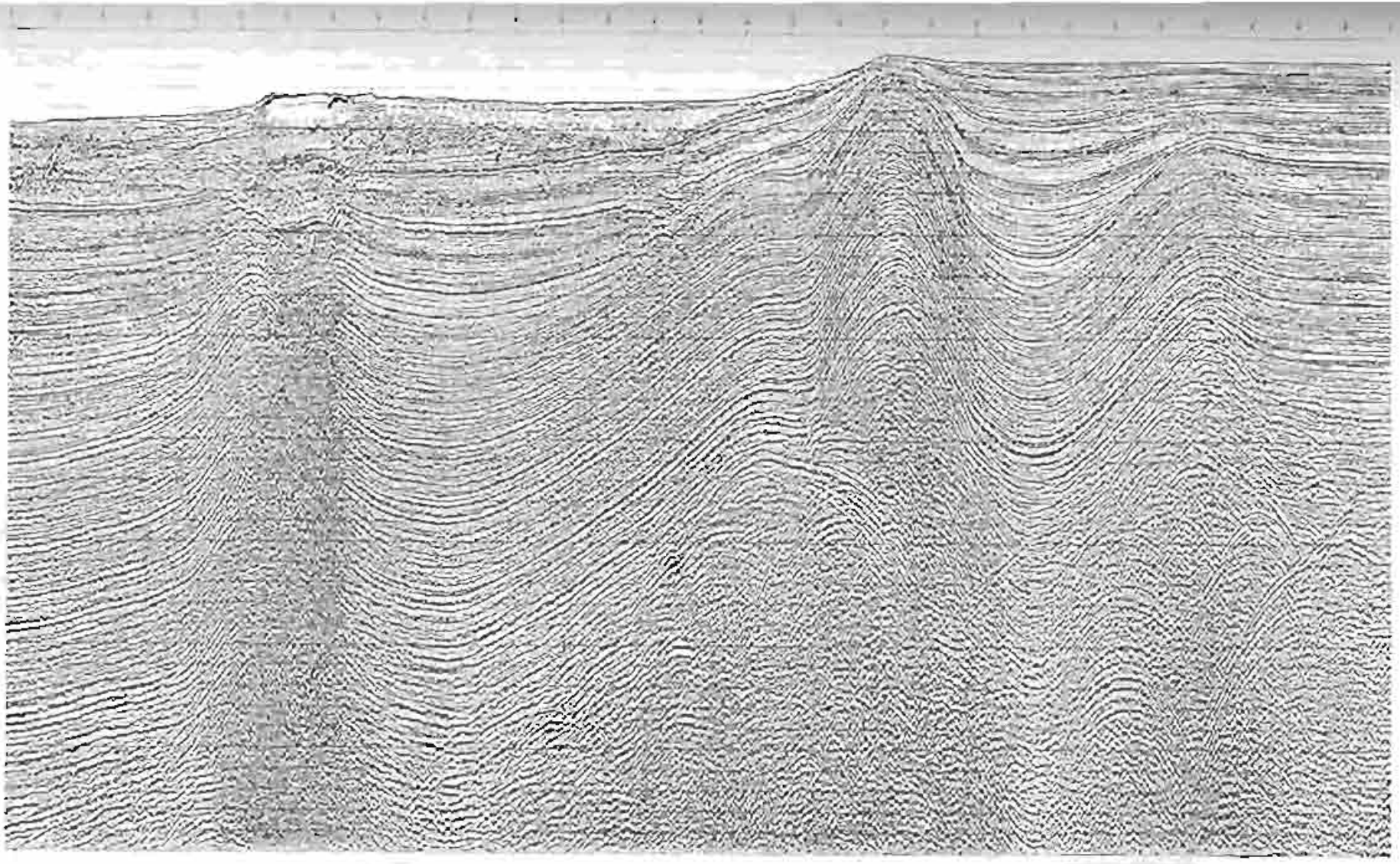


Рис 29.19. Временной разрез, показанный на рис 29.18, после выполнения процедур автоматического регулирования амплитуд

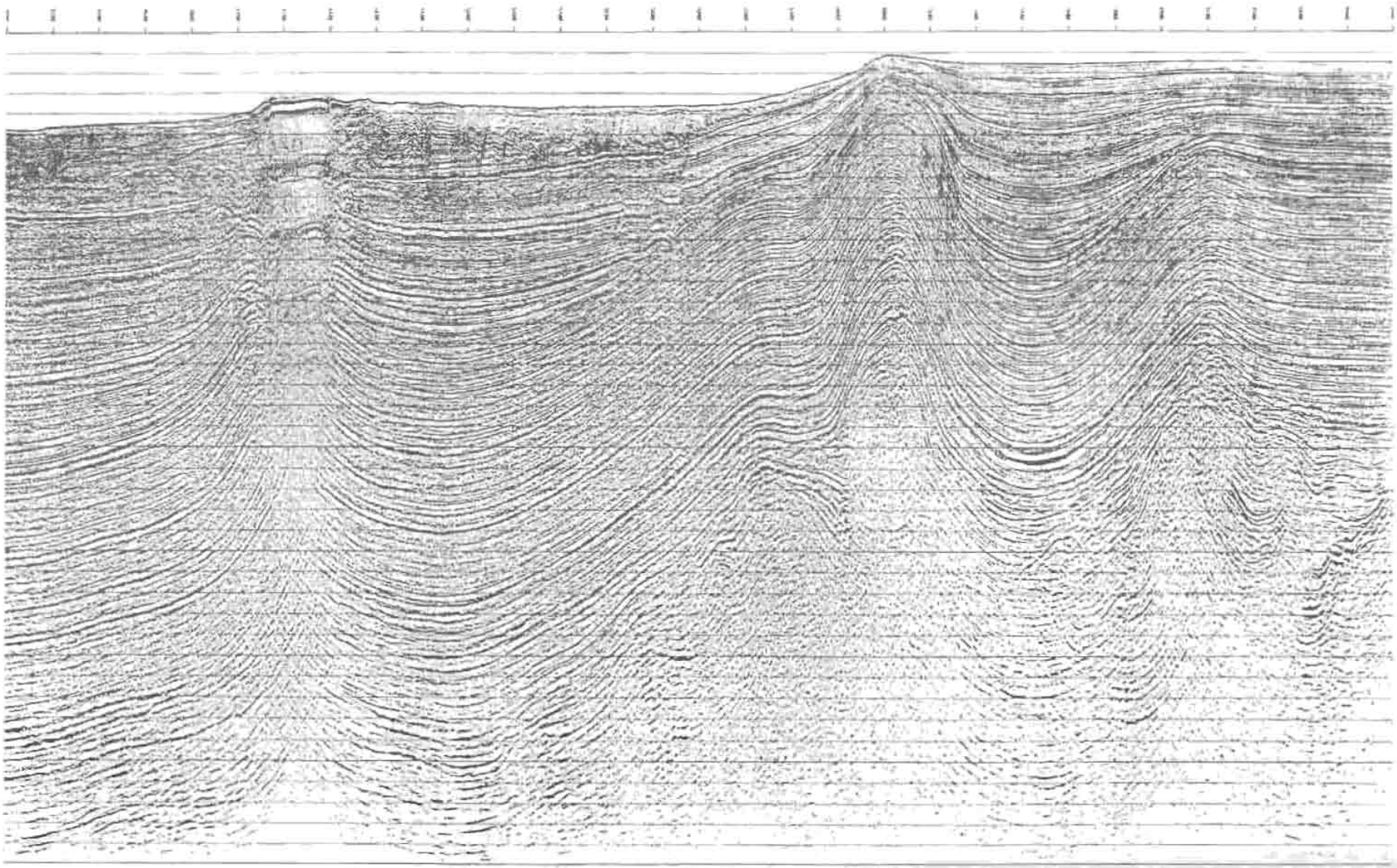


Рис.29.20. Временной разрез, показанный на рис.29.19, после выполнения процедуры миграции

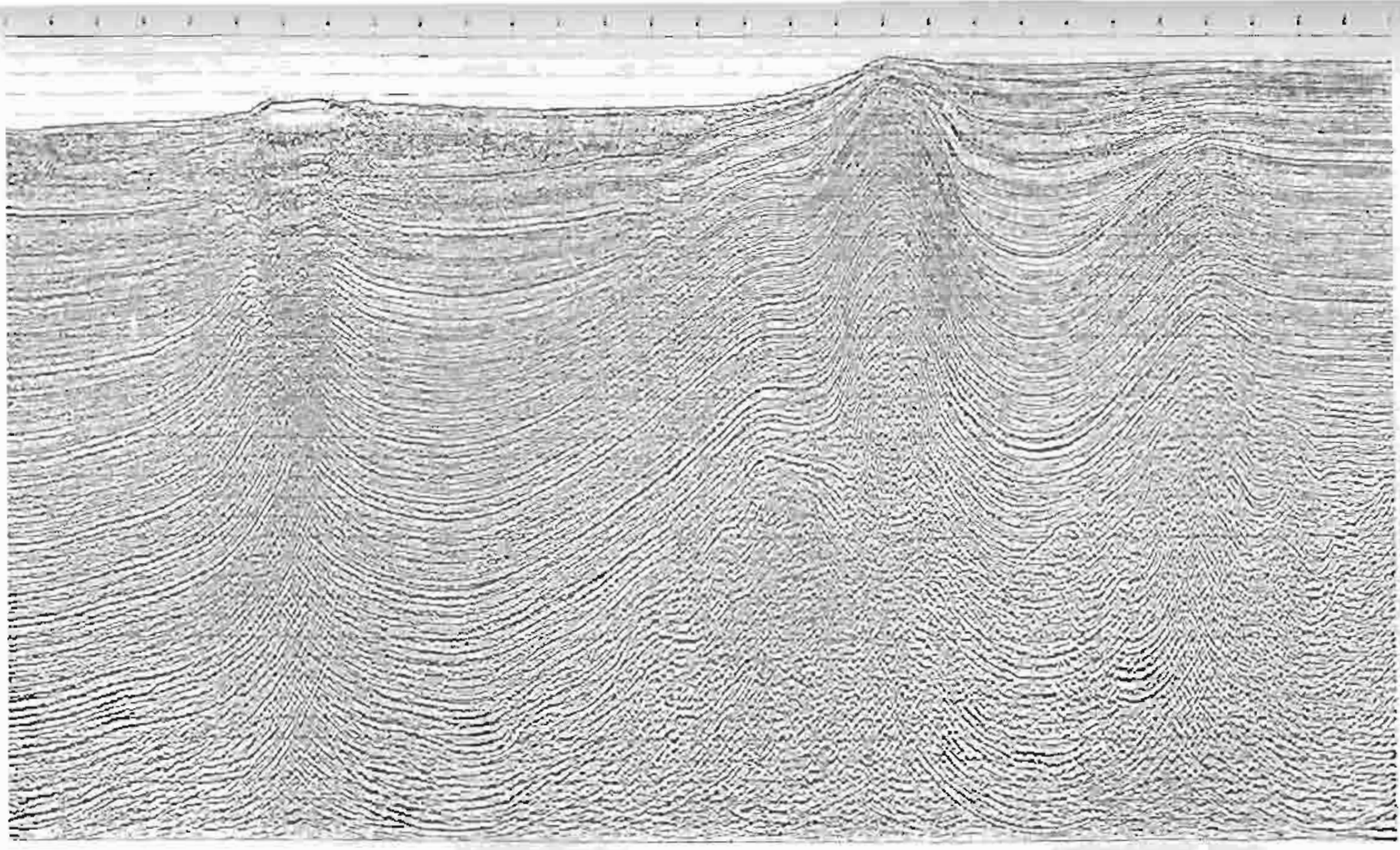


Рис. 29.21. Временной разрез, показанный на рис. 29.20, после выполнения процедуры автоматического регулирования амплитуд

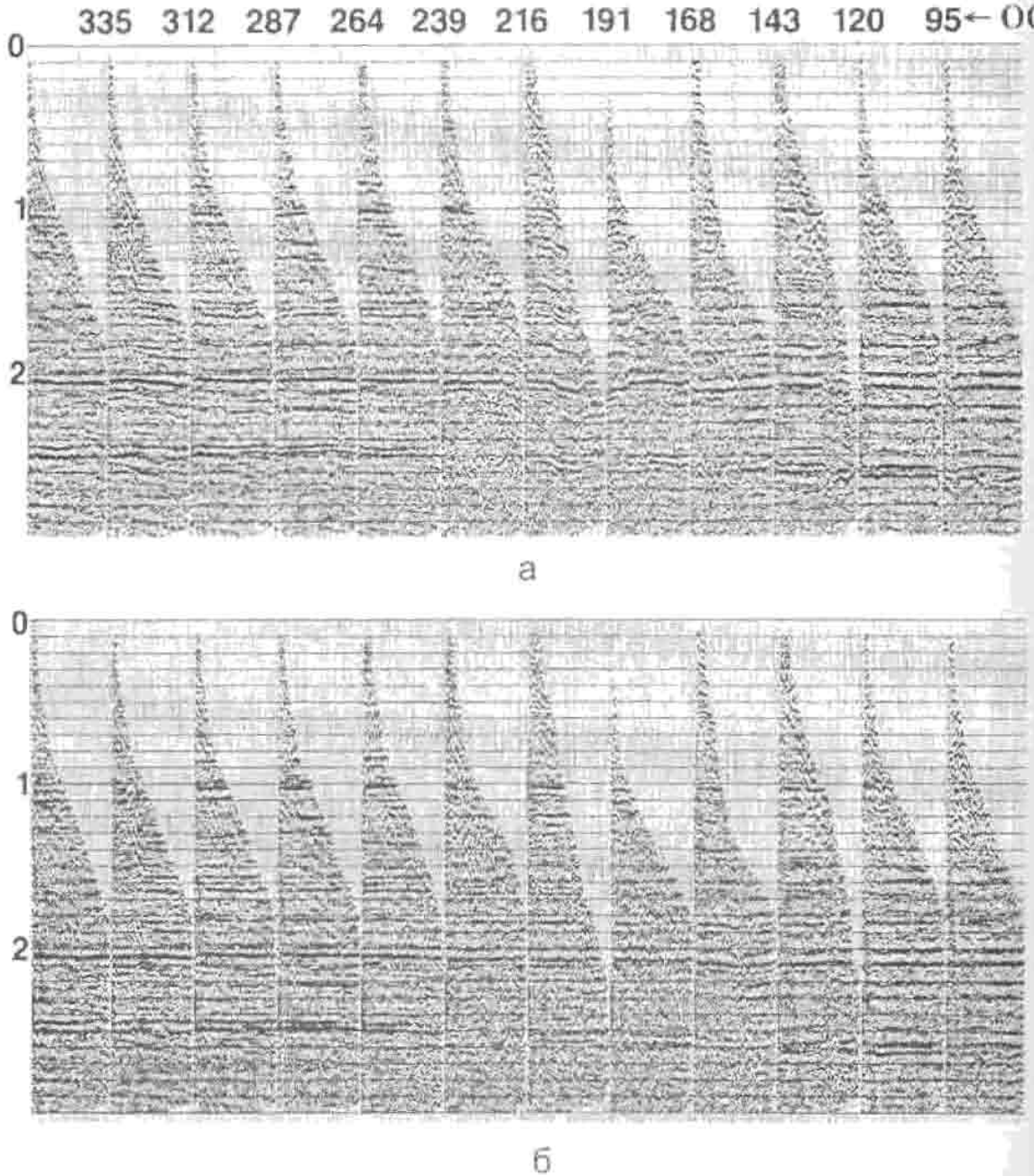
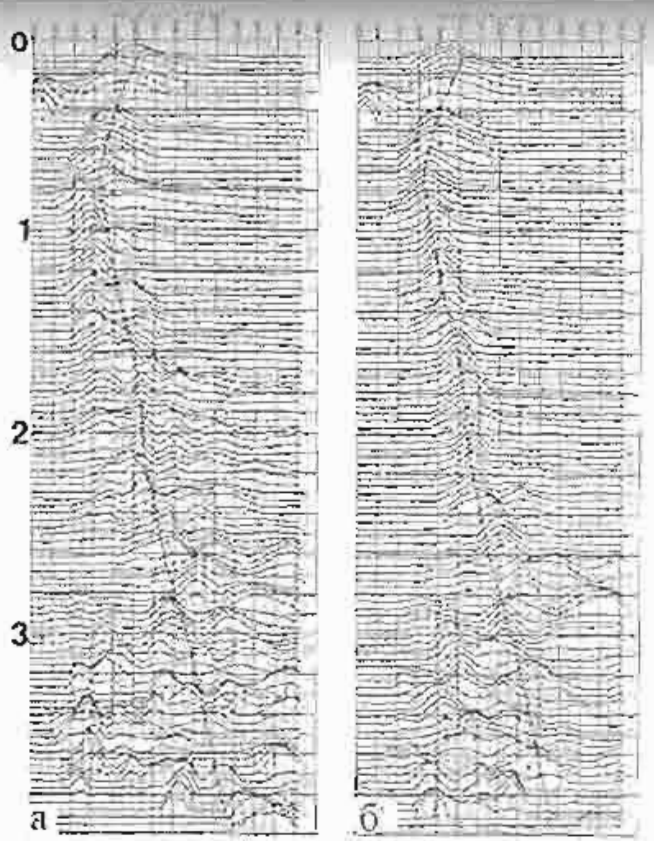


Рис.29.22. Набор сейсмограмм ОСТ после ввода поправок за *NMO*.
а- после ввода расчетных статических поправок; б - после тщательной коррекции статических поправок.
Отчетливо видно,что в районе ОСТ 191 и 216 оси синфазности имеют систематические искажения

статических поправок на сейсмограммах ОСТ после введения кинематических поправок. Эта процедура выполняется по ранее описанному способу коррекции статических поправок в предположении, что недоучтенные временные задержки зависят на профиле только от координат источника и приемника, а не от вида траектории луча между источником и приемником. Определенные остаточные статические поправки применяются к оригинальным сейсмограммам ОСТ без *NMO* коррекции. Далее обычно вновь повторяется скоростной анализ, чтобы улучшить определение скоростей (рис.29.23). С улучшенными значениями скоростей в сейсмограммы ОСТ вновь вводятся уточненные кинематические поправки (рис.29.23.б). Только после этого формируются сейсмограммы ОСТ и проводится их суммирование (рис.29.24. б). Для сравнения на рис.29.24 а показан временной разрез без коррекции остаточной статики. Видно, что непрерывность отражений в проблемной области между ОСТ 95-216 существенно улучшилась. Аналогичным образом, в детальном анализе нуждаются и вводимые кинематические поправки. Для этого необходимо подробно изучать вертикальные спектры скоростей. Часто процесс коррекции статических и кинематических поправок приходится выполнять в несколько итераций. Только тщательно подобранные статические и кинематические поправки позволяют получать высококачественные волновые изображения геологической среды.



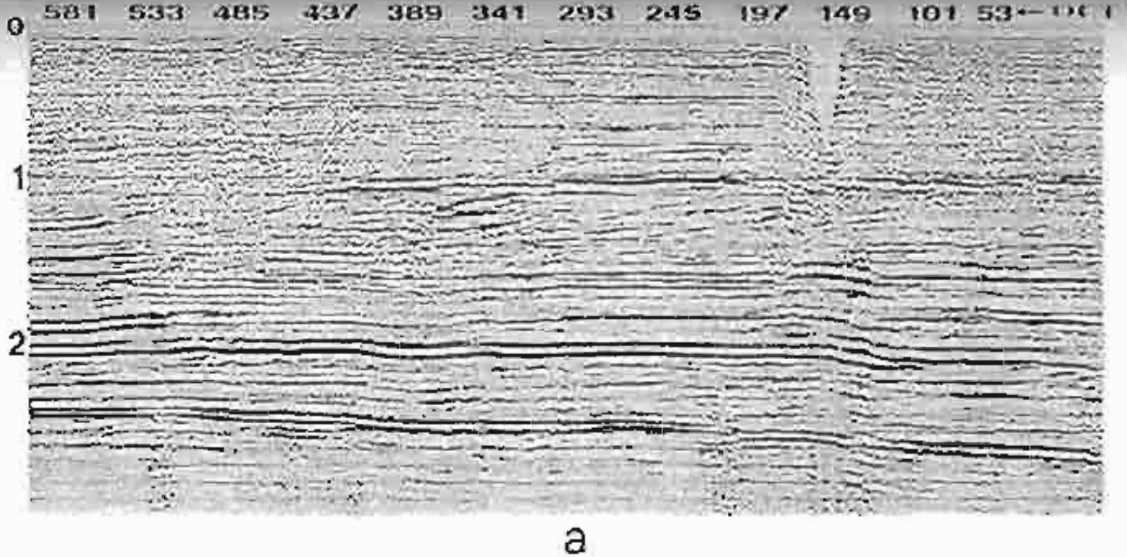
ОСТ188

Рис.29.23. Вертикальные спектры скоростей, рассчитанные по сейсмограммам, показанным на рис. 29.22:

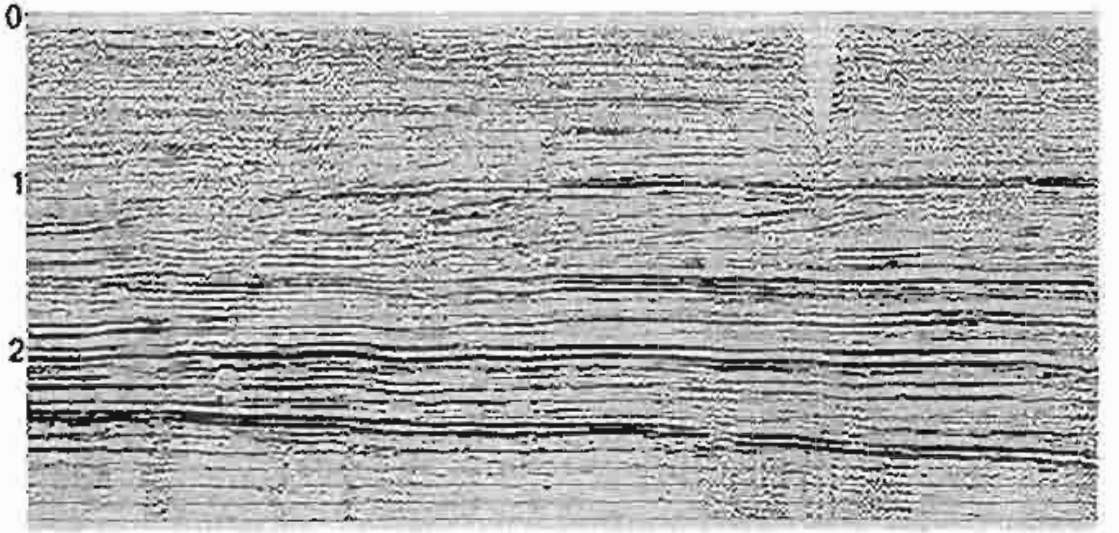
а - вертикальный спектр скоростей, построенный по сейсмограммам без тщательной коррекции статики,

б - вертикальный спектр скоростей, построенный после тщательной коррекции статики.

Отчетливо видно, что когерентность спектра на времени до 2.6 с существенно улучшилась.



а



б

Рис.29.24. Временные разрезы, построенные по сейсмограммам, частично показанным на рис. 29.22:

а - временной разрез, построенный по сейсмограммам без тщательной коррекции статики,

б - временной разрез, построенный после коррекции статики.

29.4. Контроль качества в процессе обработки

Обычная последовательность (граф) выполнения всего изложенного выше процесса обработки показана на рис.29.25. Теоретическое обоснование большинства из названных процедур были описаны выше. В этой последовательности процедур обработки сейсмических данных операцией, наиболее подверженной влиянию ошибок человека, является определение (задание) геометрии рассматриваемой сейсмической съемки и слияния ее с сейсмическими данными для последующей обработки. Всегда необходимо корректно назначать всем источникам и приемникам их истинные значения координат расположения на поверхности наблюдений и правильно устанавливать расстояния и азимуты для каждой зарегистрированной трассы на площади исследований.

Полевые записи и рапорты оператора

1. **Препроцессинг**
   - **Демультиплексация**
   - **Преобразование форматов**
   - **Редактирование**
   - **Коррекция геометрического расхождения**
   - **Задание полевой геометрии**
   - **Введение априорных статических поправок**
2. **Деконволюция и регулировка амплитуд**
3. **Сортировка по ОСТ**
4. **Скоростной анализ**
5. **Коррекция остаточных статических поправок**
6. **Скоростной анализ**
7. **Введение кинематических поправок**
8. **Коррекция за наклоны (DMO)**
9. **Обратная коррекция кинематических поправок**
10. **Скоростной анализ**
11. **Коррекция кинематических поправок, мьютинг и суммирование**
12. **Деконволюция**
13. **Переменное во времени спектральное отбеливание**
14. **Переменная во времени фильтрация**
15. **Миграция**
16. **Регулировка амплитуд**

Рис.29.25. Типичный граф обработки рассматриваемых материалов сейсмической разведки

Чтобы продемонстрировать, как важно корректно определять геометрию съемки, рассмотрим влияние *намеренно назначенной неправильной геометрии* при определении скоростей и расчета кинематических поправок. На рис.29.26а показаны сейсмограммы ОСТ до и после ввода кинематических поправок и скоростные спектры в трех точках ранее анализируемого профиля. Соответствующий скоростной спектр позволяет практически однозначно выбрать скоростную функцию. Оси синфазности однократно отраженных волн на сейсмограммах, с введенной по этому скоростному спектру кинематикой, близки по форме к горизонтальным линиям (рис.29.26а). На рис.29.26.б показан аналогичный набор сейсмограмм, где после ввода кинематических поправок проявляются значительные нарушения в прямолинейности формы осей синфазности и четкости в спектре скоростей. В таких случаях можно предположить, что такое поведение осей синфазности однократных отражений после ввода поправок за *NMO*, возможно, является следствием, например, латеральной изменчивости скоростей в разрезе или, даже, обусловлено наличием анизотропии упругих свойств. Однако на самом деле в данном случае все это вызвано некорректно описанной геометрией, связанной с неправильным назначением удалений трассам на сейсмограмме. Отметим, что неопределенность в выборе максимальных значений когерентности на скоростном спектре, приведет как к ошибкам в определении поправок за *NMO*, так и, что существенно, повлияет на качество спрямления однократных отражения на сейсмограмме.

Чем проще и положе границы, тем менее сильно проявляются ошибки в геометрии трасс на определение кинематических поправок.

Тщательность и аккуратность в работе, конечно, требуется не только при задании геометрия съемки. Такие же высокие требования к аккуратности определения (назначения) параметров обработки должны иметь место и на всех других шагах обработки. При этом особенно важно, чтобы каждый шаг в обработке сопровождался необходимым *контролем качества*. Видимое изображение различных сейсмических атрибутов записи, характерных для этого этапа обработки, таких как, например, *амплитуды, спектры и функции автокорреляции*, могут существенно облегчать анализ правильности действий обработчика. Такой анализ может обеспечить или облегчить возможность уточнения значений принятых параметров обработки на данном шаге. Для реализации такого оперативного контроля в ряде обрабатывающих систем рекомендовано формировать так называемые ***контрольные панели*** - стандартные сейсмические изображения записей, помогающие делать правильный выбор ряда параметров обработки.

На рис.29.27 изображена *контрольная панель* для оценки качества обработки сейсмических трасс до их суммирования. Первой показана сейсмограмма ОСТ (рис.29.27а) с наличием сильных низкочастотных шумов от волнения моря. Применение высокочастотной фильтрации позволяет, в значительной мере, подавить эти шумы

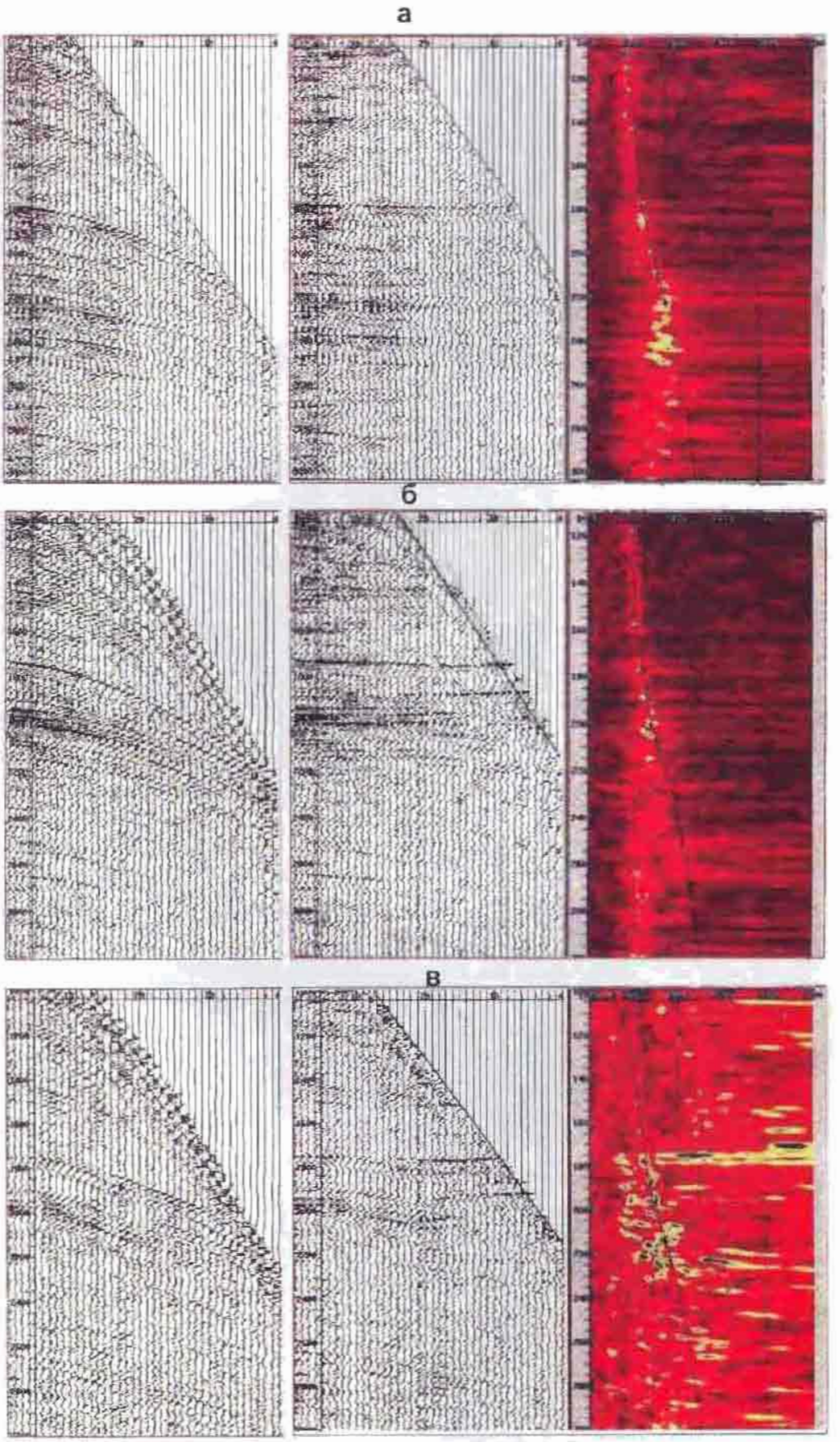
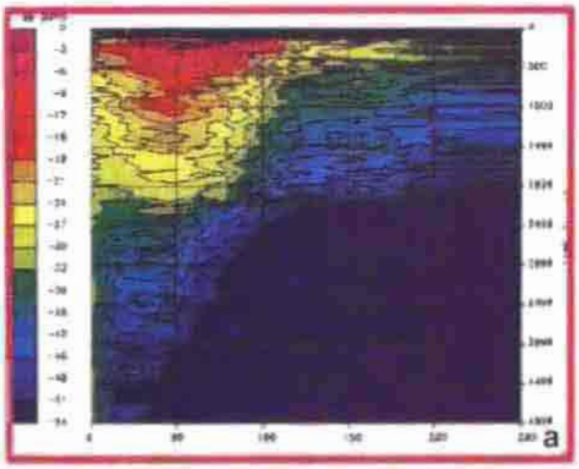
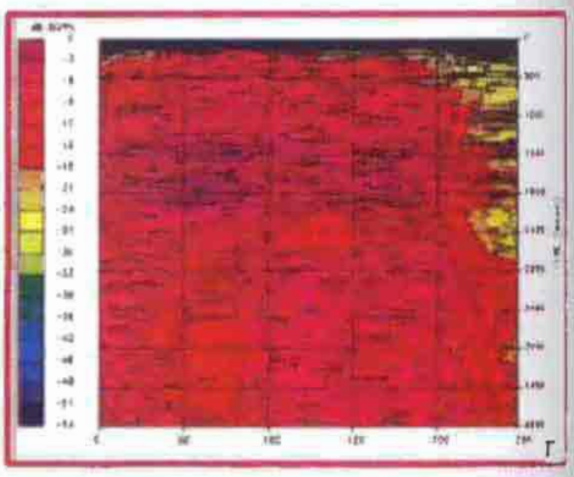
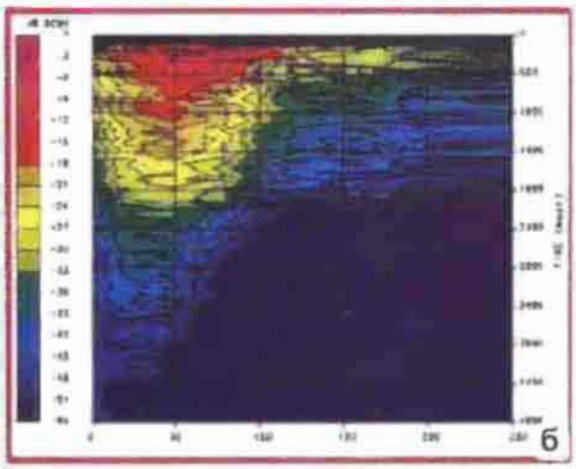
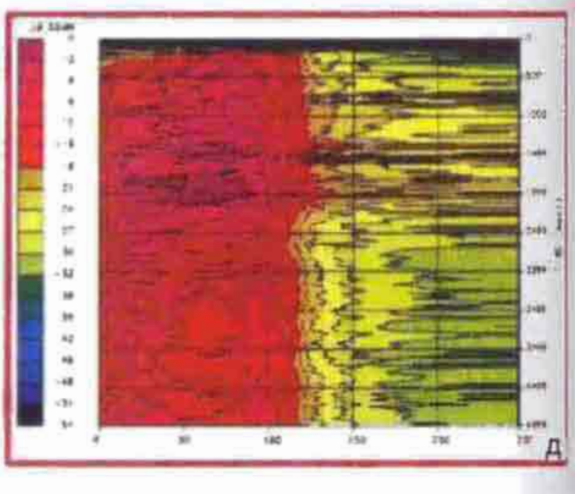


Рис.29.26. Материалы, поясняющие сильное влияние неправильно введенной полевой геометрии в заголовки обрабатываемых сейсмограмм. Исходные сейсмограммы ОСТ (слева), сейсмограммы с введенной кинематикой (в центре) и расчитанные по ним вертикальные спектры скоростей (справа);
а - сейсмограмма с правильно введенной геометрией; б - сейсмограмма с несущественными погрешностями во введенной геометрии; в - сейсмограмма со значительными ошибками во введенной геометрии









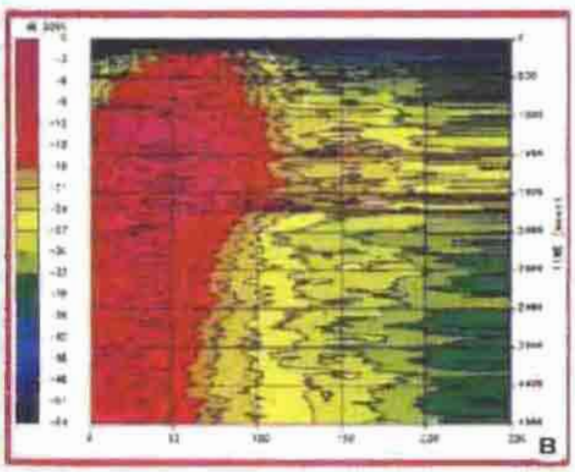


Рис.29.28. Спектральный анализ, выполненный соответственно по сейсмограммам, показанным на контрольном шаборе рис.29.27

(рис.29.27б). Регулировка усиления и коррекция геометрического расхождения существенно улучают сейсмическую запись (рис.29.27в). Деконволюция сжатия до суммирования еще больше повышает читаемость сейсмической записи (рис.29.27г). Широкополосная фильтрация позволяет существенно ослабить высокочастотные шумы, усиленные деконволюцией (рис.29.27д). Отчетливо видно, что деконволюция сжатия устраняет значительную долю энергии волн, связанных с реверберационными и кратными волнами. Растягивание и выполаживание амплитудного спектра, показанного в верхней части каждой сейсмограммы, после деконволюции свидетельствует также и об увеличении вертикальной разрешенности сейсмической записи. Выполненный частотный анализ этих записей (рис.29.28) показывает, что энергия записи на сейсмограмме в значительной мере сосредоточена на малых временах, находясь внутри ограниченной области частот спектра (рис.29.28а). После выполнения высокочастотной фильтрации (рис.29.28б) отмечается ослабление энергии морских волн-помех. АРУ и компенсация за расхождение волн (рис.29.28в) восстанавливает энергию на больших временах, а деконволюция (рис.29.28г) расширяет диапазон частот спектра. Последующая широкополосная фильтрация (рис.29.28д) показывает, что ширина полосы сигнала восстанавливается (сравните с 29.28а) и частотный спектр записи становится более ровным внутри всей полосы пропускания.

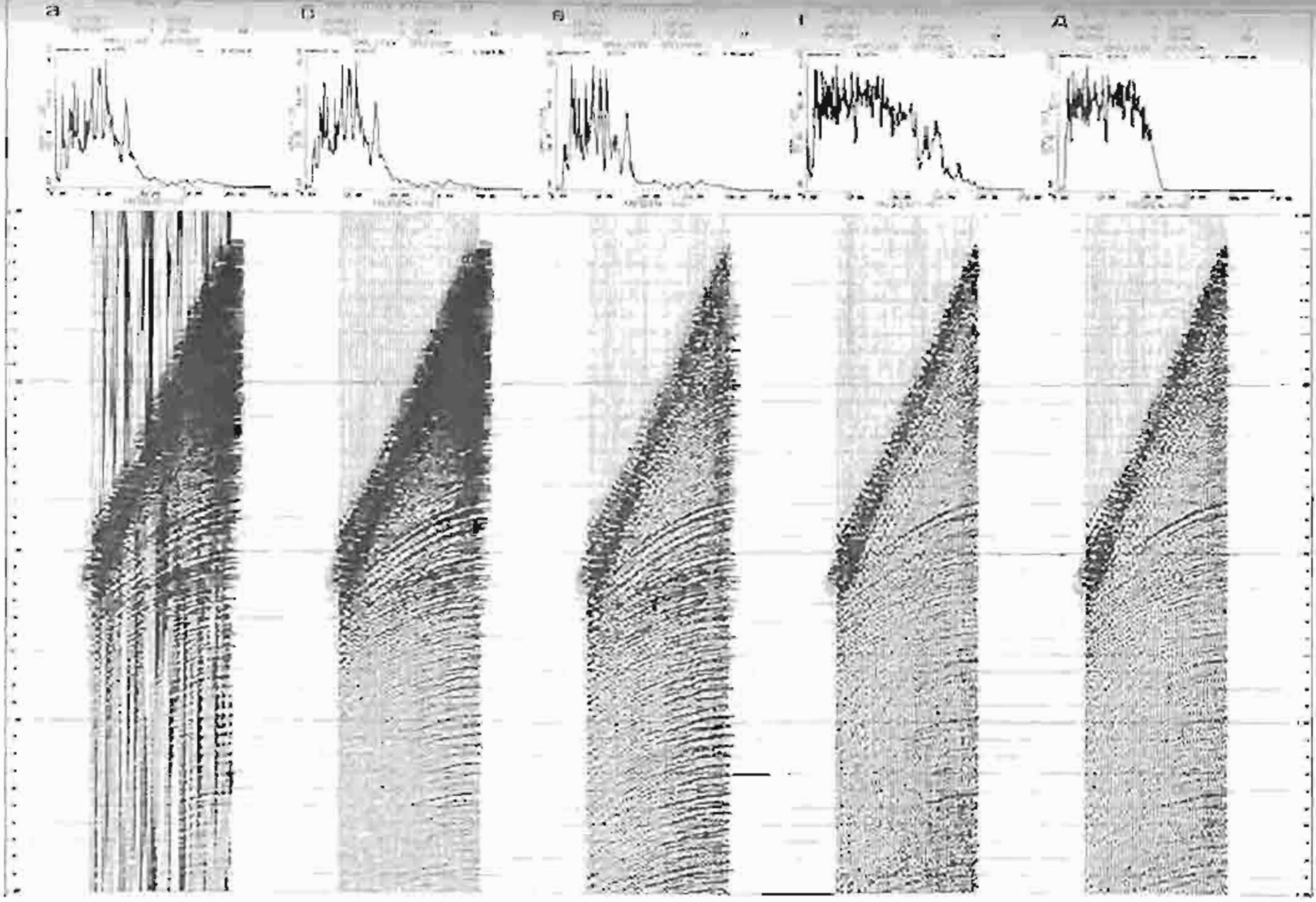


Рис. 29.27. Набор исходных сейсмограмм, позволяющих проиллюстрировать влияние начальных процедур обработки:
а - исходная сейсмограмма с наличием интенсивных низкочастотных шумов, б - эта же сейсмограмма после применения высокочастотной фильтрации,
в - сейсмограмма после применения регулировки усиления и коррекции за геометрическое расхождение,
г - сейсмограмма после применения деконволюции сжатия; д - после применения широкополосной фильтрации

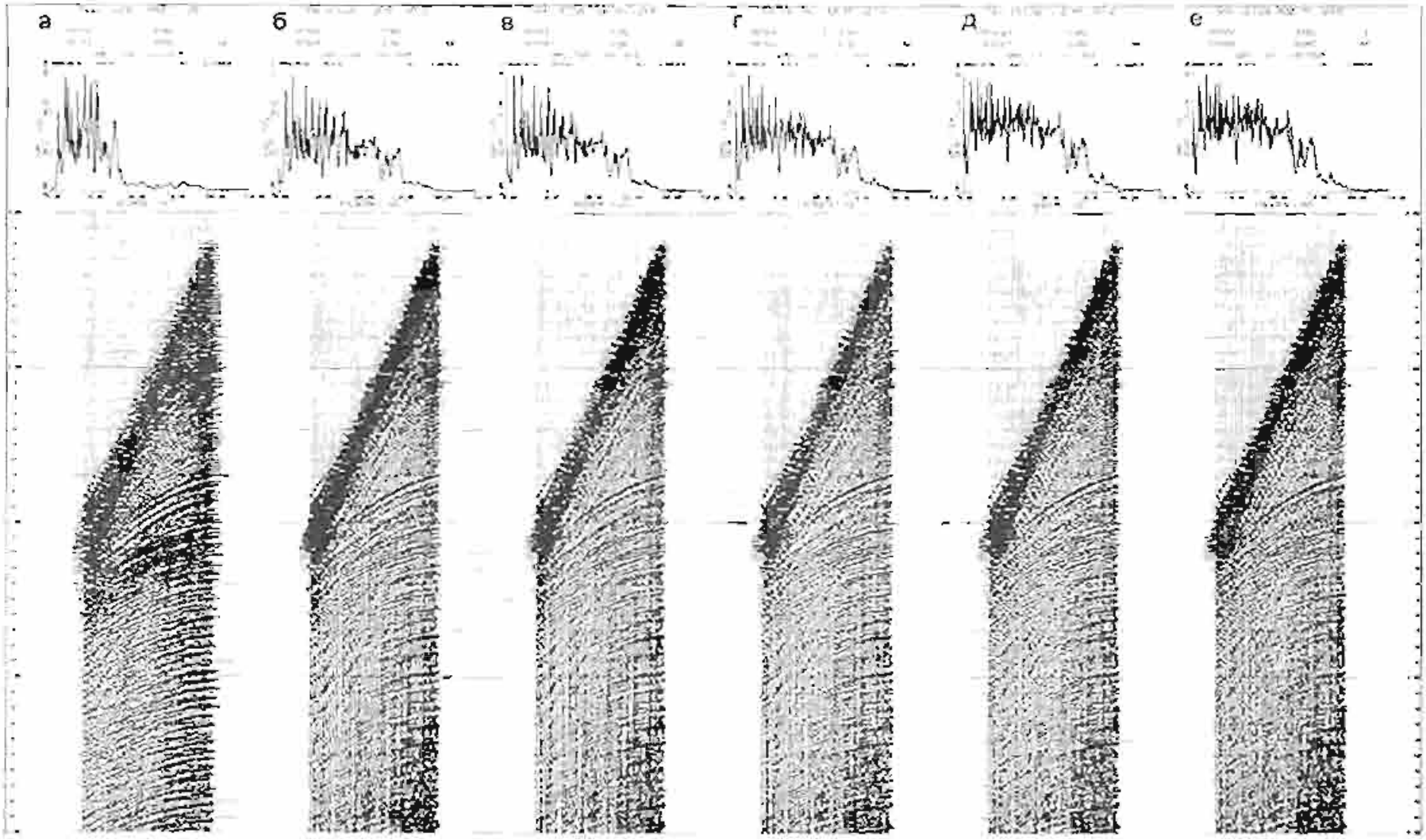


Рис. 29.29. Набор тестовых материалов, позволяющих выбрать оптимальные параметры декомпозиции сжатия:
а – исходная исследуемая сейсмограмма после адаптивной фильтрации, АРУ и компенсации расхождения, показанная ранее на рис. 29.27в;
результат применения алгоритма декомпозиции сжатия соответственно с квадратурной ядерной зоной: б – 120, в – 160, г – 240, д – 360, е – 480 мс

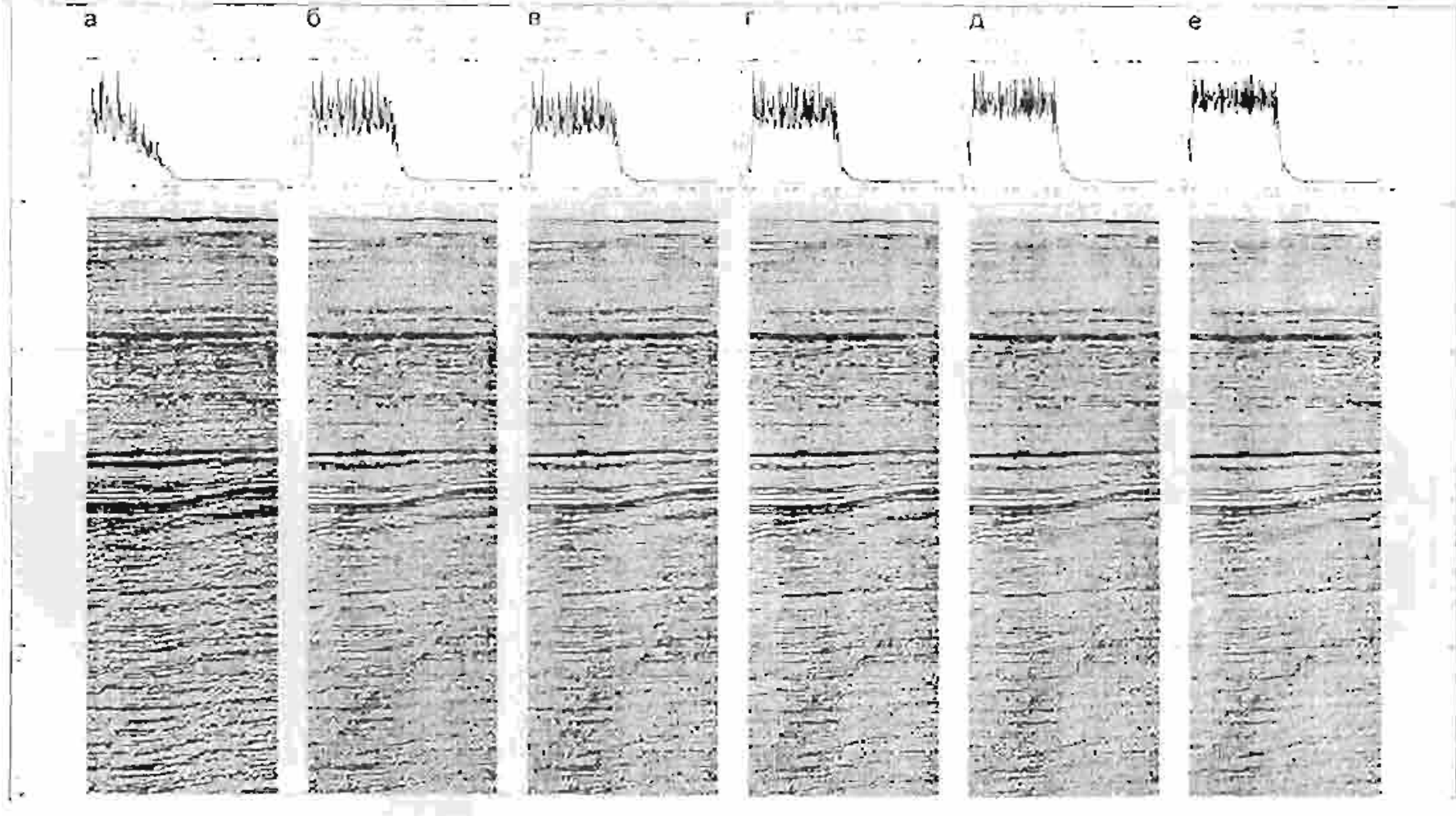


Рис. 29. 30. Контрольная панель выводов временных разрезов, позволяющих выбрать оптимальные параметры процедуры деконволюции сжатия после суммирования
а - исходный исходный временной разрез, обедненный высокими частотами; результат применения операции деконволюции сжатия соответственно с операторами различной
длины: б - 120, в - 160, г - 240, д - 360, е - 480 мс

Сейсмограммы, показанные в качестве примера на рис.29.29, позволяют обработчику сделать выбор параметров деконволюции сжатия ***до суммирования***. На основе анализа амплитудного спектра исследователь выбирает оптимальную длину оператора деконволюции сжатия. Входная сейсмограмма после высокочастотной фильтрации, АРУ и компенсации за расхождение волнового фронта показана на рис.29.29 (слева). Результат применения деконволюции с оператором различной длины (120 мс, 160 мс, 240 мс, 360 мс и 480 мс) показан на последующих изображениях. Из представленных результатов видно, что деконволюция, использующая оператор длиной 480 мс, лучше всего выполаживает частотный спектр внутри полосы пропускания. Некоторая изрезанность спектра на высоких частотах не устранена процедурой деконволюции, что, возможно, объясняется нестационарностью сигнала. Этот эффект обычно устраняется переменным по времени спектральным *отбеливанием* записи после суммирования.

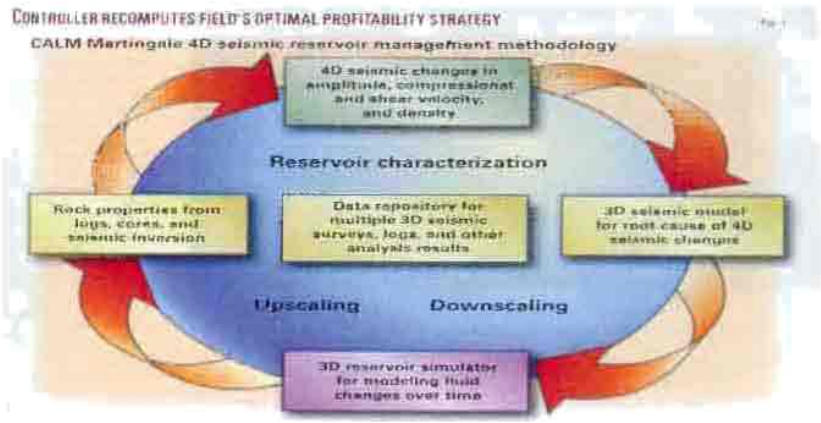
На рис.29.30 показана стандартная тестовая панель для определения параметров деконволюции ***после суммирования***. По форме амплитудного спектра в левой верхней части тестовой панели видно, что суммирование по ОСТ существенно ослабляет высокие частоты. Далее последовательно слева направо показаны суммарные разрезы, полученные после применения процедур деконволюции сжатия, использующих оператор длиной 120, 160, 240, 360, 480 мс соответственно и последующей низкочастотной фильтрации для сохранения приемлемой ширины спектра сигнала и устранения высокочастотных шумов. Как видно из представленных вариантов, наилучший результат по характеру амплитудного спектра и общему виду записи получается после применения деконволюции сжатия с оператором длиной 480мс.

Аналогичные тестовые панели для контроля качества сейсмических данных могут быть сформированы и для выбора параметров процедур обработки, связанных с учетом и коррекцией остаточной статики, подавлением кратных отраженных волн, коррекцией за наклоны границ (*DMO*), миграцией и др. Имеющиеся в настоящее время мощные интерактивные инструменты, включающие технику 3D визуализации, существенно облегчают опробование параметров и контроль качества обработки. Только постоянный контроль за ходом выполнения всех процедур обработки может обеспечить получение на заключительном этапе обработки высококачественные изображения изучаемой геологической среды.

Вопросы для самопроверки

1. Какие процедуры обработки вносят решающий вклад при получении сейсмических изображений среды?
2. Какова основная цель деконволюции?
3. Почему в современной сейсморазведке непременно применяется процедура суммирования записей?
4. Каково основное назначение миграционных преобразований сейсмических записей?
5. Какие виды преобразований сейсмических записей осуществляются на этапе препроцессинга?
6. Каким образом получают вертикальные спектры скоростей и для чего они используются?
7. Что такое поправка за *NMO*?
8. Почему введение поправки за *NMO* приводит к искажению начальной части сейсмограммы ОСТ?
9. Назовите основные виды процедур обработки, которые используются на этапе до суммирования записей?
10. Перечислите основные процедуры обработки сейсмических трасс на временных разрезах.
11. Объясните характерные видимые изменения, происходящие с временными разрезами, показанными на рис. 29.16. - рис.29.21.
12. Что представляет собой контрольная панель сейсмических записей?
13. Какие цели преследуются при формировании контрольной панели сейсмических записей?
14. Совокупностью каких признаков руководствуются при принятии решения о выборе оптимального значения исследуемого параметра процедуры обработки?

★ ★ ★ ★ ★ ★ ★



РАЗДЕЛ 3.3. ПОЛУЧЕНИЕ АТРИБУТНЫХ ИЗОБРАЖЕНИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ
(*ИНТЕРПРЕТАЦИОННАЯ ОБРАБОТКА ДАННЫХ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ*)

30. ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТЕЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ УПРУГИХ ВОЛН В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЕ

30.1. Скорости распространения упругих волн и их роль в сейморазведке

В предыдущих главах учебника подробно рассматривались теоретические основы построения по данным метода отраженных волн видимых сейсмических изображений геологической среды. Основное внимание читателя при этом было сосредоточено на содержании и теоретическом обосновании сущности ряда основных процедур, которые и позволяют после их применения к данным многократных перекрытий получать видимые сейсмические изображения геологической среды. При этом сознательно был оставлен в стороне один ключевой вопрос, без разрешения которого получение качественных изображений либо сильно затруднено, либо совсем невозможно. Таким важнейшим вопросом всей теории и практики обработки сейсмических материалов является вопрос *о знании характера распределения скорости распространения продольных упругих волн* в изучаемой геологической среде. Особенно актуальным и острым этот вопрос становится тогда, когда возникает задача получения волновых изображений в *масштабе глубин*. Решение этой практически весьма важной задачи совершенно невозможно без знания особенностей распределения скоростей распространения упругих волн в среде.

Скорости распространения упругих волн в теории и практике сейсмической разведки всегда выполняли *две основных функции*.

Первая и основная их функция - это обеспечение возможности правильного выполнения всех процедур преобразования исходной сейсмической информации для целей построения объективных сейсмических моделей изученной геологической среды во временном и/или глубинном масштабах.

Использование в этих целях скоростей распространения сейсмических волн началось с самого зарождения сейсмического метода геологической разведки. Для достижения этого в сейсморазведке были разработаны различные методики изучения скоростного строения геологической среды как по данным прямых методов исследований (образцы, сейсмокаротаж, акустический каротаж и т.п.), так и по данным материалов собственно сейсмических методов исследований: метода преломленных, метода отраженных волн и сейсмических исследований в скважинах. При таком подходе скорости рассматриваются как некоторые важные параметры регистрируемого волнового поля (эффективные, кажущиеся, граничные, средние, лучевые и т. п. скорости), обеспечивающие успешное проведение всех собственно сейсмических расчетов. Связь этих параметров волнового поля с упругими свойствами различных геологических объектов при этом подходе уходит на второй план, поскольку их взаимосвязь не всегда становится известной. Главное при таком взгляде на скорости - объективное использование их для обеспечения правильных и максимально точных структурных сейсмических построений. Возможности сейсмических методов с этой точки зрения могут быть существенно различны. Наибольшее доверие с этих позиций заслуживает метод сейсмического каротажа и его более совершенная модификация - метод вертикального сейсмического профилирования. Наименьшими возможностями в этом направлении обладает метод преломленных волн.

Вторая и важная цель детального изучения скоростей распространения сейсмических волн в изучаемом пространстве - это использование различных видов скоростей для объективного прогноза в заданном объеме геологической среды ее вещественного состава, различных свойств и состояния горных пород. Такие возможности в сейморазведке МОВ появились тогда, когда были созданы достаточно совершенные и точные методы определения пластовых скоростей. Это позволило рассматривать скорость распространения сейсмических волн не только как чисто сейсмический параметр для внутренних расчетов, но и как объективный параметр определенной части геологической среды. С этих позиций метод преломленных волн обладает некоторыми преимуществами перед методом ОВ, поскольку он позволяет достаточно хорошо и в высокой точностью определять граничные скорости распространения сейсмических волн по кровле геологических слоев, что дает возможность использовать такие определения для прогнозирования их вещественного состава.

Особое значение знание скоростей распространения сейсмических волн приобрело тогда, когда стало возможным ***совместное***, но ***независимое*** и ***раздельное*** определение скоростей распространения *продольных и поперечных волн* в заданном локальном объеме горных пород. Во многих случаях знание скоростей распространения продольных и

поперечных волн в слоях, слагающих изучаемый разрез, позволяет прогнозировать такие важные параметры слоев, как их литологический состав, тип флюида, пористость, плотность, пластовое давление и т.д.

В силу сказанного в процессе обработки данных сейсмической разведки всегда уделяется значительное внимание этапу определения скоростей распространения упругих волн в различных частях геологического разреза.

Достаточно подробную ***информацию о скоростях распространения упругих волн в горных породах, слагающих те или иные элементы изучаемой среды, можно получить:***

- непосредственными измерениями на образцах горных пород (по керну из скважин или по образцам обнажений горных пород);
- специальными сейсмическими измерениями во внутренних точках среды (в скважинах или в горных выработках);
- косвенными определениями по волновым полям и годографам сейсмических волн, зарегистрированным при наблюдениях на дневной поверхности.

30.2. Определение скоростей распространения упругих волн по измерениям на образцах горных пород

Измерение скоростей распространения упругих волн V в образцах горных пород можно проводить на основе соотношения

$$V = L/t \ , \qquad (30.1)$$

где L и t – соответственно длина пути и время пробега волны в изучаемом образце.

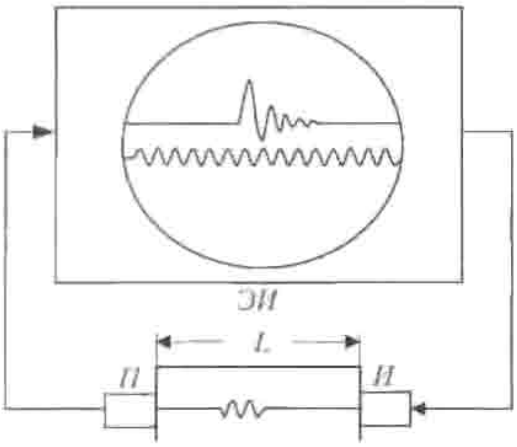


Рис.30.1. Принципиальная схема ультразвукового метода определения скорости распространения продольных волн по образцам (кернам) горной породы

Для реализации такого метода определения скорости в образцах промышленность выпускала различного рода приборы. Они получили название ультразвуковых сейсмоскопов. В их состав входят излучатель "И" ультразвуковых импульсов, приемник "П" ультразвуковых импульсов и специальное электронное измерительное устройство "ЭИ". Электронно-измерительное устройство генерирует короткий цуг ультразвуковых колебаний частотой 30-250 кГц. Этот цуг колебаний, пройдя через образец горной породы, воспринимается приемником ультразвуковых колебаний. Момент излучения импульса фиксируется и вместе с воспринятым приемником сигналом отображается на экране электронно-лучевой трубки. Одновременно с этим на экран выводится специальный сигнал (метки времени), позволяющий вести отсчет времени от момента излучения сигнала до момента его вступления (прихода к приемнику) после прохождения через образец (рис.30.1). Измерив длину образца L и зная время пробега ультразвука в керне по формуле (30.1), можно определить величину скорости распространения упругих волн в данном образце горной породы. Для получения достаточно точных и правильных значений скорости распространения упругих волн к образцу и условиям измерений предъявляются следующие требования:

- размер образца по всем трем измерениям должен не менее чем в два-три раза превосходить видимую длину волны используемых колебаний;
- в образце не должно быть искусственно созданных в процессе его подготовки микротрещин;
- необходимо создавать хороший акустический контакт датчиков (излучателя и приемника) с образцом путем смазывания минеральным маслом мест их соприкосновения.

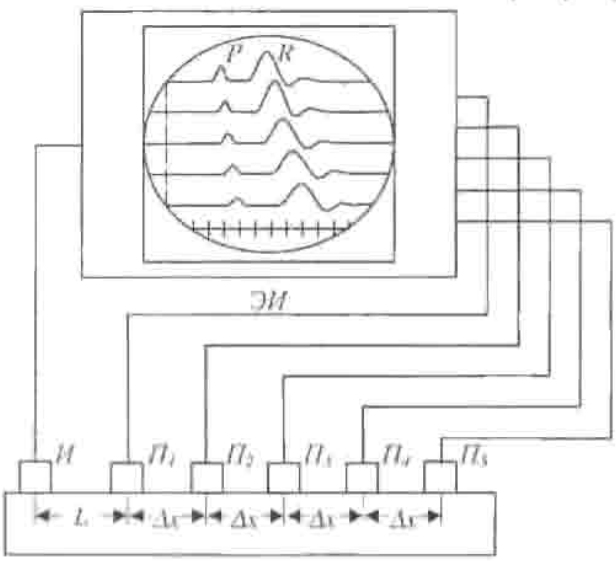


Рис.30.2. Схема проведения ультразвукового профилирования с целью одновременного определения скоростей распространения продольных и поперечных волн

Погрешность определения скорости ΔV таким способом может быть оценена по формуле

$$\Delta V = \sqrt{L^2 \cdot \Delta t^2 / t^4 + \Delta L^2 / t^2} \ , \qquad (30.2)$$

где Δt - погрешность определения времени первого вступления, ΔL - погрешность определения длины образца L.

Данный способ позволяет определить только скорость распространения продольных волн. Определение скорости распространения поперечных волн по этой технологии даже с применением специальных излучателей и приемников затруднено. Чаще всего в этом случае используют другой способ – способ ультразвукового профилирования по специально подготовленной плоской поверхности образца с регистрацией поверхностной волны Релея (рис. 30.2).

Этот способ может использоваться как на отдельных образцах, так и на обнажениях горных пород, при измерениях на стенках скважин и в горных выработках и т.п. Скорость распространения продольных волн определяется по годографу первых вступлений (или какой - либо четкой фазы) продольных волн, а скорость распространения поперечных волн определяется через фазовую скорость волны Релея с использованием ранее известных формул и графиков.

30.3. Определение скоростей распространения упругих волн по данным сейсмического и акустического каротажа

При проведении сейсмического каротажа – СК - измеряют времена пробега волны от источника, расположенного на поверхности земли, до приемников упругих колебаний, располагаемых в исследуемой скважине на различных глубинах. Зависимость времени прихода сейсмической волны от глубины z представляет собой, как уже известно, вертикальный годограф $t(z)$ (рис. 30.3). При этом различают: продольные вертикальные годографы, когда источник упругих волн при их получении расположен непосредственно возле устья исследуемой скважины, и непродольные вертикальные годографы, когда источник при их получении удален от устья скважины на некоторое расстояние d.

Интерпретационная обработка данных СК (ВСП) начинается с проведения общей обработки зарегистрированного волнового поля и введения необходимых поправок (статические поправки, фильтрация, деконволюция и т.д.) с целью составления общего монтажа трасс по приему колебаний на разных глубинах при фиксированных удалений ПВ от регистрирующей скважины. Для определения скоростного разреза более всего удобны монтажи трасс, полученных из ближних пунктов возбуждения. Наборы трасс из дальних ПВ больше подходят для получения разрезов, аналогичных наземным разрезам ОСТ. Для этого на этапе интерпретационной обработки рассчитывают и вводят специальные кинематические поправки.

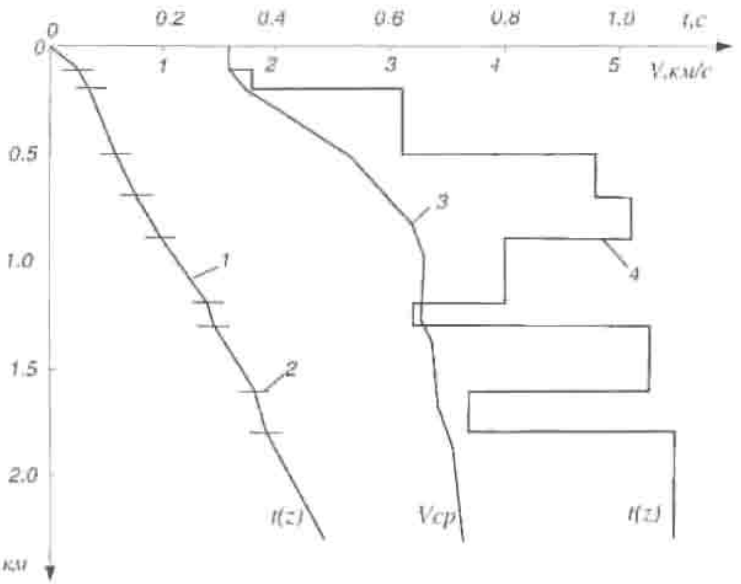


Рис. 30.3. Схема обработки приведенного вертикального годографа:
1 – приведенный вертикальный годограф $t(z)$; 2 – границы прямолинейных участков годографа $t(z)$; 3 – график зависимости средней скорости от глубины $V_{ср}(z)$; 4 – график пластовой скорости $V_{пл}(z)$

После выполнения предварительной обработки записи СК (ВСП) подвергаются анализу на предмет выделения падающих и отраженных волн, волн с другой геометрией (обменные, поперечные, кратные и т.п.). По выделенным падающим волнам осуществляют корреляцию продольных и поперечных (если это возможно) волн с целью составления (формирования) соответствующих годографов. Эти годографы и позволяют сравнительно легко рассчитать скоростной разрез изученной части среды.

Для определения средних и пластовых скоростей в покрывающей толще наиболее просто использовать продольные вертикальные годографы. Непродольные вертикальные годографы обычно предварительно пересчитываются (приводятся) к виду продольных на основе некоторых модельных представлениях о среде. Наиболее просто непродольный годограф приводится к виду продольного годографа на основе модели однородной среды с использованием формулы

$$t^{прив}(z) = t^{непр}(z) \cdot \frac{z}{\sqrt{z^2 + d^2}} \quad , \qquad (30.3)$$

где z – глубина точки наблюдения, d – расстояние от устья скважины до источника колебаний.

Для определения пластовых скоростей продольный вертикальный годограф $t(z)$ визуально или аналитически разбивается на ряд участков, в пределах которых наблюденный годограф можно считать прямолинейным. Число

выделенных прямолинейных участков определяет число сейсмически однородных слоев, пластовая скорость в каждом из которых определяется по углу наклона соответствующего элемента вертикального годографа

$$V_{пл} = \Delta z / \Delta t , \qquad (30.4)$$

где Δz - мощность выделенного пласта; Δt - время пробега волны в пласте.

Средняя скорость в покрывающей толще до заданной глубины z вычисляется по формуле

$$V_{ср} = z / t . \qquad (30.5)$$

Используя для расчетов приведенную формулу, строят графики зависимости средней скорости от глубины $V_{ср}(z)$ или от времени пробега $V_{ср}(t)$. Совместно с ранее рассчитанным графиком пластовой скорости эти два графика дают достаточно полное представление о сейсмических свойствах изученного разреза (см. рис.30.3). Аналогичные расчеты можно проводить и на основе информации о волновом поле для удаленных пунктов возбуждения. Однако это требует выполнения других, более сложных приемов обработки данных метода вертикального сейсмического профилирования (ВСП).

Сейсмический (интегральный) каротаж позволяет выделять сейсмические слои, мощность которых измеряется десятками и сотнями метров. Более детальную информацию о скоростном разрезе можно получить с помощью акустического (дифференциального) каротажа - АК. При его реализации используются частоты от 5-8 до 20-30 кГц. Измеряя время пробега акустической волны Δt вдоль стенки скважины на постоянной базе Δz (базе скважинного зонда), интервальную скорость можно определить по формуле

$$V_{инт.} = \Delta z / \Delta t . \qquad (30.6)$$

Малые базы (обычно порядка 0,5-2 м) позволяют считать, что интервальная скорость $V_{инт}(z)$ весьма близка к значению истинной скорости в слое на этой глубине:

$$V_{инт.}(z) = V_{ист}(z). \qquad (30.7)$$

Именно поэтому данные акустического каротажа принимаются в качестве эталонных значений истинной скорости распространения сейсмических волн в горных породах. Знание истинной скорости распространения упругих волн в разрезе позволяет рассчитать вертикальный годограф $t(z)$ по формуле

$$t(z) = \int_0^z \frac{dz}{V(z)} \qquad (30.8)$$

и на этой основе увязать между собой результаты дифференциального и интегрального каротажа исследуемой скважины.

30.4. Определение эффективной скорости в покрывающей толще по годографам головных и отраженных волн

Скорость распространения упругих волн в покрывающей толще, вычисленную на основе некоторых допущений по годографам отраженных или преломленных волн, принято называть эффективной скоростью $V_{эф}$. Среди ряда упомянутых допущений основную роль играет предположение об однородности среды, покрывающей данную сейсмическую границу (отражающую или преломляющую). Широкое использование эффективной скорости $V_{эф}$ при обработке и интерпретации данных сейсморазведки основано на двух важных обстоятельствах:

- эффективная скорость в большинстве реальных разрезов весьма близка к средней скорости до рассматриваемой границы;

- методы определения эффективной скорости, особенно по записям отраженных волн, хорошо разработаны и сравнительно просты.

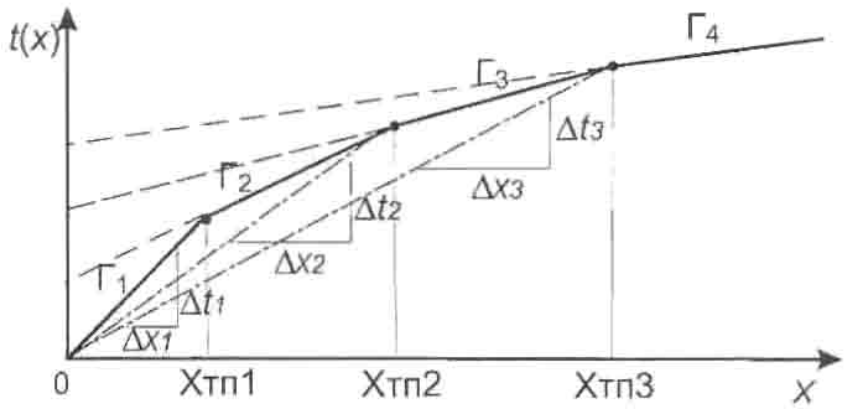
По годографам головных волн определение эффективной скорости производится с низкой точностью, поэтому такие расчеты не получили широкого применения на практике. Лишь в самых необходимых случаях, когда отсутствуют всякие другие возможности, на практике находит применение приближенный эмпирический способ определения эффективной скорости по точкам пересечения отдельных ветвей годографов головных волн (рис.30.4).

Пусть из пункта возбуждения О получены годографы головных волн $Г_2$, $Г_3$, $Г_4$, соответствующие трем преломляющим границам. Средняя (эффективная) скорость до первой преломляющей границы определяется по угловому коэффициенту прямой волны (годограф $Г_1$)

$$V_{эф_1} = \left(\frac{\Delta x}{\Delta t}\right)_1 . \qquad (30.9)$$

Эффективная скорость до второй преломляющей границы может быть приближенно определена по угловому коэффициенту прямой линии, проведенной из пункта возбуждения О до точки пересечения ХТП годографов $Г_2$ и $Г_3$

$$V_{эф_2} = \left(\frac{\Delta x}{\Delta t}\right)_2 . \qquad (30.10)$$



:30.4. Определение средней скорости сводному годографу головных волн
$\Gamma_1, \Gamma_2, \Gamma_3$ – прямолинейные участки сводного годографа;
ТП1, ХТП2, ХТП3 – координаты по х точек пересечения соседних молинейных элементов

Эффективная скорость до третьей преломляющей границы может быть аналогично определена по угловому ффициенту прямой линии, исходящей из пункта возбуждения в точку пересечения годографов Γ_3 и Γ_4

$$V_{эф_3} = \left(\frac{\Delta x}{\Delta t}\right)_3 \quad . \tag{30.11}$$

Такой приближенный способ позволяет получать относительно приемлемый результат, если в покрывающей е отсутствуют слои с резко повышенными или пониженными значениями пластовой скорости.

Определение эффективной скорости (и других эффективных параметров модели разреза) в сейсморазведке анным метода отраженных волн осуществляется двумя путями:

- по выделенным и приведенным к первым вступлениям годографам отраженных волн;
- на основе регулируемого направленного анализа (РНА) волнового поля сейсмограмм отраженных н.

Первый путь позволяет получать достаточно точные результаты, но требует предварительного выделения ренфазности отраженных волн, что встречает определенные трудности при автоматизации процесса обработки.

Второй путь дает менее точные результаты, но не имеет принципиальных затруднений в автоматизации ислительных процедур. Последнее обстоятельство привело к тому, что в настоящее время этот способ преобладает роизводстве.

Определение эффективной скорости возможно посредством анализа либо волновых, либо временных ей ОСТ. Ранее в сейсморазведке были разработаны многочисленные способы таких же определений и по менным полям ОТВ и ОТП. Эти способы практически одинаковы по точности, но, как правило, менее нологичны, чем способы, основанные на использовании полей ОСТ.

Все способы определения эффективных параметров по временным полям условно можно разделить на большие группы. Первая группа способов основана на предварительном вычислении различных ференциальных характеристик временного поля. Теоретические исследования (Гольдин, 1970) позволили новить определенные взаимосвязи дифференциальных параметров годографов t(x) ОСТ (первых и вторых их изводных) с эффективными параметрами среды. Однако точность таких вычислений, как показала практика, нно недостаточна. Поэтому в настоящее время шире применяются различные интегральные способы еделения эффективных скоростей и (в последующем) других параметров модели среды.

Одним из возможных путей нахождения эффективной скорости может быть ее нахождение из условия имизации специальных функционалов вида (Урупов, 2004)

$$\Phi(l,a,b) = \sum_{i=1}^{N}\left[t^2_{эксп}(l_i) - (a + bl_i^2)\right]^2 \to \min \quad , \tag{30.12}$$

$a = t_0^2$, $b = \frac{1}{V^2_{эф}}$.

Найдя из условия минимизации этого функционала коэффициент b можно легко вычислить скорость $V_{эф}$. ютняя такие вычисления для различных азимутов наблюдений, можно при работах по технологии 3D определять ксимость скорости от простирания линии наблюдений.

А.К. Урупов (Урупов, 1966; 2005) также предложен оригинальный и достаточно интересный прием еделения эффективной скорости и других параметров модели среды, основанный на весовом суммировании интегрировании с применением различных специально подобранных весовых функций. Наибольший интерес мейства этих формул, на наш взгляд, может представлять формула, позволяющая устанавливать зависимость (l) от удаления источник – приемник

$$V_{эф} = \frac{A}{\sqrt{\sum_{i=1}^{N} t^2_{эксп}(l_i)P(l_i)}} \quad , \tag{30.13}$$

где $P(l_i)$ - некоторая заданная весовая функция, соответствующая заданному удалению источник-приемник. A - некоторая известная константа, зависящая от вида весовой функции.

Эта формула также может при необходимости изучения зависимости скорости не только от удаления "источник- приемник ", но при установлении азимутальной зависимости скорости на площади исследований.

При проведении таких расчетов необходимо иметь в виду, что определение эффективной скорости по одиночным и встречным годографам отраженных волн следует вести только после введения в них статических поправок и приведения их к первым вступлениям. Особенно сильное влияние на результаты расчетов эффективной скорости за счет источностей учета статических поправок сказывается на способах, использующих одиночные годографы отраженных волн.

Все определения эффективной скорости, осуществляемые различными способами, подвержены воздействию многообразных искажающих факторов, порождающих погрешности измерений. Обычно при этом различают случайные и систематические погрешности. Для большинства методов определения эффективной скорости по годографам отраженных волн случайную компоненту погрешности $\sigma_{V_{эф}}$ можно приближенно оценить по формуле

$$\frac{\sigma_{V_{эф}}}{V_{эф}} = \frac{k}{\sqrt{n}} \left(\frac{h_{ср}}{l} \right)^2 \frac{\sigma_t}{t_{ср}}, \qquad (30.14)$$

где $t_{ср}$ – среднее время на годографе; l – величина взрывного интервала или половина длины одиночного годографа; n – число используемых пар точек на исходных годографах; $h_{ср}$ – средняя глубина до отражающей границы; κ – коэффициент, зависящий от способа определения скорости и числа используемых пар точек на годографе; σ_t – средняя квадратическая погрешность, характеризующая разброс времени на трансформированном годографе относительно линии осреднения. При $n >> 1$ для большинства способов можно принять $\kappa = 9{,}6$.

Как следует из этой формулы, наибольшее влияние на погрешность определения эффективной скорости оказывает величина отношения $h_{ср}/l$. Это означает, что удовлетворительные по точности результаты определения $V_{эф}$ можно получить, лишь используя достаточно протяженные годографы. Наибольшие систематические погрешности в эффективные скорости вносит значительная кривизна отражающих границ и резкая дифференциация по скорости слоев, входящих в состав покрывающей толщи.

30.5. Вертикальные и горизонтальные спектры скоростей

В настоящее время основным способом определения эффективной скорости в МОВ являются методы регулируемого направленного анализа (РНА) волнового поля сейсмограмм отраженных волн. Наиболее часто эта процедура осуществляется по сейсмограммам ОСТ, поскольку уравнение годографа отраженной волны на таких сейсмограммах, в отличие от сейсмограмм общего пункта взрыва, является только двухпараметрическим, т. е. зависит только от двух переменных t_0 и $V_{ОСТ}$. Следует, однако, иметь в виду, что эта процедура позволяет определять, в строгом смысле слова, не эффективную скорость $V_{эф}$, а скорость . Но для большинства практически важных случаев (при отсутствии сильной скоростной дифференциации в слоях, малых углах наклона слоев и незначительной кривизне границ) численные значения скоростей $V_{ОСТ}$ и $V_{эф}$, как правило, отличаются незначительно.

Принципиальной основой РНА является выполнение последовательного разновременного анализа волнового поля отраженных волн. В качестве функции отклика для такого анализа берется некоторый функционал, зависящий как от способа анализа, так и от формы линии (направления) анализа. Как легко понять, форма линии анализа напрямую связана с видом уравнения годографа волны, который в свою очередь непосредственно зависит от эффективной скорости до изучаемого отражателя. Поэтому обычно в качестве линий для анализа выбираются такие линии, которые соответствуют возможным годографам отраженных волн на данном времени регистрации имеющим данную скорость $V_{ОСТ}$

$$t(x, t_0) = \sqrt{t_0^2 + x^2 / V_{ОСТ}^2}. \qquad (30.15)$$

Для повышения устойчивости конечного результата амплитуды сейсмических сигналов на каждом канале анализируются в некотором ограниченном временном окне.

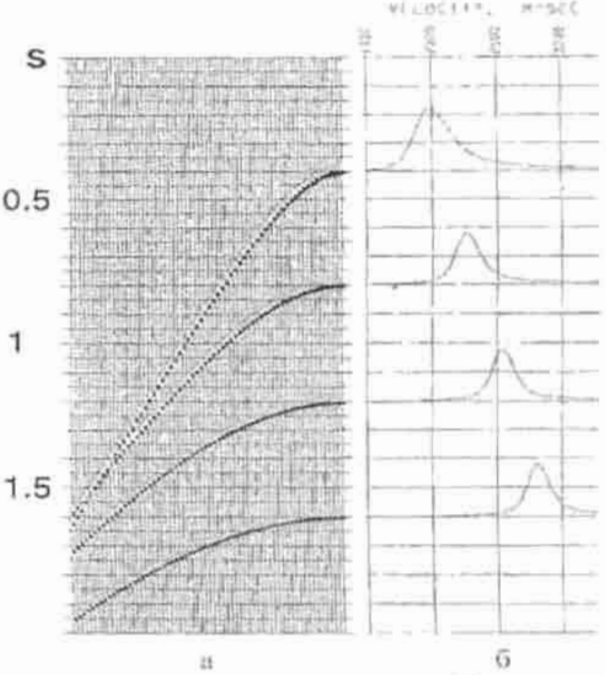
Чаще всего в качестве функции цели вычисляют суммарную среднюю энергию зарегистрированного сейсмического сигнала в криволинейном временном окне для всех каналов сейсмограммы ОСТ

$$E\left(V_{ОСТ}(t_0)\right) = \frac{1}{\Delta t} \sum_i \left(\frac{1}{N} \sum_j A_{ij}(t) \right)^2, \qquad (30.16)$$

где $A_{ij}(t)$ – значения амплитуд сейсмических сигналов на выбранной криволинейной (гиперболической) линии анализа d; i - индекс суммирования амплитуд сигналов по оси x; j - индекс суммирования амплитуд записей на каждом пикете x по временному окну ; N - число суммируемых трасс.

Для каждого фиксированного значения t_0 и $V_{ОСТ}$ по формуле (30.16) рассчитывается определенная гиперболическая линия анализа. Задавшись величиной временного окна (обычно $0.050 \le \Delta t_0 \le 0.250$ с), всегда можно вычислить значение энергии функции цели.

Рис.30.5. Пример расчета вертикального спектра по синтетической сейсмограмме:
а – синтетическая сейсмограмма;
б – вертикальный спектр скоростей $V_{ост}(t_0)$



Максимум функции цели достигается тогда, когда на данном времени t_0 линия суммирования будет соответствовать годографу ОСТ отраженной волны, действительно зарегистрированной на данной сейсмограмме. Перемещая с некоторым интервалом криволинейную полосу суммирования (при $V_{ОСТ}$ = const), мы можем получить график зависимости функции отклика от времени t_0. Повторяя подобные расчеты для ряда значений $V_{ост}$, можно получить, как уже говорилось ранее, так называемый ***вертикальный спектр скоростей*** $V_{ОСТ}$. Подтверждением сказанному могут служить материалы опробования изложенного алгоритма на синтетической сейсмограмме, где все ожидаемые результаты видны с предельной четкостью (рис.30.5). На практических сейсмограммах определение зависимости $V_{ОСТ}(t_0)$ также производится, как правило, достаточно уверенно (рис.30.6).

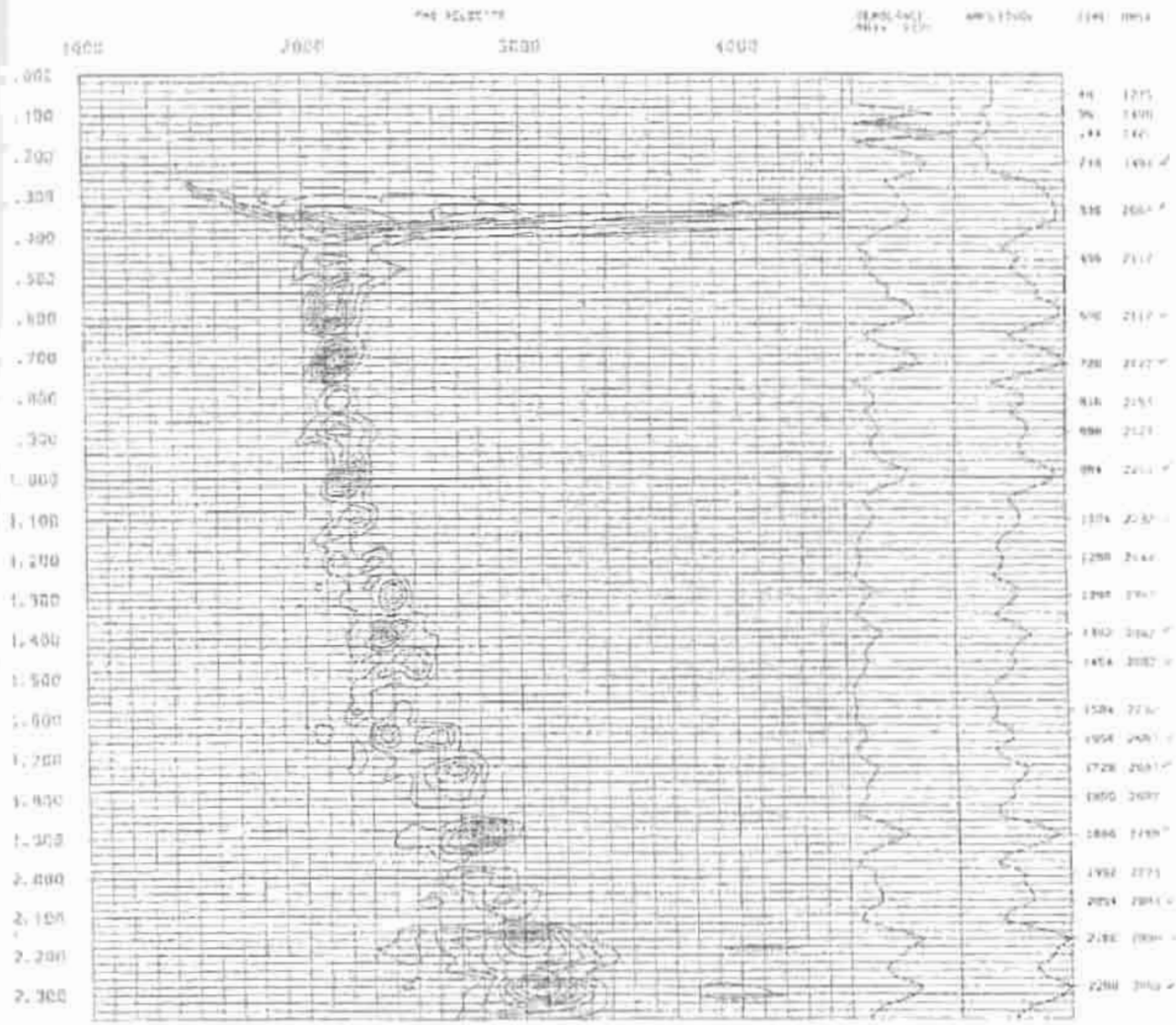


Рис. 30.6. Вертикальный спектр скоростей, полученный по сейсмограмме ОСТ на одном из объектов Западной Сибири

Практическая реализация вычисления вертикального спектра скоростей и получение зависимости $V_{ОСТ}(t_0)$ осуществляется с применением различных функций цели и по различным технологиям. Наиболее часто на практике употребляются следующие операторы разновременного криволинейного анализа сейсмических записей *энергетические:*

коэффициент подобия

$$\Pi = \left[\sum_j \left(\frac{1}{N}\cdot\sum_i A_{ijl}\right)^2\right] \Big/ \left[\sum_j\left(\frac{1}{N}\cdot\sum_i A_{ijl}^2\right)\right] \quad , \tag{30.17}$$

средней энергии

$$\varepsilon = \frac{1}{\Delta T}\cdot\left[\sum_j\left(\frac{1}{N}\cdot\sum_i A_{ijl}^2\right)\right] \quad , \tag{30.18}$$

отношение "сигнал-помеха"

$$\rho = \frac{\sum_j\left[\left(\sum_i A_{ijl}\right)^2 - \sum_i A_{ijl}^2\right]}{\sum_j\left[N\cdot\sum_i A_{ijl}^2 - \left(\sum_i A_{ijl}\right)^2\right]} \quad ; \tag{30.19}$$

- энергетические:

коэффициент подобия

$$C_K = \frac{\sum_j \frac{1}{N-1}\cdot\sum_{i=1}^{N}\sum_{n=i+1}^{N} A_{ijl}\cdot A_{njl}}{\sum_j\sum_i A_{ijl}^2} \quad , \tag{30.20}$$

- степенные:

средней амплитуды

$$U = \frac{1}{\Delta T}\cdot\sum_j\left|\frac{1}{N}\cdot\sum_i A_{ijl}\right| \quad , \tag{30.21}$$

средней амплитуды n-ой степени

$$\lambda = \left[\frac{1}{\Delta T}\cdot\sum_j\left(\frac{1}{N}\cdot\sum_i A_{ijl}\right)^n\right]^{1/n} \quad . \tag{30.22}$$

Максимально удобны при практическом использовании операторы П, ρ, С.

При практическом вычислении вертикального спектра расчеты производят по оси t_0 с шагом Δt_0 = 0,020-0,100 с и при размере окне интегрирования ΔT такого же порядка. Величины Δt_0 и ΔT выбирают экспериментально путем тестирования полевого материала. Чем выше частотный состав изучаемой записи, тем меньшие значения Δt_0 и ΔT следует задавать. Диапазон варьируемых значений $V_{ОСТ}$ (или максимальных значений кинематической поправки) должен охватывать интервал возможных значений $V_{ОСТ}$ на сейсмограммах ОСТ. На первом этапе обработки этот диапазон скоростей обычно выбирают достаточно широким. На следующих стадиях вычислений его сужают, но увеличивают детальность перебора скоростей. В качестве примера на рис.30.7 приведена исходная сейсмограмма ОСТ и соответствующий ей вертикальный спектр скоростей. Кроме того, на этом же поле скоростей показан график пластовой скорости, вычисленный по полученной вероятной зависимости $V_{ОСТ}$ от t_0. Одновременно справа на рисунке показана та же сейсмограмма ОСТ, но уже с введенными кинематическими поправками, рассчитанными по полученной зависимости $V_{ОСТ}$ от t_0. Хорошо видно, что на этой сейсмограмме все оси синфазности отраженных волн практически горизонтальны.

Суммирование всех трасс этой сейсмограммы ОСТ позволяет получать устойчивые суммарные трассы ОСТ, по которым и формируют временной разрез. Если по каким либо причинам по вертикальному спектру скоростей зависимость $V(t_0)$ определена неверно, то исходная сейсмограмма ОСТ будет деформирована неверно, полученные после ввода кинематических поправок оси синфазности на сейсмограммах будут либо недоспрямлены, либо - переспрямлены. Их суммирование будет давать неприемлемый по качеству результат. Сказанное подтверждается записями, показанными на рис.30.8 и рис.30.9 соответственно.

Если на временном разрезе уверенно прослеживается ряд горизонтов, то открывается возможность изучать характер изменения скорости $V_{ОСТ}$ до этого горизонта вдоль профиля исследований. Выберем одну из линий $t_0(x)$, обращаясь к сейсмограммам ОСТ, по которым был построен рассматриваемый временной разрез, выполним

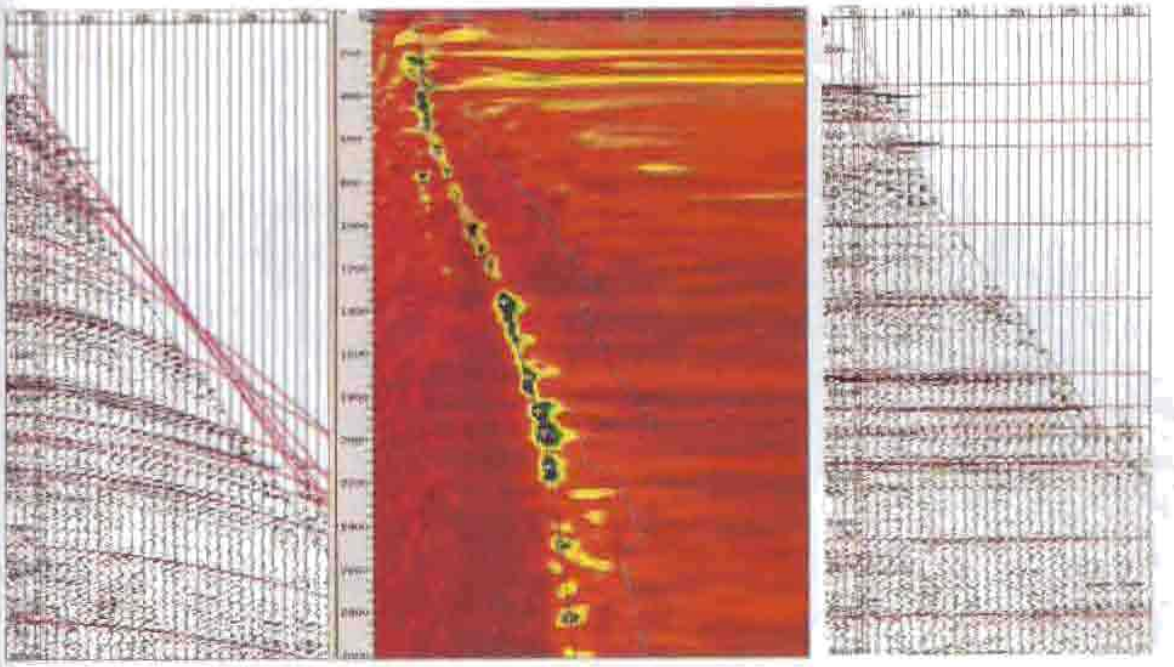


Рис.30.7. Сейсмограмма ОСТ (слева), вертикальный спектр скоростей, полученный по этой сейсмограмме и вид этой же сейсмограммы ОСТ(справа) после введения кинематической поправки за *NMO* на базе этого вертикального спектра скоростей. Справа от выделенных пиковых значений скоростей RMS на вертикальном спектре скоростей (в центре) показана определенная по ним кривая интервальных скоростей

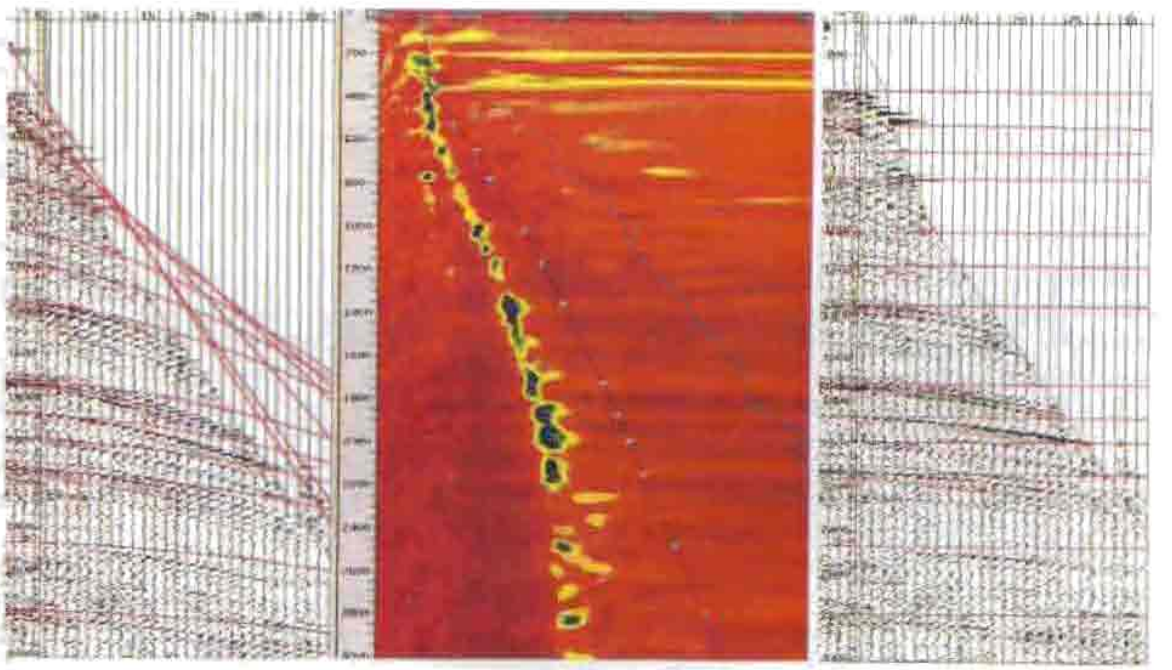


Рис.30.8. Та же сейсмограмма ОСТ, что и на рисунке 30.7 (слева), соответствующий ей вертикальный спектр скоростей с выделенными завышенными значениями скоростей RMS (показаны знаком +) и вид этой же сейсмограммы ОСТ(справа) после введения кинематической поправки за NMO с этими значениями скоростей. Отчетливо виден эффект ***недоспрямления*** осей синфазности отраженных волн

разновременной анализ, привязывая каждый раз этот веер гипербол к заданному времени $t_0(x)$. Если веер гипербол включает в себя гиперболу, совпадающую с годографом данной волны, то на спектре реализуется четкий максимум. Последовательность таких одиночных спектров, сгруппированных для заданной линии $t_0(x)$ вдоль профиля, образует ***горизонтальный спектр скоростей*** данного отражения. Линия, проходящая через максимумы этого спектра, есть искомый график $V_{ГСТ}(x)$, характеризующий изменение скорости вдоль данного горизонта (рис.30.10).

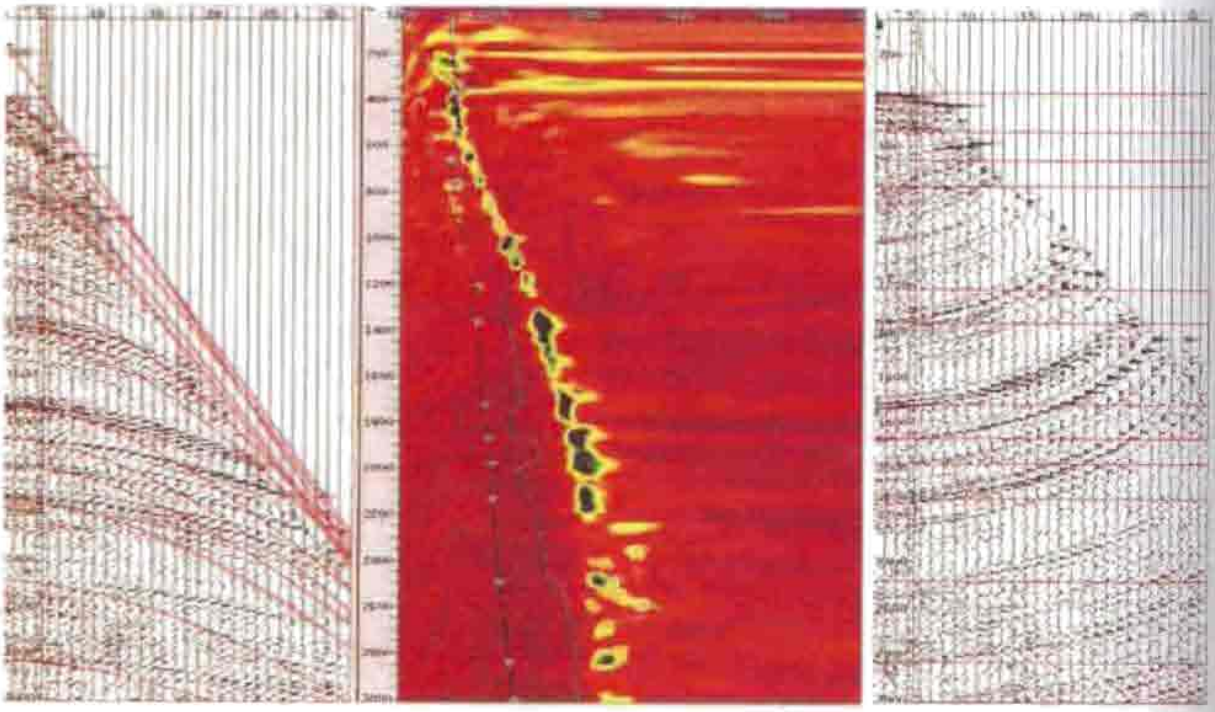


Рис.30.9. Та же сейсмограмма ОСТ, что и на рисунке 30.7 (слева), соответствующий ей вертикальный спектр скоростей с выделенными заниженными значениями скоростей RMS (показаны знаком +) и вид этой же сейсмограммы ОСТ(справа) после введения кинематической поправки за NMO с этими значениями скоростей. Отчетливо виден эффект ***переспрямления*** осей синфазности отраженных волн

Знание линии $t_0(x)$ позволяет при заданной кратности прослеживания резко повысить точность определения $V_{ОСТ}$ за счет совместного преобразования совокупности последовательно расположенных сейсмограмм ОСТ. В этом случае, если кратность прослеживания равна n, а число одновременно преобразуемых сейсмограмм равно m, то помехоустойчивость результата будет эквивалентна результатам расчетов по сейсмограммам ОСТ кратности n*m. Иллюстрацией сказанному (Богданов,1980) служит рис.30.11, где показаны горизонтальные спектры, полученные по одиночным сейсмограммам ОСТ и по их совокупности.

В тех случаях, когда по каким-либо причинам вертикальные спектры скоростей не позволяют достаточно уверенно определять зависимость $V_{ОСТ}(t_0)$, выбор этой зависимости производят путем получения и анализа ряда (панели, набора) сейсмограмм ОСТ, введенные кинематические поправки для которых рассчитаны при фиксированной скорости. Получаемый таким образом набор сейсмограмм всегда позволяет составить достаточно объективное представление о характере зависимости оптимальной скорости суммирования от времени регистрации отражения. В этом варианте определения скорости основным критерием выступает кривизна осей синфазности наиболее четко прослеживаемых отражений. При правильно выбранном значении скорости для расчета и ввода кинематических поправок оси синфазности становятся горизонтальными, в других же случаях - либо недоспрямленными, либо переспрямленными. Представленный на рис. 30.12-30.13 набор сейсмограмм ОСТ с введенной кинематикой достаточно уверенно позволяет установить, что на данном пикете профиля наиболее подходящей (оптимальной) скоростью суммирования для разного времени записи будет скорость, определяемая из приводимой ниже таблицей 30.1.

Таблица 30.1

Скорости, определяемые по набору сейсмограммам ОСТ, полученному после ввода кинематических поправок, рассчитанных с фиксированными значениями скоростей из диапазона 1500-4400 м/с (см. рис.30.12)

Время регистрации отраженных волн t_0 (мс)	Скорость, определяемая по наилучшему спрямлению осей синфазности после ввода кинематических поправок ($V_{изм}$, м/с)
0	1500
100	1500
760	1900
1400	2700
1800	3000
2150	3600
5000	4000

Нередко аналогичную задачу выбора зависимости скорости суммирования от времени решают путем построения и анализа наборов фрагментов временных разрезов для участка профиля, состоящего из 20-100 точек ОСТ. При этом, как и ранее, каждый разрез ОСТ из этого набора получается при вводе кинематических поправок, рассчитанных при фиксированной скорости. В этом случае критерием оптимальности при выборе скорости служит

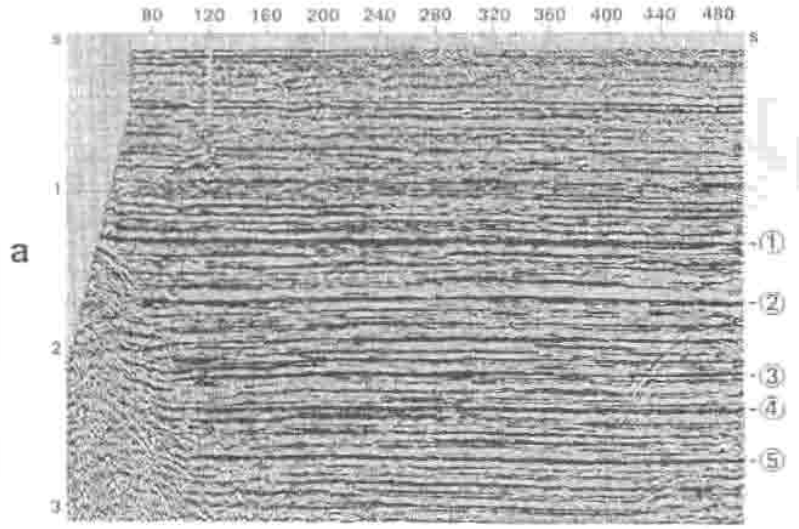
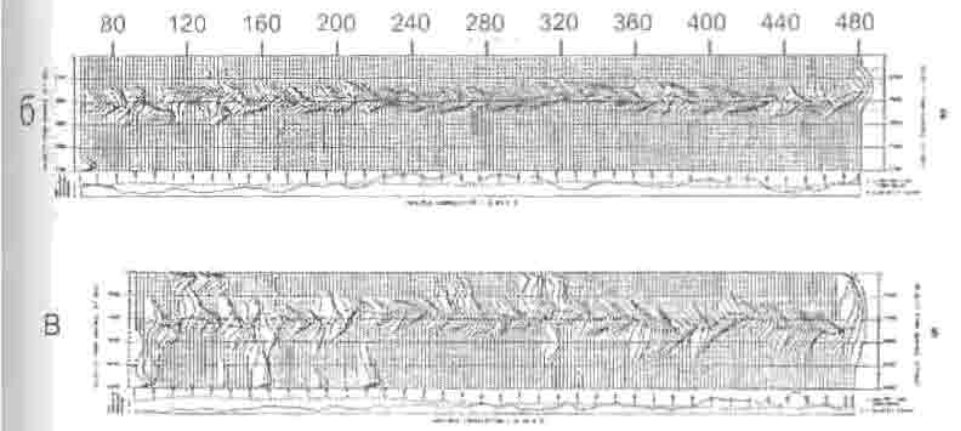


Рис.30.10. Временной разрез с пятью выделенными отражающими границами (а) и соответствующие горизонтальные спектры скоростей для горизонтов 2 (б) и 5 (в) для пикетов, показанных на временном разрезе



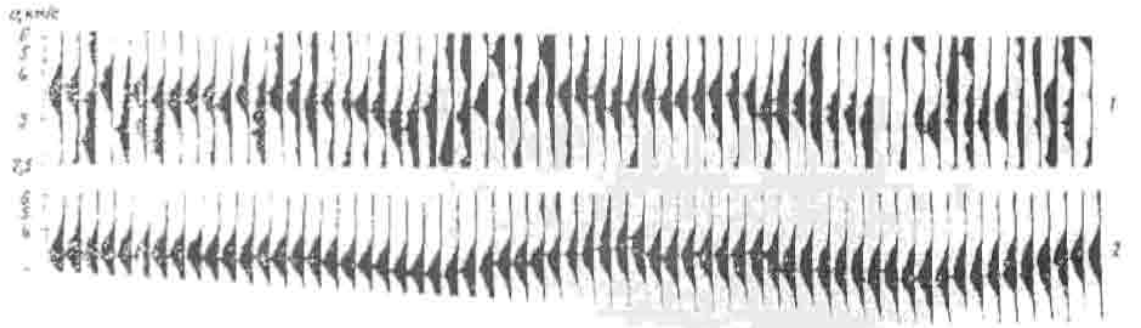


Рис.30.11. Горизонтальные спектры скоростей по одному из отражающих горизонтов, полученные: 1 – по одиночным сейсмограммам *ОСТ*; 2 – по совокупности 10 соседних сейсмограмм *ОСТ*

четкость прослеживаемости фрагмента отражения (в том числе и криволинейного!) на данном времени регистрации. Пример такого набора фрагментов временных разрезов показан на рис.30.14 - 30.15. Такие способы получения материалов для анализа позволяют получить результаты регулируемого разновременного суммирования в форме, наиболее удобной для визуальной интерпретации. Эти способы выбора истинной зависимости $V_{ОСТ}(t_0)$ на практике предпочитают многие интерпретаторы, так как критерием выбора скорости здесь является качество окончательного результата обработки - временного сейсмического разреза.

Как уже упоминалось выше, в СССР в 1977 году Кондрашковым В.В. был предложен (Кондрашков, 1977) оригинальный способ получения временных разрезов по данным многократных наблюдений путем накапливания трасс, соответствующих общим точкам отражения. В последующем этот метод был усовершенствован (Кондрашков и др., 1998), что позволило в процессе накапливания достаточно точно определять предельные эффективные скорости. Как было показано авторами (Кондрашков и др., 2005) в однородной среде скорости накапливания в методе ПРО вне зависимости от формы отражающей границы, предельно-эффективная и истинная скорость совпадают между собой. При этом определяемое значение скорости накапливания в точности

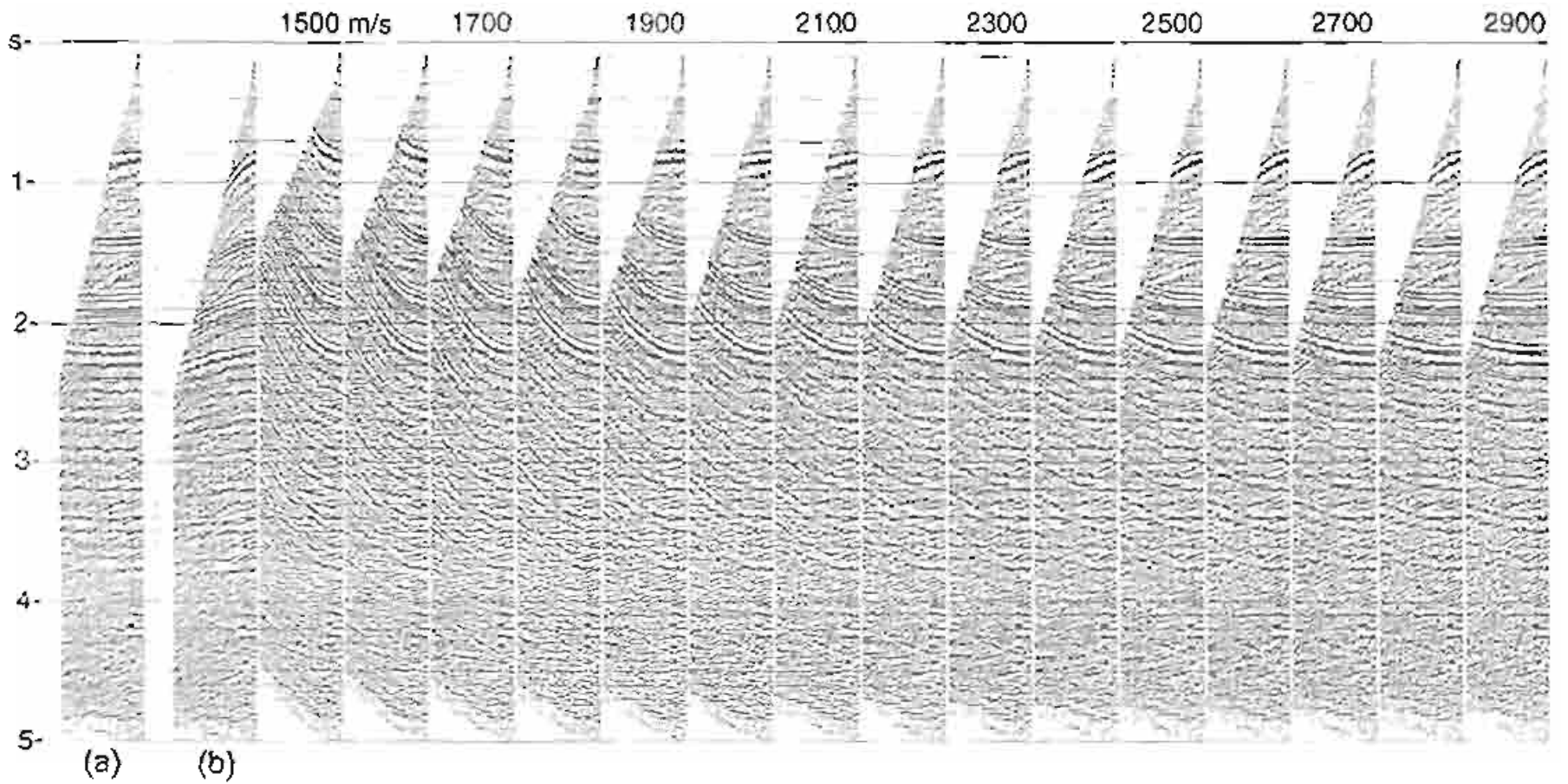


Рис. 30.12. Результаты введения кинематических поправок при фиксированных значениях скорости из первой половины интервала 1500–1560 м/с, взятых с шагом 100 м/с, в сейсмограмму ОСТ, отмеченную литерой (б). Это позволяет выбрать значения скоростей для ввода оптимальных кинематических поправок с целью спрямления осей синфазности отраженных волн. Найденные скорости для некоторых наиболее интенсивных отражений показаны в таблице 30.1. Сейсмограмма ОСТ с введенными оптимальными кинематическими поправками показана в левой части рисунка с литерой (а).

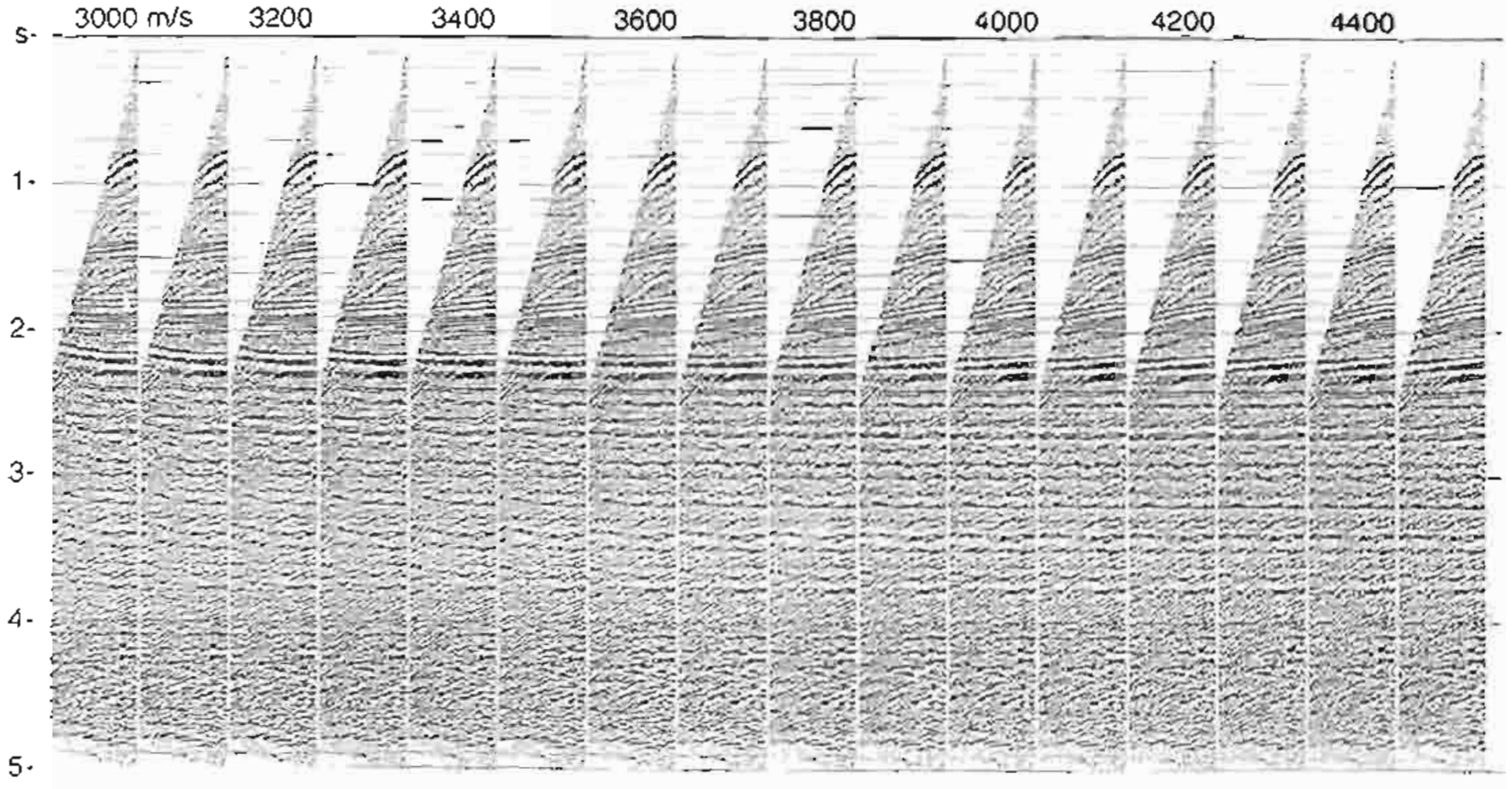


Рис.30.13. Результаты введения кинематических поправок при фиксированных значениях скорости во второй половине интервала 1500–4500 м/с, взятых с шагом 100 м/с, в сейсмограмму ОСТ, отмеченную литерой (б) на рис.30.12. Сейсмограмма ОСТ с введенными оптимальными кинематическими поправками показана в левой части рисунка 30.12 с литерой (а)

соответствует общей фиксированной точке отражения (или дифракции). Это обстоятельство объясняет полезность использования этой скорости накапливания при выполнении миграции временных разрезов. Также принципиально важно, что определение скоростей в методе ПРО во временной области возможно по волновому полю как зеркальных компонент, так и по полю рассеянных и дифрагированных волн. Эффект, обнаруживаемый при скоростном анализе ПРО, является достаточно информативным поисковым признаком, позволяющим выделять в разрезе такие разуплотненные или рассеивающие объекты как рифогенные постройки, газовые и нефтяные залежи, зоны тектонических нарушений и др.

На рис.30.16 показан опыт выделения газовой залежи, характеризующейся сильным рассеиванием сейсмических волн. На разрезе ПРО газовая залежь выделяется по аномалии пониженных интервальных скоростей. Ей соответствует скорость около 1800 м/с, а вмещающим породам покрышки - 2300 м/с. Целевой объект выделен желтым цветом. На разрезе ПРО, в отличие от разреза ОСТ, отчетливо видна кровля и подошва залежи.

Хорошая изученность геологического разреза по значениям интервальных скоростей позволяет в некоторых случаях обнаруживать неструктурные ловушки различного происхождения. На рис.30.17 представлен временной разрез с наложенным разрезом интервальных скоростей ПРО. Для горизонта ачимовской толщи аномальная зона пониженных скоростей совпадает с нефтяной залежью, что подтверждается добывающей скважиной. Скважина, пробуренная в ядро антиклинали, находящейся вне аномальной зоны пониженных скоростей, не дала притоков нефти. Локальное понижение интервальных скоростей является свидетельством разуплотнения горных пород, слагающих пласт. Наличие нефти с газом создает дополнительный эффект уменьшения скорости. Этот суммарный эффект понижения скорости и обнаруживается в виде аномалии при скоростном анализе ПРО.

О полезности определения в разрезе интервальных скоростей на этапе региональных исследований свидетельствует вертикальный разрез интервальных скоростей ПРО по сейсмическому профилю на Усинской площади Тимано - Печерской надвиговой зоны, показанный на рис.30.18. Этот разрез отчетливо подтверждает существование надвига меридионального направления (наклонная область красного цвета на глубинах от 4200м - до 7200м) с углом падения около 25°. Существование надвига обнаруживается в виде зоны пониженных скоростей (до 3400 - 3800 м/с) на общем высоком фоне интервальных скоростей.

Независимость скорости суммирования в методе ПРО от формы отражающей границы и совпадение этой скорости с истинной скоростью в однородной среде, позволяет утверждать, что получаемое в этом методе распределение интервальных скоростей является объективным отображением особенностей строения геологического разреза.

30.6. Общие принципы получения представления о пластовых скоростях распространения упругих волн слоистой среде

Найденная по вертикальным спектрам скоростей зависимость $V_{ОСТ}(t_0)$ в первом приближении, как уже отмечалось, принимается эквивалентной зависимости эффективной скорости от времени t_0

$$V_{эф}(t_0) \approx V_{ОСТ}(t_0). \tag{30.23}$$

Более того, эта эффективная скорость $V_{эф}(t_0)$ нередко непосредственно, иногда с некоторыми поправками, принимается равной так называемой предельной эффективной скорости V_e - эффективной скорости, находимой по элементу годографа отраженной волны, примыкающему к его минимуму

$$V_e = \lim_{t \to 0} V_{эф}. \tag{30.24}$$

Важность этого приближения заключается в том, что предельная эффективная скорость тесно связана с параметрами слоистого скоростного разреза и притом весьма простыми зависимостями. Для выяснения характера этой зависимости от параметров горизонтально-слоистой модели среды выполним дифференцирование уравнения годографа отраженной волны в многослойной среде по координате x. При этом легко вывести следующую формулу

$$V = \sqrt{\frac{x\,dx}{t\,dt}} = \sqrt{\frac{x}{t} V_i^2}. \tag{30.25}$$

Подставляя сюда выражения для x и t из уравнения годографа отраженной волны в слоистой среде и учитывая, что

$$\frac{1}{V_i^2} = p = \sin\alpha_0 / V_0, \tag{30.26}$$

будем иметь для границы с номером m

$$V_{эф,m} = \sqrt{\sum_{i=1}^{m} \frac{h_i V_i}{\sqrt{1 - p^2 V_i^2}} \Big/ \sum_{i=1}^{m} \frac{h_i}{V_i \sqrt{1 - p^2 V_i^2}}}. \tag{30.27}$$

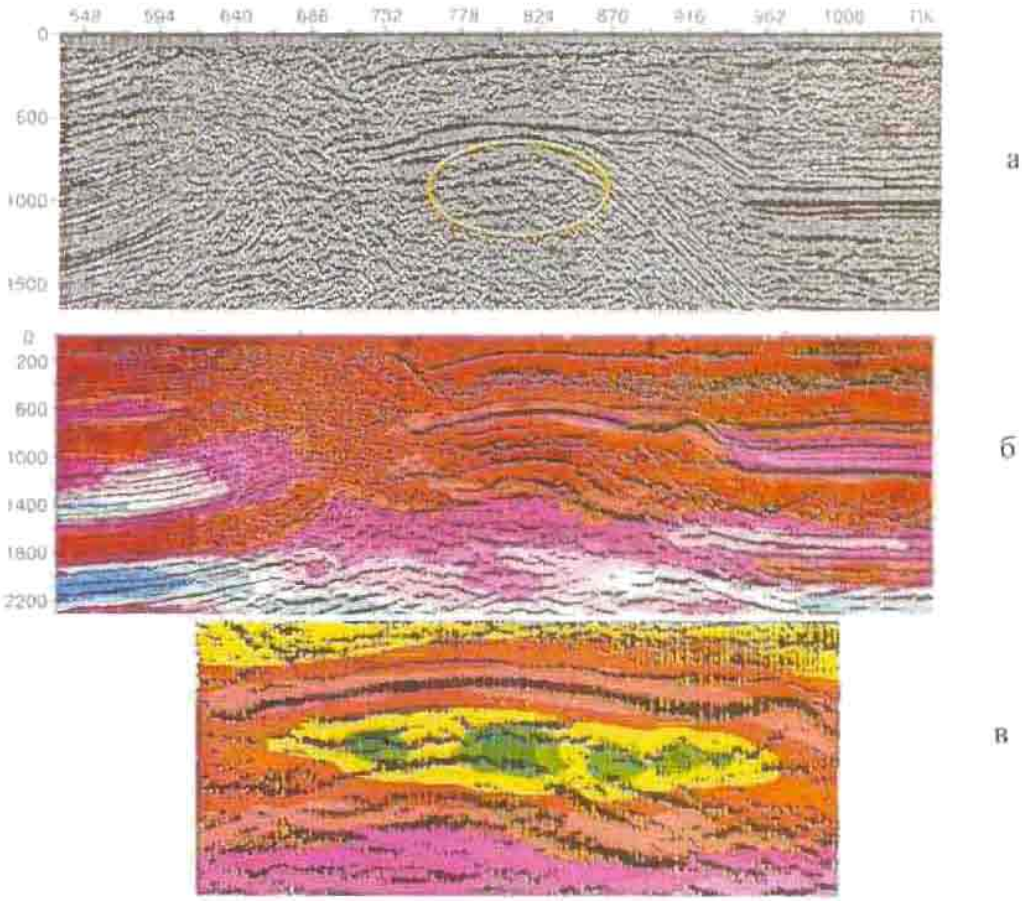


Рис.30.16. Стандартный временной разрез ОСТ (а) и временной разрез ПРО (б) с наложением в цвете разреза интервальных скоростей. Укрупненный фрагмент (в) разреза интервальных скоростей

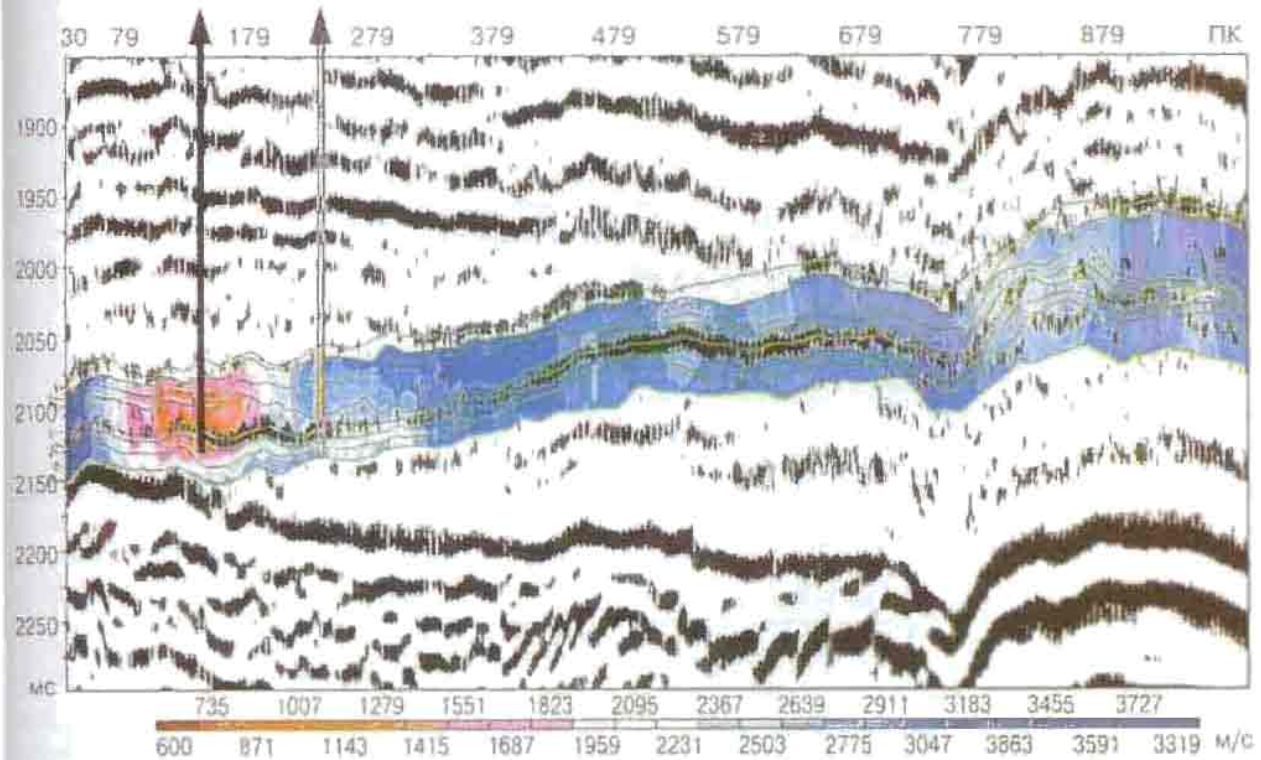


Рис.30.17. Временной разрез ПРО с наложением в цвете разреза интервальных скоростей для толщи ачимовской толщи: внизу разреза - цветовая масштабная шкала для интервальных скоростей

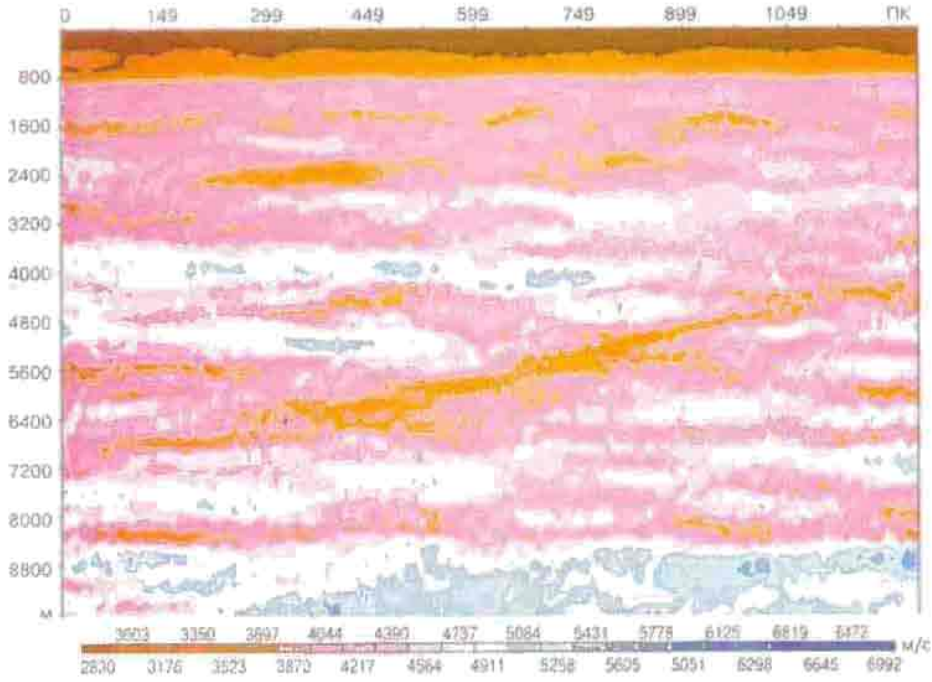


Рис.30.18. Глубинный разрез ПРО интервальных скоростей по сейсмическому профилю на Усинской площади.Зона пониженных скоростей ПРО (красные оттенки) отчетливо свидетельствует о наличии в разрезе ослабленной зоны - надвига меридионального направления

Параметр p уменьшается по мере приближения точки наблюдения к источнику. Из (30.27) предельным переходом при $p = 0$ получаем формулу для определения предельной эффективной скорости в горизонтально-слоистой среде

$$V_э = V_{эф_{ист}} = \sqrt{\sum_{i=1}^{m} h_i V_i \Big/ \sum_{i=1}^{m} h_i / V_i} \quad . \tag{30.28}$$

Полученную скорость нередко называют среднеквадратической. В англоязычной литературе ее обозначают через V_{RMS} (Root Mean Square Velocity). Действительно, формулу (30.28) можно представить следующим образом

$$V_э^2 = V_{RMS}^2 = \frac{1}{t_0} \sum_{i=1}^{m} V_i^2 \Delta t_{0i} \quad , \tag{30.29}$$

где $t_0 = 2 \cdot \sum_{i=1}^{m} h_i / V_i$ - двойное время пробега луча по нормали по всем слоям до границы с номером m, а $\Delta t_{0i} = 2 \cdot h_i / V_i$ - двойное время пробега луча в каждом слое. Предельная эффективная скорость в обычных условиях по величине близка к средней скорости в слоистой среде. Лишь в разрезах, содержащих слои с сильной дифференциацией пластовых скоростей, между ними возможны заметные отличия.

Выражение (30.29) позволяет легко получить очень важную формулу для определения пластовой скорости в любом слое, если известны предельные эффективные скорости до кровли и подошвы этого слоя

$$V_{пл} = \sqrt{\left(V_{эП}^2 t_{оП} - V_{эК}^2 t_{оК}\right) \Big/ \left(t_{оП} - t_{оК}\right)} \quad , \tag{30.30}$$

где индексы "К" и "П" соответственно означают кровлю и подошву слоя. Эта формула, известная в отечественной сейсморазведке как формула ***Урупова - Дикса***, очень часто используется на практике для вычисления пластовой скорости. При этом в качестве предельной эффективной скорости, участвующей в данной формуле, достаточно часто используют просто соответствующую эффективную скорость, определяемую по годографам отраженных волн конечной длины или найденную по другим данным. Как показывает опыт, погрешности, возникающие от такой замены, зачастую достаточно малы. Найденные вышеназванным путем пластовые скорости позволяют по известным формулам рассчитывать среднюю скорость в покрывающей среде, и тем самым, в значительной мере освобождаться от систематических погрешностей, вызванных слоистостью покрывающей толщи.

Погрешность определения по годографам ОСТ интервальных скоростей может достигать 2 - 5%. В некоторых случаях ее можно уменьшить до 0,5 – 1 %, что открывает возможность достаточно точного определения характера изменения $V_{пл}$ (x,y) вдоль пласта (интервала) разреза, а также по площади. На основе этого появляется возможность использования этих результатов для выявления и изучения закономерностей изменения литологического и фациального состава пород, слагающих изученный разрез. В качестве иллюстрации на рис.30.19

приведена пластовая модель среды, составленная на основе скоростного анализа сейсморазведочных материалов по одному из профилей платформенной части Предкавказья (Богданов, 1989). Верхняя пачка третичных осадков имеет постоянную пластовую скорость 2,2 км/с. Нижняя пачка третичных отложений уже имеет пластовую скорость около 2,68 км/с. В меловых отложениях отложений нижнего мела , скорость меняется от 6,60 до 7,60 км/с. В юрских осадках пластовая скорость меняется в пределах от 3,50 до 3,87 км/с. В жестких карбонатных пропластках, залегающих в подошве слоя, она меняется от 3,46 до 4,50 км/с.

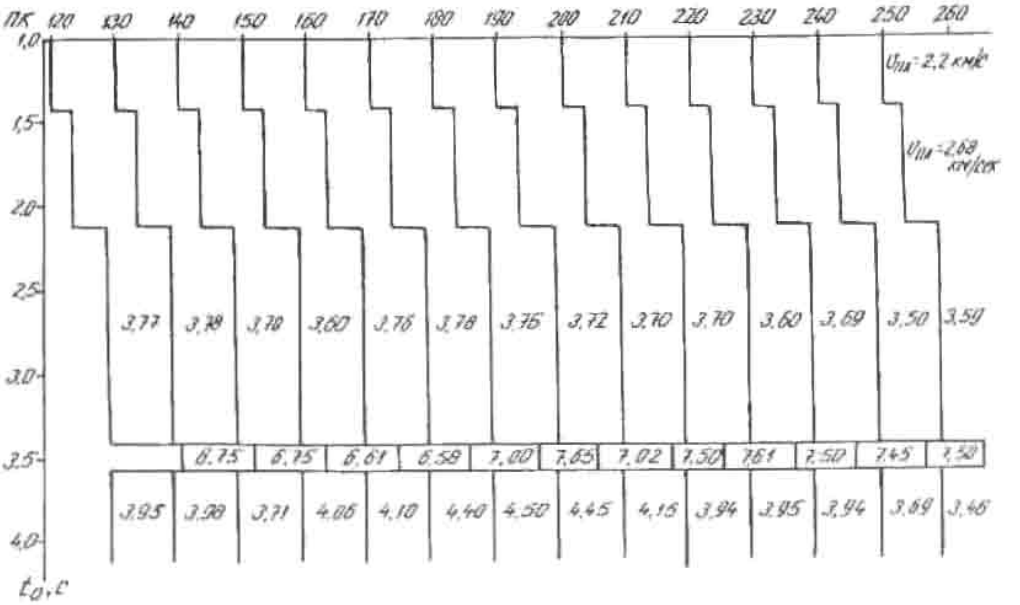


Рис.30.19. Пластовая модель среды по одному из сейсмических профилей на Северном Кавказе. Цифры на модели - значения пластовой скорости в км/с

Об объективности и полезности определения пластовых скоростей свидетельствуют многочисленные материалы. На рис.30.20 показан скоростной разрез в пластовых скоростях по одному из профилей Чайвинского месторождения на Сахалине (Хведчук, Агеев, 1988) . На нем достаточно четко в своде антиклинали отмечается две зоны пониженных значений скоростей, что, вероятно, связано с наличием в разрезе газообразных углеводородов.

Хорошо построенные пластовые скоростные модели разрезов имеют достаточно высокую надежность, о чем свидетельствует сравнение полученных таким образом результатов с данными акустического с данными акустического каротажа (рис.30.21). Именно поэтому такие определения скоростей дают богатую информацию для размышления на предмет геологического истолкования полученных результатов.

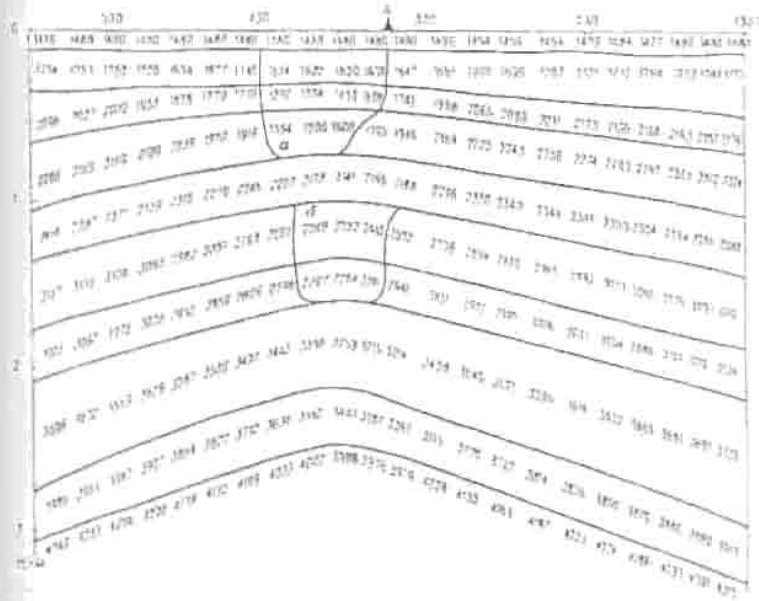


Рис.30.20. Пластовая скоростная модель среды по профилю 105 Чайвинского месторождения на шельфе о. Сахалин. Цифры на рисунке - значения пластовой скорости в данной области разреза в м/с
а и б - выделенные авторами зоны пониженных значений пластовых скоростей, соответствующие зонам газонасыщения

Построение ***уточненной скоростной модели среды*** осуществляется, как правило, постепенно путем вышеизложенного пошагового пересчета эффективных скоростей вначале на основе горизонтально слоистой модели среды. В последующем полученную модель среды усложняют. В конечном итоге после ряда итераций получают скоростную модель среды с криволинейными границами раздела.

Пересчет значений $V_{эф}$ в значения предельной скорости обычно осуществляется путем экстраполяции выявленной зависимости $V_{эф}(l)$ к ее значению при $l=0$. При работах 3D, используя более сложную методику, в таких случаях возможно выявление азимутальной зависимости этой скорости от направления (выявление влияния анизотропии в среде).

Все современные программные комплексы построения пластовых моделей среды предназначены для построения объемных изображений распределения пластовых скоростей $V_{пл}(x, y, z)$ в

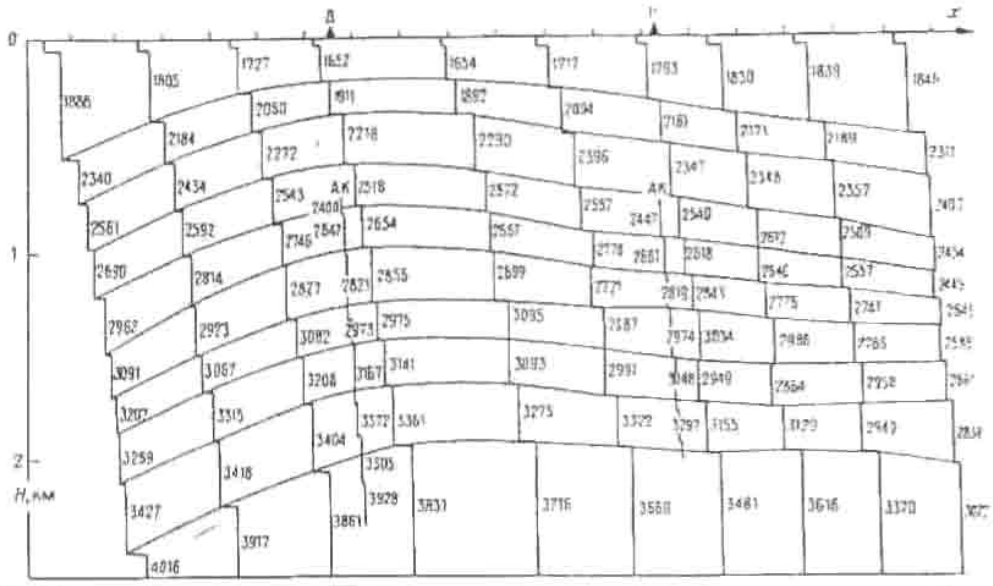


Рис. 30.21. Материалы сопоставления построенных скоростных моделей интервальных (пластовых) скоростей по данным метода ОСТ с результатами определения интервальных скоростей по акустическому каротажу двух скважин на одном из сейсмических профилей Чайвинского месторождения на шельфе о. Сахалин.

Цифры на рисунке - значения пластовых скоростей, найденные по данным метода ОСТ. Для сравнения приведены также данные о пластовых скоростях, полученных при акустическом каротаже двух скважин

пространстве. При этом всегда считают, что пласты разделены локально либо плоскими горизонтальными (самый простой случай), либо наклонными, либо криволинейными границами раздела. Такие построения делаются, как правило, на основе решения обратных кинематических задач сейсморазведки. В качестве метода решения таких задач обычно используются:

- пересчеты эффективных скоростей в пластовые;
- специальные методы формирования горизонтальных спектров пластовых скоростей посредством регулируемого направленного анализа волнового поля;
- итеративный подбор пластовой модели среды путем трассирования сейсмических лучей по известным кинематическим характеристикам сейсмических волн с последующим последовательным переборам параметров модели среды.

Вопросы для самопроверки

1. Какие Вы знаете основные приемы получения информации о скорости распространения упругих волн в горных породах?
2. Какую информацию несет в себе приведенный вертикальный годограф t(z) и каким образом она может быть получена?
3. Поясните основные особенности получения сведений о скорости распространения упругих волн по данным акустического каротажа.
4. Каким образом определяется средняя скорость до преломляющей границы по годографам головных волн?
5. Какие возможны два пути определения эффективной скорости по временным полям ОСТ?
6. Какие главные факторы формируют относительную точность определения эффективной скорости в методе отраженных волн?
7. Поясните сущность разновременного направленного анализа сейсмограмм ОСТ.
8. Что характеризует вертикальный спектр скоростей?
9. Какие принципы положены в основу построения операторов разновременного криволинейного анализа временных полей?
10. Что такое горизонтальный спектр скоростей?
11. Поясните сущность выбора оптимальной скорости суммирования по ОСТ путем построения набора сейсмограмм (временных разрезов) с фиксированной скоростью?
12. Что такое предельная эффективная скорость?
13. Поясните сущность формулы Урупова - Дикса?
14. Какой основной фактор предопределяет повышенную точность определения интервальных скоростей в методе ГИРО?
15. Поясните возможности и пути использования пластовых скоростных моделей среды?
16. Назовите пути построения уточненных пластовых скоростных моделей геологической среды.

★ ★ ★ ★ ★ ★ ★

31. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ МЕТОДА ПЕРВЫХ ВОЛН

31.1. Общие положения

Под ***методом первых волн (МПВ)*** здесь и всюду далее понимается сейсмический метод исследования геологической среды, использующий сейсмические волны, основными механизмами возврата которых к поверхности земли являются процессы ***рефракции и преломления***. Интерпретация данных метода первых волн (МПВ) включает в себя процесс получения сейсмических разрезов, карт и схем распределения физических параметров среды и т. п. по сейсмических данных, предварительно преобразованных на этапе обработки полевой информации. Основными исходными данными для интерпретации являются *преобразованные сейсмические записи* (временные разрезы) и/или годографы фаз целевых волн – годографы сейсмических волн, построенные по проанализированным и откорректированным на сейсмограммах осям синфазности. В процессе интерпретации данных МПВ выполняются следующие основные операции:

- разделение, отождествление и определение природы выделенных волн;
- получение сводных годографов головных (рефрагированных) волн и их увязка;
- определение ***скоростных характеристик покрывающей толщи;***
- построение преломляющих сейсмических границ и ***определение граничных скоростей;***
- сведение и обобщение полученных результатов в различные карты и схемы.

Интерпретация волновых полей и годографов МПВ, как правило, сложнее, чем интерпретация временных разрезов отраженных волн. При этом *однозначная интерпретация* малократных волновых полей первых волн *практически невозможна*. Для однозначного и надежного решения обратной задачи МПВ требуется наличие *системы встречных и/или нагоняющих годографов первых волн*. Сложность интерпретации данных МПВ усугубляется еще и тем, что определение эффективной скорости в покрывающей толще в данном методе осуществляется весьма ненадежно.

В силу ряда причин МПВ в настоящее время в сейсморазведке применяется весьма ограниченно. Наибольшее применение он находит при *изучении малых глубин* при решении задач *инженерной геологии и гидрогеологии*. Эту модификацию сейсмической разведки принято называть ***инженерной сейсморазведкой.*** Относительно значительны также объемы применения МПВ при *изучении больших глубин* - при проведении ***глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ)***. В соответствии с указанными направлениями к настоящему времени сформировались *разные* подходы к выбору способов интерпретации данных МПВ.

31.2. Интерпретация годографов головных волн на основе использования модели однородно-слоистой среды с плоскими границами раздела

Представление о среде как об однородной толще с плоскими границами раздела правомочно только в пределах небольших локальных участков изучаемой среды. Это обычно допустимо при изучении верхней части разреза на профилях малой протяженности. Подобные ситуации могут нередко иметь место и при решении некоторых задач инженерной и рудной сейсморазведки. В таких случаях вполне допустимо применение простейших приемов выполнения интерпретационных расчетов (Гамбурцев, 1959).

Одна плоская горизонтальная граница раздела сред.

Встречные годографы головных волн для такой модели среды будут иметь весьма простой вид. Практическими признаками соответствия наблюденных годографов данной модели среды являются:

- двухзвенное строение каждого из встречных годографов;
- прямолинейность всех звеньев прямого и встречного годографов;
- одинаковость (в пределах допустимой погрешности) угла наклона к оси x первых и вторых ветвей соответственно встречного и нагоняющего годографов;
- равенство времен прихода головных волн во взаимные точки;
- равенство времен t_0, отсекаемых продолжением до оси времени прямого и встречного годографов.

Выполнение всех этих условий позволяет успешно принять следующую схему решения обратной задачи (рис.31.1):

- проверяется выполнение ранее сформулированных условий (с учетом допустимых погрешностей)

$$T_{01}=T_{02}; \qquad V_{11}=V_{12}; \qquad t_{01}=t_{02};$$

$$V_{21}=V_{22}; \qquad \Delta T\Pi(1,1)=\Delta T\Pi(2,1);$$

- рассчитываются глубины на пунктах возбуждения

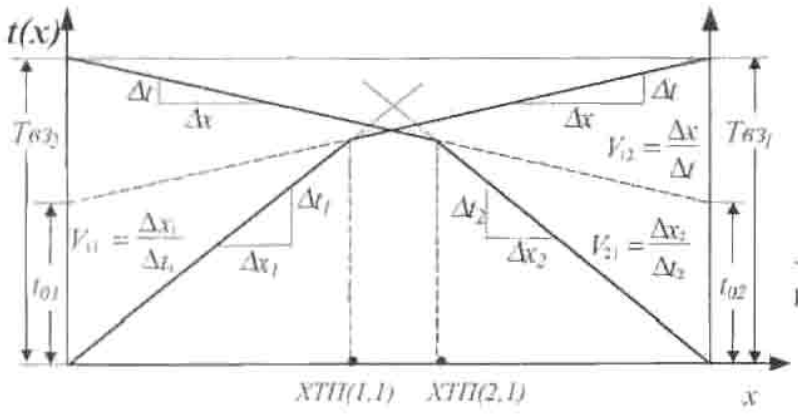


Рис.31.1. Схема обозначений для выполнения расчетов параметров модели среды с одной плоской горизонтальной границей раздела по двум встречным годографам головных волн

$$h_{11}=\frac{t_{01}V_{11}}{2\sqrt{1-(V_{11}/V_{21})^2}}\ ;$$

$$h_{21}=\frac{t_{02}V_{21}}{2\sqrt{1-(V_{21}/V_{22})^2}}\ , \qquad (31.1)$$

- принимаются окончательные определенные расчетные параметры модели среды

$$h_1=\frac{h_{11}+h_{21}}{2}\ ;\quad V_1=\frac{V_{11}+V_{21}}{2}\ ;$$

$$V_2=\frac{V_{21}+V_{22}}{2}\ . \qquad (31.2)$$

Многослойная горизонтально-слоистая среда

В разрезе с несколькими плоскими горизонтальными границами раздела при благоприятных условиях ($V_1<V_2<V_3...<V_n$) может возникнуть *серия головных волн*. Уравнение сводного годографа серии головных волн в этом случае соответствует уравнению выпуклого вверх многозвенника, состоящего из ряда отрезков прямых линий (рис.31.2). Если имеется четкая уверенность, что рассматриваемый наблюденный годограф действительно соответствует (в пределах допустимых погрешностей) многослойной горизонтально-слоистой среде, то решение обратной задачи может быть, аналогично предыдущему случаю, найдено *способом пластовых скоростей*. Понять правомерность применения такого приема решения обратной задачи можно путем сравнительного анализа структуры прямого и встречного годографов по признакам, аналогичным ранее приведенным для двухэлементных годографов.

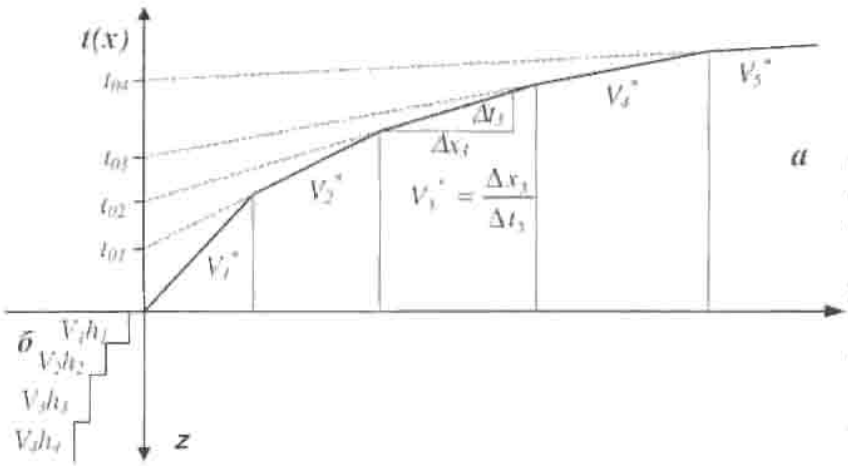


Рис.31.2. Схема обозначений для выполнения расчетов параметров многослойной горизонтально-слоистой модели среды способом пластовых скоростей по одиночному годографу головной волны: а – многоэлементный годограф головной волны; б – искомый скоростной разрез

Пластовые скорости в каждом слое в данном способе принимаются равными кажущейся скорости, находимой по углу наклона соответствующей ветви сводного годографа

$$V_i=V_i^*,\quad 1\le i\le n\ . \qquad (31.3)$$

Мощность первого слоя находится по формуле

$$h_1=\frac{V_1t_{02}}{2\sqrt{1-(V_1/V_2)^2}}\ . \qquad (31.4)$$

Мощность всех последующих слоев вычисляется по следующей рекуррентной формуле

$$h_i=\frac{\tau_iV_i}{2\sqrt{1-(V_i/V_{i+1})^2}},\quad (i\ge 2)\ , \qquad (31.5)$$

где

$$\tau_i=(t_0)_{i+1}-\sum_{k=1}^{i-1}\frac{2h_k}{V_k}\sqrt{1-\left(\frac{V_k}{V_{i+1}}\right)^2}\ . \qquad (31.6)$$

Получаемые по данной схеме результаты будут соответствовать истине при условии, что отсутствует так называемое явление *"выпадения слоя"*. Это явление возникает тогда, когда при определенных неблагоприятных соотношениях мощностей и скоростей в слоях годограф головной волны от какой-либо преломляющей границы - каждый из двух встречных годографов является двухзвенником, а форма этих звеньев – прямые линии.

Одна плоская наклонная преломляющая граница.

Наблюденные встречные годографы соответствуют одной плоской наклонной преломляющей границе, если выполняются следующие условия:

- каждый из двух встречных годографов является двухзвенником, а форма этих звеньев – прямые линии;
- кажущиеся скорости, определяемые по первым (начальным) элементам обоих годографов, в пределах допустимой погрешности расчетов одинаковы;
- кажущиеся скорости, определяемые по вторым элементам обоих годографов, существенно различны.

Интерпретация таких систем встречных годографов может быть выполнена с использованием следующих расчетных формул (рис.31.3):

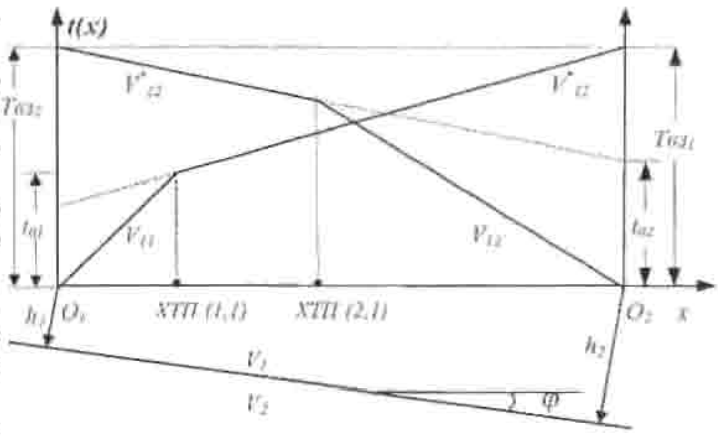


Рис.31.3. Схема обозначений для выполнения расчетов параметров двухслойной модели среды с одной плоской наклонной преломляющей границей раздела по системе двух встречных годографов головных волн

- вычисляется усредненное значение для скорости в первом слое

$$V_1 = \frac{V_{11} + V_{21}}{2} \; ; \qquad (31.7)$$

- определяется угол наклона границы φ и критический угол i

$$\varphi = \frac{1}{2}\left[\arcsin\frac{V_1}{V^*_{12}} - \arcsin\frac{V_1}{V^*_{22}}\right] \; ;$$

$$i = \frac{1}{2}\left[\arcsin\frac{V_1}{V^*_{12}} + \arcsin\frac{V_1}{V^*_{22}}\right] \; ; \qquad (31.8)$$

- находится граничная (пластовая) скорость во второй среде

$$\frac{1}{V_2} = \frac{1}{2\cdot\cos\varphi}\left[\left|\frac{1}{V^*_{12}}\right| + \left|\frac{1}{V^*_{22}}\right|\right] \; ; \qquad (31.9)$$

- вычисляются глубины до преломляющей границы по нормали по формулам

$$h_1 = \frac{t_{01}V_1}{2\cdot\cos i} \; ; \qquad h_2 = \frac{t_{02}V_1}{2\cdot\cos i} \; ; \qquad (31.10)$$

- определяются глубины по вертикали под пунктами возбуждения по формулам

$$z_1 = \frac{h_1}{\cos\varphi} \; ; \qquad z_2 = \frac{h_2}{\cos\varphi} \; . \qquad (31.11)$$

Для многослойной среды с *плоскими наклонными* границами существуют необходимые расчетные формулы (*формулы Аденди*), позволяющие аналогичным образом выполнить процесс интерпретации годографов головных волн.

31.3. Интерпретация головных волн, соответствующих одной криволинейной границе раздела двух однородных сред

Наиболее часто на практике применения *МПВ* наблюдаются случаи, когда получающиеся экспериментальные годографы по своим кинематическим характеристикам вероятнее всего похожи на годографы, соответствующие *одной криволинейной* преломляющей границе раздела двух однородных по скорости сред. Характерные признаки, позволяющие сделать такое предположение, следующие:

- наблюденные прямые, встречные или нагоняющие годографы являются двухзвенниками, состоящими из первого прямолинейного звена и второго – криволинейного;
- выпуклость криволинейных элементов наблюденных годографов направлена вверх;
- нагоняющий годограф (его криволинейный элемент) параллелен нагоняемому годографу (его криволинейному элементу);
- разностный годограф, построенный по системе встречных годографов, в пределах допустимой погрешности может быть уподоблен прямой линии.

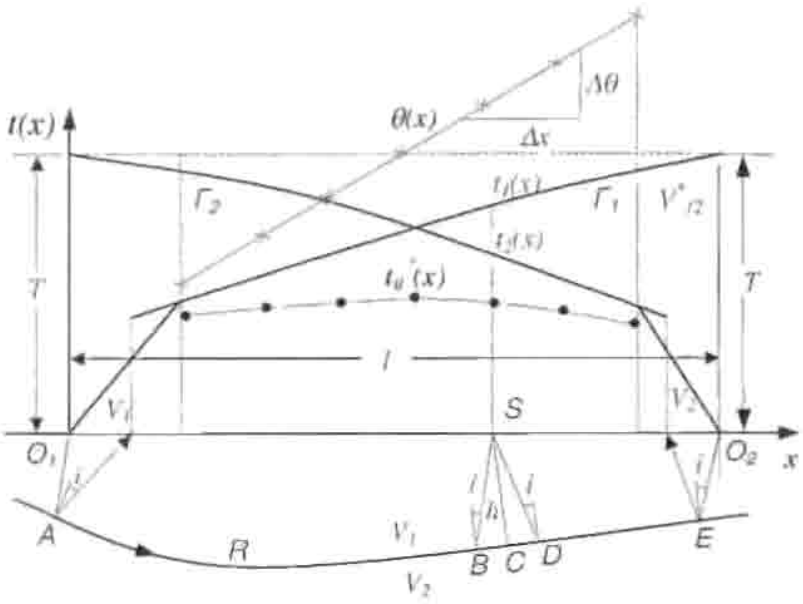


Рис.31.4. Схема обозначений, используемых в расчетах при построении преломляющей границы способом $t_\theta(x)$

Указанные признаки справедливы при предположении о постоянстве скорости в первом слое в пределах базы наблюдений, а радиус кривизны преломляющей границы значительно превосходит глубину ее залегания.

Рассмотрим встречные годографы Γ_1 и Γ_2, соответствующие пунктам возбуждения O_1 и O_2. Наблюденные годографы приведены к первым вступлениям и увязаны между собой во взаимных точках, где время равно T (рис.31.4).

Времена прихода преломленных волн в произвольную точку наблюдений $S(x)$ с учетом сделанных на рисунке обозначений определяются формулами

$$t_1(x) = t_{O_1AB} + t_{BS}\ ,\ t_2(x) = t_{O_2ED} + t_{DS} - T = t_{O_1AB} + t_{BD} + t_{O_2ED}\ . \tag{31.12}$$

Из соотношений (31.12) вытекает следующая зависимость:

$$t_1(x) + t_2(x) - T = t_{BS} + t_{DS} - t_{BD}\ . \tag{31.13}$$

Рассматривая криволинейный треугольник ***BSD*** как равнобедренный с прямолинейными сторонами (радиус кривизны границы существенно больше глубины залегания границы по предположению), можно легко получить следующие зависимости

$$t_{BS} = t_{DS} = \frac{h}{V_1 \cdot \cos i}\ , \tag{31.14}$$

$$t_{BD} = 2t_{DC} = \frac{2h \cdot tgi}{V_2} = \frac{2h \cdot \sin^2 i}{V_1 \cdot \cos i}\ . \tag{31.15}$$

Подставляя данные зависимости в формулу (31.13), получим

$$t_1(x) + t_2(x) - T = \frac{2h \cdot \cos i}{V_1} = t_0(x)\ . \tag{31.16}$$

Это означает, что если в точке $S(x)$ известны времена $t_1(x)$ и $t_2(x)$ по встречным годографам, а также взаимное время T, то в этой точке можно легко вычислить время $t_0(x)$. Зная это время, глубину $h(x)$ до преломляющей границы можно найти по формуле

$$h(x) = kt_0(x) = k\left(t_1(x) + t_2(x) - T\right)\ . \tag{31.17}$$

Для нахождения коэффициента k необходимо предварительно определить граничную скорость – кажущуюся скорость во второй среде. С этой целью предварительно строят по наблюденным годографам так называемый разностный годограф $\theta(x)$ с использованием следующей зависимости

$$\theta(x) = t_1(x) - t_2(x) + T\ . \tag{31.18}$$

Угловой коэффициент наклона осредненного экспериментального годографа $\theta(x)$ равен

$$\frac{\Delta\theta}{\Delta x} = \frac{\sin(i+\varphi)}{V_1} + \frac{\sin(i-\varphi)}{V_1} = \frac{2 \cdot \cos\varphi}{V_2}\ . \tag{31.19}$$

Отсюда следует, что при углах наклона границы до 15-20° с относительной ошибкой до 5% можно ограничиться следующей приближенной формулой.

$$V_2 = V_\Gamma = 2\frac{\Delta x}{\Delta\theta}\ . \tag{31.20}$$

Данный метод интерпретации годографов головных волн нашел широкое применение при изучении верхней части разреза. Достоинством метода является его простота, возможность вычисления граничной скорости без

построения разреза (при неизвестной скорости в первом слое). При этом важно помнить, что при построении разностного годографа $\theta(x)$ влияние локальных скоростных неоднородностей существенно ослабевает. Это обстоятельство повышает точность определения граничной скорости данным способом.

В практике работ нередко применяют данный способ интерпретации в условиях, отличных от оговоренных при выводе расчетных формул. Часто при анализе экспериментального разностного годографа $\theta(x)$ можно видеть, что наилучшая аппроксимация его может быть выполнена двумя (или более) отрезками прямых линий с различными углами коэффициентами их наклона к оси x. В этом случае полагают, что граничная скорость во второй среде имеет различные значения в разных частях участка наблюдений в соответствии со структурой годографа $\theta(x)$. При этом в расчетные формулы (31.16) и (31.17) подставляют различные значения граничной скорости, определяемой формулой (31.20) на различных участках профиля. Расширение условий применения способа возможно и путем формального учета неоднородности скорости в первом слое:

$$V_{11} \neq V_{21}. \tag{31.21}$$

В этом случае при расчетах глубины залегания преломляющей границы проще всего считать, что скорость V_1, присутствующая в формуле (31.17), меняется на профиле, например, по линейному закону:

$$V_1(x) = V_{11} + \frac{x}{l}(V_{21} - V_{11}). \tag{31.22}$$

И хотя все вышеприведенные формулы при их выводе получены *без учета возможности расширенного толкования* входящих в них параметров, практика свидетельствует, что найденные таким образом результаты зачастую достаточно близки к истине. Именно поэтому такой подход к интерпретации годографов головных волн нашел широкое применение на практике.

31.4. Построение временных динамических разрезов по данным МПВ

Временные динамические разрезы МПВ строятся путем трансформации сейсмических записей либо ***способом редуцирования,*** либо ***способом общей глубинной площадки - МПВ ОГП***. Для обоих методов характерны органическое объединение этапов обработки и интерпретации данных МВП в единый комплекс и высокая степень автоматизации всего процесса перехода от полевых записей к временному сейсмическому разрезу. Традиционно выполняемые при интерпретации данных МПВ операции *разделения, анализа, отождествления* и *корреляции волн* с последующим построением годографов и других материалов заменены анализом результативных сейсмических записей, получаемых в процессе перебора значений скорости (скоростным анализом).

Способ редуцирования сейсмических записей

Трансформация исходных записей во временной разрез в этом способе осуществляется путем ввода радиальных кинематических поправок. Как известно, уравнение годографа головной волны от одной горизонтальной плоской преломляющей границы, залегающего на глубине h, имеет вид

$$t(x) = \frac{2h \cdot \cos i}{V_1} + \frac{x}{V_2} = t_0 + \frac{x}{V_2}, \tag{31.23}$$

Отсюда видно, что уравнение линии t_0 может быть получено из вышеприведенной формулы следующим образом

$$t_0(x) = t(x) - \frac{x}{V_2}. \tag{31.24}$$

Таким образом, кинематическая поправка, которую надо вводить в годограф головной волны, чтобы трансформировать (редуцировать) наблюденный годограф $t(x)$ – а с ним и весь временной разрез - в линию $t_0(x)$, должна рассчитываться по формуле

$$\Delta t(x) = \frac{x}{V_p}, \tag{31.25}$$

где V_p - скорость редукции, оптимальное значение которой должно быть равно граничной скорости во второй среде.

Для плоской наклонной границы уравнение редуцированного годографа

$$t_p(x) = t_0(x) - \Delta t(x), \tag{31.26}$$

будет иметь вид, отличный от линии $t_0(x)$

$$t_p(x) = \frac{(h_{пв} + h_x)}{V_1} \cdot \cos i. \tag{31.27}$$

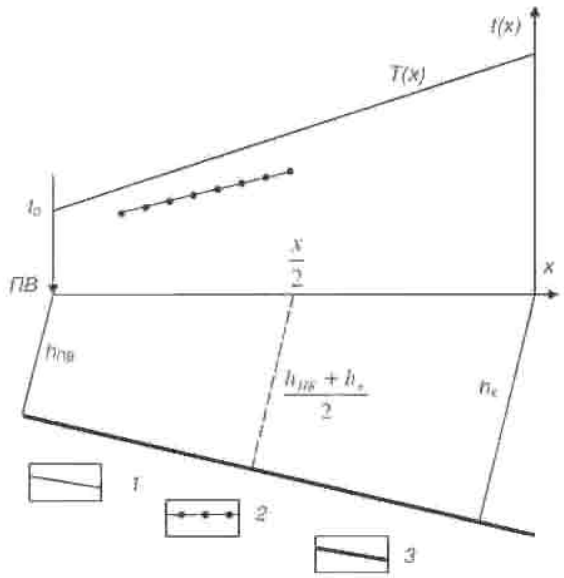


Рис.31.5. Схема построения редуцированного годографа головной волны:
1- наблюденный годограф головной волны;
2- редуцированный годограф головной волны;
3- преломляющая граница

Следовательно, в общем случае для построения временного разреза МПВ значение $t_p(x)$, полученное в результате редукции исходного годографа головной волны, следует относить к точке профиля с координатой $x/2$. Осуществив такую операцию со всеми точками редуцированного годографа, получим годограф, представляющий с некоторым приближением линию $t_0(x)$ на интервале от пункта возбуждения до точки профиля $x/2$. Порядок таких операций показан на рис.31.5.

Построение временных разрезов по способу общей глубинной площадки

В семидесятые годы прошлого века был предложен и реализован новый подход к интерпретации данных *МПВ* (*СССР, В.К. Монастырев*). Этот подход, основанный на идеях метода многократных перекрытий, позволяет трансформировать наблюденные записи МПВ во временной разрез, минуя стадию выделения и построения годографов отдельных волн. Этот способ изучения преломляющих границ геологических разрезов получил название ***способа общей глубинной площадки метода преломленных волн (МПВ-ОГП)***. Отличие между ранее рассмотренным *способом редуцирования* и данным способом состоит в том, что при редуцировании кинематические поправки вносятся в сейсмические записи *общего пункта возбуждения* (ОПВ), а в рассмотренном способе – в *совокупности трасс, отсортированных по* ОГП (в сейсмограммы ОГП). При наличии в разрезе криволинейных преломляющих границ, переменной граничной скорости, а также латерального изменения скорости в покрывающей среде этот способ является достаточно эффективным способом построения временного разреза по данным метода первых волн при условии, что полевые наблюдения выполнены по *методике многократных перекрытий*.

Если кинематическую поправку, вводимую в годограф ОГП головной волны, вычислять по формуле

$$\Delta t(l) = \frac{l}{V_{ОГП}}, \qquad (31.28)$$

где - l – расстояние между симметрично расположенными относительно точки *ОГП* пунктами возбуждения и приема, то годограф ОГП головной волны трансформируется в горизонтальную линию во времени t_0. С целью выбора оптимального значения скорости $V_{ОГП}$ проводят скоростной анализ. Для получения скоростных спектров в трассы сейсмограмм ОГП вводят кинематические поправки, рассчитываемые по формуле (31.28) для ряда значений $V_{ОГП}$. Полученные записи суммируются. Искомому значению $V_{ОГП}$ соответствует максимальная интенсивность суммарных колебаний. Выбрав подходящие значения скорости редуцирования, осуществляется формирование суммарных трасс ОГП. Процесс формирования трасс разреза МПВ-ОГП показан на рис.31.6. Фрагмент временного разреза динамического разреза, полученного по способу МПВ-ОГП, показан на рис.31.7.

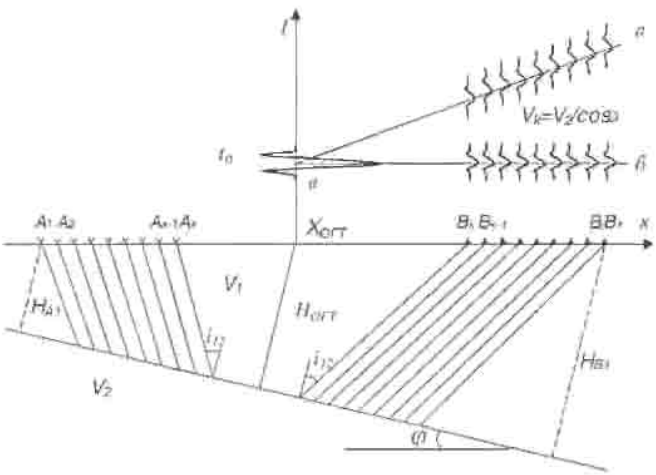


Рис.31.6. Схема, поясняющая процесс формирования одной суммарной сейсмической трассы временного разреза по способу *МПВ-ОГП*
а - набор исходных трасс *МПВ-ОГП*; б - исходные трассы с введенными кинематическими поправками;
в - суммарная трасса итогового временного разреза *МПВ-ОГП* для одной общей глубинной площадки

Построение временных разрезов в методе МПВ на основе миграции исходных сейсмограмм

В последние годы был предложен способ построения временных разрезов по данным многократных перекрытий при работах на преломленных волнах (Телегин и др., 1992; Телегин и др., 2003; Телегин, 2004). Основой предложенного способа построения временных разрезов является процедура миграции исходных записей преломленных волн. Для выполнения миграции предложено использовать способы, основанные на интеграле Кирхгофа. При этом преломляющая граница любой формы рассматривается как набор точек дифракции. Точкой

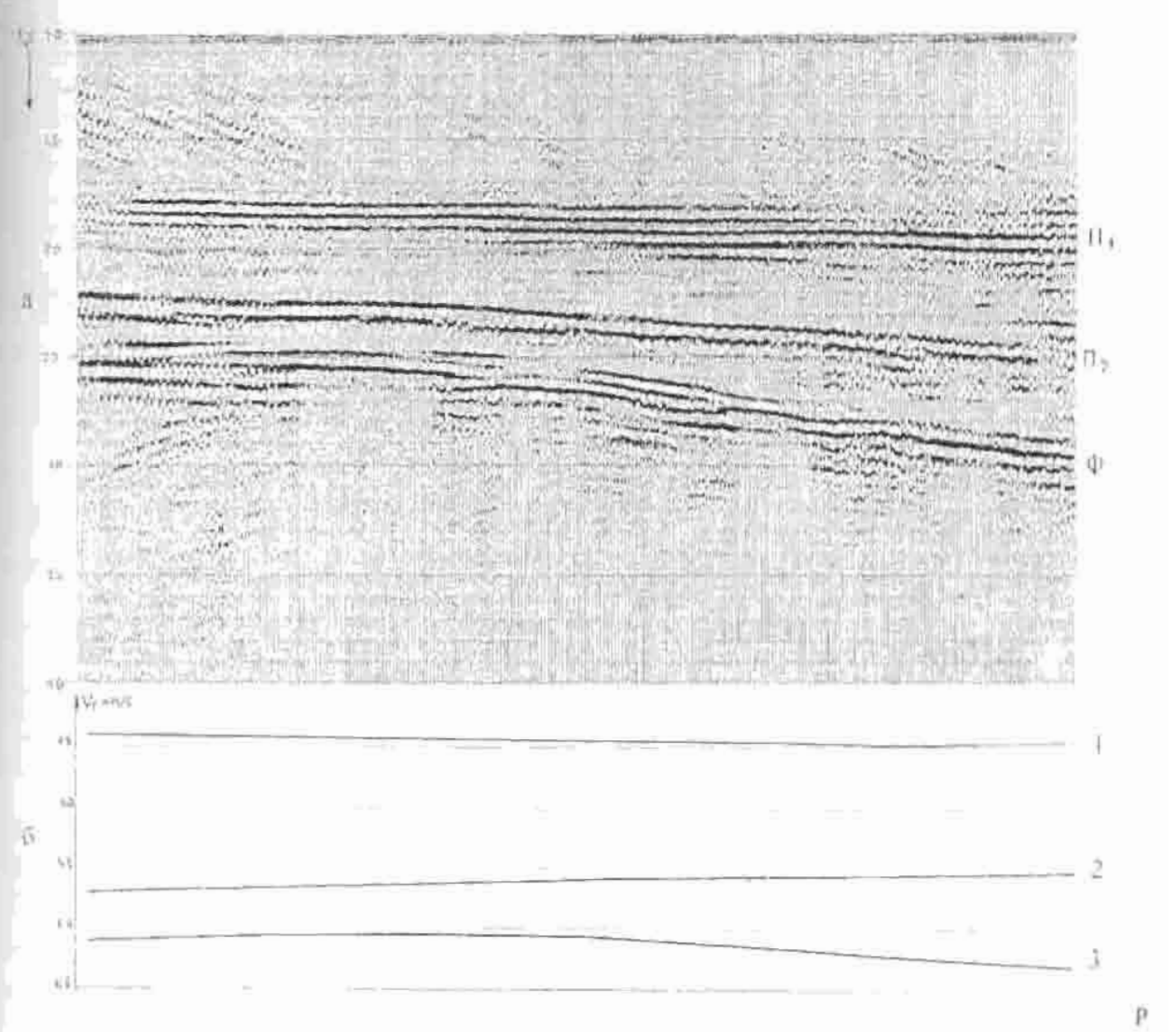


Рис.31.7. Фрагмент временного разреза *МПВ-ОГТ* для одного из районов Западной Сибири:
а – временной разрез; б - графики граничных скоростей для трех горизонтов.
1 – граница в нижней части разреза осадочного чехла - $П_1$; 2 – кровля доюрского фундамента - $П_2$;
3 –поверхность консолидированного фундамента Ф

отнесений записи при этом служит либо точка входа волны в слой, либо точка ее выхода. По результатам миграции происходит построение волновых изображений всех преломляющих границ, выполняется определение граничных скоростей, упрощается сопоставление и совместное использование результатов МОВ и МПВ.

31.5. Интерпретация годографов рефрагированных волн

Во многих случаях при работах по методу преломленных волн наблюдается ситуация, когда зарегистрированные в области первых вступлений сейсмические волны фактически являются *не головными (преломленными), а рефрагированными*. Поскольку до этапа детального анализа природы зарегистрированных волн установить подлинный тип волн не представляется возможным, то разумнее всего такие сейсмические исследования называть *исследованиями по методу первых волн* (МПВ). Именно это расширенное толкование названия метода позволяет объединить все случаи использования головных или рефрагированных волн, как уже упоминалось, в один метод – ***метод первых волн.***

Основными результатами, которые могут быть получены на этапе интерпретации годографов рефрагированных волн, являются:

- установление качественных признаков структуры геосейсмической модели изученной среды (вертикально-градиентная среда, слоисто-градиентная среда и т.п.);

- структура изолиний численных значений скорости распространения упругих волн в разрезе (скоростной разрез в изолиниях).

Характерными признаками рефрагированных волн является совокупность ряда особенностей, которым должны удовлетворять годографы зарегистрированных волн. При этом всегда следует помнить, что абсолютно полной уверенности в правильности выполненной классификации быть не может. В основе классификационных признаков соответствия экспериментальных годографов годографам рефрагированных волн находится предполагаемый вид *скоростной модели среды*. Из всего многообразия возможных моделей сред для начального понимания мы рассмотрим лишь одну простейшую модель среды – *градиентное полупространство*.

В этой группе моделей сред обычно принято выделять следующие три подгруппы:

- градиентное полупространство с резко преобладающим изменением скорости по горизонтали;
- градиентное полупространство с преобладающим изменением скорости по вертикали;
- сложно построенное неоднородное полупространство с произвольно ориентированным градиентом скорости.

В градиентном полупространстве с преобладающим изменением скорости по горизонтали годографы рефрагированных волн должны обладать следующими характерными качествами:

- каждый одиночный годограф рефрагированных волн состоит из одного и обязательно криволинейного звена (отсутствуют видимые на годографе точки излома);
- годографы могут быть как выпуклыми вверх (в сторону увеличения времени регистрации), так и вниз;
- на системе двух встречных годографов должны одновременно выполняться следующие два признака:
- годографы могут иметь противоположную по знаку кривизну;
- кажущиеся скорости, определяемые для любой фиксированной точки профиля в пределах базы наблюдений по обоим годографам, должны на уровне приемлемой погрешности совпадать между собой;
- нагоняющие годографы должны быть параллельны нагоняемым годографам и иметь одинаковые с ними кажущиеся скорости на каждом пикете базы наблюдений.

С учетом сформулированных признаков можно предложить следующий подход к интерпретации систем двух встречных или нагоняющих годографов, соответствующих горизонтально-неоднородному полупространству:

- определяется кажущаяся скорость в ряде точек профиля по совокупности наблюденных годографов;
- проверяется выполнение количественных и качественных признаков соответствия наблюденных годографов выбранной интерпретационной модели среды.

Если принимается решение о соответствии наблюденных годографов рассматриваемой модели среды, то для каждой точки $S(x)$ полученного участка профиля находится среднее значение (по модулю) кажущейся скорости по совокупности значений кажущейся скорости по каждому годографу:

$$V^{*}_{ср}(x)=\frac{1}{3}\left(V^{*}_{1x}+V^{*}_{2x}+V^{*}_{3x}\right). \tag{31.29}$$

Эти найденные значения кажущихся скоростей принимаются равными истинному значению скорости в средней данном пикете профиля

$$V_{ист}(x)=V^{*}_{ср}(x). \tag{31.30}$$

Необходимые пояснения к изложенной схеме расчетов можно получить по данным, приведенным на рис.31.5.

Для сред, в которых преобладающим фактором является закономерное увеличение скорости по глубине (наиболее распространенный случай), годографы рефрагированных волн обладают следующими основными качествами:

- каждый наблюденный годограф состоит из одного криволинейного звена, кажущаяся скорость на котором непрерывно увеличивается с удалением от пункта возбуждения;
- все годографы выпуклы вверх;
- встречные годографы должны быть зеркально-симметричными;
- нагоняющие годографы обязательно не параллельны, а разность времен регистрации между ними уменьшается по мере удаления от пунктов возбуждения.

Годографы такого типа наиболее изучены в сейсморазведке и для них разработано наибольшее число различных по эффективности и трудоемкости способов их интерпретации.

Наиболее обоснованным теоретически, но сравнительно громоздким и не очень технологичным является способ определения искомой зависимости истинной скорости от глубины $V_{ист}(z)$ по формуле *Вихерта-Чибисова*

$$z=\frac{1}{\pi}\int_{0}^{x} Arcch\frac{V^{*}(x)}{V^{*}(\xi)}d\xi, \tag{31.31}$$

которая устанавливает связь кажущейся скорости $V^{*}(x)$ на рассматриваемом элементе годографа с глубиной в разрезе, где истинная скорость численно равна этой кажущейся скорости

$$V_{ист}(Z)=V^{*}(x). \tag{31.32}$$

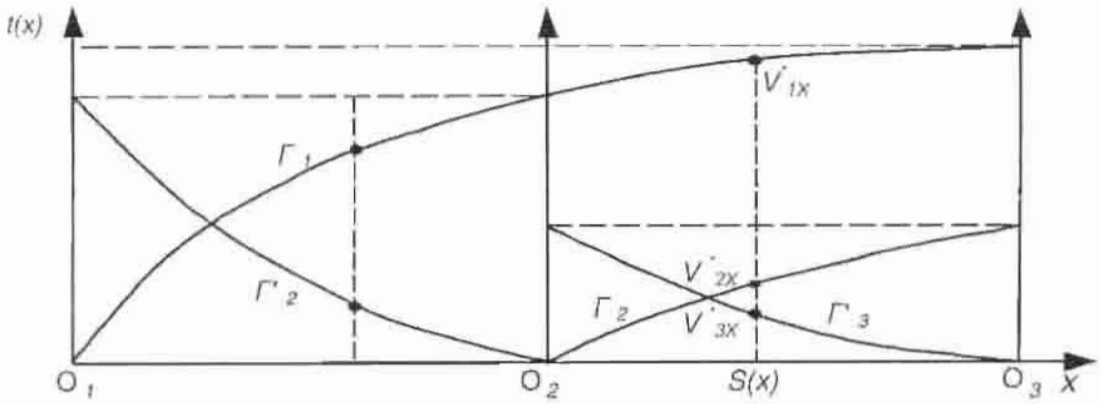


Рис.31. 8. Принципиальный вид годографов рефрагированных волн для модели среды с преобладающим изменением истинной скорости по горизонтали

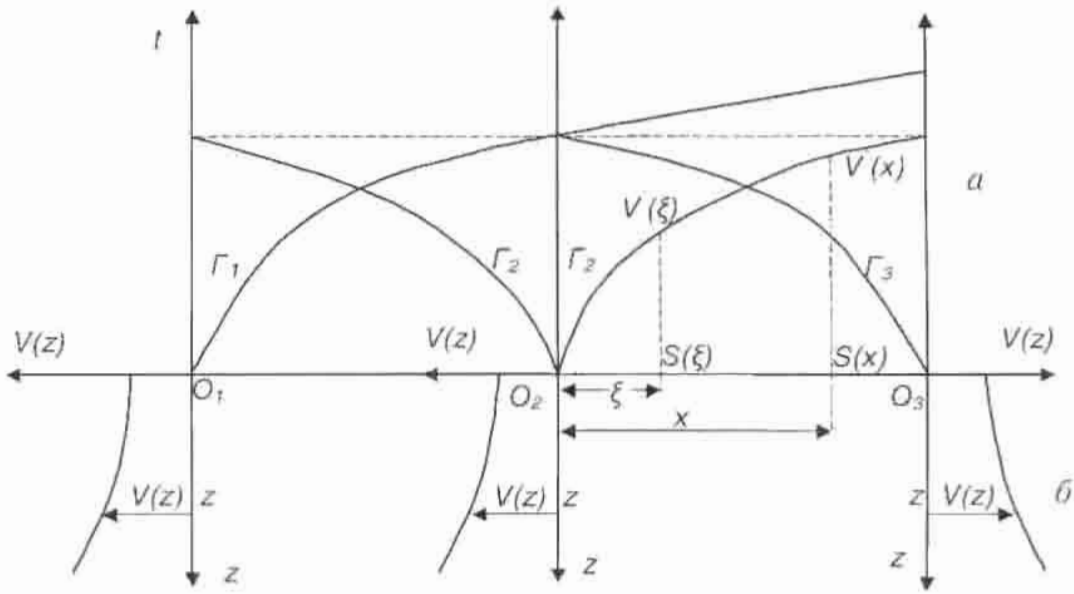


Рис.31.9. Схема обозначений, используемых для расчетов параметров скоростной модели среды с преобладанием изменений истинной скорости по вертикали:
а – исходная система встречных годографов рефрагированных волн;
б – скоростной разрез среды

Выполнив подобные расчеты для ряда точек $S(x)$ базы наблюдений по каждому годографу, можно получить серию зависимостей $V_{эф}(z)$, соответствующих разным годографам (рис.31.9). После их анализа и обобщения по этим результатам возможно построение скоростного разреза $V(x,z)$ в изолиниях значений истинной скорости в разрезе.

Более простая, хотя и менее обоснованная технология построения скоростного разреза среды по годографам, соответствующим вертикально неоднородным средам, создана на базе теоретико-методических предложений ***Н.Н. Пузырева*** (*СССР*). Если допустить, что экспериментальный годограф, начиная от пункта возбуждения и до рассматриваемого пикета профиля, достаточно хорошо может быть уподоблен какой-либо функции заданного вида $t(x)$, то по формуле (31.31) можно заранее теоретически произвести необходимое интегрирование (Пузырев, 1967). Это позволяет установить связь между искомой глубиной z и координатой x рассматриваемого элемента годографа в следующем виде

$$z=xF_1(m), \tag{31.33}$$

где $F_1(m)$ – некоторая известного вида функция, зависящая от вида выбранной аппроксимирующей функции $t(x)$, а

$$m=V^*(x)\,t(x)/x. \tag{31.34}$$

Для ряда функций $t(x)$ получены конкретные зависимости $F_1(m)$ и по ним рассчитаны специальные таблицы, которые существенно ускоряют и упрощают весь процесс расчетов по определению скоростного разреза среды по наблюденному годографу рефрагированной волны.

Если такой подход применить к каждому годографу независимо от вида и структуры соседних годографов,

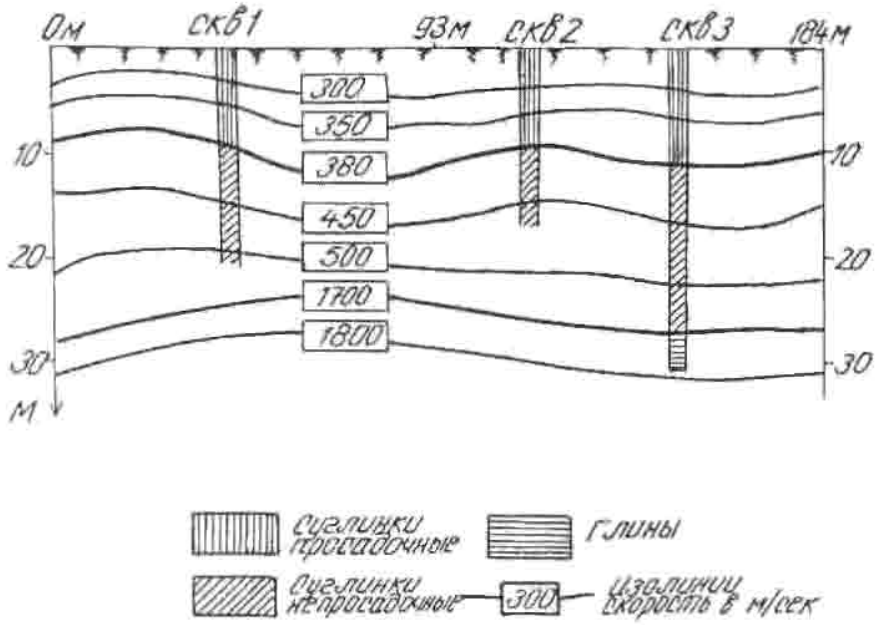


Рис.31.10. Пример использования скоростного разреза среды в изолиниях для геологической интерпретации при решении задач инженерной геологии

то по совокупности полученных результатов можно выявить по изучаемому профилю не только вертикальную неоднородность разреза, но и некоторые элементы неоднородности по горизонтали. Такое *расширительное толкование* полученных данным способом результатов находит на практике достаточно широкое применение.

В качестве иллюстрации на рис.31.10 приведен результат интерпретации годографов рефрагированных волн, где представлены изолинии равных значений истинных скоростей распространения упругих волн, увязанные с информацией, полученной по данным бурения (Бондарев, 1974).

В случае более сложного строения изучаемой толщи могут одновременно возникать и регистрироваться головные и рефрагированные волны. В этом случае наблюденные годографы будут состоять из нескольких звеньев, форма которых может быть как прямолинейной, так и криволинейной. Такие случаи нередки, но достаточно сложны для интерпретации. Для количественной интерпретации годографов первых волн в этих случаях ***Т. И. Облогиной*** и ***В. Б Пийп*** ***(СССР)*** были разработаны достаточно эффективные, но сравнительно сложные приемы. В отдельных случаях, в том числе и для годографов, состоящих только из прямолинейных элементов, можно с достаточным успехом использовать способы, разработанные, строго говоря, только для рефрагированных волн. Однако всегда следует помнить, что наилучшие результаты интерпретации экспериментальных данных могут быть получены только в случае, когда применяемые способы соответствуют тому типу моделей сред, которые по своим параметрам близки (адекватны) реальной среде. Успешный выбор такого способа определяется квалификацией и знаниями геофизика-интерпретатора.

Вопросы для самопроверки

1. Назовите основные признаки, которые характерны для встречных годографов головных волн, соответствующих одной плоской горизонтальной границе раздела двух однородных сред.

2. Каковы особенности годографов головных волн в многослойной горизонтально-слоистой среде?

3. Перечислите основные этапы обработки системы двух встречных годографов головных волн методом t_0.

4. В чем суть трансформации сейсмических записей способом релятивирования?

5. Основные принципиальные положения суммирования записей преломленных волн способом общей глубинной площадки.

6. Поясните основную идею интерпретации годографов рефрагированных волн на основе формулы *Вихерта-Чибисова*.

7. Поясните схему получения упрощенных расчетных формул для интерпретации годографов рефрагированных волн формул *Н. Н. Пузырева*.

8. На основе каких допущений принято строить по годографам рефрагированных волн скоростные разрезы среды в изолиниях?

* * * * * * *

32. АТРИБУТЫ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЗАПИСИ

32.1. Общее представление об атрибутах сейсмических записей

Перед сейсмической разведкой, проводимой на стадиях детальных работ в районах со сложными сейсмогеологическими условиями, в настоящее время все чаще ставится широкий круг задач, направленных на детальное изучение характера распределения физических свойств в геологическом разрезе. Решение таких задач с помощью только кинематических методов интерпретации данных сейсмической разведки сталкивается с принципиальными трудностями. Перспективность использования различных динамических параметров сейсмических записей достаточно очевидна и была понята геофизиками сравнительно давно. Однако эффективная реализация этих возможностей стала реальностью только при цифровой форме записи исходной сейсмической информации. При этом необходимым условием реализации такой возможности является ведение всего процесса обработки сейсмической информации в режиме с *сохранением относительных амплитуд -СОА*. Это обстоятельство позволяет в дальнейшем реализовывать процедуры специальной обработки, которые обеспечивают учет таких мешающих факторов, как геометрическое расхождение, поглощение, влияние верхней части разреза и т.п. Вместе с тем, сейсмограммы ОГТ и временные разрезы ОСТ, полученные с сохранением относительных амплитуд, могут также служить хорошей исходной информацией для извлечения различных динамических характеристик сейсмических записей.

Помимо скоростей распространения сейсмических волн при прогнозе физических и других свойств горных пород, в сейсморазведке в последние два-три десятилетия началось широкое использование других характеристик регистрируемого волнового поля. Для этого были разработаны многочисленные методы преобразования как исходной, так и итоговой сейсмической информации (временных разрезов и кубов информации) в некие новые, зачастую весьма оригинальные, характеристики волнового поля, которые каким-либо образом связаны или могут быть связаны с различными характеристиками определенной части геологической среды.

Для эффективного выполнения задач геологического истолкования (интерпретации) данных сейсмической разведки на этапе интерпретационной обработки принято выполнять целый ряд подготовительных расчетов. Эти расчеты преследуют цель получения некоторых *количественных и качественных характеристик волнового поля*, на базе которых возможно определение физических и фильтрационно емкостных свойств (ФЕС) изученной части геологической среды. Эти характеристики зачастую не являются в строгом смысле слова параметрами волнового поля и, тем более, геологической среды. Поэтому в зарубежной литературе, во избежание терминологических споров, предложено в таких случаях употреблять более общий термин - ***сейсмический атрибут.*** С рассматриваемых позиций все скоростные параметры сейсмической записи также следует называть сейсмическими атрибутами - атрибутами сейсмической записи.

А.К. Урупов (Урупов, 2004) предложил для этих же целей употреблять двойное словосочетание - ***параметр-атрибут.*** Нам представляется, что термин *сейсмический атрибут* (Brown, 2004) является в большинстве случаев более удобным и не может вызывать при его употреблении каких - либо недоразумений.

По своей физической природе все ***сейсмические атрибуты*** достаточно условно можно разделить на две группы (Урупов, 2004). К первой группе - группе ***кинематических атрибутов*** – будем относить атрибуты сейсмической записи, происхождение которых преимущественно связано с *кинематическими свойствами волновых полей*. Вторая группа сейсмических атрибутов - группа ***динамических атрибутов*** - обязана, главным образом, своим происхождением *динамическим свойствам сейсмической записи*. В числе используемых в сейсморазведке *кинематических характеристик записи* можно назвать: времена регистрации t_0, эффективные скорости $V_{эф}$, интервалы между отражениями, глубины и мощности слоев, их углы наклона и др. Среди используемых *динамических характеристик волнового поля*, прежде всего, следует назвать: амплитуду записи, энергию сейсмических сигналов, их частотные и фазовые особенности, особенности затухания и др. Возможно привлечение для последующего анализа и градиентов изменения этих характеристик по вертикали и горизонтали, характеристики дисперсии и др.

Количество рассматриваемых сейсмических атрибутов в настоящее время весьма велико. Получаемые поля значений сейсмических атрибутов позволяют создавать на их основе некоторые новые изображения геологической среды или ее некоторой наиболее важной части. С этих позиций, как принято считать, в настоящее время при интерпретации данных сейсморазведки важное значение на этапе логического и геологического анализа приобретают различные виды ***атрибутных изображений геологической среды***. Процесс преобразования сейсмического волнового поля в различные атрибуты, а также их последующее преобразование в различные свойства и изображения геологической среды, будем называть в широком смысле слова, ***сейсмической инверсией.*** При таком взгляде на сущность инверсии в сейсморазведке открывается новая возможность видения геологической среды - видение посредством обозрения ее в поле различных атрибутов. Поскольку многие (но не все!) из атрибутов могут быть достаточно уверенно измерены числом, то на их основе открывается еще одна новая возможность в интерпретации данных сейсморазведки. Эта возможность основана на установлении и использовании ***количественных взаимосвязей поля атрибутов с данными ГИС*** по отдельным скважинам, находящимися на площади исследований, с последующим

распространением этих взаимосвязей для прогноза нужных параметров геологической среды на межскважинное пространство. Эти два возможных пути использования сейсмических атрибутов в совокупности объясняют столь широкое их использование в сейсморазведке в настоящее время. Именно этот подход и лежит в основе нового раздела разведочной геофизики - ***геофизики резервуаров*** (Reservoir Geophysics, 1992.).

Поскольку теоретическое обоснование физической природы большинства используемых в сейсморазведке атрибутов либо отсутствует, либо весьма условно, то в данном учебнике приводятся основы теории лишь тех из них, которые применяются в практике сейсмической разведки наиболее часто.

При определении сейсмических атрибутов сейсмической записи всегда приходится искать компромисс между желанием с одной стороны, иметь значительную дифференцированность искомых атрибутов во времени и в пространстве, а с другой стороны, получать объективное и устойчивое их распределение. Для этого, как правило, перед использованием атрибутов для каких-либо расчетов приходится всегда применять различные приемы повышения устойчивости их определения - различные приемы фильтрации и усреднения. Этому же способствует комплексное и совместное использование различных сейсмических атрибутов. Особенно плодотворным использование атрибутов получается тогда, когда их применение опирается на данные геофизических исследований скважин, полученные для нужного интервала геологического разреза.

Следуя идеям работы А. Брауна (Brown, 2004) природу происхождения и взаимосвязь атрибутов обоих типов в наиболее употребляемых зарубежных интерпретационных системах можно видеть по схеме, показанной на рис.32.1. Поскольку в отечественной литературе многие из названных в таблице атрибутов не имеют устоявшегося русскоязычного названия, то в таблице одновременно приводятся и их исходные англоязычные названия.

На этом рисунке показаны основные сейсмические атрибуты, получаемые на основе информации о ***времени*** регистрации сейсмических волн, их ***амплитуде***, ***частоте*** и ***степени поглощения***. Большинство атрибутов, как правило, не являются независимыми один от другого. Каждый из них связан с теми или иными особенностями волнового поля. Поэтому в основе классификации атрибутов лежат как типы исходной базовой информации, так и формы их представления. Тем не менее, обобщая можно сказать, что атрибуты, определяемые по времени регистрации, несут преимущественно информацию о структурных особенностях среды. Атрибуты, основанные на использовании информации об амплитудах записи, отражают стратиграфические особенности разреза и его вещественный состав. Частотные атрибуты еще недостаточно полно и всесторонне осмыслены, но с ними большинство исследователей связывают большие надежды по изучению вещественного состава среды. Атрибуты, связанные с поглощением, пока используются крайне ограниченно, но в недалеком будущем, возможно, смогут давать информацию о проницаемости коллекторов. Большинство атрибутов определяются по сейсмическим записям, получаемым после суммирования и миграции. Однако имеются целые группы атрибутов, которые находятся по сейсмическим записям до суммирования (например, AVO-атрибуты).

Атрибуты, находимые по временному разрезу, могут быть получены как вдоль какого-либо *отражающего горизонта*, так и путем суммирования в некотором *временном окне*. Последние обычно рассматриваются как *формационные атрибуты*. Окно может представлять собой либо временной интервал постоянных размеров, либо временную окрестность вблизи какого-либо горизонта, или интервал между двумя горизонтами. Внутри окна изучаемый параметр (атрибут) может быть определен как *среднее* значение, некоторое *характерное* значение, или изменение атрибута внутри окна может быть описано с точки зрения статистического *распределения*.

Гибридные атрибуты находятся по совокупности как амплитудной, так и частотной информации о сейсмической записи.

Поскольку число атрибутов достаточно велико, то ниже лишь ***для части*** из них приводятся комментарии иллюстративные материалы в виде различных карт.

Атрибуты, извлекаемые из информации о времени прихода сейсмических волн:
по горизонту

- ***остаток (residual)*** - параметр (атрибут), представляющий собой арифметическую разницу между высокоточной картой изохрон по отражающему горизонту и ее вариантом, сглаженным по площади исследований. Карты такого атрибута нередко позволяют увидеть более тонкие особенности строения отражающего горизонта, которые трудно различимы на исходной карте изохрон (рис.32.2);

- ***наклон (dip)***, или магнитуда угла падения, определяется как атрибут, характеризующий угловой коэффициент линии падения, лежащей в плоскости, аппроксимирующей границу в малой окрестности точки его определения;

- ***азимут (azimuth)***, или азимут линии падения, определяется аналогично углу падения в локальной окрестности точки определения атрибута. Совокупность карт этих атрибутов (наклонов и азимутов) позволяет нередко увидеть тонкие особенности разломной тектоники по отдельным отражающим горизонтам (рис.32.3);

- ***кривизна (curvature)*** и ***шероховатость (roughness)*** являются производными соответственно от наклона и азимута и поэтому представляют собой вторые производные временного поля. Во многих случаях карты этих

атрибутов, при рассмотрении совместно с картами азимутов и углов, также позволяют увидеть некоторые тонкие особенности отражающих горизонтов (рис.32.4). Возможности атрибутов данного вида рассмотрены и в отечественной литературе (Кашик и др., 2003);

- ***остроты (edge)*** определяется с помощью пространственного, обычно 9-точечного, оператора фильтра, подобного фильтру сглаживания, только дающего на выходе противоположный эффект. Карта этого атрибута также позволяет более четко увидеть пространственное распределение острых углов на изучаемом сейсмическом горизонте;

- ***освещенность (illumination)*** дает представление о деталях строения поверхности отражения с помощью точечного источника (солнца) света. При таком подходе всегда обнаруживаются многие важные особенности строения, которые не видны при обычном подходе (рис.32.5);

во временном окне:

- ***когерентность (coherence), непрерывность (continuity), подобие (semblance), ковариация (covariance)*** - эта группа близких по смыслу атрибутов, которые отображают результаты преобразования непрерывного пространства данных (временных трасс, соответствующих нормальным отражениям) в функциональное пространство, характеризующее разрывы сплошности исходного временного поля. Экстремумы поля этих атрибутов обычно связывают с геологическими образованиями типа сбросов, разломов, нарушений сплошности, или другими подобными объектами. Атрибуты вычисляются во временном окне на основе использования различных математических подходов, которые в целом подобны операции корреляции. Поскольку эти атрибуты вычисляются непосредственно по результатам обработки, они свободны от вмешательства интерпретатора, что, в отличие от атрибутов, определяемых по горизонтам, повышает объективность всех расчетов (рис.32.6).

Атрибуты, извлекаемые из информации об амплитудах сейсмических волн

по горизонту:

- ***амплитуда отражения (reflection ampolitude)*** - наиболее используемый амплитудный атрибут. Изображение этого атрибута, определенного для какого-либо горизонта, обычно называется горизонтным слайсом.

- ***композитная амплитуда (composite amplitude)*** представляет собой сумму модулей амплитуд отражений в интервале от кровли до подошвы анализируемого продуктивного пласта или другого временного интервала;

- ***акустическая жесткость, акустический импеданс (acoustic impedance)*** определяется по амплитудам с помощью методов сейсмической инверсии и с учетом пластовых скоростей. Это один из важнейших и широко используемых сейсмических атрибутов. Имеет высокую информативность о свойствах слоя от кровли до его подошвы.

Целый ряд сейсмических атрибутов, показанных на рис.32.1, извлекается из так называемой комплексной сейсмической трассы (см. следующий параграф данной главы). Так, например, амплитуда комплексной трассы является атрибутом, который называется ***силой отражения (reflection strength)***. Этот атрибут, хотя и обладает невысокой разрешающей способностью, не зависит от фазы сигнала и несет в себе достаточно важную информацию о структуре регистрируемого волнового поля. Особенно эффективные результаты получаются на основе совместного анализа характера распределения этого атрибута в вертикальном и погоризонтном сечениях волнового поля (рис.32.7).

- ***отношение амплитуд (amplitude ratio)*** выше и ниже границы определяет атрибут, связанный с данным горизонтом.

Ряд атрибутов этой группы связан с энергией волнового поля. К их числу относится ***полная энергия (total energy)***. Данный атрибут вычисляется как сумма квадратов амплитуд в интервале анализа (в окне).

- ***время половины энергии (energy half-time)*** - атрибут, который определенным образом связан с энергией в анализируемом окне. Начинают считать сумму квадратов амплитуд от кровли пласта (окна анализа) в направлении его подошвы. Находят на оси времени точку, в которой получаемая сумма равняется половине полной энергии. В зависимости от попадания этой точки в верхнюю, среднюю или нижнюю часть окна можно судить, например, о положении песчаной толщи в пласте. Пример использования такого атрибута показан на рис. 32.8.

- ***число пересечений*** сейсмической записью нуля в некотором временном окне.

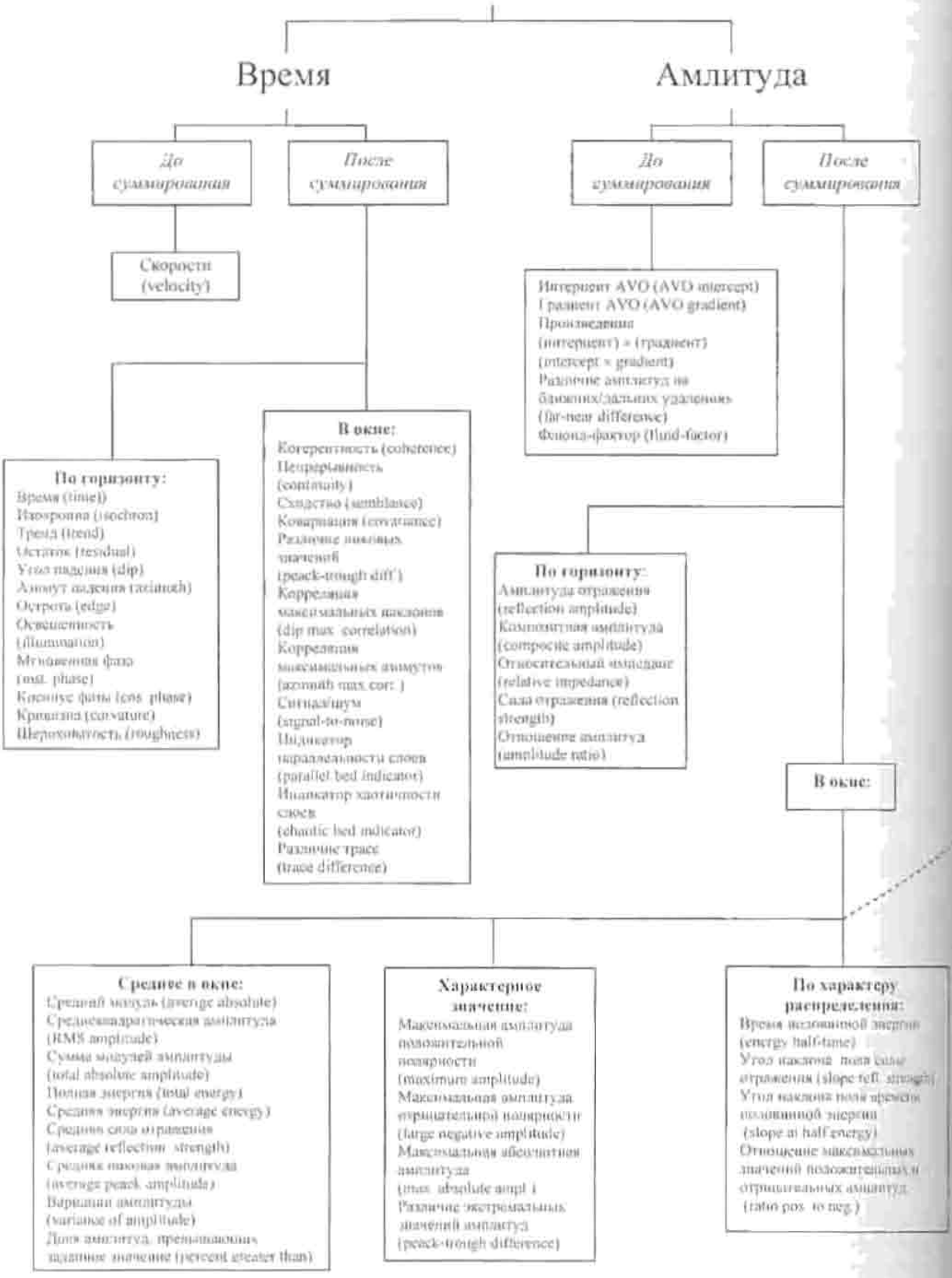
Атрибуты, связанные с частотой

Имеются многочисленные примеры успешного обнаружения месторождений газа на основе использования значений мгновенной частоты. Однако следует иметь в виду, что фактически все частотные атрибуты нередко в значительной степени зашумлены. Это усложняет их применение:

- ***средняя мгновенная частота (average instantaneous frequency), средняя квадратическая мгновенная частота (RMS instantaneous frequency)*** для интервала нефтегазонасыщения позволяет более объективно определять относительный объем песчаников в пачке тонких слоев, это хорошо коррелируется с повышенным содержанием углеводородов и на этой основе позволяет более объективно указывать места заложения проектных скважин рис.32.9 и рис.32.10;

- ***вторая доминантная частота (second dominant frequency)***, в отличие от первой, связанной с формой

Сейсмические данные



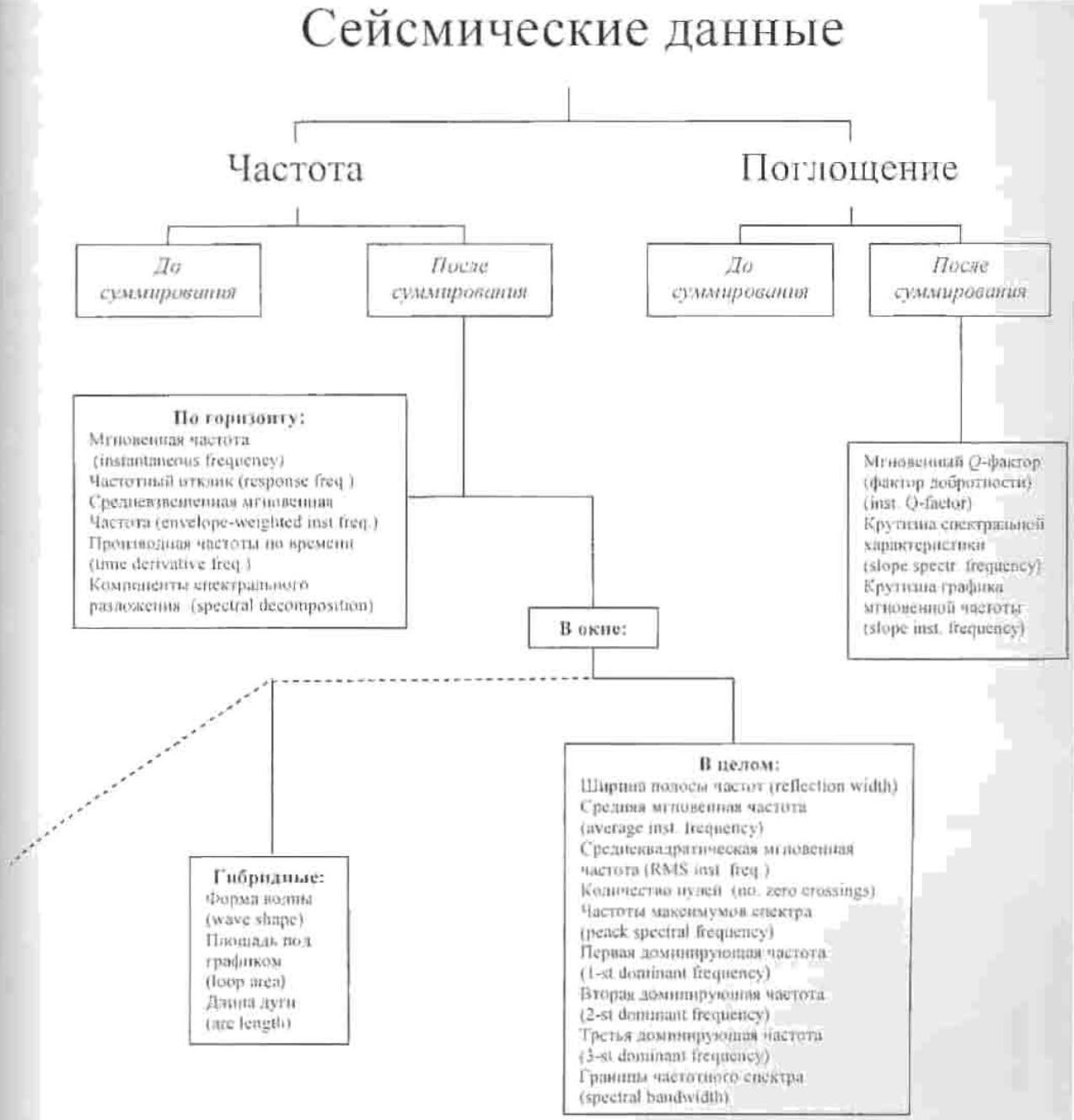


Рис.32.1. Виды сейсмических атрибутов, используемых при интерпретации сейсмической информации

волны в источнике, несет в себе, главным образом, информацию о частоте пересланивания геологических образований.

Спектральная декомпозиция позволяет из временных разрезов, полученных в широкой полосе частот, формировать ряд разрезов в более узких диапазонах частот, входящих в исходный диапазон частот. Для этого, обычно, для заданного горизонта в небольшом окне на основании декомпозиции получаются до 30 и более так называемых частотных слайсов в узких интервалах частот. При этом каждой доминирующей частоте слайса можно поставить в соответствие некоторый интервал толщин слоя. Совокупность этих слайсов может быть использована для детального стратиграфического изучения продуктивного горизонта.

Гибридные атрибуты

Гибридные (смешанные) атрибуты объединяют в себе влияние как амплитуды, так и частоты сейсмического сигнала. Так как все сейсмические записи являются некоторым соединением амплитуды и частоты, то гибридные атрибуты принципиально позволяют более объективно описывать свойства сейсмической записи:

- ***форма волны*** (***wave shape***) - это атрибут, позволяющий современными математическими средствами анализа относить конкретную сейсмическую запись к определенному квалификационному классу. Выполняется такая классификация на эталонном участке с известными свойствами в слое на основе современных видов анализа, таких как кластерный или нейронносетевой анализ. На рис.32.11 показан пример классификационного шаблона формы сейсмической записи, позволяющий отнести запись в любой точке площади исследований к одной из 12 категорий. Там же показан пример построения сейсмической карты такого атрибута – *формы волны. Раскраска этой карты выполнена в соответствии* с раскраской таблицы шаблонов. На карте отчетливо видны погребенные русла и различные сейсмофации.

К гибридным атрибутам относят также ***площадь под графиком*** (***loop area***) и ***длину дуги*** (***arc length***) сейсмической записи, способ определения которых показан на рис.32.12. Пример использования одного из названных атрибутов для дифференциации толщи резервуара по величине средней пористости также показан на этом рисунке.

Сегодня существуют интерпретационные системы, где обычно совместно используется несколько атрибутов для картирования каких-либо свойств резервуаров. Атрибуты обычно определяются для выбранной части сейсмического разреза как погоризонтные и /или оконные атрибуты. Размер окна, должен, по крайней мере, превышать полупериод записи. Затем атрибуты анализируются и отбираются по совокупности геофизических и петрофизических критериев. После этого могут быть установлены корреляционные связи между атрибутами и значениями петрофизических параметров слоев по скважинам. Наиболее значимые найденные зависимости используются в дальнейшем для построения трехмерных моделей нефтяных резервуаров. Для объяснения остающихся расхождений могут привлекаться и использоваться новые атрибуты и т.д.

В ряде отечественных систем обработки (Птецов, 1989) в недалеком прошлом также широко практиковалось вычисление целого ряда динамических и кинематических параметров сейсмической записи. Их структура, естественно, отличается от только что рассмотренной. Однако используемые при этом подходы в чем-то были более обстоятельными. В качестве параметров первой группы (динамических атрибутов) обычно вычислялись:

- средняя абсолютная амплитуда записи в окне анализа;
- среднеквадратический разброс амплитуд;
- среднее значения экстремальных амплитуд;
- среднеквадратический разброс экстремальных амплитуд;
- среднее значение периодов записи;
- среднеквадратический разброс периодов записи;
- амплитуды и частоты первого и второго полупериодов записи;
- различные параметры оценки когерентности записи др.

В частотной области для этого же окна анализа в полосе до частоты Найквиста рассчитывались:

- преобладающая частота спектра;
- средняя частота спектра;
- ширина спектра на уровне 0,7 от амплитудного максимума;
- общая ширина спектра частот.
- максимальная амплитуда спектра;
- значения амплитуды спектра на нижней и верхней частоте спектра;
- площадь амплитудного спектра в интервале частот ее от нижнего значения до верхнего;
- полная энергия записи в виде суммы квадратов спектральных амплитуд;
- энергия записи в заданной полосе частот;
- энергия в одной из трех заданных полос частот, по отношению к полной энергии;
- энергия для трех фиксированных частот;
- среднезвешенная частота как сумма произведений текущей частоты на амплитуду спектра на этой частоте, поделенной на сумму амплитуд спектра в полном диапазоне частот.

Суть отечественной технологии использования таких атрибутов составлял спектральный анализ записи в окне (по времени) определенной длительности, например 0.1 с. Данное окно перемещалось по временному разрезу либо по прямоугольной сетке вдоль профиля и по времени, либо вдоль заданных горизонтов или временных интервалов между горизонтами. Для каждого положения временного окна рассчитывался целый ряд параметров записи. Кроме того, этот же временной интервал записи трансформировался в частотную область и его амплитудный спектр использовался для расчета второй группы параметров. Для повышения устойчивости вычислений спектры предварительно подвергались специальным методам сглаживания. По результатам таких вычислений обычно строились погоризонтные графики изменения этих параметров (атрибутов) вдоль горизонтов, либо в виде карт изолиний равных значений. Далее эти графики и карты подвергались редактированию, фильтрации и комбинированию (произведения, суммы и др.) различных параметров. Фильтрация графиков параметров обеспечивала разделение локальных аномалий на фоне устойчивых трендов и шумов. Процедура комбинирования позволяла вычислять различные комбинации параметров. Для визуализации таких графиков, в силу различного динамического диапазона изменения рассматриваемых параметров, обычно было принято вычислять новое значение каждого параметра, которое центрировано по своему среднему значению и

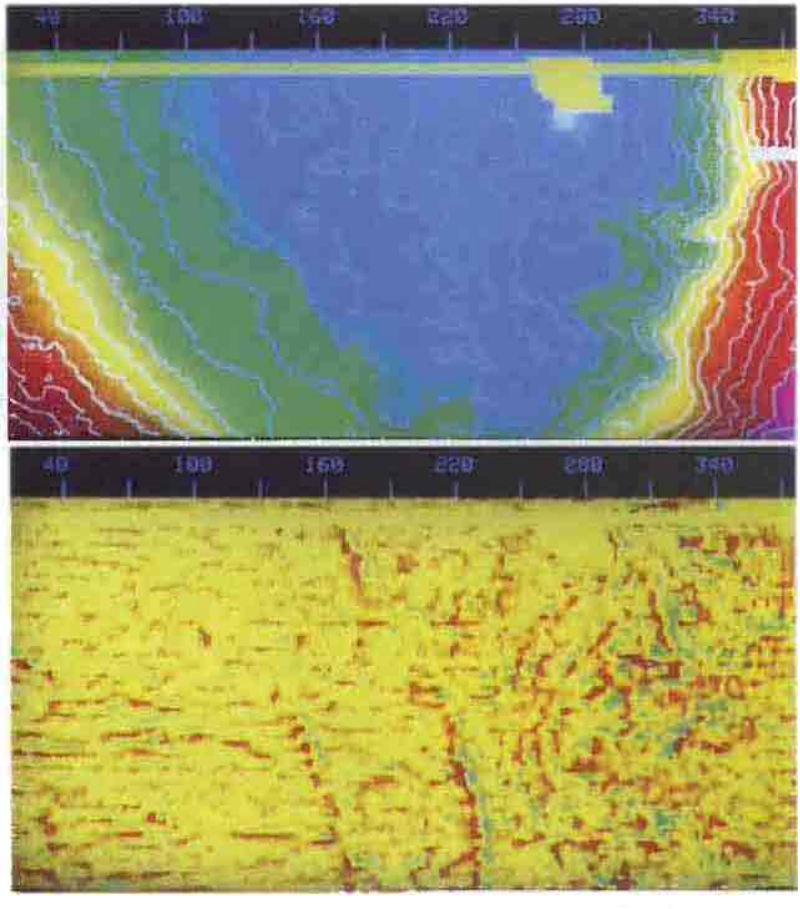


Рис.32.2. Карта изохрон по одному из отражающих горизонтов на территории юго-восточной части Австралии (а) и карта (б) атрибута "residual" для этого же горизонта. На карте данного атрибута вблизи cross-line 160-220 достаточно четко видна серия сбросов

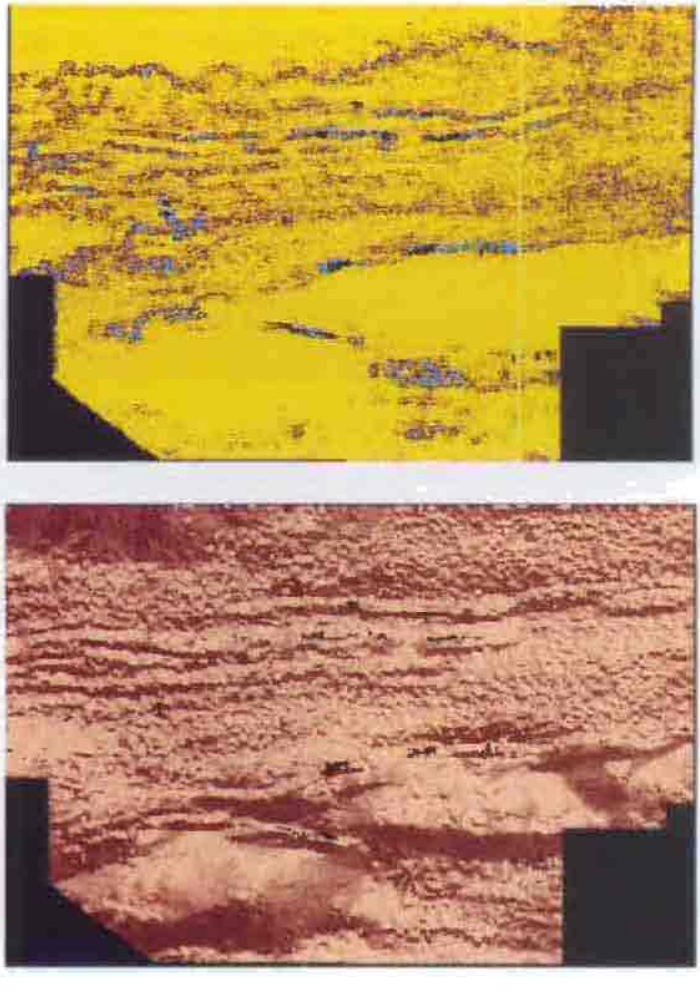


Рис.32.4. Карты распределения *шероховатости* (а) и *азимутов* (б) для одного из отражающих горизонтов. Их совместное рассмотрение позволяет выявить флексурообразное строение отражающего горизонта

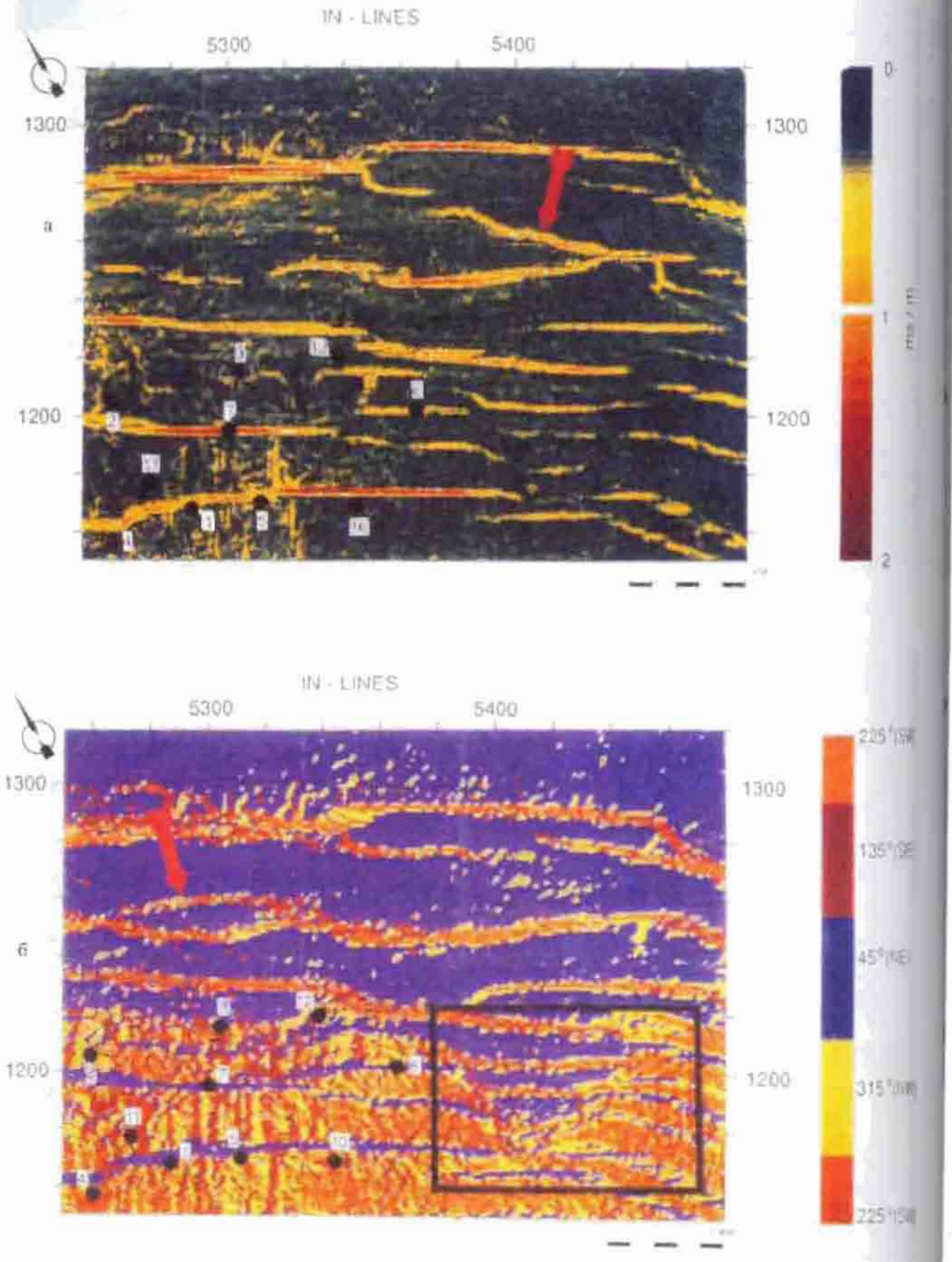
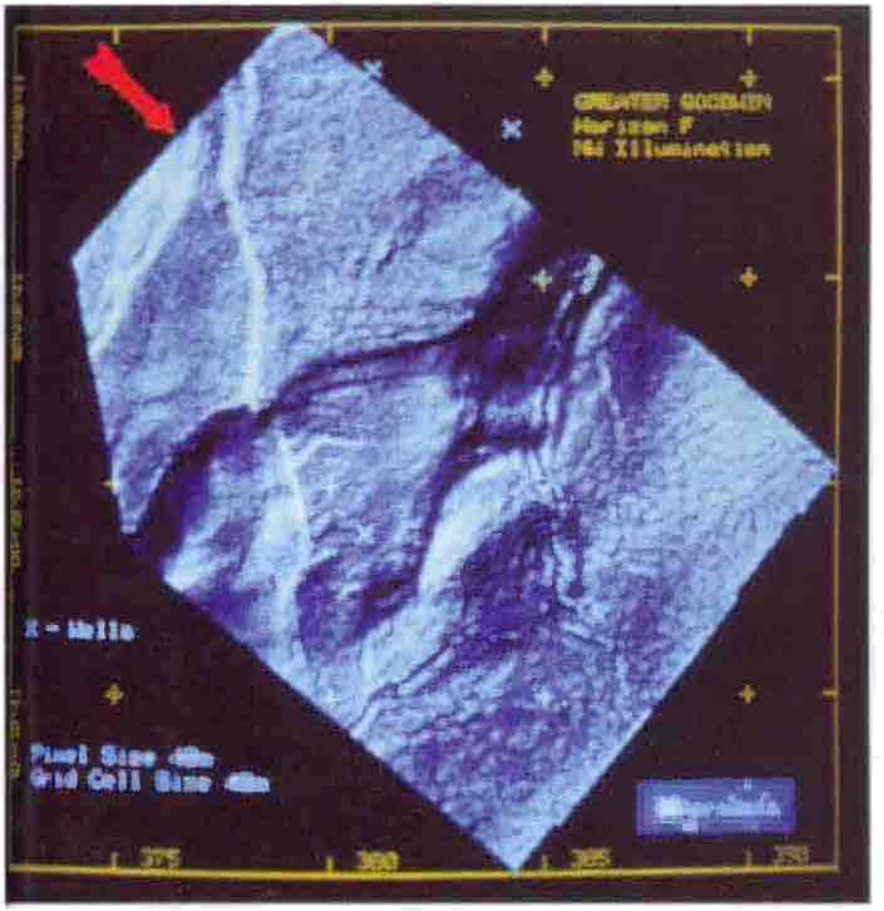


Рис.32.3. Карты распределения углов наклона (а) и азимутов (б) по поверхности одного из сейсмических горизонтов нефтяного поля в Нигерии. Отчетливо видно, что обе карты, дополняя друг друга, позволяют лучше увидеть широко развитую на площади систему сбросов



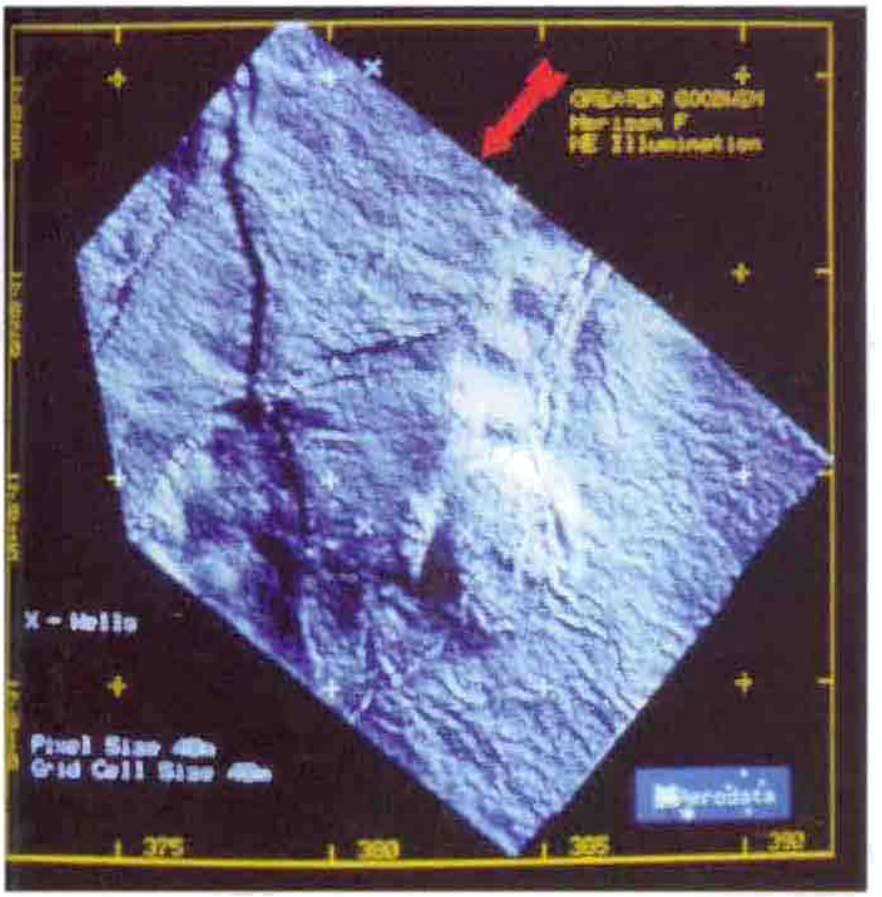
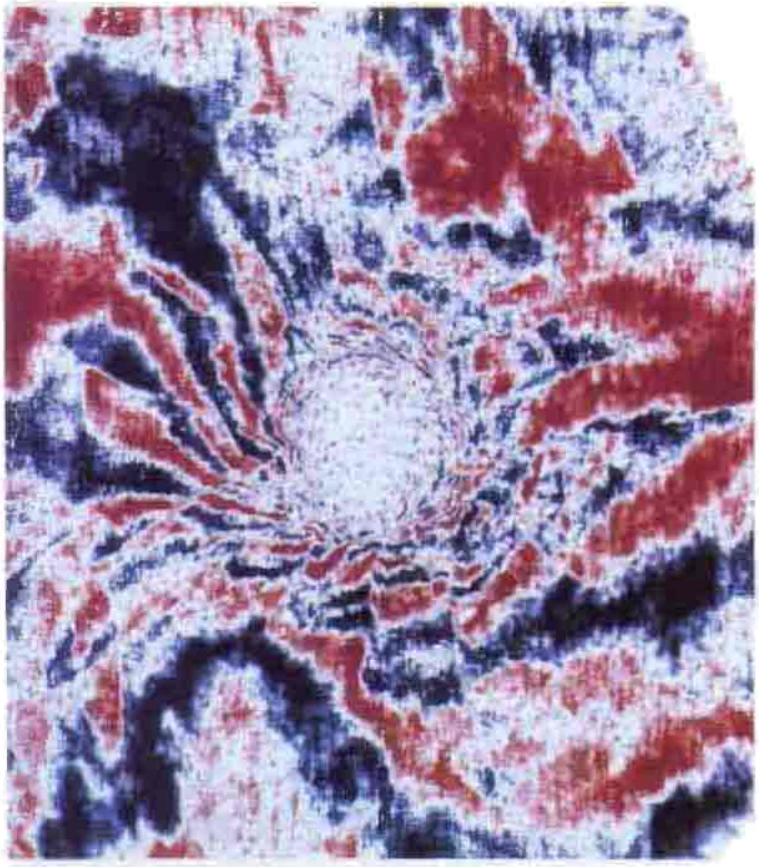
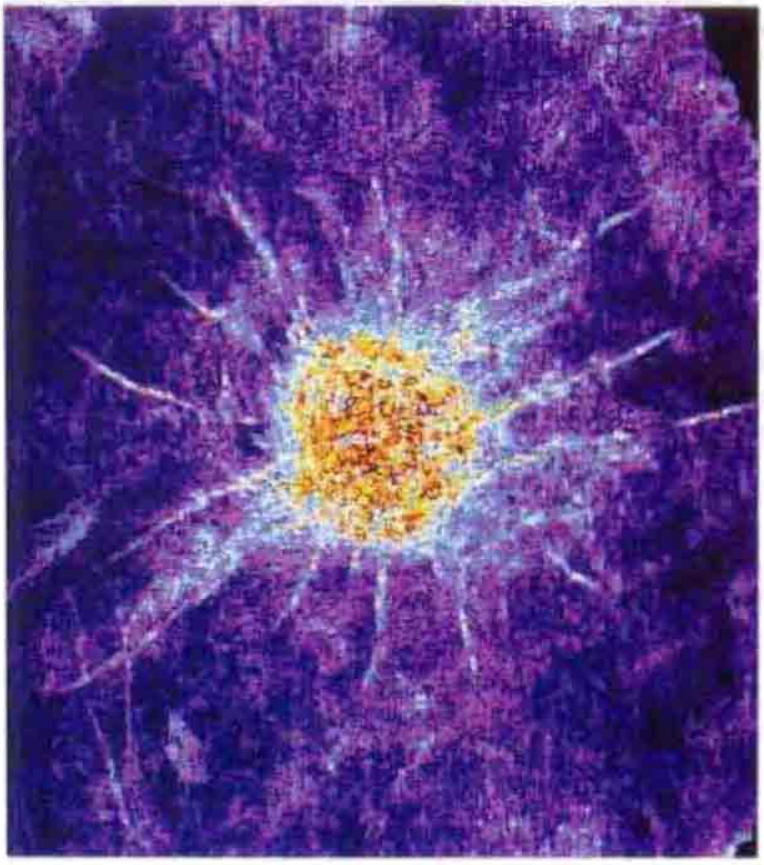


Рис.32.5. Карты изохрон по одному из отражающих горизонтов северозападного шельфа Австралии, освещенные с разных направлений. Направление освещенности показано стрелками. Весьма отчетливо видно, что при разном направлении освещения на картах проявляются разные детали структурного плана отражающего горизонта



а



б

Рис.32.6. Временной слайс (а), соответствующий интервалу регистрации вблизи отметки 1500 мс на одной из нефтеносных площадей Мексиканского залива и слайс ***непрерывности*** (***continuity***) (б) на этом же уровне по той же площади исследований.
В поле этого атрибута отчетливо видны многочисленные радиальные нарушения в рассматриваемом объеме геологической среды.

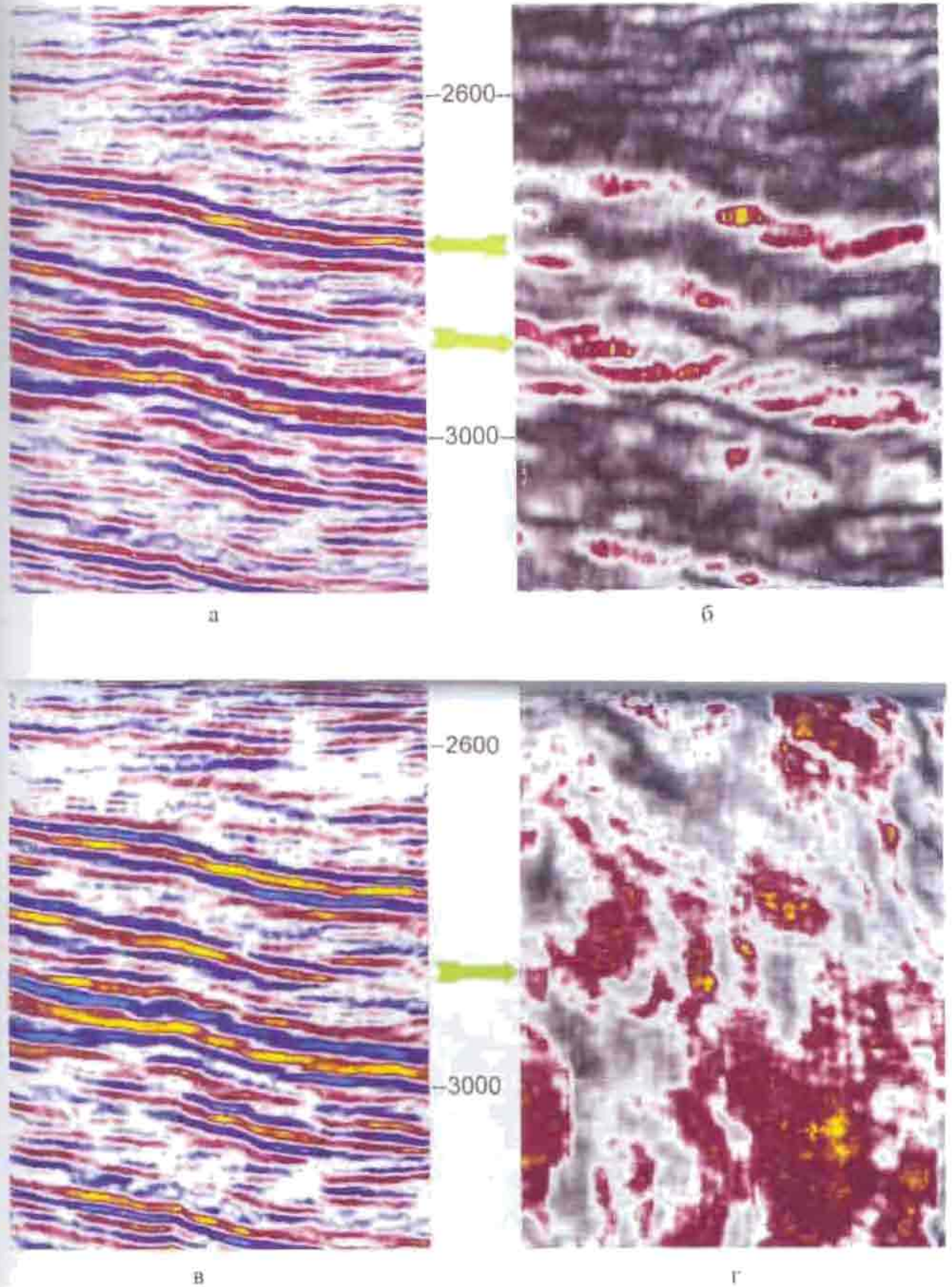


Рис.32.7. Временной разрез по одному из сечений куба 3D съемки в Техасе (*а*) и соответствующий ему (*б*) разрез атрибута "силы отражения". Вертикальный разрез этого атрибута, в отличие от временного разреза, показывает западное падение клиноформенных образований; *в* - улучшенный временной разрез *а*, иллюстрирующий падающие на восток высокоамплитудные оси синфазности; *г* - горизонтный слайс атрибута "силы отражения", показывающий пространственное распределение предполагаемых клиноформ

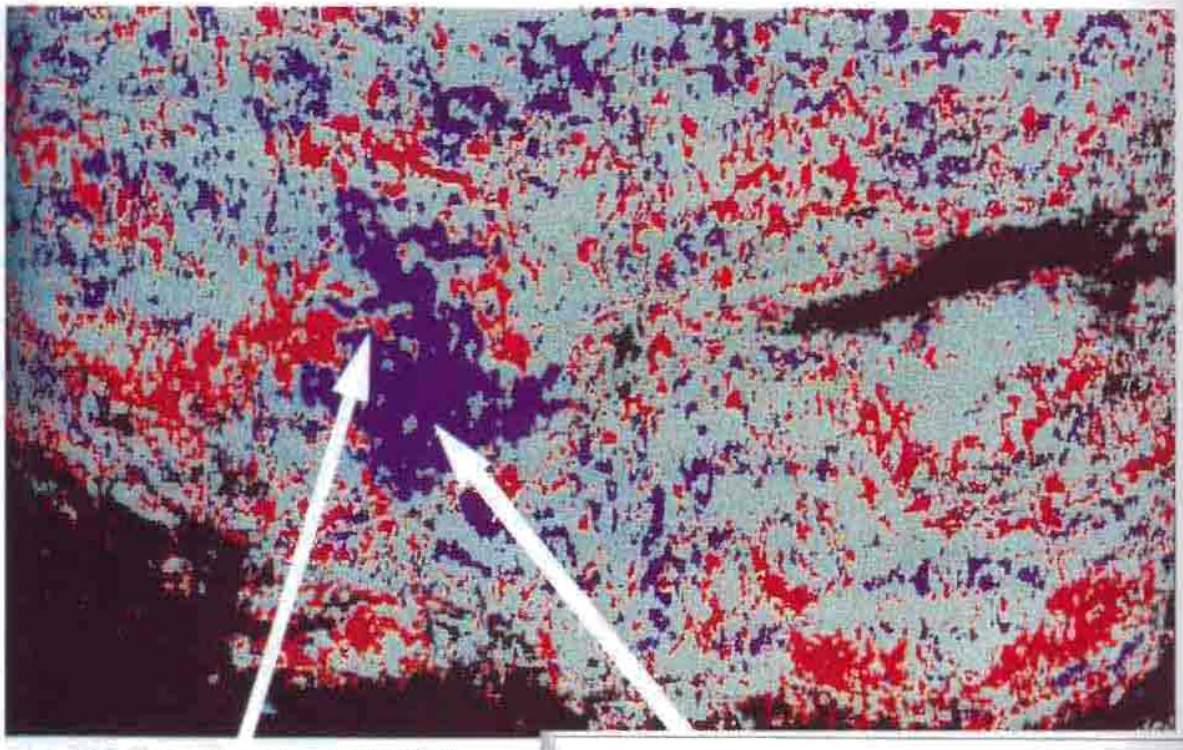
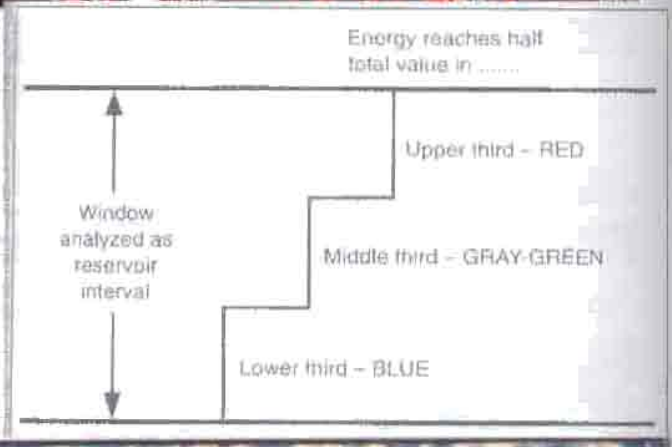


Рис.32.8. Карта распределения атрибута ***energy half-time*** по одному из месторождений Северного моря, отражающая распределение по площади песчаных отложений в изучаемом интервале разреза. Левая стрелка указывает на закрашенные красным цветом участки площади, где песчаная толща находится в верхней части изучаемого интервала. Правая стрелка указывает на участки, закрашенные синим цветом, где песчаная толща находится в нижней части интервала.
Схема, изображенная справа, указывает на принцип выбора цвета изображения карты в зависимости от положения значения времени "половинной энергии" в изучаемом временном окне



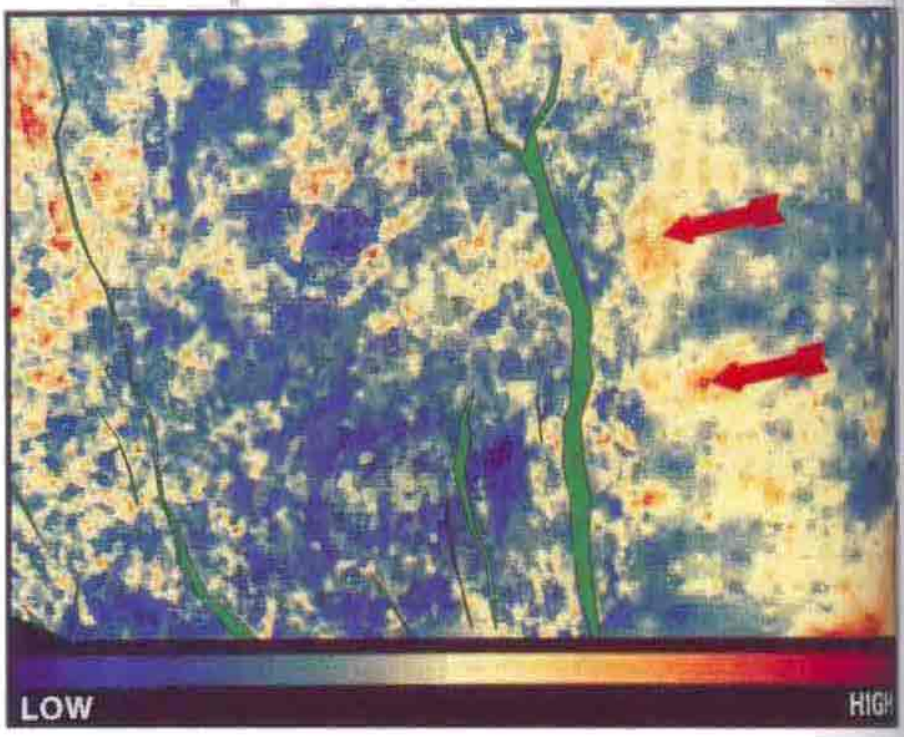
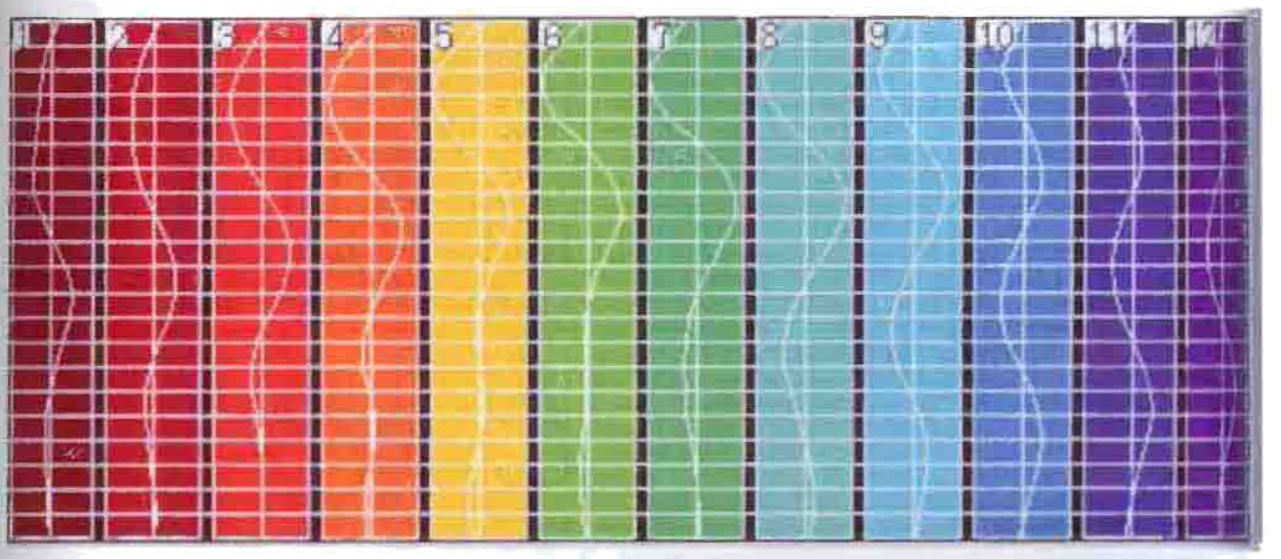


Рис.32.9. Карта среднего значения мгновенной частоты по одному из нефтеносных районов в южной Аргентине. Продуктивные скважины расположены на площади с высокими значениями атрибута средней мгновенной частоты. Эти участки указаны стрелками



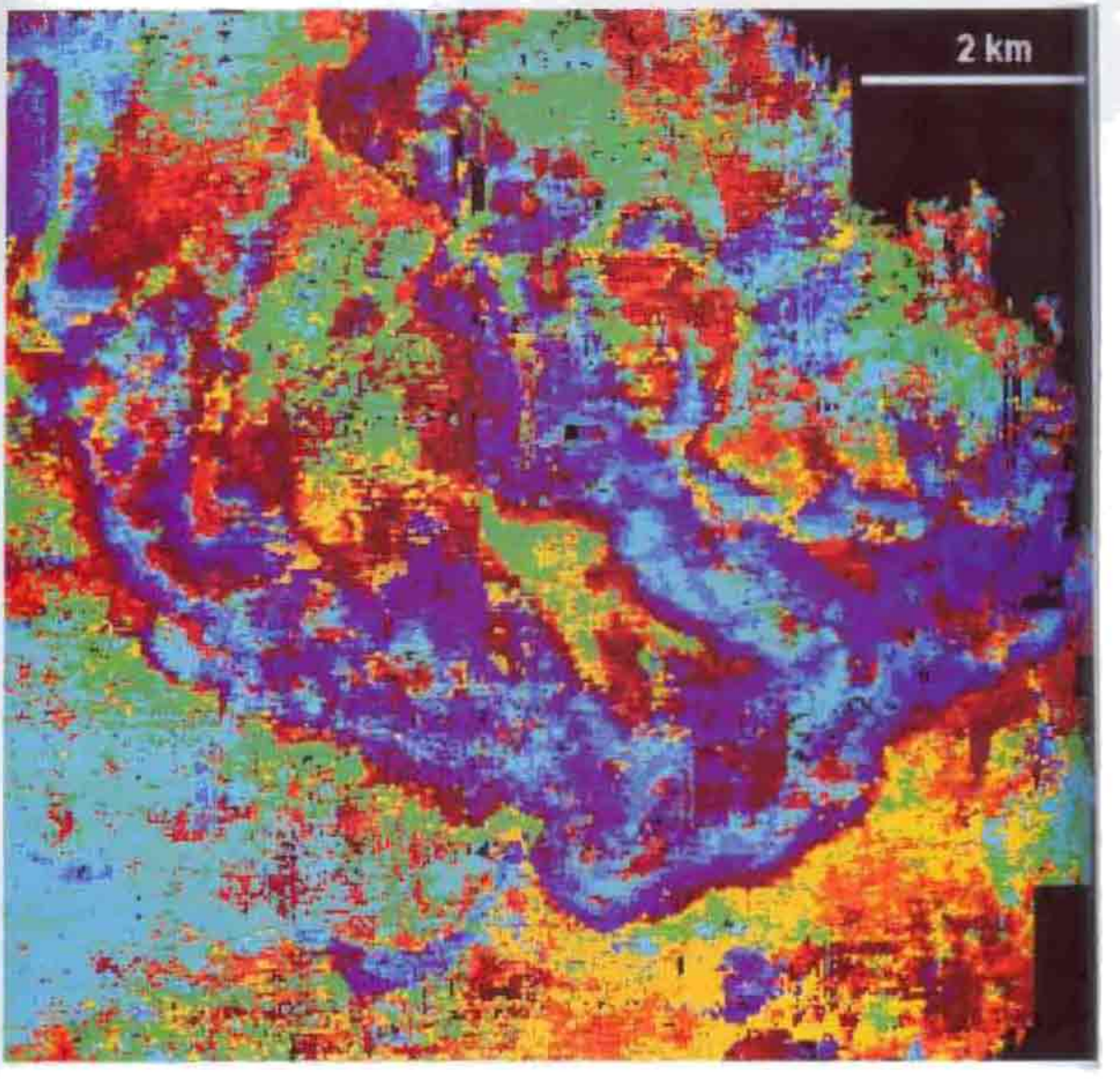


Рис.32.11. Карта (нижний рисунок) распределения сейсмических фаций, показывающая систему погребенных русел. На ней цветом показаны 12 различных типов форм сейсмических волн на записях. Классификация типа формы волны выполнена в соответствии с выше приведенной (вверху) схемой разделения формы записи на 12 эталонных типов

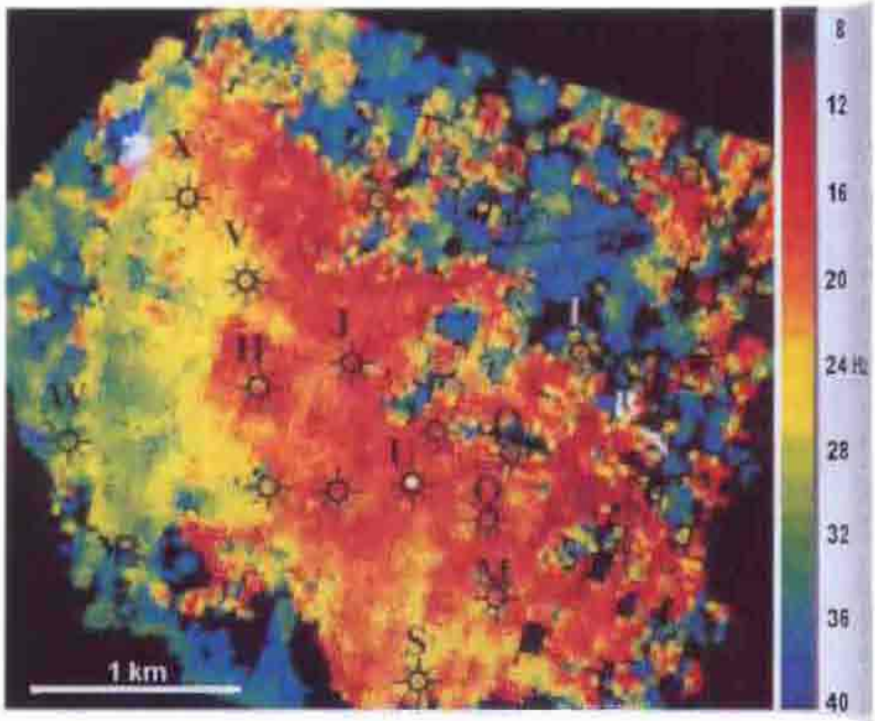


Рис.32.10. Карта распределения атрибута среднеквадратического значения (RMS) мгновенной частоты в окне 40 мс для одной из площадей в южном Техасе. В зонах повышенных значений этого атрибута по скважинам отмечается увеличенное количество песчаных прослоев в изучаемом интервале разреза

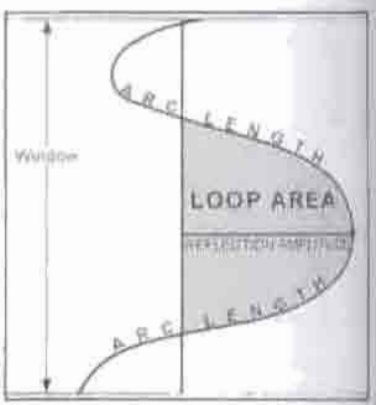
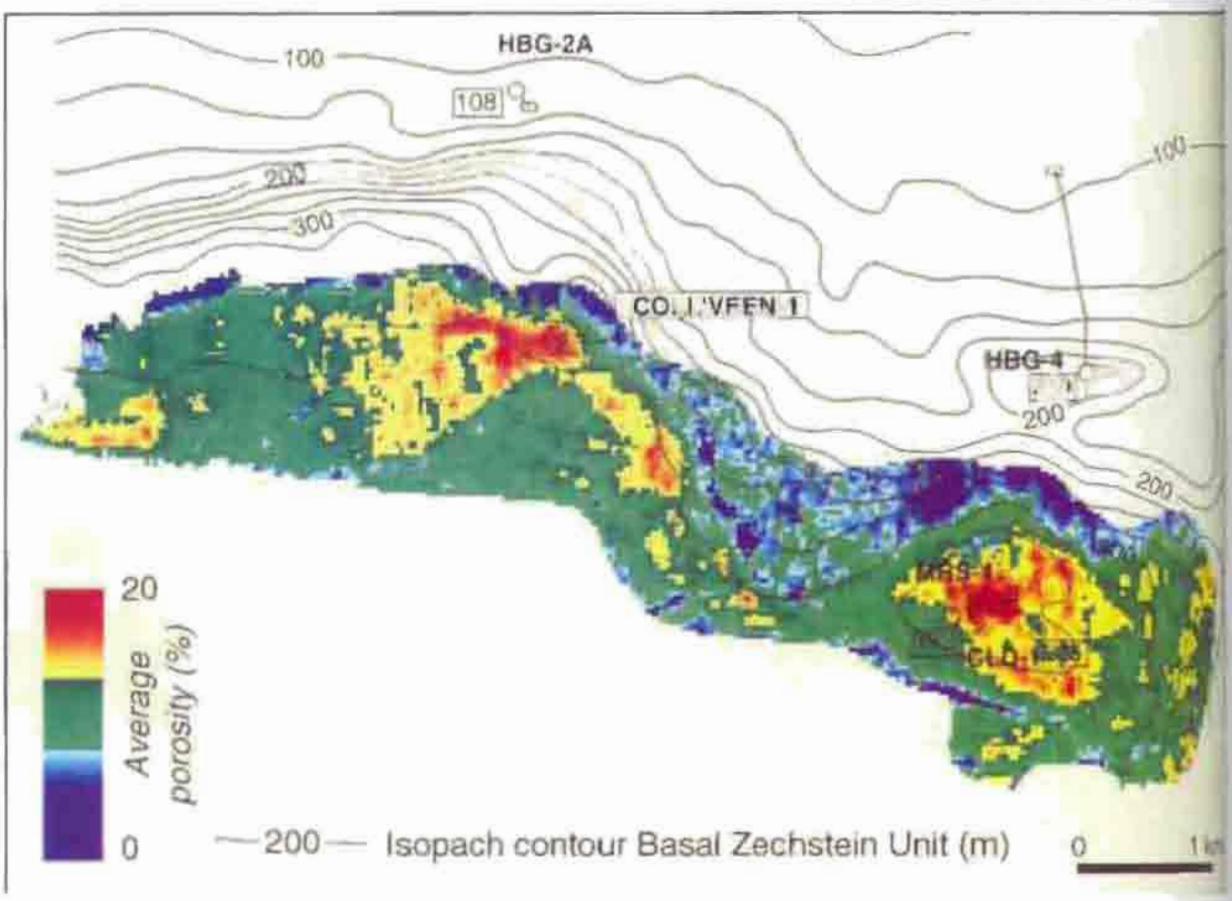


Рис.32.12. Карты распределения (вниз) среднего значения пористости карбонатных отложений одной из геологических формаций на территории Северной Европы. Эта карта построена на основе установленной взаимосвязи атрибута "loop area" и пористости в слое отложений известняков Zechstein. Изолиниями показана мощность пород этой формации. На схеме справа показаны геометрические образы трех различных атрибутов, определяемых в окне сейсмической записи



нормировано по среднеквадратическому уровню этого параметра. Такая форма представления графиков легко позволяла выявлять локальные аномалии параметров и выполнять совместный их анализ. Методы получения большинства из названных атрибутов достаточно подробно изложены в работах Птецова С.Н (Птецов, 1989) и Урупова А.К. (Урупов, 2004).

В качестве примера эффективного использования частотных атрибутов в отечественной практике можно назвать методику использования ***спектрально-временного анализа (СВАН)*** при интерпретации данных сейсмической разведки (Мушин и др., 1990). При интерпретации данных сейсмической разведки по методике структурно-формационного анализа (СВА), разработанной во ВНИИГеофизике, широкое распространение получил способ нахождения ряда динамических атрибутов сейсмической записи с помощью спектрально-временного анализа (СВАН). В названной работе показано, что СВАН–колонка является спектрально-временным образом, характеризующим последовательность седиментационных объектов, слагающих разрез. Получаемая по результатам СВАН–анализа дополнительная геологическая информация о типах седиментационной цикличности *формационных образований* (ФО), регрессивных и трансгрессивных режимах осадконакопления, об относительном распределении в разрезе коллекторов и покрышек, а также перерывов в осадконакоплении и др. — может быть использована на всех этапах и стадиях геологоразведочного процесса.

Исходным материалом для СВАН–анализа служат временные разрезы, полученные как до, так и после миграции – результаты детальной кинематической и динамической обработки. Обычно СВАН–анализ выполняется по фрагменту временного (мигрированного) разреза, включающему 12-24 суммотрасс ОСТ. Совокупность фрагментов трасс, полученных при различных фильтрациях (включая и исходный фрагмент трасс без дополнительной фильтрации) образуют исходную СВАН–колонку. Материалы их анализа в комплексе с другими видами сейсмических материалов (разрезы мгновенных амплитуд, частот, фаз, псевдоакустических разрезов и др.) и являются основой структурно-формационного анализа геологического разреза.

Для выполнения фильтрации СВАН–колонок выбирают такие параметры фильтров, чтобы их операторы были бы подобны по форме, имели бы небольшую длительность во времени с четко выраженным по величине основным максимумом и малыми дополнительными экстремумами. Названным требованиям отвечают двухоктавные нуль–фазовые фильтры с треугольной частотной характеристикой (например: 5-10-20 Гц). Центральные частоты двух соседних фильтров должны удовлетворять условию

$$F_{i+1} = 1.2 * F_i \qquad (32.1)$$

Нижние и верхние граничные частоты фильтров при этом выбираются из условия

$$Fн = 0.5 * Fц; \; Fв = 2.0 * Fц, \qquad (32.2)$$

где $Fн$, $Fц$ и $Fв$ соответственно левая, центральная и правая граничные частоты фильтра.

Например, при $Fн = 10$ Гц и $Fц = 50$ Гц, по сформулированным требованиям получается следующий набор фильтров (в Гц): 5-10-20; 6-12-24; 7-14-28; 8-16-32; 10-20-40; 12-24-48; 14-28-56; 17-34-68; 21-42-84; 25-50-100.

Результатом анализа СВАН–колонки является СВАН-диаграмма, на которую вынесены:

-границы перерывов седиментации - резкие – непрерывными линиями, незеркальные - волнистыми;

-в интервалах разреза, ограниченных перерывами в осадконакоплении, на СВАН–диаграмму выносятся все выделенные оси синфазности, прослеживаемые на СВАН-колонке. Фазы отмечают линией максимальных амплитуд и точкой, соответствующей максимальному значению амплитуды на данном времени (рис.32.13).

Направленные изменения частоты во времени в совокупности с выделенными перерывами позволяют далее завершить интерпретацию СВАН-колонки построением в виде колонки *сейсмоциклитов* - СМЦ–колонки, которая и является конечным результатом анализа сейсмоциклитов на данной точке профиля. В точках профиля, где размещены глубокие скважины, СМЦ-колонки сопоставляются с колонками сейсмоциклитов, выделенных по результатам анализа керна и данных ГИС. От анализа в опорных точках профиля переходят к анализу по латерали. На основании совместного анализа совокупности СВАН–колонок, СМЦ-колонок, развернутых графиков частот и других атрибутов и временных разрезов по профилям (по площади) строят структурно-формационные разрезы и карты.

Особо эффективным оказалось применение СВАН–анализа для выявления (Давыдова и др., 2002; Урупов, 2004) малоамплитудных нарушений, невидимых на волновых изображениях среды. Для этих целей предложено использовать спектрально-временные атрибуты записи, характеризующие плотность распределения их энергетических спектров, как в области частот, так и в области времени. Предложена конструкция 6 таких новых атрибутов, которые скачкообразно реагируют на изменение формы сейсмических сигналов при наличии нарушения и не зависят от времени регистрации отражения и амплитуды нарушения. Эта технология интерпретации сейсмических данных, иллюстративный фрагмент которой показан на рис.32.14, в последнее время начала достаточно интенсивно развиваться и широко использоваться зарубежными исследователями (Gengyi и др., 2006).

Количество атрибутов, используемых при интерпретации данных сейсморазведки, уже сейчас достаточно велико (в некоторых системах достигает 60) и непрерывно продолжает расти (Ампилов, 2004). Поэтому для начального знакомства с *теоретическим обоснованием* этого вида получаемой сейсмической информации мы выбрали для рассмотрения лишь такие, которые, на наш взгляд, с одной стороны, имеют сравнительно наглядное физическое толкование или строгое математическое обоснование, а с другой – наибольшее применение на практике в производственных организациях.

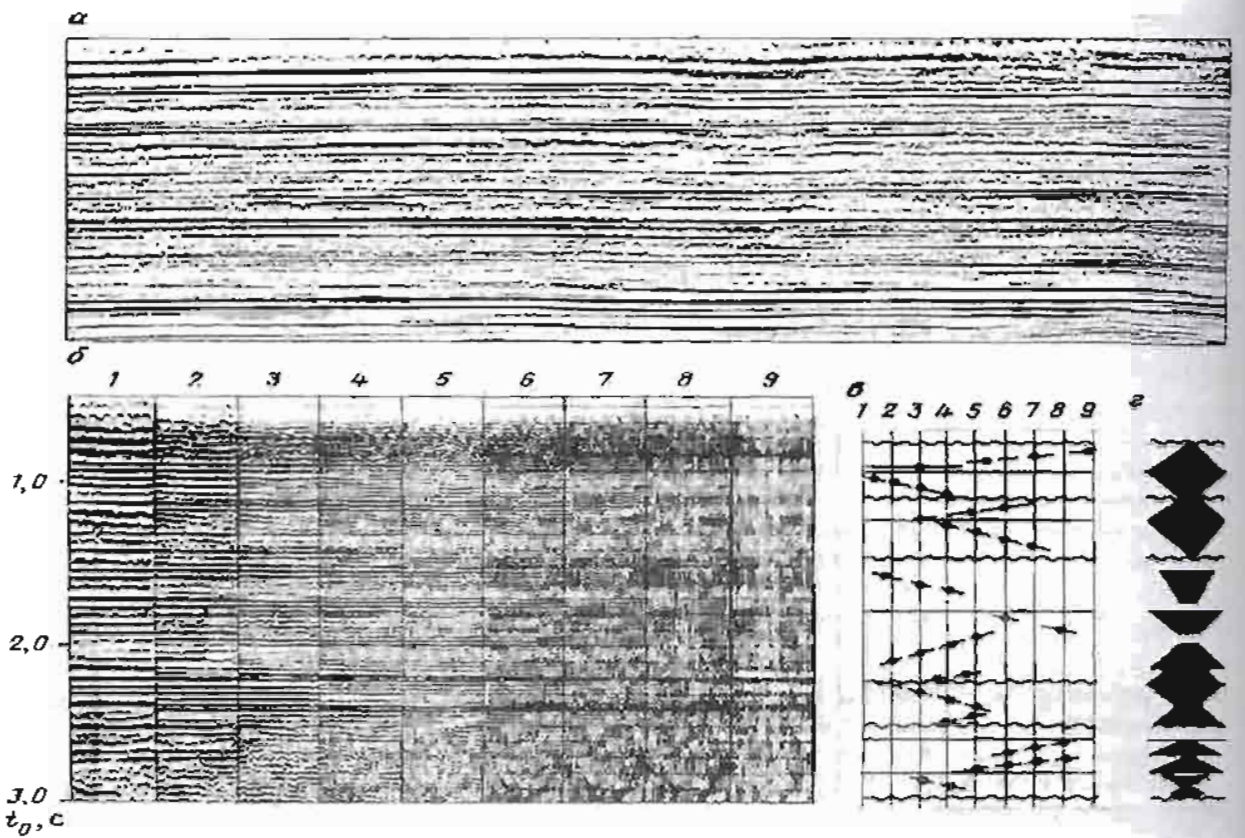


Рис.32.13. Схема получения результатов спектрально-временного анализа (СВАН):
а- исходный временной разрез по одному из районов Западной Сибири;
б - расчетная СВАН - колонка для ряда полосовых фильтров; в - СВАН- диаграмма; г - СМЦ- колонка

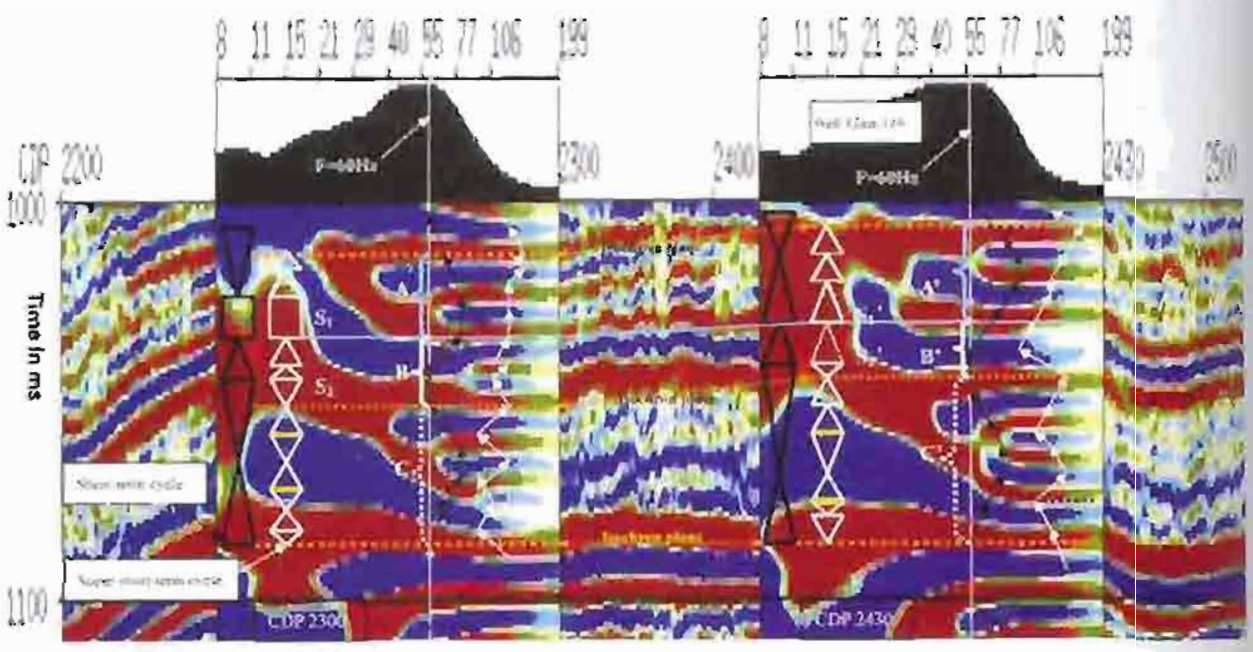


Рис.32.14. Результаты спектрально-временного анализа по профилю ОСТ на одной из площадей осадочного бассейна Сычжо Китайской народной республики.

На фоне стандартного временного разреза ОСТ для двух пикетов профиля (2300 и 2430) на врезках показаны СВАН-диаграммы, полученные путем фильтрации суммотрасс ОСТ двухкаскадным нульфазовым треугольным фильтром с переменным центром полосы пропускания. Над линией профиля изображены частотные спектры суммотрасс ОСТ для этих пикетов.
На фоне СВАН-диаграмм треугольниками и прямоугольниками показаны колонки сейсмоциклитов (СМЦ-колонки): черным цветом, соответствующие низким частотам, белым - высоким частотам. Ориентировка вершин треугольников на СМЦ-колонке характеризует режим осадконакопления в данном временном интервале разреза: трубовершистые фракции расположены вблизи основания треугольника, конвергентные фракции - вблизи его вершины.

32.2. Определение мгновенных характеристик (атрибутов) волнового поля на основе использования преобразования Гильберта

В состав практически всех современных обрабатывающих систем обязательно входят процедуры, позволяющие производить определение серии динамических атрибутов (временных, энергетических, частотных и поглощающих характеристик) сейсмической записи. Сравнительно полный перечень используемых в настоящее время таких атрибутов приведено в выше упомянутой схеме (см. рис.32.1).

Из всего многообразия существующих сейсмических атрибутов наиболее известными на практике являются атрибуты, находимые путем преобразования сейсмических трасс с использованием ***преобразования Гильберта*** (Шериф, Гелдарт, 1987). Выполнение такого преобразования позволяет получать некоторые новые и оригинальные динамические атрибуты сейсмической записи.

Преобразованием Гильберта действительной функции $g(t)$, заданной на оси $-\infty < t < \infty$, называется вещественная функция $\tilde{g}(t)$, определенная равенством

$$\tilde{g}(t) = H\{g(t)\} = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{g(\tau)}{\pi \cdot (t-\tau)} d\tau \quad . \tag{32.3}$$

Из приведенной формулы следует, что преобразование Гильберта есть свертка исходной функции с функцией $-1/(\pi \cdot t)$.

Если предположить, что нам известен комплексный спектр исходной функции, который записан в обычной форме через амплитудный и фазовый спектры

$$G(f) = |G(f)| \cdot \exp(-j \cdot \theta(f)), \tag{32.4}$$

где, $|G(f)| = \sqrt{G_{\mathrm{Re}}^2(f) + G_{\mathrm{Im}}^2(f)}$, $\theta(f) = arctg \dfrac{G_{\mathrm{Im}}(f)}{G_{\mathrm{Re}}(f)}$, (32.5)

то зная, что спектром функции $1/(\pi \cdot t)$ является функция вида $B(f) = 1 \cdot \exp\left(-sign(f) \cdot j \cdot \dfrac{\pi}{2}\right)$, согласно одному из свойств преобразования Фурье (спектр свертки двух функций равен произведению их спектров) мы можем записать спектр функции $\tilde{g}(t)$, являющейся преобразованием Гильберта исходной функции в следующем виде

$$\tilde{G}(f) = |G(f)| \cdot \exp\left(-\left(j \cdot \theta(f) + sign(f) \cdot \frac{\pi}{2}\right)\right). \tag{32.6}$$

Таким образом, преобразование Гильберта $\tilde{g}(t)$ некоторой вещественной функции $g(t)$ имеет точно такой же амплитудный спектр, каким обладает и исходная функция, а ее фазовый спектр смещен относительно фазового спектра исходной функции на величину 90° в положительном направлении по оси частот при положительных частотах и в отрицательном - при отрицательных частотах.

Названные свойства позволяют использовать преобразования Гильберта для получения новой информации о сейсмических трассах и, следовательно, обо всей сейсмической записи.

Обычно сейсмическую трассу представляют в виде

$$S(t) = A(t) \cdot \cos\theta(t), \tag{32.7}$$

где $A(t)$ и $\theta(t)$ - амплитуда и фаза записи. Напомним, что $A(t)$ гладкая, положительная медленно изменяющаяся функция, которая является огибающей, а сомножитель $\cos\theta(t)$ характеризует заполнение огибающей и представляет сравнительно быстро изменяющийся во времени знакопеременный процесс синусоидального типа. Очевидно, что в этом случае сопряженная, по Гильберту, трасса определяется так

$$\tilde{S}(t) = A(t) \cdot \sin\theta(t). \tag{32.8}$$

У этой трассы амплитудный спектр, такой же, как и у исходной трассы, а фазовый спектр - отличается на 90°. Знание двух трасс - обычной (32.7) и сопряженной (32.8) - позволяет определить входящие в сомножители этих выражений динамические характеристики сейсмической записи – амплитуду и фазу. Далее, анализируя фазу, можно сравнительно просто определить частоту. Именно в этом и заключается основной смысл использования преобразования Гильберта. Без применения этого преобразования, имея только сейсмическую трассу (32.7), разделить эти два важных параметра $A(t)$ и $\theta(t)$ нельзя.

Для решения задачи выделения двух основных динамических параметров записи удобнее всего объединить обе трассы, действительную и сопряженную (по Гильберту), в форме одной комплексной функции, соединив их и разделив их с помощью символа мнимой единицы j. Назовем такую комбинацию *комплексной сейсмической трассой* $Z(t)$:

$$Z(t) = A(t) \cdot \cos\theta(t) + j \cdot A(t) \cdot \sin\theta(t) = A(t) \cdot \exp[j \cdot \theta(t)]. \qquad (32.9)$$

Эта трасса имеет модуль $A(t)$, который является огибающей комплексной трассы. Величину $A(t)$ принято называть ***мгновенной амплитудой*** (или ***силой отражения - reflection strength***) сейсмической записи.

Функция $$\theta(t) = arctg\left(\tilde{S}(t)/S(t)\right). \qquad (32.10)$$

определяет так называемую ***мгновенную фазу*** сейсмической записи.

Дифференцируя мгновенную фазу $\theta(t)$ по времени, можно получить еще один параметр - ***мгновенную частоту***. Продифференцировав функцию, определяемую формулой (32.7), можем получить выражение для мгновенной частоты в следующем виде

$$f_a = \frac{1}{2\pi} \cdot \frac{d\theta(t)}{dt} = \frac{1}{2\pi} \cdot \frac{S(t) \cdot \tilde{S}'(t) - \tilde{S}(t) \cdot S'(t)}{S^2(t) + \tilde{S}^2(t)}. \qquad (32.11)$$

Образное представление о взаимосвязи комплексной, реальной и сопряженной сейсмических трасс дают графики (Шериф, Гелдарт, 1987), представленные на рис.32.15.

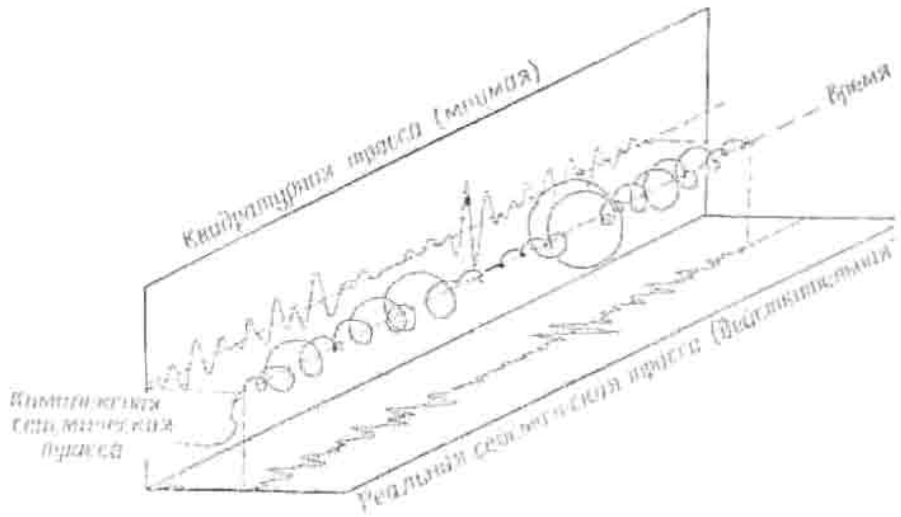


Рис.32.15. Пространственная взаимосвязь между комплексной, реальной и сопряженной (мнимой) сейсмическими трассами

Таким образом, мгновенные параметры сейсмической записи легко можно определить, если имеется преобразованная по Гильберту сейсмическая трасса. Вычисление интегрального преобразования (32.3) на практике сводится к вычислению его дискретного аналога (Taner, 1979).

$$\tilde{g}(i \cdot \Delta t) = \frac{1}{\pi} \cdot \sum_{n=-\infty}^{\infty} g(i \cdot \Delta t - n \cdot \Delta t) \cdot \frac{1 - \exp(j \cdot \pi \cdot n)}{n} = \frac{2}{\pi} \cdot \sum_{n=-\infty}^{\infty} g(i \cdot \Delta t - n \cdot \Delta t) \cdot \frac{\sin^2(\pi \cdot n/2)}{n}. \qquad (32.12)$$

Практически вычисление преобразования Гильберта сводится к свертке исходной трассы с фильтром ограниченной длины. Его импульсная характеристика может быть представлена формулой

$$\frac{2}{\pi} \cdot \left(\ldots, -\frac{1}{2n+1}, 0, -\frac{1}{2n-1}, \ldots, -\frac{1}{5}, 0, -\frac{1}{3}, 0, -1, 0, 1, 0, \frac{1}{3}, 0, \frac{1}{5}, 0, \ldots, \frac{1}{2n-1}, 0, \frac{1}{2n+1}, \ldots \right). \qquad (32.13)$$

На основании выше приведенных формул в обрабатывающих системах встроены алгоритмы преобразования исходной сейсмической записи (временного разреза ОСТ) в значения названных атрибутов.

Для понимания причинно-следственных связей между свойствами сейсмической трассы и видом графиков получаемых атрибутов, рассмотрим результаты простейшего моделирования. На рис.32.16 показаны действительные и сопряженные трассы для модельной сейсмограммы, рассчитанной с использованием импульса Риккера. При этом в качестве модельной сейсмической трассы использовалась трасса, состоящая из помещенных на временах 100, 200 и 300 мс трех импульсов Риккера. Кроме различного времени вступления импульсы имели различные амплитуды (1, 2 и 0.5 единиц) и средние частоты (30, 60 и 90 Гц). Здесь же показаны также трассы мгновенных амплитуд, фаз и косинусов мгновенных фаз и мгновенных частот. Расчет сопряженной по Гильберту трассы выполнялся с помощью свертки исходной трассы (1) с оператором фильтра (32.12). На графиках хорошо видно, что сопряженная трасса отличается по фазе так же, как синусоида отличается от косинусоиды: т. е. сдвигом на 90°. График мгновенных амплитуд (3) является огибающей как для сейсмической трассы (1), так и для сопряженной трассы (2). Он показывает правильное значение амплитуд в моменты времени, соответствующие центру импульсов. На трассе мгновенных фаз (4) находят отображение как ширина сигнала, так его частота. Это проявляется в увеличении частоты резких переходов графика через нуль. Более плавный график представляет собой трасса косинуса мгновенной фазы. В данном случае для

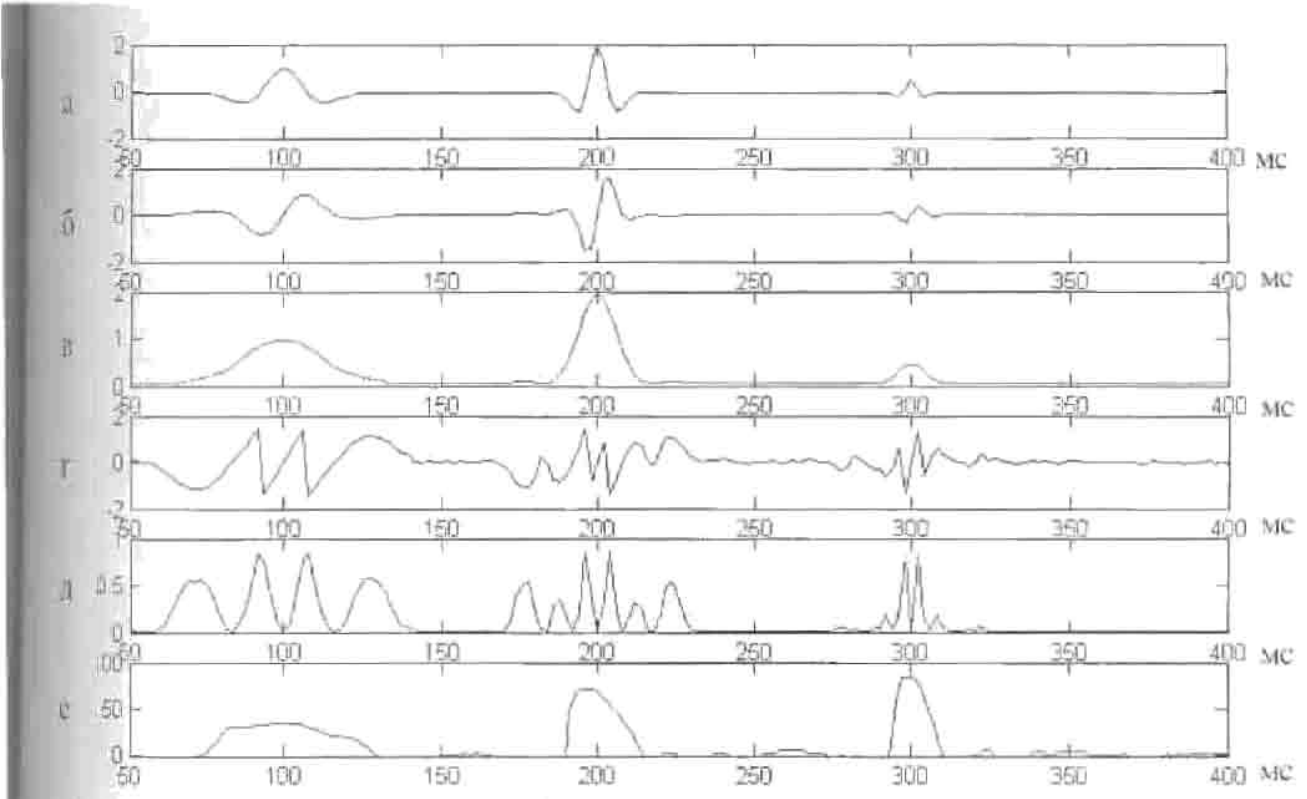


Рис.32.16. Действительная (а) и сопряженная (б) сейсмические трассы, соответствующие теоретической сейсмограмме, а также трасса мгновенных амплитуд (в), трасса мгновенных фаз (г), трасса косинусов мгновенных фаз (д) и трасса мгновенных частот (е). В качестве модельной сейсмической трассы использовалась трасса, состоящая из помещенных на временах 100, 200 и 300 мс трех импульсов Риккера с различными амплитудами (1, 2 и 0,5 единиц) и средними частотами 30, 60 и 90 Гц

большей выразительности показан график функции $1-\cos\theta(t)$. И, наконец, на графике мгновенных частот, которые были предварительно усреднены с помощью медианного фильтра, хорошо проявляются значения частот, присутствующих в спектре импульсов Риккера.

В силу присутствия высокочастотной составляющей в значениях этих атрибутов, особенно в значениях фазы и частоты, на практике нередко определяются ***средние мгновенные значения*** (Урупов А.К., 2004) или ***среднеквадратичные*** (***RMS***) значения этих параметров в движущемся временном окне размером T.

Обычно рассчитывают

- среднюю мгновенную амплитуду
$$\overline{A}(t)=\left(\frac{\Delta t}{T}\right)\cdot\sum_{i}\sqrt{g^2(t)+\tilde{g}^2(t)}\,; \tag{32.14}$$

- среднюю мгновенную фазу
$$\overline{\theta}(t)=\left(\frac{\Delta t}{T}\right)\cdot\sum_{i}arctg\,\frac{\tilde{g}(t)}{g(t)}\,. \tag{32.15}$$

Часто вместо мгновенной фазы в системах обработки находят применение более плавно меняющиеся мгновенные характеристики

- синус и косинус средней мгновенной фазы

$$\sin\overline{\theta}(t)=\left(\frac{\Delta t}{T}\right)\cdot\sum_{i}\sin\left(arctg\,\frac{\tilde{g}(t)}{g(t)}\right);\quad \cos\overline{\theta}(t)=\left(\frac{\Delta t}{T}\right)\cdot\sum_{i}\cos\left(arctg\,\frac{\tilde{g}(t)}{g(t)}\right). \tag{32.16}$$

- среднюю мгновенную частоту

$$\overline{\theta}(t)=\left(\frac{\Delta t}{T}\right)\cdot\sum_{i}\frac{g(t)\cdot\tilde{g}(t+\Delta t)-\tilde{g}(t)\cdot g(t+\Delta t)}{g^2(t)+\tilde{g}^2(t)}\,. \tag{32.17}$$

Кроме упомянутых мгновенных характеристик волнового поля, возможно (Птецов, 1989) вычисление и других аналогичных характеристик (атрибутов) сейсмической записи – мгновенной скорости, когерентности и др.

Найденные таким образом численные значения этих характеристик могут выступать как в качестве базовых атрибутов при выполнении задач прогнозирования свойств, так и в качестве самостоятельных вариантов временных изображения геологической среды. В первом случае поля найденных атрибутов

выступают в качестве информационной основы для инверсии данных сейсмической разведки на базе комплекса с материалов ГИС. Во втором случае построенные новые изображения геологической среды выступают в качестве самостоятельных объектов интерпретационного анализа при изучении геологической среды.

Чаще всего на практике успешно используют новые временные разрезы ***мгновенной амплитуды, мгновенной фазы и мгновенной частоты***. В качестве примера на рис.32.17 показан фрагмент временного разреза (Yilmaz, 2001). По характеру рисунка волнового поля можно предположить наличие в разрезе газового резервуара. На временном разрезе можно выделить как кровлю резервуара, так и его подошву - газонефтяной контакт. Отражение от контакта в волновом поле проявляется в виде так называемого "яркого пятна". Для подтверждения выдвинутых предположений о природе зарегистрированного волнового поля были рассчитаны и построены временные разрезы рассматриваемых мгновенных характеристик (рис.32.18). На них достаточно четко видна характерная аномалия *мгновенных амплитуд* и улучшение непрерывности прослеживания отражения на разрезе *мгновенных фаз*.

В общем случае особенности разрезов параметра *мгновенной амплитуды* могут быть связаны с литологическими изменениями на границах пластов, несогласными напластованиями и, даже, с залежами нефти и газа. Сбросы, угловые несогласия, зоны выклинивания чаще проявляются на разрезах *мгновенных фаз* в виде нарушения фазовой непрерывности. Разрезы *мгновенных фаз* несут также информацию об изменении полярности сейсмических сигналов на границах, что позволяет прогнозировать вещественный состав пород разреза. Аналогичную информацию несут и разрезы *мгновенной частоты*. Если еще при этом разрезы этих параметров изобразить в цвете, то они становятся достаточно информативными и важными материалами при комплексном геолого-геофизическом истолковании результатов сейсмической разведки.

Рассмотренные атрибуты Гильберт–преобразования можно трактовать и как некоторые, достаточно формальные атрибуты сейсмической записи, характеризующие некоторые особенности волнового поля. С их помощью возможен более детальный визуальный анализ волнового поля, который помогает обнаружить те тонкие особенности поля, которые не были замечены при просмотре стандартных временных разрезов. Это позволяет существенно повысить объективность качественного анализа временных разрезов. Особо следует подчеркнуть, что эти атрибуты, наравне с другими, играют важную роль при прогнозе фильтрационно-емкостных свойств резервуаров на основе применения математического аппарата *многомерного корреляционного анализа*.

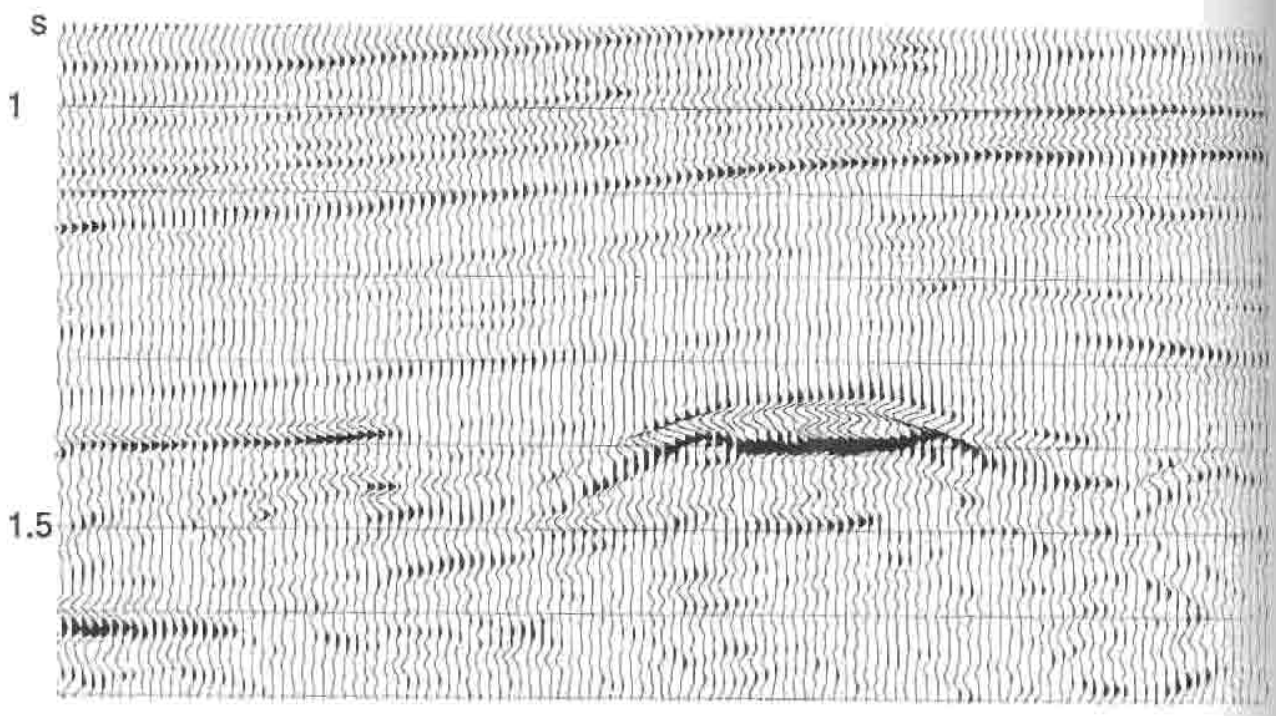


Рис.32.17 Фрагмент временного разреза ОСТ, на котором отчетливо видно изображение газового резервуара. Аномально интенсивное отражение от газо-нефтяного контакта на времени 1,4 с проявляется в виде так называемого "яркого пятна"

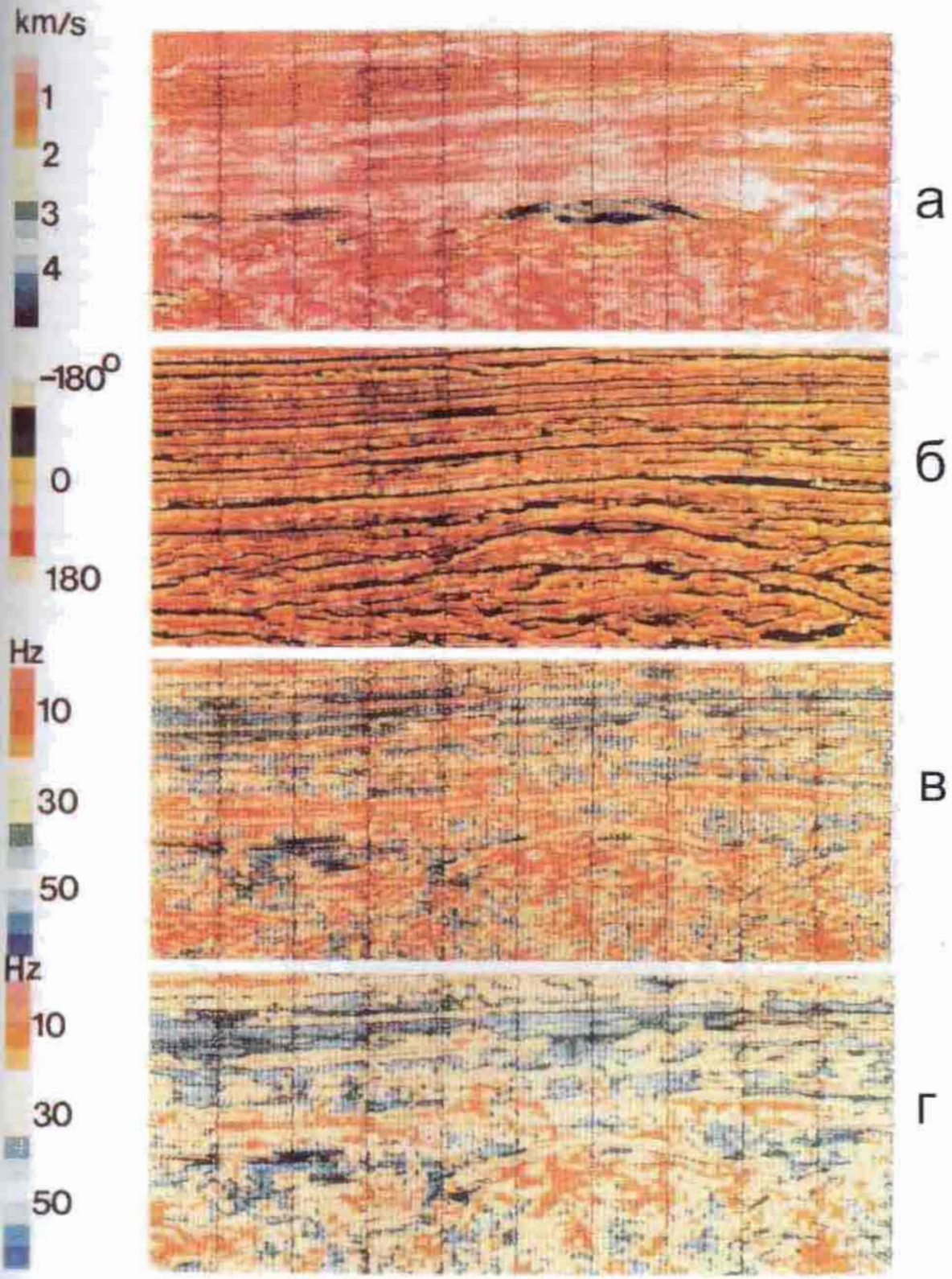


Рис.32.18. Пример временных разрезов мгновенных атрибутов сейсмической записи, показанной ранее на рис.32.17.

Разрезы:а - мгновенных амплитуд; б - мгновенных фаз;
в - мгновенных частот; г - средних значений мгновенных частот

32.3. Прогнозирование геологического разреза и прямые поиски залежей углеводородов

Широкое внедрение новейшей вычислительной техники в последние десятилетия создало реальные предпосылки для резкого ускорения и усложнения технологии обработки данных сейсморазведки. Это позволило начать практическую реализацию зародившегося еще в середине 70-х годов (Гогоненков, 1987; Птецов, 1989) нового направления в сейсморазведке месторождений нефти и газа – ***прогнозирование геологического разреза*** (ПГР). Переход на цифровую запись и многократные системы наблюдений открыли возможность оценки вещественного состава и свойств отдельных пластов и прогнозирования нефтегазонасыщенности отдельных резервуаров геологической среды. Последующие шаги в этом направлении привели к повышению детальности исследований, открыли новые возможности в расчленении геологической среды на тела мощностью в десятки и даже единицы метров.

Прогнозирование геологического разреза - это программно-методический комплекс средств специальной совместной обработки и интерпретации данных сейсморазведки и геофизических методов исследования скважин (ГИС) с целью определения вещественного состава осадков, выявления и оценки продуктивных толщ и их нефтегазоперспективности. Главной особенностью ПГР является то обстоятельство, что при интерпретации основным объектом изучения являются не отдельные сейсмические границы, а *часть геологического разреза осадочной толщи*. С помощью программно-методического комплекса ПГР можно решать следующие задачи:

- выполнять детальное расчленение слоистых неоднородных осадочных толщ;
- делать прогноз вещественного состава осадков, в том числе литологии и углеводородосодержания для продуктивных толщ молодых кайнозойских осадочных комплексов;
- осуществлять прогноз коллекторских свойств песчаных тел, включая оконтуривание зон выклинивания песчаных коллекторов;
- вести поиски и разведку неантиклинальных ловушек, в том числе путем выявления биогермов и палеорифов, трассирования палеоруслов и погребенных эрозионных долин, давать прогноз полезных структурно-литологических ловушек;
- выполнять прогнозирование вещественного состава разреза в точках заложения глубоких разведочных скважин;
- осуществлять сейсмостратиграфическое прогнозирование нефтеперспективных объектов.

Теоретико-методическую основу ПГР составляют, главным образом, следующие алгоритмы преобразования информации:

- восстановления амплитуд сейсмических записей;
- динамического анализа сейсмической записи;
- псевдоакустического преобразования записей;
- комплексного использования данных каротажа скважин.

Псевдоакустический каротаж (ПАК)

Псевдоакустическим каротажем (ПАК) называется преобразование сейсмических записей отраженных волн в кривые, подобные графикам пластовой скорости (акустической жесткости), получаемым по данным акустического каротажа скважин. Часто именно такое преобразование называют собственно ***сейсмической инверсией***.

Для выполнения преобразования ПАК пригодны сейсмические записи, содержащие только однократно отраженные волны. При этом необходимо, чтобы были восстановлены истинные (относительные) величины амплитуды отраженных волн (записи СОА). Преобразования сейсмических записей по методике ПАК включают в себя несколько видов операций:

- преобразование исходных записей в импульсную трассу (сейсмограмму);
- преобразование импульсной сейсмограммы в последовательность коэффициентов отражений;
- переход от последовательности коэффициентов отражения к распределению акустической жесткости или скорости в среде.

Для решения первой из названных задач широко используется один из видов фильтрации - деконволюция. Она позволяет существенно сжать (во времени) сейсмический сигнал и, тем самым, повысить амплитудную выразительность сигналов и их разрешенность во времени. Переход от импульсной формы записи сейсмических сигналов к коэффициентам отражения базируется на допущении о прямой связи амплитуды сигнала A и коэффициента отражения R (при нормальном падении)

$$A_j = CR_j = C\frac{\gamma_{j+1} - \gamma_j}{\gamma_{j+1} + \gamma_j}, \qquad (32.18)$$

где $\gamma_{j+1} = V_{j+1}\rho_{j+1}$ и $\gamma_j = V_j\rho_j$ - акустические жесткости ниже и выше отражающей границы, A_j - амплитуда отраженной волны, R_j - коэффициент отражения для j-й границы при нормальном падении волны сверху для границы C - коэффициент пропорциональности.

Из выражения (32.18) можно получить следующую рекуррентную формулу

$$\gamma_j = \gamma_0 \cdot \prod_{i=1}^{j}\left(\frac{1+R_i}{1-R_i}\right), \tag{32.19}$$

Необходимость выполнения очевидного равенства средних значений акустической жесткости, вычисляемой по создаваемому расчетному графику и исходной пластовой модели среды означает, что должно выполняться следующее равенство

$$\frac{\gamma_0}{J}\cdot\sum_{j=1}^{J}\prod_{i=1}^{j}\left(\frac{1+R_i}{1-R_i}\right)=\frac{1}{T}\cdot\sum_{n=1}^{N}V_n\rho_n\Delta T_n, \tag{32.20}$$

где J-число элементарных слоев в расчетном графике акустической жесткости (число дискретов графика); V_n и ρ_n -скорость и плотность в пласте n; ΔT_n - время пробега волны в пласте n; N - число пластов в принятой пластовой модели среды; T- общая временная длительность интервала анализа.

Из этой формулы вытекает

$$\gamma_0 = \frac{\sum_{n=1}^{N}V_n\rho_n\Delta T_n}{\Delta t\cdot\sum_{j=1}^{J}\prod_{i=1}^{j}\left(\frac{1+R_i}{1-R_i}\right)}, \tag{32.21}$$

где Δt - шаг дискретизации сейсмической трассы.

С учетом полученного результата и рекуррентной формулы (32.19) будем иметь следующую формулу для определения акустической жесткости

$$\gamma_j = \frac{\sum_{n=1}^{N}V_n\rho_n\Delta T_n\cdot\prod_{i=1}^{j}\left(\frac{1+R_i}{1-R_i}\right)}{\Delta t\cdot\sum_{j=1}^{J}\prod_{i=1}^{j}\left(\frac{1+R_i}{1-R_i}\right)}. \tag{32.22}$$

Эта формула позволяет последовательно вычислять акустическую жесткость элементарного слоя по известным значениям амплитуд отраженных волн.

В разрезах, где между скоростью и плотностью горных пород существует устойчивая корреляционная связь типа Гарднера

$$\rho_i = mV_i^{\alpha} \tag{32.23}$$

коэффициент отражения будет равен

$$R_i = \frac{V_{i+1}^{1+\alpha}-V_i^{1+\alpha}}{V_{i+1}^{1+\alpha}+V_i^{1+\alpha}}. \tag{32.24}$$

Конечной целью таких расчетов в этом случае может быть оценка распределения в разрезе скорости распространения продольных волн. При сделанных предположения формула (32.22) заменяется на следующую

$$V_j = \frac{\left(\sum_{n=1}^{N}V_n\Delta T_n\right)\cdot\prod_{i=1}^{j}\left(\frac{1+R_i}{1-R_i}\right)^{\frac{1}{1+\alpha}}}{\Delta t\sum_{j=1}^{J}\prod_{i=1}^{j}\left(\frac{1+R_i}{1-R_i}\right)^{\frac{1}{1+\alpha}}}. \tag{32.25}$$

При необходимости полученные графики акустической жесткости (или скорости) могут быть сглажены на заданной линейной базе вдоль профиля и преобразованы из масштаба времени пробега волн в масштаб глубин. Координаты расчетных точек по глубине, соответствующие j-отсчету времени могут быть определены по формуле

$$z_j = \Delta t\cdot\sum_{i=0}^{j}V_i + z_0, \tag{32.26}$$

где z_0-глубина начальной точки интервала анализа.

Несмотря на простоту приведенных формул, вследствие необходимости выполнения операций масштабирования, выбора полярности и редактирования преобразование сейсмического разреза в разрез акустических жесткостей представляет собой сложную и многоэтапную вычислительную процедуру.

В качестве примера, иллюстрирующего возможности ПАК (Гогоненков, 1987), рассмотрим временной разрез, полученный с восстановлением истинных соотношений амплитуд (рис.32.19). На времени 1.8 с в центральной

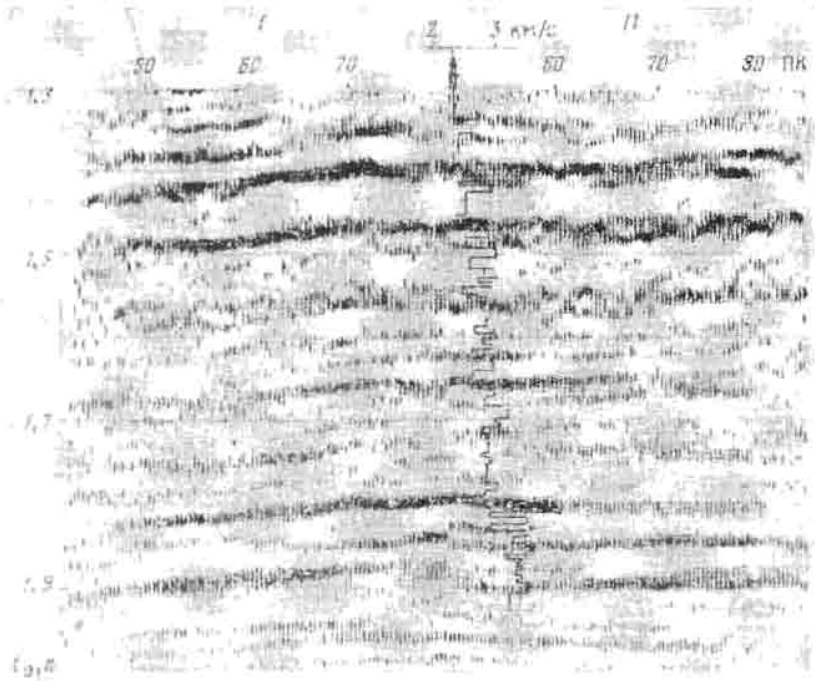


Рис.32.19. Временной разрез с сохранением соотношения истинных амплитуд и график акустического каротажа по скважине глубокого бурения

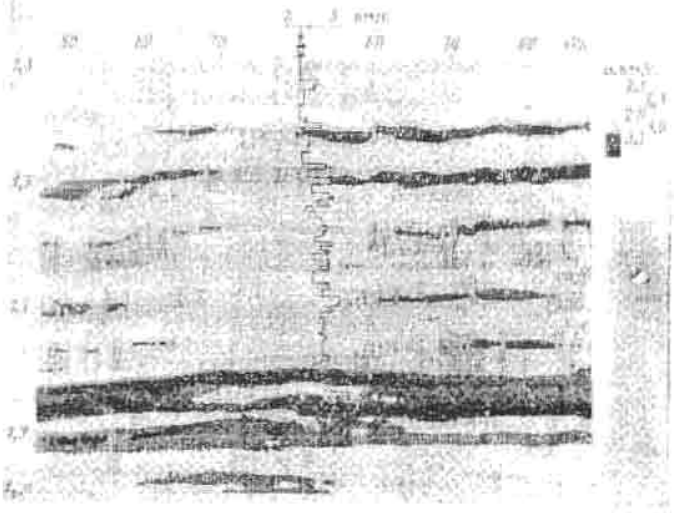


Рис.32.20. Расчетная псевдоакустическая модель временного разреза, показанного на рис.32.19, совмещенная с графиком акустического каротажа по скважине глубокого бурения

части разреза в своде поднятия выделяется резкая аномалия амплитуд, позволяющая предположить наличие либо газовой залежи, либо слоев с высокой пластовой скоростью. Выполненный по всему разрезу псевдоакустический каротаж, результаты которого показаны в виде тонового изображения на рис.32.20, подтвердил наличие в разрезе в рассматриваемом временном интервале отложений с высокой скоростью. Это обстоятельство существенно изменило представление о перспективности рассматриваемого поднятия. В результате бурения на своде поднятия месторождения газа не обнаружено. По данным акустического каротажа, выполненного в глубокой скважине, рассматриваемый интервал действительно характеризуется повышенной пластовой скоростью. Прогноз упругих свойств разреза по методу ПАК хорошо совпал с данными акустического каротажа.

Технология ПАК дает возможность уверенно изучать физические свойства горных пород по профилю исследований. При наличии даже ограниченного числа опорных скважин технология ПАК позволяет получать представление о свойствах геологического разреза в межскважинном пространстве. Сказанное иллюстрируется материалами, показанными на рис.32.22. Материалы ПАК позволили, опираясь на данные акустического каротажа выполненного в трех скважинах, уверенно проследить распространение основных литологических разностей пород в межскважинном пространстве.

Следует заметить, что в силу ограниченности спектра используемых сейсмических волн для фактического выполнения расчетов по технологии ПАК, во всех случаях, где это возможно, необходимо выполнять привязку результатов таких расчетов к опорным значениям упругих свойств в отдельных слоях, находимым по данным ГИС.

Псевдоакустические преобразования сейсмической записи нередко в узком смысле слова называют ***инверсией сейсмических данных***. Такое толкование термина *"инверсия"* достаточно распространено в

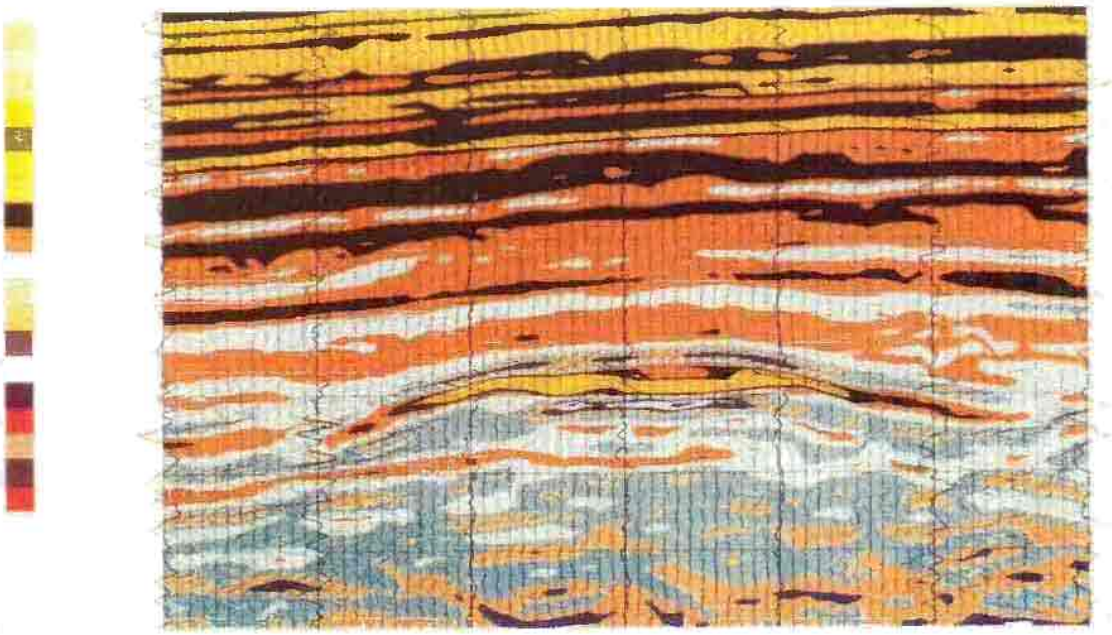


Рис.32.21. Разрез псевдоакустической жесткости, рассчитанный для фрагмента временного разреза ОСТ, показанного на рис.32.17 разрез псевдоакустической жесткости

отечественной литературе. Однако в последнее время понятие инверсии сейсмических данных понимается достаточно широко (Yilmaz, 2001). Под термином "инверсия" нередко понимают любое преобразование исходного волнового поля, направленное на получение представления о характере распределения упругих (и других!) свойств в геологической среде или ее части. Именно такой взгляд на понятие инверсии принят авторами при изложении материалов данного пособия.

Прямые поиски углеводородов

К рассматриваемой группе вопросов тесно примыкает и вопрос о возможности *прямых поисков залежей углеводородов сейсмическим методом*. Этот вопрос уже долгие годы широко обсуждается в среде сейсморазведчиков. Реальные возможности прямого обнаружения залежей углеводородов по зарегистрированным интенсивным амплитудным аномалиям открылись лишь тогда, когда регистрирующая аппаратура и системы обработки позволили получать записи в истинных амплитудах. Только получение сейсмических временных разрезов в истинных амплитудах (СОА) в сочетании с детальным изучением характера распределения в разрезе интервальной скорости и /или акустической жесткости объективно позволяет ставить вопрос о возможности прямого обнаружения залежей углеводородов. В частности, аномально высокие отрицательные значения коэффициентов отражения между газонасыщенным коллектором и вышележащими глинистыми породами покрышки порождают появление интенсивных амплитудных аномалий на сейсмической записи. Такие аномалии амплитуд отраженных волн (Hilterman, 2001) принято называть "***яркими пятнами***"(***bright spot***) (рис.32.23, а также см. рис.32.17). Граница между газовой залежью и другой частью резервуара, заполненного нефтью или водой, проявляется на сейсмических временных разрезах в виде плоской субгоризонтальной оси синфазности. Запись такого отражения на практике принято называть "***плоским пятном***" (***flat spot***). Фрагмент временного разреза с отчетливой записью отражения от газонефтяного контакта (ГНК) показан на рис.32.24.

К сожалению, приведенные выше материалы были получены в то время, когда цветные изображения результатов сейсморазведочных работ использовались крайне ограниченно. Поэтому выразительность приведенных рисунков невелика.

Показанный на рис. 32.17 фрагмент временного разреза, как было ранее сказано, позволяет предположить, наличие в разрезе газового резервуара. Этим может быть объяснено наличие интенсивного и субгоризонтального отражения на времени 1,4 с. Для подтверждения этого предположения для данного фрагмента временного разреза был рассчитан (Yilmaz, 2001) временной разрез псевдоакустической жесткости (рис.32.21). Его анализ позволяет по характеру распределения акустической жесткости достаточно уверенно утверждать, что в данном разрезе действительно имеется контакт газовой и нефтяной залежей.

В некоторых случаях прямым индикатором наличия в разрезе газовой залежи может служить появление на временном разрезе так называемого "***темного пятна***"(***dim spot***) - область отсутствия регулярной записи. Причина появления такой особенности сейсмической записи может быть объяснена низким импедансом газонасыщенных песчаников или известняков и таким же низким импедансом глиняной покрышки. Такой характер сейсмической записи показан на фрагменте временного разреза, приводимого на рис.32.25.

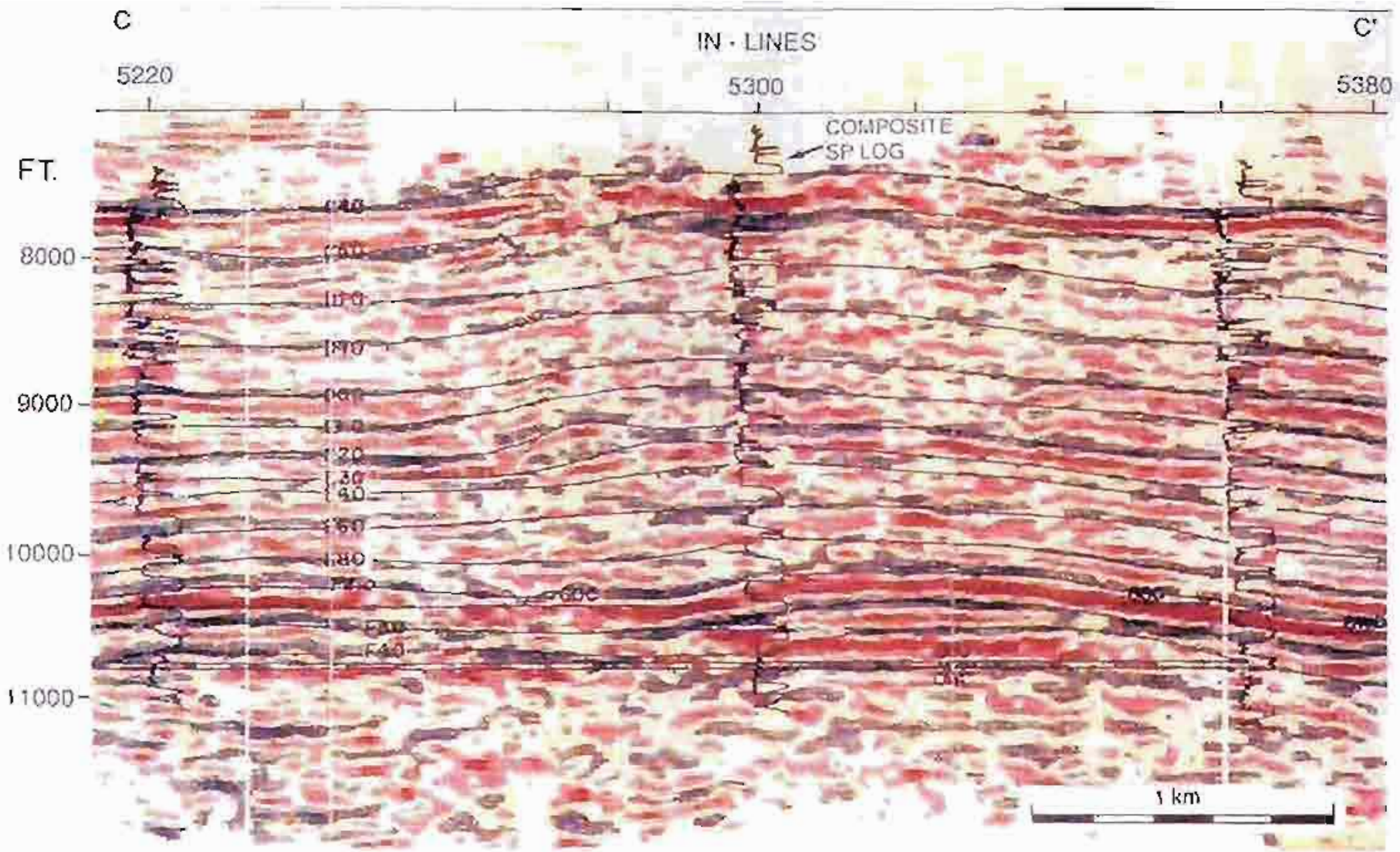


Рис.32.22. Фрагмент глубинного разреза псевдоакустической жесткости, полученный по материалам сейсмических исследований на одном из месторождений в Нигерии. Слева на рисунке показаны отметки по вертикали в футах (1 фут = 0.305 м). На пикетах 5220, 5300 и 5360 черным цветом приведены графики акустического каротажа по трем имеющимся на профиле скважинам.

Цветом от красного до желтого обозначены палеодельтовые песчаные русловые отложения различной пористости. Оттенки серо-коричневого цвета соответствуют глинистым сланцам. Светлые пятна соответствуют песчано-глинистым образованиям. Тонкими темными линиями показаны результаты межскважинной корреляции, выполненные по каротажу акустической жесткости горных пород.

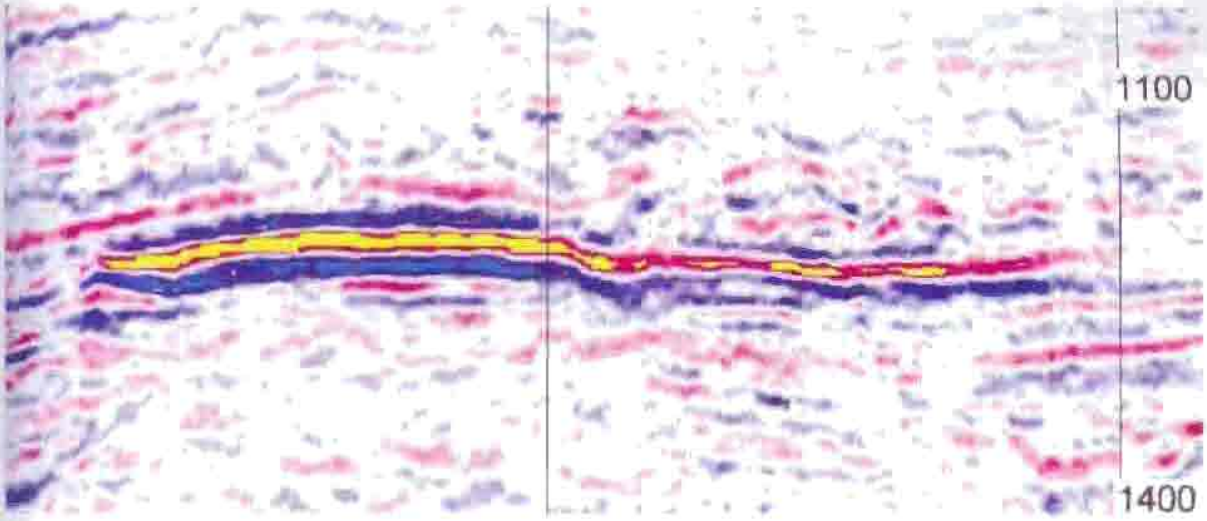


Рис.32.23. Пример записи аномалии волнового поля типа "яркое пятно" на одной из площадей в Мексиканском заливе. Время регистрации показано с правой стороны в мс

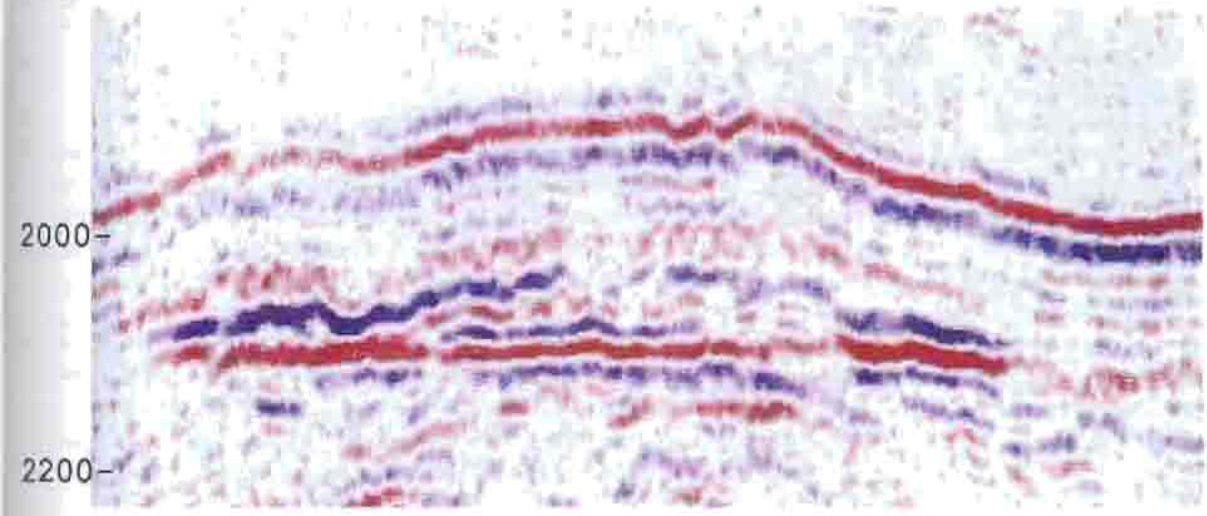


Рис.32.24. Пример записи аномалии волнового поля типа "плоское пятно" на одной из площадей в Северном море. Отражение от кровли газовой залежи показано синим цветом, отражение от подошвы - показано красным цветом

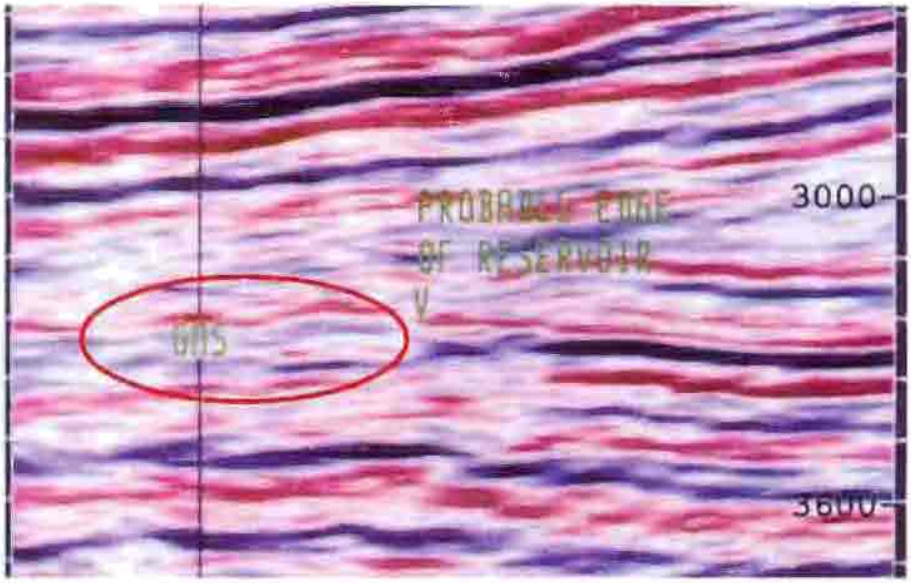


Рис.32.25. Пример записи аномалии волнового поля типа "темное пятно" на одной из площадей шельфа Тринидада. Эллипсом красного цвета показана область отсутствия регулярных отражений, соответствующая центральной части известной газовой залежи

Еще одним прямым признаком наличия в разрезе залежей углеводородов может служить *"обращение фазы" (phase reversal)* прослеживаемого отражения на краях газовой залежи на 180°. Пример проявления "обращения фазы" на временном разрезе показан на рис.32.26.

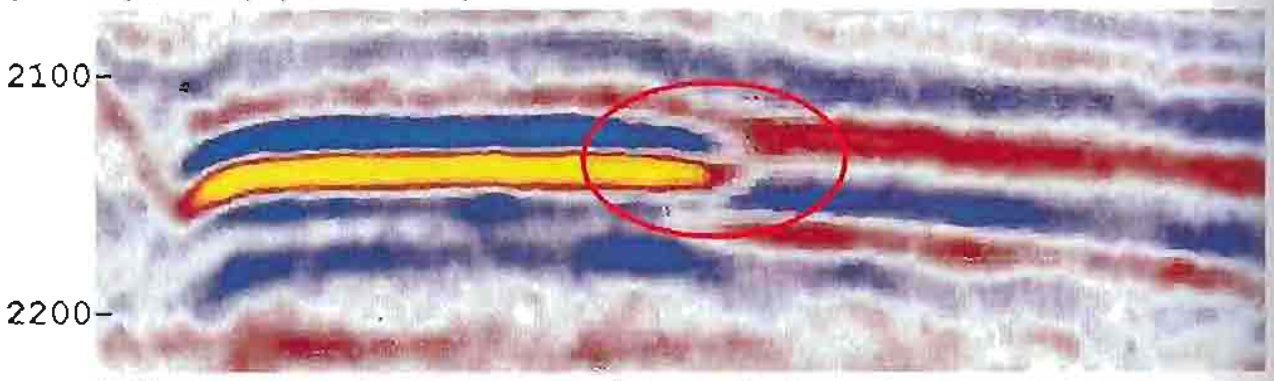


Рис.32.26. **Пример записи аномалии волнового поля типа "обращение фазы" на одной из площадей в Мексиканском заливе.** В области овала - зона обращения фаз

Для того чтобы сейсмические материалы были пригодны для достаточно уверенного выделения аномалий различного типа, необходимо при их обработке осуществить тщательный учет трех факторов:

- геометрического расхождения фронтов волн;
- поглощения сейсмических волн;
- различной степени усиления сейсмических сигналов при их регистрации.

Это означает, что успех прямых поисков залежей углеводородов решающим образом зависит от качества выполненных поисковых работ и тщательности осуществления процесса обработки сейсмических записей. Для практической реализации подобных видов обработки в большинстве обрабатывающих сейсмических систем имеется специальный комплект программ, который позволяет либо осуществлять поинтервальный динамический анализ отражений, либо получать мгновенные динамические параметры отражений по всему разрезу. В первом случае на временных разрезах производится вычисление различных спектральных и энергетических оценок сейсмических волн для временных интервалов заметной длительности. Во втором случае получают серию мгновенных характеристик сейсмических волн непрерывно по всему временному разрезу (акустическая жесткость, мгновенные амплитуды и фазы сейсмической записи и др.). Совокупность такой информации, в сочетании с амплитудными аномалиями на временных разрезах, существенно повышает достоверность и надежность прогноза свойств разреза и, в конечном счете, наличия залежей углеводородов.

Вопросы для самопроверки

1. Что понимается под термином "сейсмический атрибут"?
2. Охарактеризуйте группу кинематических атрибутов сейсмических записей.
3. Охарактеризуйте группу динамических атрибутов сейсмических записей.
4. Назовите основные атрибуты, получаемые на основе информации о *времени* регистрации сейсмических волн.
5. Назовите основные атрибуты, извлекаемые из информации об *амплитудах* сейсмических волн.
6. Назовите основные атрибуты, связанные с *частотой*.
7. Перечислите основные динамические и кинематические параметры сейсмических волн, ранее применяемые в отечественной практике обработки сейсмических данных.
8. Охарактеризуйте сущность технологии *спектрально-временного анализа.*
9. В чем заключается сущность интегрального преобразования Гильберта?
10. Какие основные мгновенные характеристики сейсмической записи можно получить на основе преобразования Гильберта?
11. Какие особенности геологического строения среды отражают мгновенные характеристики сейсмической записи?
12. Что составляет основу технологии *прогнозирования геологического разреза*?
13. В чем заключается сущность методики псевдоакустических преобразований?
14. Дайте узкую и широкую трактовку понятия "сейсмическая инверсия".
15. По каким динамическим особенностям сейсмической записи нередко выделяются газовые залежи?
16. Какие факторы при обработке сейсмических записей следует компенсировать для уверенного выделения газовых залежей по динамическим признакам?

★ ★ ★ ★ ★ ★ ★

33. АНАЛИЗ ЗАВИСИМОСТИ АМПЛИТУДЫ ОТРАЖЕННОЙ ВОЛНЫ ОТ ВЕЛИЧИНЫ УДАЛЕНИЯ "ИСТОЧНИК – ПРИЕМНИК"

33.1. Введение

Как было давно замечено в практике сейсморазведочных работ, амплитуда сейсмического сигнала, отраженного от конкретной сейсмической границы, всегда изменяется по мере увеличения расстояния между источником и приемником колебаний (рис.33.1). Это изменение вызвано многими факторами, среди которых, прежде всего, следует назвать зависимость величины коэффициента отражения сейсмической энергии от значения угла падения этой волны границу раздела сред. Несомненно, что существует еще масса других физических процессов, которые также влияют на характер этой зависимости. Среди этих факторов следует назвать, прежде всего, свойство расхождения фронта отраженной волны, эффекты поглощения и др. Однако их влияние обусловлено только свойствами среды, находящейся над сейсмической границей. В тоже время значения коэффициентов отражения сейсмических волн зависят не только от свойств среды, лежащей выше сейсмической границы, но и заметным образом зависят от упругих свойств среды, находящейся ниже отражающей границы. Это создает принципиальные предпосылки для изучения методом отраженных волн свойств среды, лежащей ниже отражающей границы.

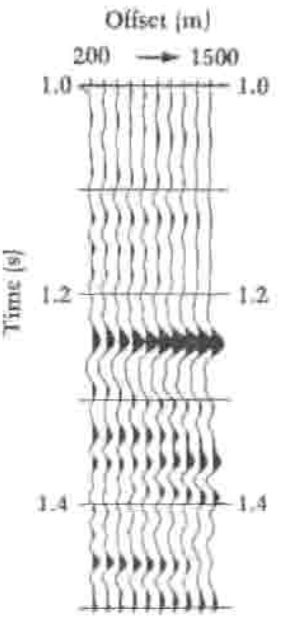


Рис.33.1. Фрагмент записи отраженной волны на сейсмограмме ОСТ с четкой зависимостью ее амплитуды при увеличении удаления "источник-приемник"

На заре применения метода отраженных волн было замечено, что интенсивность регистрируемых отраженных волн от конкретной границы, как правило, пропорциональна коэффициенту отражения для этой границы. Как было показано ранее, величина коэффициента отражения (в единицах амплитуды падающей волны) для продольных волн при субвертикальном падении на границу определяется через величину перепада акустической жесткости сред на этой границе

$$A_{pr} / A_0 = R(0) = \left(\rho_2 V_{p2} - \rho_1 V_{p1} \right) / \left(\rho_2 V_{p2} + \rho_1 V_{p1} \right) , \qquad (33.1)$$

где V_{p1}, V_{p2}, ρ_1, ρ_2 - соответственно скорости продольных волн и плотности в обеих средах вблизи границы.

Как видно из приведенной зависимости, при субвертикальном падении сейсмических волн на границу амплитуда отраженной волны не зависит от других (кроме скорости продольных волн V_{p2} и плотности ρ_2) упругих свойств нижележащей среды.

В тоже время еще в середине прошлого века экспериментально было обнаружено, что знание других упругих характеристик среды (скорости распространения поперечных волн и/или коэффициента Пуассона) позволяет более уверенно классифицировать по литологическому составу горные породы, наличию и виду флюидов в их поровом пространстве. По этой причине использование амплитуд отраженных волн для определения скорости распространения поперечных волн в слое, лежащем ниже отражающей границы, всегда представлялось весьма актуальным.

Вышеназванные два фактора – экспериментально наблюдаемая зависимость амплитуды отраженной волны от расстояния "источник - сейсмоприемник" и возможность прогноза литологии горных пород и характера их флюидонасыщенности по сейсмическим свойствам слоев – породили в конце прошлого века интерес к созданию на их основе специальной промышленной технологии обработки сейсмических данных. К этому времени в сейсморазведке уже имелось достаточно много практических примеров, когда по результатам работ в ряде геологических провинций удавалось успешно использовать зависимость изменения амплитуды сейсмического сигнала отраженной волны в качестве инструмента как для идентификации литологии пород разреза, так и для непосредственного обнаружения углеводородов в разрезе. Было замечено, что увеличение амплитуды сейсмической записи с увеличением удаления "источник - прибор" (выноса), дающее на сейсмическом разрезе так называемый эффект "***яркого пятна***", может указывать на наличие в разрезе коллектора (песчаника), заполненного газом. Наоборот, резкое уменьшение амплитуды с ростом удаления может указывать на наличие в разрезе карбонатных пород. Однако такие четкие амплитудные аномалии в методе ОСТ встречаются относительно редко. Это объясняется тем, что амплитуда каждой суммотрассы временного разреза представляет собой результат осреднения амплитуд волн, полученных при различных удалениях "источник - приемник". Поэтому извлечение информации об истинном характере зависимости амплитуд упругих волн от удаления в методе ОСТ требует специальных способов анализа сейсмических данных. Получение таких данных стало возможно только с применением цифровой регистрации в сейсморазведке.

Одним из таких специальных видов обработки, активно развивающихся в последнее время, стал анализ зависимости изменения амплитуды отраженной волны от удаления "источник - приемник" - так называемый метод ***AVO - анализа*** (*Amplitude Variation with Offset*). *AVO – анализ* основан на выявлении и изучении аномалий амплитуд сейсмических отражений, преимущественно связанных с контрастными по упругим свойствам

газовыми залежами в осадочных разрезах. Поэтому данный метод анализа преимущественно используется для получения сведений о наличии (или отсутствии) газообразных углеводородов в данном интервале разреза. Получаемые в процессе анализа различные количественные характеристики волнового поля получили название *AVO-атрибутов*.

Этот метод анализа сейсмических данных, возникший в последние десятилетия прошлого века, базируется на классическом решении задачи об отражении плоской продольной волны, падающей под произвольным углом на границу двух упругих полупространств. Эта задача впервые была решена в 1899 году немецким физиком Кваттом и, независимо от него, Цеппритцом в 1907 году (Аки, Ричардс, 1983). При изложении аналитических выкладок по теории AVO-анализа мы будем следовать схеме, предложенной Уилмазом (Yilmaz, 2001).

33.2. Теоретические основы выявления зависимости амплитуды отраженной волны от величины удаления "источник - приемник"

Теория метода *AVO*–анализа базируется на результатах решения задачи об отражении от границы двух полупространств плоской продольной волны. Рассмотрим сейсмическую модель среды, состоящую из двух однородных изотропных полупространств, контактирующих между собой по плоской границе раздела. Пусть из верхнего полупространства на границу падает плоская продольная волна. Ее направление распространения будем характеризовать углом между направлением распространения и нормалью к границе. Начало декартовой системы координат совместим с границей раздела. Ось Z направим из первой среды во вторую. Ось X направим по границе раздела. Будем рассматривать только двумерный случай. Это означает, что направление распространения плоской волны с осью y образует прямой угол. Всем свойствам среды, из которой на границу падает продольная волна, будем приписывать индекс 1, а свойствам нижележащей среды - индекс 2 (рис.33.2). Зная амплитуду падающей продольной волны, требуется определить амплитуду продольной отраженной волны.

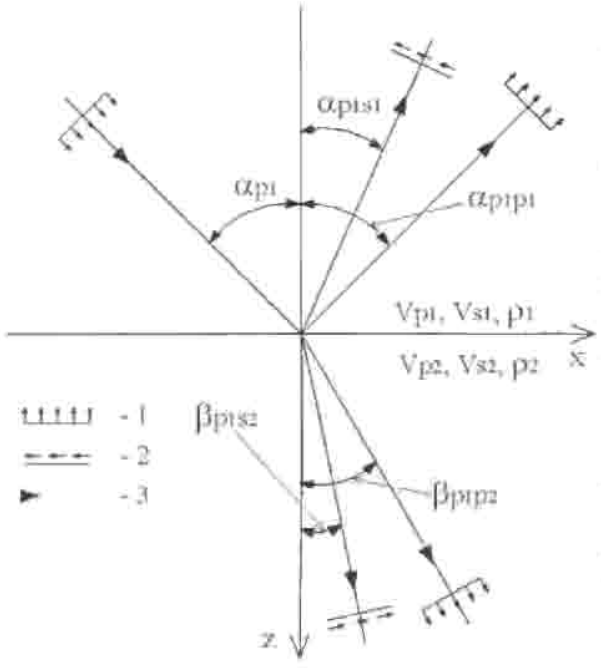


Рис.33.2. Условная лучевая схема образования отраженных и проходящих волн на границе двух полупространств

1 - продольные волны; 2 - поперечные (обменные) волны; 3 - направление распространения упругих волн

При падении продольной волны под углом α_{p1} на границу раздела сред, как известно из теории сейсморазведки, образуется четыре вторичных волны. Две из них являются отраженными, одна из которых продольная, другая – поперечная. Аналогичным образом, в нижнем полупространстве образуются две проходящих волны, одна из которых продольная, другая – поперечная. Специальной группой стрелок на луче каждой волны показаны направления векторов смещения для всех волн. Решение поставленной задачи будем вести с использованием упругих потенциалов продольных и поперечных волн. Поскольку мы рассматриваем двухмерную задачу, то упругие потенциалы будут зависеть только от двух пространственных координат – x и z и времени t.

Как было ранее показано, вектор смещения упругой волны и упругие потенциалы связаны следующей формулой

$$\bar{S} = grad\varphi(x,z,t) + rot\bar{\psi}(x,z,t). \qquad (33.2)$$

где φ и ψ соответственно скалярный и векторный упругие потенциалы продольной и поперечной волн. При этом для сохранения единственности решения задач следует считать, что векторный упругий потенциал ψ обладает лишь одной ψ_y -компонентой $(0, \psi_y, 0)$.

Упругие потенциалы φ и ψ в однородной изотропной среде должны удовлетворять следующим волновым уравнениям

$$\frac{\partial^2\varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2\varphi}{\partial z^2} = \frac{1}{V_p^2}\frac{\partial^2\psi}{\partial t^2}, \qquad (33.3)$$

$$\frac{\partial^2\psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2\psi}{\partial z^2} = \frac{1}{V_s^2}\frac{\partial^2\psi}{\partial t^2}. \qquad (33.4)$$

В соответствии с теорией распространения упругих волн на границе двух сред ($z = 0$) должны выполняться определенные граничные условия. Такими условиями на границе раздела сред являются непрерывность

результат:

$$(\overline{P}_z)_1 = (\overline{P}_z)_2 \ , \qquad \overline{S}_1 = \overline{S}_2 \ . \tag{33.5}$$

Кроме того, следует учесть, что углы падения и преломления (прохождения) связаны уже известным (смотри главу 3 учебника) нам законом Снеллиуса:

$$\frac{\sin\alpha_{p1}}{V_{p1}} = \frac{\sin\alpha_{p1p1}}{V_{p1}} = \frac{\sin\alpha_{p1s1}}{V_{s1}} = \frac{\sin\beta_{p1p2}}{V_{p2}} = \frac{\sin\beta_{p1s2}}{V_{s2}} = p \ , \tag{33.6}$$

где - p- параметр сейсмического луча падающей волны.

Легко видеть, что в качестве решения волновых уравнений (33.3 и 33.4) можно взять удовлетворяющие им соответственно в первой и во второй средах упругие потенциалы в следующем виде:

-для падающей продольной волны

$$\varphi_0(x,z,t) = A_0 \exp\left[-i\omega\left(t - \frac{x\sin\alpha_{p1} + z\cos\alpha_{p1}}{V_{p1}}\right)\right]; \tag{33.7}$$

для отраженной продольной волны

$$\varphi_1(x,z,t) = A_1 \exp\left[-i\omega\left(t - \frac{x\sin\alpha_{p1} - z\cos\alpha_{p1}}{V_{p1}}\right)\right] \ , \tag{33.8}$$

-для отраженной поперечной (обменной) волны

$$\psi_1(x,z,t) = B_1 \exp\left[-i\omega\left(t - \frac{x\sin\alpha_{p1s1} - z\cos\alpha_{p1s1}}{V_{s1}}\right)\right]; \tag{33.9}$$

-для продольной проходящей волны

$$\varphi_2(x,z,t) = A_2 \exp\left[-i\omega\left(t - \frac{x\sin\beta_{p1p2} + z\cos\beta_{p1p2}}{V_{p2}}\right)\right]; \tag{33.10}$$

-для проходящей поперечной (обменной) волны

$$\psi_2(x,z,t) = B_2 \exp\left[-i\omega\left(t - \frac{x\sin\beta_{p1s2} + z\cos\beta_{p1s2}}{V_{s2}}\right)\right]; \tag{33.11}$$

где - A_0 амплитуда падающей продольной волны; A_1 - амплитуда продольной отраженной волны; B_1 - амплитуда обменной (поперечной) отраженной волны; A_2 - амплитуда продольной проходящей волны; B_2 - амплитуда проходящей обменной (поперечной) волны.

Соответствующие граничные условия (33.5) в терминах упругих потенциалов на основании формул (33.2) теории поля можно записать в виде следующих четырех уравнений:

-непрерывность суммарных горизонтальных компонент вектора смещения U

$$U = \left(\frac{\partial\varphi}{\partial x} + \frac{\partial\psi}{\partial z}\right)_1 = \left(\frac{\partial\varphi}{\partial x} + \frac{\partial\psi}{\partial z}\right)_2 \quad \text{при } Z=0; \tag{33.12}$$

-непрерывность суммарных вертикальных компонент вектора смещения W

$$W = \left(\frac{\partial\varphi}{\partial z} - \frac{\partial\psi}{\partial x}\right)_1 = \left(\frac{\partial\varphi}{\partial z} - \frac{\partial\psi}{\partial x}\right)_2 \quad \text{при } Z=0; \tag{33.13}$$

-непрерывность результирующих горизонтальных компонент вектора напряжения Px

$$\lambda_1\left(\frac{\partial^2\varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2\varphi}{\partial z^2}\right) + 2\mu_1\left(\frac{\partial^2\varphi}{\partial z^2} - \frac{\partial^2\psi}{\partial x\partial z}\right) = \lambda_2\left(\frac{\partial^2\varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2\varphi}{\partial z^2}\right) + 2\mu_2\left(\frac{\partial^2\varphi}{\partial z^2} - \frac{\partial^2\psi}{\partial x\partial z}\right) \quad \text{при } Z=0; \tag{33.14}$$

-непрерывность вертикальных компонент вектора напряжения Pz при $Z=0$

$$(\lambda_1 + 2\mu_1)\left(\frac{\partial^2\varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2\varphi}{\partial z^2}\right) - 2\mu_1\left(\frac{\partial^2\varphi}{\partial x^2} - \frac{\partial^2\psi}{\partial x\partial z}\right) \equiv (\lambda_2 + 2\mu_2)\left(\frac{\partial^2\varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2\varphi}{\partial z^2}\right) - 2\mu_2\left(\frac{\partial^2\varphi}{\partial x^2} - \frac{\partial^2\psi}{\partial x\partial z}\right). \tag{33.15}$$

Подставляя упругие потенциалы (33.7 - 33.11) в первое граничное условие (33.12), получим первое необходимое нам уравнение

$$\sin\alpha_{p1} = -\frac{A_1}{A_0}\sin\alpha_{s1p1} + \frac{B_1}{A_0}\frac{V_{p1}}{V_{s1}}\cos\alpha_{s1s1} + \frac{A_2}{A_0}\frac{V_{p1}}{V_{p2}}\sin\beta_{p1p2} + \frac{B_2}{A_0}\frac{V_{p1}}{V_{s2}}\cos\beta_{p1s2} \quad (33.16)$$

Подставляя значения упругих потенциалов (33.7 - 33.11) во второе граничное условие (33.13) и выполняя нужные преобразования, получим следующее уравнение

$$\cos\alpha_{p1} = \frac{A_1}{A_0}\cos\alpha_{p1p1} + \frac{B_1}{A_0}\frac{V_{p1}}{V_{s1}}\sin\alpha_{p1s1} + \frac{A_2}{A_0}\frac{V_{p1}}{V_{p2}}\cos\beta_{p1p2} - \frac{B_2}{A_0}\frac{V_{p1}}{V_{s2}}\sin\beta_{p1s2} \quad (33.17)$$

Аналогичным, хотя и более громоздким путем, можно получить еще два уравнения

$$\cos 2\alpha_{p1s1} = -\frac{A_1}{A_0}\cos 2\alpha_{p1s1} - \frac{B_1}{A_0}\sin 2\alpha_{p1s1} + \frac{\rho_2}{\rho_1}\frac{A_2}{A_0}\cos\beta_{p1s2} - \frac{\rho_2}{\rho_1}\frac{B_2}{A_0}\sin\beta_{p1s2} \quad (33.18)$$

$$\sin 2\alpha_{p1p1} = \frac{A_1}{A_0}\sin 2\alpha_{p1p1} - \frac{B_1}{A_0}\frac{V_{p1}^2}{V_{s1}^2}\cos 2\alpha_{p1s1} + \frac{A_2}{A_0}\frac{\rho_2}{\rho_1}\left(\frac{V_{p1}}{V_{p2}}\right)^2\left(\frac{V_{s2}}{V_{s1}}\right)^2\sin\beta_{p1s2} - \frac{B_2}{A_0}\frac{\rho_2}{\rho_1}\frac{V_{p1}^2}{V_{s1}^2}\cos 2\beta_{p1s2} \quad (33.19)$$

Полученные четыре уравнения в совокупности и позволяют определять амплитуды всех четырех вторичных волн (в долях амплитуды падающей продольной волны) при известном угле падения исходной продольной волны. Конечно, при этом должны быть известны все упругие свойства обеих сред (все шесть параметров модели $V_{p1}, V_{s1}, \rho_1; V_{p2}, V_{s2}, \rho_2$). В матричной записи эта система уравнений имеет вид

$$\begin{pmatrix} -\sin\alpha_{p1} & \frac{V_{p1}}{V_{s1}}\cos\alpha_{p1s1} & \frac{V_{p1}}{V_{p2}}\sin\alpha_{p1p2} & \frac{V_{p1}}{V_{s2}}\cos\beta_{p1s2} \\ \cos\alpha_{p1} & \frac{V_{p1}}{V_{s1}}\sin\alpha_{p1s1} & \frac{V_{p1}}{V_{p2}}\cos\alpha_{p1p2} & -\frac{V_{p1}}{V_{s2}}\sin\beta_{p1s2} \\ \cos 2\alpha_{p1s1} & -\sin 2\alpha_{p1s1} & \frac{\rho_2}{\rho_1}\cos\beta_{p1s2} & -\frac{\rho_2}{\rho_1}\sin 2\beta_{p1s2} \\ \sin 2\alpha_{p1} & -\left(\frac{V_{p1}}{V_{s1}}\right)^2\cos 2\alpha_{p1s1} & \frac{\rho_2}{\rho_1}\left(\frac{V_{p1}}{V_{p2}}\right)^2\left(\frac{V_{s2}}{V_{s1}}\right)^2\sin 2\alpha_{p1p2} & \frac{\rho_2}{\rho_1}\frac{V_{p1}^2}{V_{s1}^2}\cos 2\beta_{p1s2} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} \frac{A_1}{A_0} \\ \frac{B_1}{A_0} \\ \frac{A_2}{A_0} \\ \frac{B_2}{A_0} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sin\alpha_{p1} \\ \cos\alpha_{p1} \\ \cos 2\alpha_{p1s1} \\ \sin 2\alpha_{p1} \end{pmatrix} \quad (33.20)$$

И хотя мы получили решение рассматриваемой задачи с использованием упругих потенциалов, можно показать (Аки, Ричардс, 1983), что приведенное решение дает правильный результат и для амплитуды смещений продольной отраженной волны.

Полученная система уравнений (33.20) долгое время не находила применения в теории и практике сейсмической разведки. Однако в последней четверти прошлого века у сейсморазведчиков проявился значительный интерес к этому результату. Решению он проявился тогда, когда были получены *приближенные решения этой системы уравнений*, дающие возможность определять относительную интенсивность отраженной продольной волны как функцию угла падения исходной волны на границу раздела. Одновременно были получены приближенные формулы и для определения амплитуд *других вторичных волн*. Однако эти формулы пока оказались практически не востребованными.

Количество и качество различных полученных приближенных решений в конце прошлого века быстро росло, что и позволило начать практическое использование некоторых из них при интерпретации материалов сейсмической разведки. Именно на этой базе был создан аппарат интерпретации, получивший вышеупомянутое название AVO - анализ.

Из приведенной системы уравнений следует, что при вертикальном падении продольной волны ($\alpha_{p1p1}=0$) приведенная система уравнений существенно упрощается. Это позволяет делать следующие уже известные нам важные выводы:

- поперечные (обменные) отраженные и проходящие волны отсутствуют:

$$B_1 / A_0 = 0, \quad B_2 / A_0 = 0; \quad (33.21)$$

- относительная амплитуда отраженной волны (коэффициент отражения $R(0)$) при этом равна

$$R(0) = \frac{\rho_2 V_{p2} - \rho_1 V_{p1}}{\rho_2 V_{p2} + \rho_1 V_{p1}}, \quad (33.22)$$

- относительная амплитуда проходящей продольной волны (коэффициент прохождения $T(0)$) будет равна

$$T(0) = \frac{2\rho_1 V_{p1}}{\rho_2 V_{p2} + \rho_1 V_{p1}}. \quad (33.23)$$

Полученная выше система (33.20) четырех уравнений с четырьмя неизвестными относительными амплитудами вторичных волн долгие годы была мало пригодна для выполнения каких-либо оперативных инженерных расчетов. Положение дел изменилось в 1980-х, когда впервые были предложены первая приближенная формула, пригодная для численных расчетов. Это было сделано Аки и Ричардсом в своей фундаментальной работе по количественной сейсмологии (Аки, Ричарде, 1983). В начале ими были получены общие формулы, дающие, хотя и в громоздкой форме (дробь с 72 различными слагаемыми), точное решение системы (33.20) для коэффициентов отражения *всех вторичных волн* при падении на границу раздела как продольных, так и поперечных волн.

На основе этих формул ими впервые были построены *приближенные формулы*, позволяющие выполнять некоторые инженерные расчеты. Для вывода предложенных ими приближенных формул Аки и Ричарде сделали предположение, что если оба полупространства близки по своим упругим свойствам, то коэффициенты отражения-преломления будут большими (значимыми) для волн, сохраняющих свой тип колебаний. Для волн других типов (обменных вторичных волн) эти коэффициенты будут малыми величинами. Это означает, что при малых перепадах значений упругих параметров при переходе через границу раздела сред относительные величины $\frac{\Delta V_p}{V_p}$, $\frac{\Delta V_s}{V_s}$, $\frac{\Delta\rho}{\rho}$

где
$$\Delta V_p = V_{p2} - V_{p1}, \qquad \Delta V_s = V_{s2} - V_{s1}, \qquad \Delta\rho = \rho_2 - \rho_1, \tag{33.24}$$

$$V_p = \frac{V_{p2} + V_{p1}}{2}, \qquad V_s = \frac{V_{s2} + V_{s1}}{2}, \qquad \rho = \frac{\rho_2 + \rho_1}{2}, \tag{33.25}$$

будут существенно меньше единицы. В этом случае для углов падения продольной волны не очень близких к 90° все значения коэффициентов полученного ими решения системы (33.20) можно разложить в ряд Тейлора и на этой основе с учетом сделанных обозначений получить следующее приближенное выражение для относительной амплитуды отраженной продольной волны

$$R(\theta) = \frac{A_1}{A_0} = \left[\frac{1}{2}\left(1 + tg^2\theta\right)\right]\frac{\Delta V_p}{V_p} - \left[4\frac{V_s^2}{V_p^2}\sin^2\theta\right]\frac{\Delta V_s}{V_s} + \frac{1}{2}\left(1 - 4\frac{V_s^2}{V_p^2}\sin^2\theta\right)\frac{\Delta\rho}{\rho}, \tag{33.26}$$

где
$$\theta = \frac{\alpha_{p1} + \alpha_{p1p2}}{2}. \tag{33.27}$$

С этого времени начался бурный рост числа построенных приближенных формул различной структуры. Различные исследователи при этом руководствовались следующими тремя главными принципами. Первый принцип – это простота конструкции получаемой формулы. Второй принцип – достаточная близость получаемых результатов по предлагаемым формулам к точному решению в широком диапазоне используемых удалений. Третий принцип – это возможность и легкость ее практического использования для определения важнейших упругих параметров второй среды. Поскольку при этом разные исследователи придавали решающее значение различным упругим свойствам второй среды, то было построено большое количество различных расчетных формул.

Первой приближенной формулой, позволяющей выполнять некоторые практические расчеты, была формула, полученная на основе вышеприведенной формулы Аки и Ричарде (33.26). Путем несложных преобразований эту формулу можно записать в виде

$$R(\theta_i) = a_i\frac{\Delta V_p}{V_p} - b_i\frac{\Delta V_s}{V_s} + c_i\frac{\Delta\rho}{\rho}, \tag{33.28}$$

где
$$a_i = \frac{1 + tg^2\theta_i}{2}, \qquad b_i = -4\frac{V_s^2}{V_p^2}\sin^2\theta_i, \qquad c_i = \frac{1 - 4\frac{V_s^2}{V_p^2}\sin^2\theta}{2}.$$

Если эту формулу использовать для интерпретации данных ОСТ, то для каждого удаления (угла падения продольной волны) можно записать переопределенную систему линейных уравнений высокой размерности с тремя неизвестными. Используя метод наименьших квадратов, можно определять три интересующих нас параметра данной модели среды $\frac{\Delta V_p}{V_p}$, $\frac{\Delta V_s}{V_s}$, $\frac{\Delta\rho}{\rho}$.

Если при этом еще воспользоваться известной формулой Гарднера (Gardner G. и др., 1974), связывающей плотность и скорость продольных волн осадочных пород

$$\rho = K \cdot V_p^{0.25}, \tag{33.29}$$

тельного и

$$\frac{\Delta\rho}{\rho} = \frac{1}{4}\frac{\Delta V_P}{V_P}$$

а уравнение (33.27) при этом преобразуется в следующее двучленное уравнение

$$R(\theta_i) = a_i \frac{\Delta V_P}{V_P} + b_i \frac{\Delta V_S}{V_S} \quad . \tag{33.30}$$

где $$a_i = \frac{5}{8} - \frac{1}{2}\frac{V_S^2}{V_P^2}\sin^2\theta_i + \frac{1}{2}tg^2\theta_i \quad , \qquad b_i = -4\frac{V_S^2}{V_P^2}\sin^2\theta_i \quad . \tag{33.31}$$

Это уравнение позволяет по данным ОСТ определять относительные перепады скоростей продольных и поперечных волн при неизвестных значениях плотностей в разрезе. Данное уравнение Смит и Гидлоу (Smith G., Gidlow P., 1987; Smith G., Sutherland R., 1996) предложили использовать для определения так называемого "*флюид - фактора*" - атрибута, позволяющего производить разграничение водонасыщенных и газонасыщенных коллекторов. Они определили это понятие как величину отклонения скачка скорости продольных волн от аналогичной величины, которая предсказывается в этих же условиях для водонасыщенных пород

$$\Delta F = \frac{\Delta V_P}{V_P} - c_i \cdot \frac{V_S}{V_P} \cdot \frac{\Delta V_S}{V_S} \quad . \tag{33.32}$$

При выводе этой формулы авторами было принято, что согласно Кастанга (Castanga и др., 1985), для большинства водонасыщенных пород осадочного комплекса скорости распространения продольных и поперечных волн связаны линейной зависимостью типа

$$V_P = c_0 + c_1 \cdot V_S \quad . \tag{33.34}$$

Для аргиллито–глинистых пород эта зависимость, в частности, близка к следующей

$$V_P = 1360 + 1.16 \cdot V_S \quad (1 \ / \ \tilde{n}) \quad . \tag{33.35}$$

Если значение флюид-фактора ΔF близко к нулю, то породы, скорее всего, *водонасыщены*. На кровле газонасыщенного коллектора флюид-фактор имеет *отрицательные значения*, на его подошве - *положительные*.

Шуе (Shuey R., 1985) в 1985 году усовершенствовал формулу (33.23), предложенную Аки и Ричардсом, и привел ее к трехчленному виду

$$R(\theta) = R(0) + G\sin^2\theta + C\sin^2\theta \cdot tg^2\theta \quad . \tag{33.36}$$

где $$R(0) = \frac{1}{2}\left(\frac{\Delta\rho}{\rho} + \frac{\Delta V_P}{V_P}\right) , \qquad G = \frac{1}{2}\frac{\Delta V_P}{V_P} - 4\frac{V_S^2}{V_P^2}\left(\frac{1}{2}\frac{\Delta\rho}{\rho} + \frac{\Delta V_S}{V_S}\right) , \qquad C = \frac{1}{2}\frac{\Delta V_P}{V_P} . \tag{33.37}$$

Кроме вышеприведенной формулы, Шуе предложил еще ряд формул в этом же направлении. Одна из них в принципе позволяет находить перепад значений коэффициентов

$$R(\theta_i) = R_0 + G\sin^2\theta + \frac{1}{2}\frac{\Delta V_P}{V_P}\left(tg^2\theta_i - \sin^2\theta_i\right) . \tag{33.38}$$

где $$G = R_0 A_0 + \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma)^2} , \qquad B_0 = \frac{\dfrac{\Delta V_P}{V_P}}{\dfrac{\Delta V_P}{V_P} + \dfrac{\Delta\rho}{\rho}} , \qquad \Delta\sigma = \sigma_1 - \sigma_2 , \qquad \sigma = \frac{\sigma_1 + \sigma_2}{2} . \tag{33.39}$$

Однако наибольшей известностью пользуется двучленная формула Шуе

$$R(\theta_i) = R_0 + G\sin^2\theta \quad . \tag{33.40}$$

где $$G = R_0 A_0 + \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma)^2} = -R_0 + \frac{9}{4}\Delta\sigma = 2.25\Delta\sigma - R_0 , \quad R_0 = \frac{1}{2}\left(\frac{\Delta\rho}{\rho} + \frac{\Delta V_P}{V_P}\right) . \tag{33.41}$$

Одновременно Хилтерман (Hilterman, 2001) преобразовал это решение к такому виду.

$$R(\theta) = R_0 \cdot \cos^2\theta + 2{,}25 \cdot \Delta\sigma \cdot \sin^2\theta = R_0 + 2{,}25 \cdot \Delta\sigma \cdot \sin^2\theta \quad . \tag{33.42}$$

где $R_0 = R(0)$ - коэффициент отражения продольной волны при нормальном падении на границу, он носит название *коэффициент инцидентности*, а выражение $2{,}25 \cdot \Delta\sigma$ характеризующее изменение коэффициента Пуассона на

границе, носит название *пуассоновская отражательная способность*. Этот величина может служить индикатором насыщения пор горных пород нефтью или газом.

Предложенные зависимости в системе координат, где по оси ординат отложен коэффициент отражения, а по оси абсцисс величина $\sin^2\theta$, зависимость между R и $\sin^2\theta$ - являются линейными. Графиком таких зависимостей являются прямые линии, отсекающие на оси ординат отрезок R_0, с угловым коэффициентом G (рис.33.3). Обычно коэффициент R_0 этой линейной зависимости носит название ***интерцепт (intercept)***, что означает по-английски *"отрезок"*, а коэффициент G называется ***градиентом (gradient)***. Предлагаемые аппроксимации (33.40 и33.42) достаточно точны в диапазоне значений углов падения $\theta<30°$, при $V_p \approx 2*V_S$, а также для значений $|R_{PP}(\theta)|<0.15$.

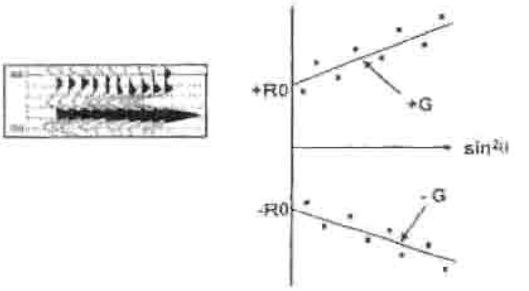


Рис.33.3. Аппроксимация линейной функцией графика зависимости коэффициента отражения от величины угла падения (от величины $\sin^2\theta$) сейсмических лучей на отражающую границу

После установления связей подобного вида удалось построить практически интересные схемы интерпретации, которые базируются на учете изменения амплитуды сейсмической записи с удалением. Появилась принципиальная возможность определять величину коэффициента Пуассона в среде, лежащей ниже отражающей границы, а, следовательно, и отношение V_S/V_P по экспериментально полученным зависимостям $R_{PP}(\theta)$. Знание же V_S открывает путь к определению флюидонасыщенности различных участков геологического разреза. Коэффициенты линейной аппроксимации зависимости $R_{PP}(\theta)$ используются в качестве новых атрибутов сейсмической записи.

В *AVO*-анализе широко применяют и другие атрибуты. В частности, на практике широко применяется такой атрибут, как *AVO-произведение*, представляющее комбинацию R_0G. Применение его основано на том, что низкомпедансный газонасыщенный песчаник дает значительное положительную аномалию этого атрибута, в то время как высокомпедансные песчаники по этому признаку не выделяются.

Более совершенным является атрибут вида R_0+G, которым с некоторой погрешностью можно оценивать разность коэффициентов отражения R_P и R_S. Для водо- и нефтенасыщенных осадочных пород эта разность $R_P - R_S$ практически постоянна и близка к нулю. Отрицательные значения $R_P - R_S$ соответствуют газонасыщенным песчаникам разных классов. Этот параметр иногда выражают в виде линейной комбинации aR_0+bG. Индикатором такого же типа является и *флюид - фактор* $\Delta F = R_P - gR_S$, где g - некоторый коэффициент, для определения которого нужно знать характер зависимости между скоростями V_P и V_S.

В последнее время начали широко использовать AVO-атрибут, который получил название *"упругий импеданс"* (elastic impedance ***EI***). Это понятие введено Коннолли (Connolly, 1999). Оно является обобщением известного понятия "акустический импеданс" и/или "акустическая жесткость" (acustic impedance ***AI***). По аналогии с выражением для коэффициента отражения сейсмической волны при нормальном падении

$$R(0) = \frac{AI_2 - AI_1}{AI_2 + AI_1}, \qquad (33.43)$$

куда входит акустическая жесткость AI. Коннолли предложил записать *коэффициент отражения для произвольного угла падения* формулой, подобной структуры через новое понятие - *упругий (эластичный) импеданс* EI

$$R(\theta) = \frac{EI_2(\theta) - EI_1(\theta)}{EI_2(\theta) + EI_1(\theta)}. \qquad (33.44)$$

Приближенно можно считать, что упругий импеданс равен

$$EI(\theta) = \rho^{\alpha} \cdot V_P^{\beta} \cdot V_S^{\gamma}, \qquad (33.45)$$

где $\alpha = 1 - 4 \cdot K \cdot \sin^2\theta, \quad \beta = 1 + 4 \cdot K \cdot \sin^2\theta, \quad \gamma = -8 \cdot K \cdot \sin^2\theta, \quad K = \left(\frac{V_S}{V_P}\right)^2$.

Помимо вышеназванных атрибутов, в настоящее время при AVO - анализе широко применяются и многие другие атрибуты, построенные на базе рассмотренной теории. Например, такие как: *коэффициент корреляции между интерцептом и градиентом, среднеквадратическое отклонение линейной аппроксимации AVO - зависимости от экспериментальных данных, разница между значениями амплитуды отражения на дальних и ближних выносах, умноженная на величину большего выноса - атрибут* ***FNXF***, *пуассоновская отражающая способность границы – атрибут* ***SPR*** и др.

Еще одну группу сейсмических атрибутов предложено определять в работе Гудвея (Goodway B. и др., 1999). Эта группа атрибутов основана на использовании значений параметров Ламэ, в том числе их отношения $\lambda\rho/\mu\rho$ - атрибут ***Lambda-Mu-Rho*** и т.д.

Таким образом, в настоящее время в *AVO* – анализе можно получать и анализировать целую группу атрибутов и их сочетаний (Воскресенский, 2001; Шалаева, 2005):

- коэффициенты отражения продольных волн при нормальном падении;
- коэффициенты отражения поперечных волн при нормальном падении;
- градиент *G*;
- произведение *R*G*;
- приращения коэффициентов Пуассона;
- значения флюид-фактора ΔF;
- атрибуты ***Lambda- Mu – Rho*** и др.

Все вышеприведенные формулы для расчетов численных значений атрибутов основаны на использовании углов падения сейсмических волн на границу раздела. В реальности в сейсморазведке всегда имеют дело не с углами, а с удалениями "источник – приемник". Поэтому входящие во все формулы углы падения получают расчетным путем. Для определения угла падения используют либо модель однородной среды, либо модель слоисто-однородной среды соответственно

$$tg\theta = \frac{l}{t_0 V_{cp}}, \tag{33.46}$$

$$\sin\theta = \frac{V_{int}}{V_{эф}} \frac{l}{(l^2 + t_0^2 V_{эф}^2)^{1/2}}, \tag{33.47}$$

где - l - удаление "источник- приемник", t_0 - время отражения, V_{cp} - средняя скорость до отражающей границы, $V_{эфф}$ - эффективная скорость до границы, V_{int} - интервальная (пластовая) скорость.

33.4. Экспериментальный анализ зависимости амплитуды отраженной волны от величины удаления "источник – приемник"

AVO – анализ, как правило, применяется не ко всему интервалу глубин разреза, а лишь только на наиболее интересных и перспективных, с точки зрения возможного нахождения углеводородов, участках. Типичной и наиболее интересной геологической границей для анализа в этом случае является граница "глина – газонасыщенный песчаник" - "покрышка - коллектор" (рис.33.4). При этом в силу малой контрастности упругих свойств *нефтегазонасыщенных песчаных и карбонатных коллекторов* применение *AVO*-анализа к ним оказалось практически невозможным. Газонасыщенные песчаники, наоборот, характеризуются широким спектром зависимостей амплитуды от удаления. Ратерфорд и Уиллиамс (Rutherford, Williams, 1989) объединили все возможные виды таких зависимостей в три основных типа (рис.33.5) и предложили классифицировать газовые песчаники по характеру зависимости $R_{pp}(\theta)$. Все типы песков, соответствующие различным возможным видам таких зависимостей были разделены на 3 класса (таблица 33.1). К 1 классу отнесены так называемые высокоимпедансные песчаники ($\rho_2 V_2 > \rho_1 V_1$). 2 класс соответствует песчаникам с импедансом близким к импедансу глинистых сланцев ($\rho_2 V_2 \sim \rho_1 V_1$). В 3 класс попадают низкоимпедансные песчаники ($\rho_2 V_2 < \rho_1 V_1$). Каждому типу аномалии соответствует при этом и определенное соотношение знаков интерцепта и градиента на границе.

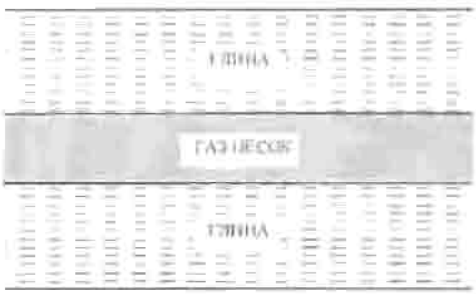


Рис.33.4. Схематическое представление основной геологической модели, используемой для классификации аномалий AVO: "глина" - непроницаемая покрышка, "песок" -резервуар углеводородов

В первом случае (1-й класс аномалии AVO) пласт с углеводородами имеет значительно более высокий импеданс, нежели фоновая среда. Этот контраст импеданса определяет большое положительное значение коэффициента отражения при нормальном падении сейсмической волны на кровлю пласта с углеводородами. При увеличении угла падения коэффициент отражения уменьшается, следовательно, для этого класса характерны следующие соотношения: $R_0 > 0$ и $G < 0$.

Для второго класса газонасыщенный пласт имеет почти такой же импеданс, как и окружающая среда. При этом коэффициент отражения при нормальном падении может быть немного положительным или немного отрицательным, а с увеличением угла падения медленно изменяется в сторону небольших отрицательных значений. Для этого класса характерны соотношения: $R_0 \sim 0$ и $G < 0$.

Третий класс аномалий соответствует случаю, когда углеводородный пласт имеет импеданс значительно ниже, чем окружающая среда. Следовательно, коэффициент отражения при нормальном падении волны на кровлю газонасыщенного пласта будет большим по величине, но отрицательным по знаку. При увеличении угла падения волны на границу коэффициент отражения, оставаясь отрицательным, увеличивается по модулю. Третьему классу AVO аномалии соответствуют следующие значения величин атрибутов: $R_0 < 0$ и $G < 0$.

Аномалии 1 класса часто создают "темное пятно" на суммарном разрезе.

Аномалии 2 класса могут проявляться на сейсмограммах ОСТ в форме обращения полярности амплитуд. Эти аномалии нечасто наблюдаются на сейсмических материалах из-за сравнимого уровня амплитуд с уровнем помех. Иногда за аномалии 2 класса могут быть неправильно приняты аномалии "обработки" данных. Аномалиям 3 класса соответствует явление "яркого пятна", которое при этом часто появляется на суммарном разрезе.

В современном ***AVO-анализе*** существует много различных модификаций их практической реализации. Наиболее распространенным видом реализации результатов такого анализа является построение новых типов изображений геологической среды - изображения геологической среды (или ее части) в поле атрибутов AVO. Рассмотрим методику таких построений на примере одной из простых схем, реализованных в так называемом ***"интерцепт -градиент"*** способе. Блок - схема выполнения ***AVO-анализа*** по этому способу показана на рис.33.6. В этой схеме после определения величины и знака интерцепта и градиента в каждом выбранном временном окне по подборке трасс для каждой общей средней точки профиля строят новые временные трассы, где вместо амплитуд суммотрасс откладывают значения интерцепта или градиента. С помощью подобной технологии получают новые типы временных разрезов.

Аналогично строятся временные разрезы, а также карты, подобные структурным, для других атрибутов AVO.

Каждый из используемых атрибутов в определенной ситуации может быть достаточно информативным. В качестве примера, иллюстрирующего информативность некоторых из названных атрибутов, рассмотрим результаты сейсмической разведки по одному из газовых месторождений шельфа Мексиканского залива (Ross, 2002). На рис.33.7 показана карта изохрон до кровли газонасыщенных песков, на которой выделяются две антиклинальные структуры. Сечения кубов атрибутов ***FNXF, SPR, Lambda-Mu-Rho*** и ***упругого импеданса EI*** во временном окне, соответствующем этой сейсмической границе, показаны на рис.33.8 . Как видно из представленных материалов, все названные атрибуты уверенно указывают на присутствие газа лишь в одной из структур, находящейся в юго-западной части площади. По данным бурения действительно было установлено наличие в этой структуре газонасыщенных песков. Пески второй структуры оказались лишь

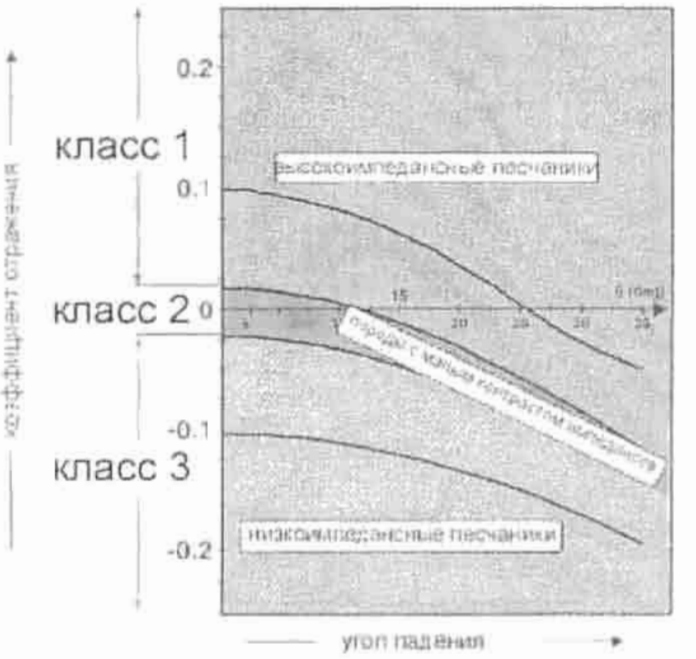


Рис.33.5. Три типа зависимостей коэффициентов отражения ***-при типа AVO -аномалий-*** от величины угла падения отраженной волны на поверхность газонасыщенных песчаников



Рис.33.6. Принципиальная схема последовательности выполнения операций при AVO- анализе (интерцепт-градиент метод)

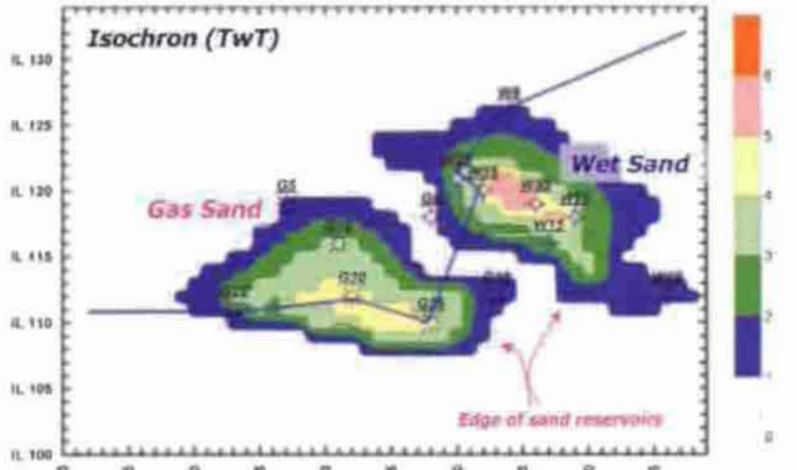
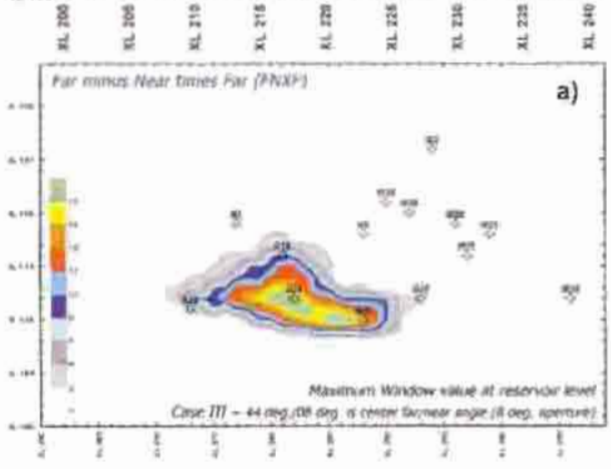
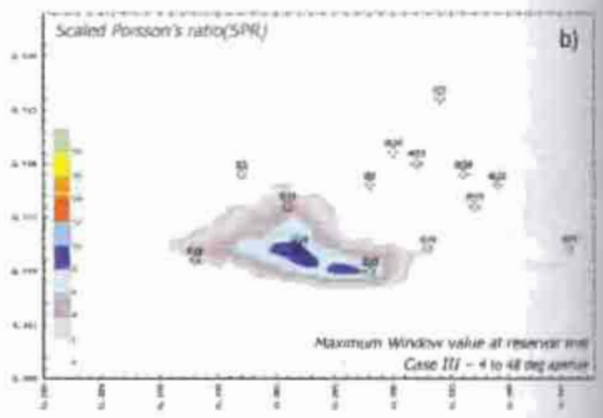
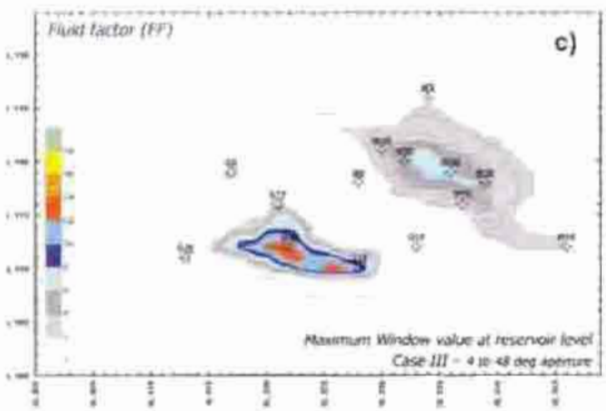
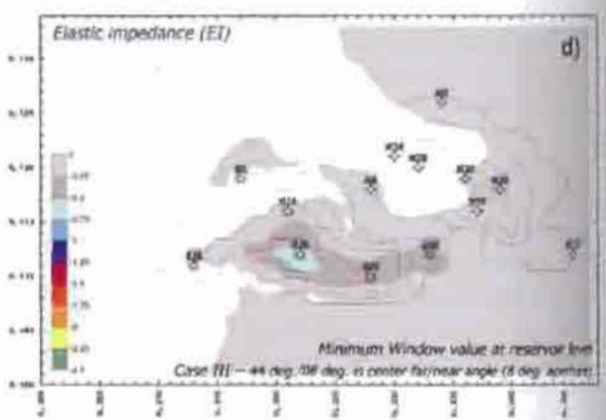


Рис.33.7. Карта изохрон по двум антиклинальным структурам на одном из участков шельфа Мексиканского залива.
Структуры представлены песчаными отложениями среднемиоценового возраста. По результатам изучения скважин определены газонасыщенная (зелена внизу) и водонасыщенная (справа вверху) структуры.
Структуры изображены изолиниями в относительном временном масштабе. Амплитуда поднятий не превышает 6 мс. Показано также положение скважин и их номера.









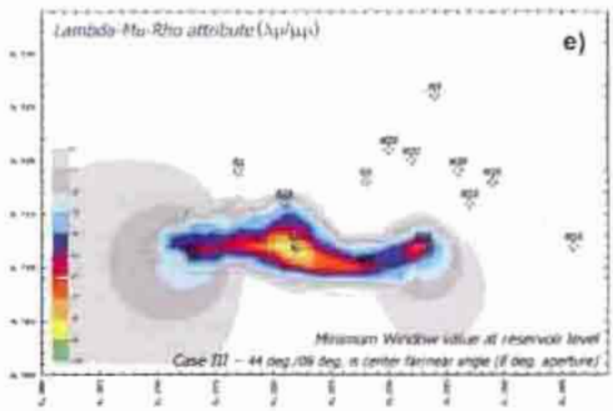


Рис.33.8. Горизонтальные срезы (слайсы) по аномалиям атрибутов AVO на площади, показанной на рис.33.6

а - горизонтальная карта аномалий атрибута *FNXF* в децибелах по отношению к его уровню в глинистых сланцах. Внешние контуры каждой структуры – это возможное место нахождения газовой залежи. Значительная по величине аномалия этого AVO-параметра указывает на наличие газа лишь в юго-западной структуре;

б - горизонтальная карта аномалий атрибута ***SPR***. Аномалии даны в децибелах. Высокие значения этого атрибута соответствуют газонасыщенной структуре

в - горизонтальная карта распределения флюид-фактора. Сильная аномалия соответствует газонасыщенным пескам и слабая – водонасыщенным, по этому признаку дифференциация газовых и водонасыщенных песков проводится очень уверенно

г - горизонтальная карта упругого импеданса *EI*. Для имеющейся залежи и аномалии AVO 2 класса контраст по этому атрибуту невелик. Внешние контуры резервуара не соответствуют контурам аномалии.

е -горизонтальная карта аномалий атрибута ***Lambda-Mu-Rho*** в децибелах по отношению к уровню в глинистых сланцах. Значительная аномалия этого параметра, в основном, приходится на газонасыщенную структуру и слабая аномалия – на водонасыщенную

водонасыщенными.

Второй пример успешного использования *AVO* – атрибутов для обнаружения в сейсмическом разрезе местонахождения залежи углеводородов взят из практики отечественной сейсморазведки. На рис.33.9. дано сравнение обычного временного разреза и разреза атрибута *флюид - фактора* (*FF*) по одному из сейсмических профилей 2D в Березовском районе ХМАО. Результаты последующего бурения подтвердили предположения геофизиков.

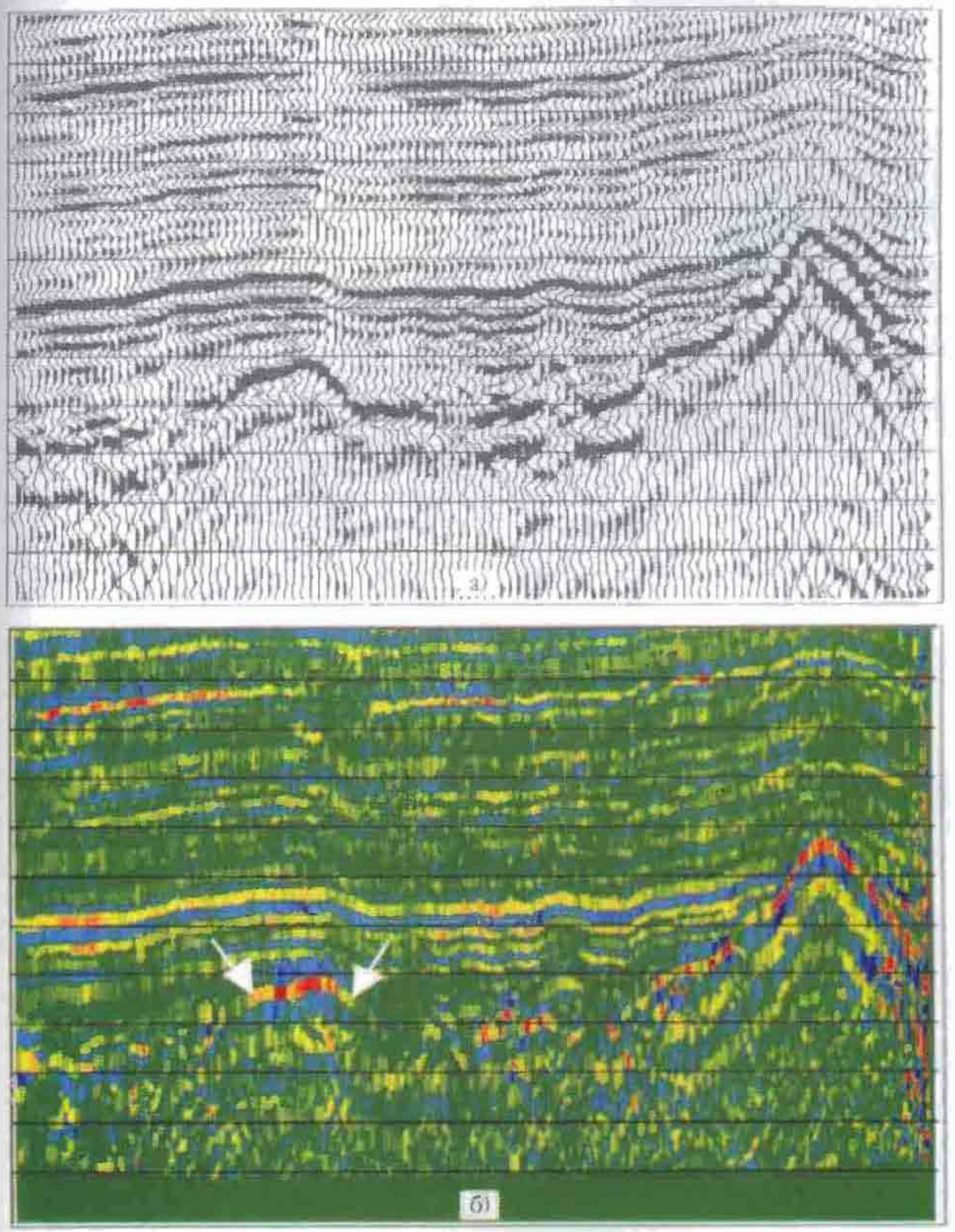


Рис.33.9. Пример сопоставления временного разреза с результатами *AVO*-анализа по одному из профилей в Березовском районе ХМАО:

а- временной разрез в истинных амплитудах; б- разрез атрибута флюид-фактора, на котором выделена аномалия, связанная с залежью углеводородов

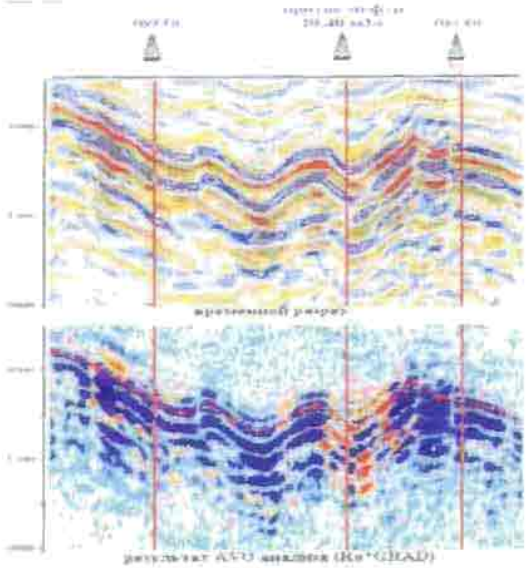


Рис.33.10. Пример четкой взаимосвязи положения в разрезе повышенных значений атрибута $R*G$ (красные тона) и области повышенного флюидонасыщения (нефти). Скважины, пробуренные в областях пониженных значений этого атрибута (синие тона) не дали притоков нефти

Пример успешного применения AVO-атрибута - произведения $R*G$ по одному из участков работ ОАО "Сибнефтегеофизика" (Евдокимов, 2005) показан на рис.33.10. Здесь также показаны, для сравнения, стандартный временной разрез ОСТ и разрез атрибута $R*G$. В одной из трех скважин, пробуренных на участке исследований, обнаружена залежь нефти с хорошим дебитом. Положение этой залежи хорошо согласуется с положением участка разреза с повышенным (аномальным) значением вышеназванного AVO атрибута.

Во многих случаях по результатам профильных работ или работ 3D строят схемы распределения атрибутов, относящиеся к некоторому интервалу вблизи поверхности целевых отражающих горизонтов. Такие схемы дают наглядное представление о местонахождении наиболее перспективных участков для скопления углеводородов. Пример такой схемы распределения флюид-фактора показан на рис.33.11.

Кроме изображения и интерпретации разрезов или слайсов новых параметров - атрибутов AVO -анализа широко применяются и статистические способы извлечения из получаемых данных информации о флюидонасыщении, степени глинистости, коэффициенте анизотропии и др. в некотором малом интервале вблизи изучаемой границы. Для этого используются, как правило, наблюдения на нескольких соседних пикетах ОСТ. Обобщенно технология выполнения AVO-анализа с получением широкого спектра геолого-геофизических материалов о строении и свойствах геологической среды, рекомендованная известным отечественным специалистом С.Н.Птецовым (Птецов, 2002), показана на рис. 33.12. Помимо получения различных атрибутных изображений геологической среды, эта схема предусматривает широкое применение ***кроссплотов*** для установления различных видов взаимосвязей, как между различными сейсмическими атрибутами, так и между атрибутами и различными петрофизическими и фильтрационно-емкостными свойствами (ФЕС) изучаемой части среды.

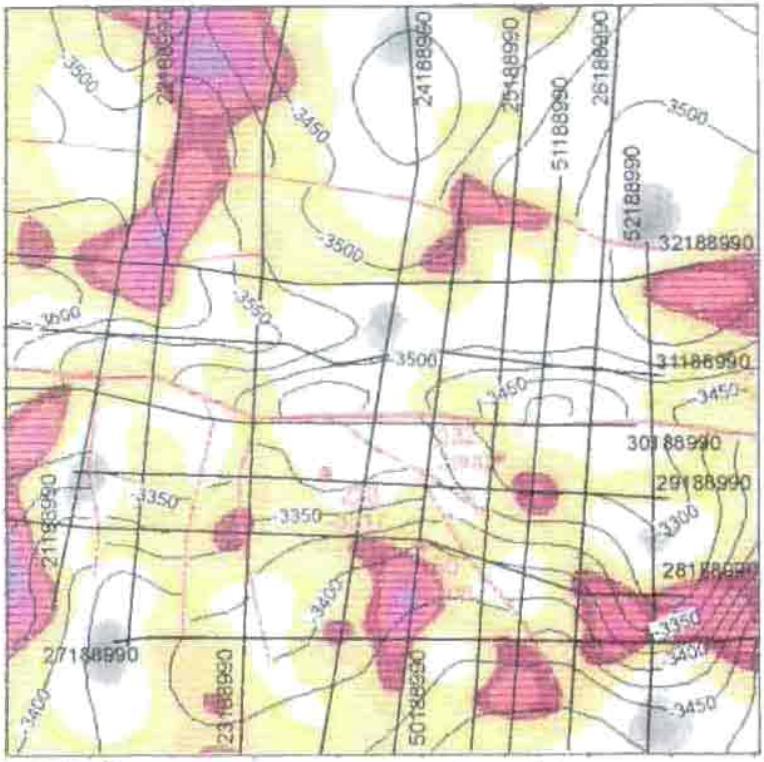


Рис.33.11. Прогнозная схема распределения флюид-фактора по одному из отражающих горизонтов, совмещенная со структурной картой по этому же горизонту (материалы ОАО "Ханты-Мансийскгеофизика" по одной из площадей исследований в Западной Сибири). Темными цветами отмечаются участки с повышенным значением флюид-фактора

Кроссплот (crossplot) - это изображение на плоскости в координатных осях (атрибут1 и атрибут2) объектов (соседних пикетов разреза), в каждом из которых получены совместно значения этих двух атрибутов. Такое совместное изображение различных атрибутов позволяет находить места аномальных значений, которые нуждаются в идентификации и дальнейшем исследовании. Анализ и поиск таких аномальных участков происходит обычно в интерактивном режиме, путем задания полигонов на сейсмическом изображении (разрезе или поперечном сечении), и выделения на совместном изображении аномальных, относительно регионального тренда, зон.

Для AVO–анализа классическим примером такого кроссплота является совместное изображение зависимости между значениями атрибутов градиента и интерцепта. Для этого кроссплота в качестве регионального тренда согласно Кастанга и Свану (Castanga, Swan, 1997) рассматривают среднюю зависимость между R_0 и G для песчано-глинистых водонасыщенных пород постоянной плотности, скорость в которых меняется в согласии с эмпирическим законом

Технологическая схема AVO анализа и инверсии

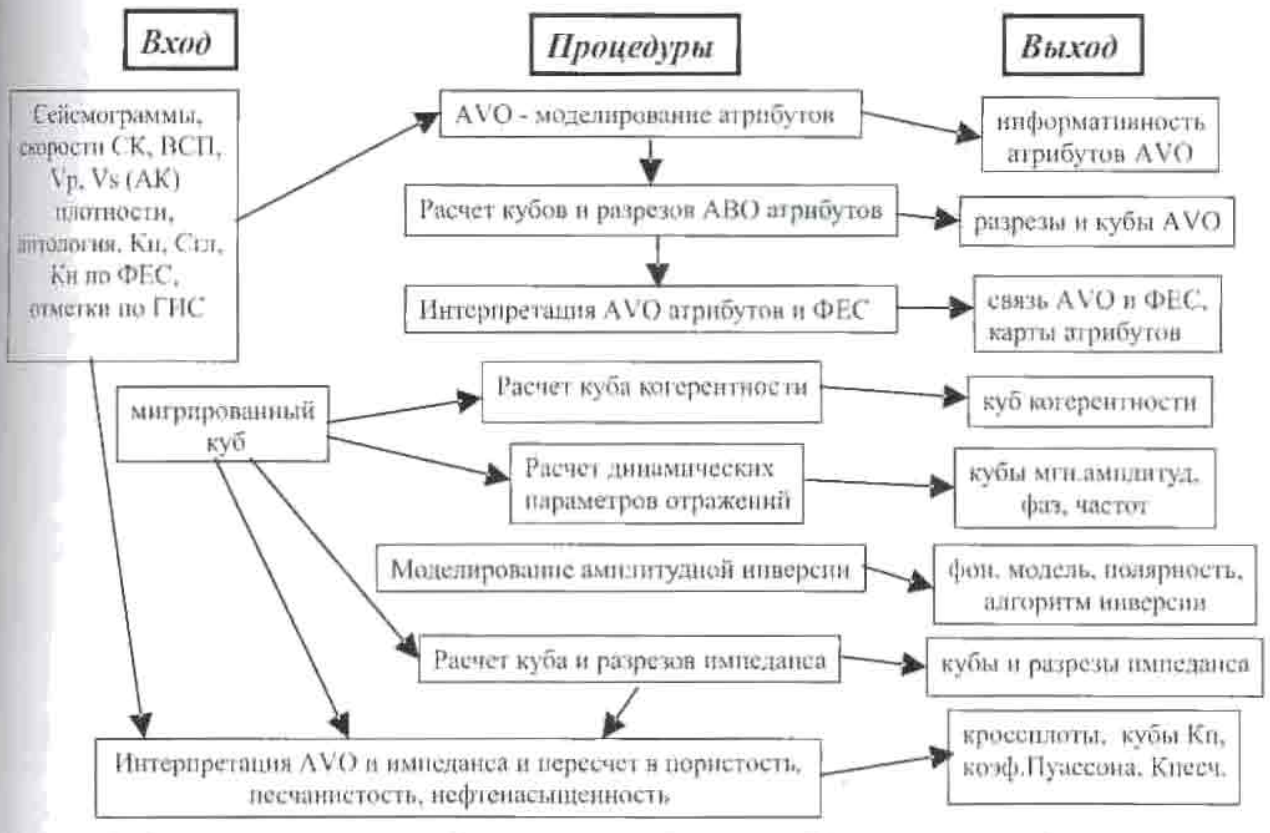


Рис.33.12. Обобщенная схема проведения AVO-анализа данных сейсморазведки 3D для получения атрибутных изображений геологической среды и установления взаимосвязей между геолого-геофизическими данными в опорных скважинах с целью изучения пространственного распределения петрофизических и фильтрационно-емкостных свойств среды

Гарднера. При этих предположениях региональный тренд представляет собой прямую линию, проходящую через начало координат с угловым коэффициентом, зависящим от соотношения VP/VS (рис. 33.13). На кроссплоте интерцепта и градиента видно, что точки, соответствующие области разреза, состоящей из газонасыщенных песчаников, ложатся далее всего от фоновой линии тренда. Точки, соответствующие нефтенасыщенным песчаникам, ложатся между линией тренда и точками, соответствующими газонасыщенным пескам. В зависимости от того, в какой части (в кровле или в основании) коллектора находятся изучаемые области разреза, им соответствующие точки на кроссплоте ложатся ниже (кровля) или выше (подошва) фоновой линии. На кроссплоте при увеличении пористости пород точки смещаются в направлении на северо-запад для пород кровли и на юго-восток для пород основания коллектора. Увеличение сжимаемости флюида приводит к удалению точек оси фонового тренда.

После построения кроссплота по нескольким ОСТ для какого-либо небольшого окна временного разреза можно будет видеть примерно такую картину, которая изображена на рис.33.14. Этот график позволяет классифицировать области разреза в соответствии с их флюидонасыщенностью.

На практике используют кроссплоты и для других пар атрибутов. На рис.33.15 приводится одна из схем классификации горных пород по положению точек на кроссплоте атрибутов ***Lambda-Ro*** и ***Mu-Ro***, полученная по экспериментальным данным Гудвеем (Peletier, Gunderson, 2005).

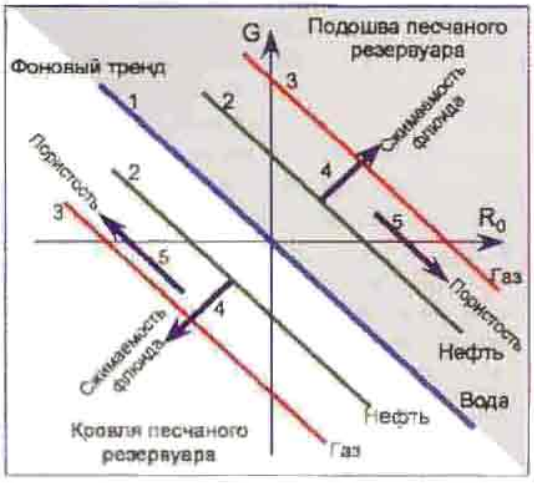


Рис.33.13. Обобщенная схема возможных областей расположения точек с координатами , равными атрибуту R_0 (интерцепт) и атрибуту G (градиент) в зависимости от типа флюида песчаного резервуара и положения в кровле или подошве пласта.
Центры областей показаны линиями:
1- водонасыщенных пород; 2- нефтенасыщенных пород;
3- газонасыщенных пород; 4- направление уменьшение сжимаемости флюида;
5- направление увеличения пористости коллектора.
Область кроссплота, расположенная левее и ниже линии 1 (линия регионального тренда) соответствует кровле резервуара, выше и правее - подошве резервуара

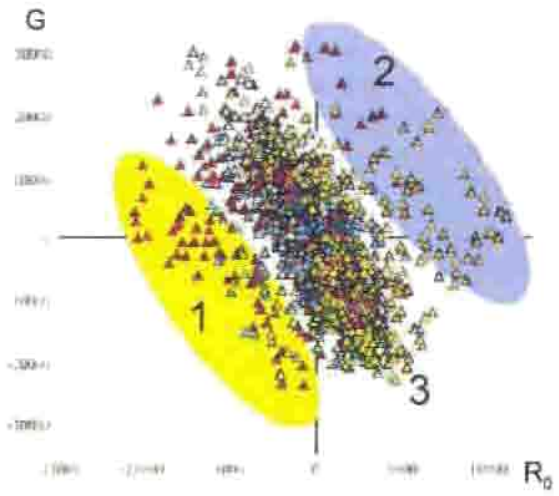


Рис.33.14. Кроссплот, полученный по материалам сейсморазведочных работ на одном из участков Мексиканского залива. Атрибуты рассчитывались по временному разрезу в окне 200 мс. Желтым (1) и голубым (2)цветом показаны области, соответствующие газонасыщенным пескам. Облако серого цвета (3) показывает точки разреза, соответствующие фоновому тренду



Рис.33.15. Области расположения на кроссплоте атрибутов точек, соответствующих различным типам пород резервуара. Предполагается, что глинистые сланцы, их область показана серым овалом, имеют пониженное по сравнению с известняками значение модуля сдвига. 1- газонасыщенные пески; 2- песчаники; 3-плотные пески; 4- карбонатные породы; 5-глинистые сланцы

Существуют и другие методики получения петрофизической информации по данным AVO-анализа, такие как моделирование с изменением типа флюида (например, замещением жидкости газом), использование голограмм для выполнения поляризационного анализа и др. Количество различных способов непрерывно растет.

Для достаточно обоснованного получения и изучения ***AVO-аномалий*** требуется соблюдение определенных условий. Система наблюдений должна обеспечивать присутствие в сборке записей для суммирования по общей точке или в пределах бина трасс с широким диапазоном удалений. Сравнительно легко это обеспечивается только при ***3D*** сейсмических работах. Важно также сохранить истинное соотношение амплитуд (***COA***). Даже при выполнении всех этих условий определение точного изменения амплитуды волн в зависимости от угла или величины удаления по полевым материалам часто затруднено из-за наложения помех различной природы.

Большинство удачных примеров применения AVO- анализа относится к случаю определения наличия (или отсутствия) газа в коллекторах. Это объясняется тем, что AVO - эффекты с этим типом порового флюида наиболее заметны. В случае заполнения порового флюида нефтью или водой все эффекты становятся значительно более скромными и их часто невозможно отличить от аномалий, вызванных некачественной обработкой, нерегулярными шумами и т.п. Поэтому AVO анализ становится все более сложным. В будущем могут потребоваться и другие методы анализа амплитудных аномалий, в том числе и выделение дополнительных классов в существующих методах анализа флюидонасыщенных сред.

Вопросы для самопроверки

1. Какая классическая задача теоретической геофизики явилась основой для создания теории AVO – анализа?
2. Какие особенности сейсмической записи отраженных волн используются для AVO – анализа?
3. Какие допущения сделаны при выводе приближенной формулы Аки - Ричардса?
4. Каково отличие формулы Хилтермана от двучленной формулы Шуе?
5. Что такое "интерцепт" и "градиент" в двучленной формуле Шуе?
6. Каким образом в расчетных формулах осуществляется переход от углов падения сейсмических волн к удалениям "источник - приемник"?
7. Что такое "флюид - фактор" и каково его назначение?
8. Перечислите основные атрибуты, используемые при AVO – анализе.
9. Поясните назначение AVO – анализа.
10. Что является теоретической основой AVO – анализа?
11. Каковы геологические предпосылки применения AVO –анализа?
12. Какие допущения сделаны при создании промышленной технологии AVO – анализа?
13. Как используются кроссплоты в AVO-анализе сейсмических данных?

* * * * * * *

34. ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА, СИСТЕМЫ И ГРАФЫ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

34.1. Современные средства вычислительной техники

В начале 70-х годов в *СССР* начался период широкого применения цифровой сейсмической регистрирующей аппаратуры. Это послужило основой для интенсивного развития и формирования *специализированных систем обработки сейсмической информации*. В это время парк вычислительных машин в стране был представлен в основном ***ЭВМ*** третьего поколения (серия ***ЕС***, аналогичная по характеристикам ЭВМ ***IBM 360/370*** производства США). Технические параметры вычислительной техники того времени были достаточно скромны, что накладывало существенные ограничения на создаваемые системы обработки. Реализация целого ряда процедур либо была *принципиально* невозможна (например, миграция до суммирования), либо *практически* невозможна из-за чрезвычайно больших затрат машинного времени. Лишь в отдельных случаях положение дел спасало наличие в ***ЭВМ*** дополнительных спецпроцессоров (ускорителей), быстро выполнявших отдельные процедуры обработки (например, фильтрацию).

Стремительное совершенствование элементной базы ***ЭВМ***, появление микропроцессорной техники привело к тому, что во второй половине 70-х годов были созданы первые персональные компьютеры. Они отличались от своих предшественников в лучшую сторону существенно меньшими размерами и энергопотреблением, а также значительно более удобными средствами общения с вычислительной системой. Это открыло эру их широкого применения в сейсморазведке. В 90-е годы в сейсмических обрабатывающих центрах на смену ***ЭВМ*** третьего поколения практически повсеместно приходят персональные компьютеры и рабочие станции. За 25 лет своего развития они прошли путь от 8 до 64 - разрядных вычислительных машин.

Для обработки и интерпретации значительного объема многоканальных сейсмических записей, получаемых по технологии многократных перекрытий, в производственных организациях на базе существующих средств вычислительной техники обычно создаются либо совмещенные *специализированные* ***сейсмические обрабатывающие и интерпретационные*** *центры*, либо раздельные (при больших объемах работ) *обрабатывающие* и *интерпретационные* центры.

Схема одного из ***обрабатывающих*** сейсмических центров крупнейшей геофизической компании ОАО "Хантымансийскгеофизика" (55 лет ОАО "Хантымансийскгеофизика", 2006) показана на рис.34.1. Вид машинного зала такого центра показан на рис.34.2.

Структура специализированного ***интерпретационного*** центра (55 лет ОАО "Хантымансийскгеофизика", 2006) показана на рис.34.3.

Для решения задач обработки и интерпретации в этих центрах используются либо интегральные пакеты программ обработки и интерпретации сейсмических данных, либо специализированные обрабатывающие и интерпретационные пакеты программ.

Как правило, обязательными составными частями типичного *центра обработки и/или интерпретации сейсмической информации* являются ***вычислительные сети, устройства оперативного хранения информации и устройства вывода результатов.***

В настоящее время для реализации процедур обработки и интерпретации сейсмических данных практически повсеместно применяют ***сети (network)*** – группы компьютеров, связанных между собой каналами передачи данных. Сети в пределах одного предприятия называются ***локальными***. Иногда для передачи данных применяют и высокоскоростные ***глобальные*** сети.

Компьютер, подключенный к сети, называют или ***рабочей станцией (клиентом)***, или ***сервером*** - в зависимости от задач, решаемых на нем.

Главный управляющий компьютер в локальной сети называется ***сервером***.

Сервер (Server) - это обычный (или специализированный) компьютер, который служит для управления сетевыми ресурсами общего доступа. Сервер обслуживает клиентские рабочие станции, предоставляя свои или другие сетевые ресурсы (разделяемые ресурсы) и услуги для совместного использования. Серверы, разделяемым ресурсом которых является дисковая память, называются *файл-серверами*. Файловый сервер обладает большим быстродействием процессора, значительной скоростью доступа к файлам, размещенным на жестких дисках, большой емкостью жестких дисков, значительным объемом оперативной памяти и т.д. Во время работы в локальной сети файловый сервер обрабатывает огромное количество запросов на обслуживание файлов, а на это затрачивается значительное процессорное время. Для того чтобы ускорить обслуживание запросов и обеспечить пользователю возможность работать в реальном масштабе времени с сетевыми программами, используются быстродействующие процессоры. Важным компонентом файлового сервера является один или несколько дисковых накопителей. На них хранятся все файлы пользователей сети. Быстрота доступа, емкость и надежность накопителей во многом

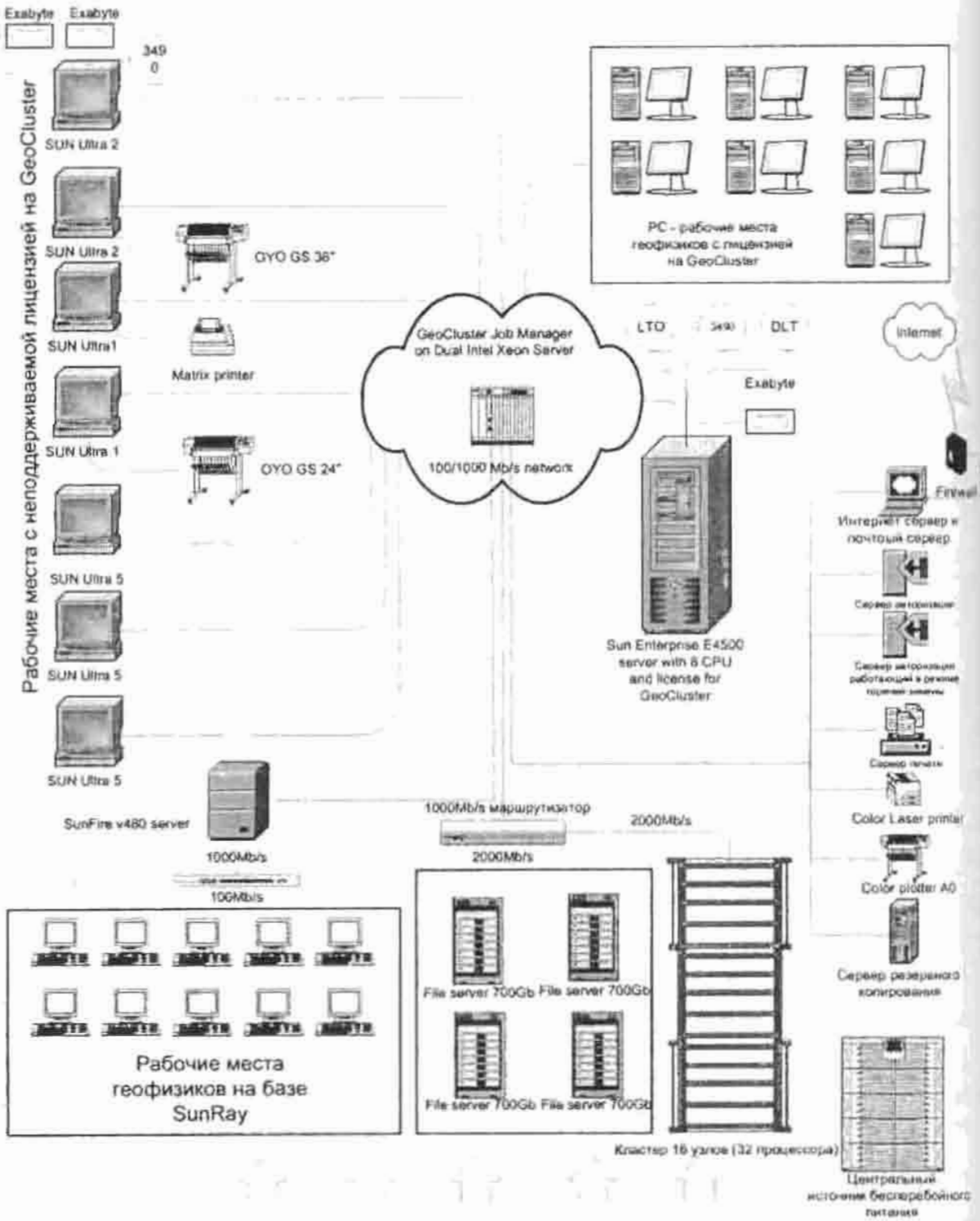


Рис.34.1. Типичная структура современного крупного обрабатывающего центра одного из подразделений ОАО "Ханты-Мансийскгеофизика"

определяют, насколько эффективно будет использование сети. Емкость жестких дисков сервера достигает нескольких десятков или сотен Терабайт.

Одной из важных функций сервера является также управление очередью выполнения заданий работы сетевого принтера. Сетевым принтером можно пользоваться с любой рабочей станции, независимо от места подключения его в сети. Поэтому каждый пользователь, при наличии на то разрешения, может отправить на сетевой принтер материалы, предназначенные для печати. Регулировать очередность доступа к сетевому принтеру будут средства сетевой операционной системы.



Рис.34.2. Вид машинного зала вычислительного центра геофизической экспедиции обработки информации (ГЭОИ) ОАО "Ханты-мансийскгеофизика"

Рабочая станция (Workstation) - это индивидуальное рабочее место пользователя. Она отличается от обычного настольного ПК большей мощностью и, соответственно, более высокой ценой, хотя занимает по площади одно рабочее место и мало отличается от ПК внешне. Существуют специализированные *графические рабочие станции* для работы с трехмерной графикой. К одной рабочей станции может подключаться несколько *терминалов* - устройств удаленного доступа. С терминалов может производиться работа с данными, хранящимися в рабочей станции. На рабочих станциях устанавливается клиентская часть сетевой операционной системы.

Во многих случаях для повышения производительности и удешевления обработки применяют ***кластеры*** – специально организованные системы из нескольких параллельно работающих компьютеров сравнительно небольшой производительности. Именно на основе кластерных систем созданы самые мощные на сегодня суперкомпьютеры.

Применяемые при обработке сейсморазведочных данных компьютеры с большой степенью условности можно разделить на три типа: ***персональные компьютеры (PC), рабочие станции (WS) и суперкомпьютеры (SC).*** Количественные и качественные отличия между этими типами компьютеров определяются, прежде всего, длиной (разрядностью) используемого слова, размерами оперативной и дисковой памяти и производительностью. Эти характеристики столь быстро меняются, что говорить о типичных значениях их можно также очень условно. Для сравнения приведем усредненные значения основных параметров этих категорий компьютеров на 1996 и 2006 гг. (таб.34.1). Анализируя приведенные данные, можно сделать вывод, что для *персональных компьютеров* сегодня типична длина машинного слова 4 байта (32 бит), размер оперативной памяти 256-512 Мб, дисковая память 120-200 Гб производительность до 50 миллионов операций с плавающей запятой в сек (50 MFlops).

Таблица 34.1.

Сравнительные технические характеристики персональных компьютеров, рабочих станций и суперкомпьютеров

Тип компьютера	Разрядность машинного слова		Размер оперативной памяти		Размер дисковой памяти		Производительность GFlops	
	1996 г.	2006 г.	1996 г.	2006 г.	1996 г.	2006 г.	1996 г.	2006 г.
Персональные компьютеры	16-32	32-64	16-64 Мб	256Мб-1Гб	20-40Гб	200 Гб	0,001	0.1-2
Рабочие станции	32-64	64	128-256Мб	1-16Гб	4-2000Гб	2-16Гб	0,050	1-10
Суперкомпьютеры	64	64	1-135Гб	1-10 Тб	10-100Гб		1000	280 000

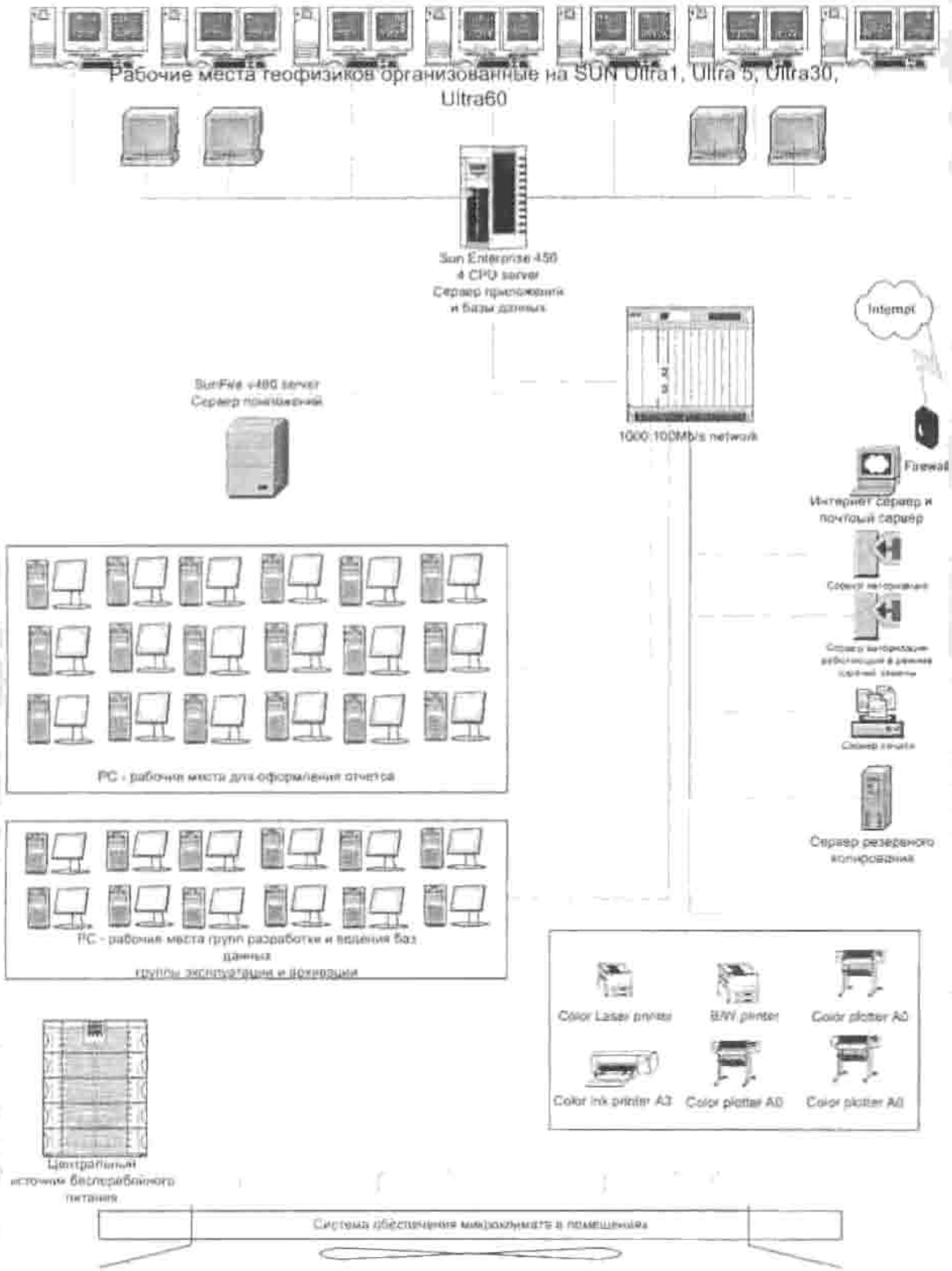


Рис.34.3. Структура крупного специализированного интерпретационного центра одного из подразделений ОАО "Хантымансийскгеофизика"

Рабочие станции оперируют длиной машинного слова в 8 байт (64 бит), имеют оперативную память размером несколько Гб, дисковую память – несколько Терабайт. Их производительность составляет 500-1000 MFlops.

Суперкомпьютеры имеют длину машинного слова в 8 байт, оперативную память – от десятков до тысяч Терабайт, дисковую память - тысячи Терабайт. Максимальная производительность суперкомпьютеров, достигавшая в 2000 г. 1 миллиона миллионов (10^{12}) операций с плавающей запятой в сек (1 TFlops), на середину 2006 года превысила это значение примерно в 280 раз и составляла 280 TFlops ($280*10^{12}$ операций с плавающей запятой в секунду).

Производительность ***ЭВМ*** играет весьма важную роль в технологии обработки сейсмических данных. Рассмотрим для примера необходимые затраты времени на реализацию одной из самых трудоемких на сегодня процедур обработки данных ***3D*** - глубинную миграцию перед суммированием. Предположим, что на объекте исследований площадью в 240 км^2 с применением 2000 - канальной телеметрической станции выполнено 6000 физических наблюдений. Каждая трасса длиной в 3 сек. с шагом квантования 0,002 сек. содержит 1500 отсчетов. Следовательно, будет получено $1,8\ 10^{10}$ сейсмических слов. Предположим также, что применяемый граф за весь цикл обработки в среднем требует для одного слова выполнения 100000 операций. Таким образом, общий объем необходимых вычислений составит $1,8 * 10^{15}$ операций. Для выполнения такого объема вычислений потребуется:

- на персональном компьютере $1,8 * 10^{15} / 50 * 10^6 = 3,6 * 10^7$ сек. ≈ 10000 час. ≈ 500 дней;
- на рабочей станции $1,8 * 10^{15} / (500 * 10^6) = 3,6 * 10^6$ сек. ≈ 1000 час. ≈ 50 дней;
- на суперкомпьютере $1,8 * 10^{15} / 10^{13} = 1,8 * 10^2$ сек. = 3 минуты.

Эти цифры дают представление о том, какие процедуры и какие объемы обработки могут выполняться с применением той или иной вычислительной техники. Заметим, что приведенные оценки не включают время на выполнение операций обмена данными и сохранение их на диске и другие подобные операции, и поэтому являются чрезмерно оптимистичными.

В начале 90-х годов ведущее место в сейсмических обрабатывающих центрах заняли рабочие станции на процессорах с ***RISC*** - архитектурой (*RISC*-архитектура процессоров, построенная на основе сокращенного набора команд фиксированной длины и большого количества регистров). Основной операционной системой для них являются версии операционной системы ***Unix***. В настоящее время ведущими производителями рабочих станций для разведочной геофизики являются корпорации ***Sun Microsystems (SUN), International Business Machine (IBM), Silicon Graphics Inc. (SGI)***. Каждая из этих фирм производит последовательный набор конфигураций рабочих станций, отличающихся производительностью и назначением. Наибольшее количество вариантов станций выпускает корпорация ***IBM***. Это серверы ***IBM RS*** различных моделей, в том числе и многопроцессорные системы ***SP1, SP2*** (содержащие в своем составе от 2 до 135 процессоров ***Power2SC***) с операционной системой ***AIX***. Компания ***SUN*** выпускает многопроцессорные (с процессорами ***SPARC***) серверы ***Enterprise*** моделей 6000, 10000 , а также графические рабочие станции с операционными системами ***Solaris*** и ***Solstice***. Корпорация ***SGI*** выпускает самые мощные в настоящее время рабочие станции и суперкомпьютеры ***Origin200/2000*** (процессоры ***R 10000***) с операционной системой ***IRIX***.

Рассмотрим параметры рабочих станций и серверов на примере продукции фирмы ***Sun Microsystems***.

Рабочая станция ***Sun Blade 2000*** (рис.34.4) использует от одного до двух 64-разрядных процессоров UltraSPARC III, выполненных по медной технологии с тактовой частотой 900 или 1050 МГц. Такие процессоры обеспечивают очень высокие показатели производительности по операциям с плавающей точкой. Система поддерживает до 146 ГБ внутреннего дискового пространства и до 8 ГБ оперативной памяти. Рабочая станция Sun Blade 2000 поддерживает интерфейсы USB и IEEE 1394, позволяющие подключать периферийные устройства Sun и третьих фирм. Эта станция - настольная система, которая обладает возможностью одновременной работы с несколькими мониторами, поддерживает последние модели систем хранения данных Sun и использует современные технологии в области работы с изображением. Графическая плата имеет следующие характеристики: 72 МБ выделенной видеопамяти, 256 МБ памяти для хранения текстур, мультисэмплинг со значением до 16 сэмплов на пиксел, 30-разрядная функция точности цветопередачи, очень высокое разрешение для двухмерной графики, трехмерная графика для стерео и монохромных изображений, поддержка аппаратным обеспечением возможности панорамной демонстрации единого изображения при разрешении до 2560x1024. Операционная система Solaris 8 обеспечивает полную совместимость с предыдущими версиями Solaris. Предусмотрена работа с плоским LCD-монитором Sun с диагональю 24,1 дюйма, который является полноцветным, крупноформатным монитором с высоким разрешением. Монитор характеризуется соотношением сторон 16:10 и показателем разрешения 1920x1200.



Рис.34.4 Рабочая станция **Sun Blade 2000** фирмы ***Sun Microsystems***

Сервер ***Enterprise 10000*** (рис.34.5) - это компьютерная система, работающая в операционной среде UNIX и обеспечивающая работу с независимыми разделами, что важно для эффективного использования вычислительного центра. Система может работать с различной производительностью и числом пользователей. В одном корпусе она может содержать до 64 процессоров UltraSPARC с тактовой частотой 400 МГц. Система Enterprise 10000 вмещает до 64 Гигабайт разделяемой памяти, обладает шириной пропускания внутрисистемной магистрали до 12 Гигабайт в секунду для быстрой пересылки данных. Поддерживает технологии RAID 0, RAID 1 и RAID 5 (*RAID* - технология защиты информации на жестких дисках, использующая принцип объединения в массив нескольких небольших или дешевых дисководов). Кроме того, обеспечена поддержка до 20 Терабайт дискового пространства. Имеются возможности "горячей замены", что позволяет легко производить обновление и замену компонент без необходимости перезагрузки или выключения питания.

Подобные же разработки имеются и у других производителей вычислительной техники для геофизических приложений.



Рис.34.5. Сервер фирмы *Sun Microsystems* **Enterprise 10000**



Рис.34.6. Одиопроцессорный сервер типа «лезвие» **Sun Fire V100**



Рис.34.7. Сервер IBM BladeCenter HS20 высотой 7U вмещает до 14 «лезвий»

Применяемая в последние годы новая технология ***Blade*** ("лезвие") (рис.34.6) позволяет увеличить плотность размещения систем в стандартной стойке во много раз. Для ее реализации создаются специальные плоские серверы начального уровня толщиной в 1-2 монтажных единицы (единица, равная 1,75 дюйма или около 44 мм), которые объединяются в одной стойке в многопроцессорный сервер.

Например, сервер **IBM BladeCenter HS20** (рис.34.7) высотой 7U(монтажных единиц) вмещает 14 «лезвий». В каждом из «лезвий» устанавливается процессор Intel Xeon с тактовой частотой 3,2 ГГц и системной шиной 533 МГц, оперативной памятью 512 Мбайт или 1 Гбайт (максимум 3 Гбайт) и двумя жесткими дисками IDE емкостью до 80 Гбайт и/или дисками SCSI U320 емкостью 146,8 Гбайт. «Лезвие» имеет также два адаптера Gigabit Ethernet с поддержкой функций перераспределения нагрузки и восстановления после сбоев. При этом сервер комплектуется утилитой системного управления с функциями самодиагностики. Имеются также возможности "горячей" замены оборудования.

Сегодня среди вычислительной техники, используемой в крупных геофизических организациях и фирмах, все большее распространение получают суперкомпьютеры, построенные на основе кластеров.

Ведущими производителями суперкомпьютеров являются фирмы ***IBM, Hewlett-Packard, Silicon Graphics (Cray Research), Thinking Machine, Fujitsu***. Долгие годы крупнейшим производителем супер ЭВМ являлась фирма Cray Research, являющаяся сегодня собственностью корпорации Silicon Graphics. Однако с появлением идеологии кластерных систем на первое место среди производителей вычислительных суперсистем вышли фирмы IBM и Hewlett-Packard.

Самый мощный на сегодня компьютер в мире ***eServer Blue Gene Solution*** (разработка фирмы IBM) находится в министерстве энергетики США. Он построен на основе кластерной архитектуры, содержит 13072 процессоров и обеспечивает среднее быстродействие 280 миллионов миллионов операций с плавающей точкой в сек (280 TFlops).

Одними из главных потребителей суперкомпьютеров, помимо организаций энергетики, крупных банков и научно-исследовательских центров, являются геофизические фирмы. Ниже приводятся характеристики наиболее мощных суперкомпьютеров, применяемых в геофизических фирмах, находящихся на территории России (по данным на июнь 2006 г.: http://www.supercomputers.ru):

Москва, *Paradigm Geophysical*, кластер-152 процессора, быстродействие 592.8 GFlops
Москва, *Landmark*, кластер-86 процессоров, быстродействие 439.6 GFlops
Москва, *Schlumberger*, кластер-104 процессора, быстродействие 350.3GFlops
Бугульма, *Татнефтегеофизика*, кластер-72 процессора, быстродействие 305.9 GFlops
Москва, *Севморнефтегеофизика*, кластер-68 процессоров, быстродействие 291GFlops
Москва, *Petroalliance*, кластер-72 процессоров, быстродействие 287.9GFlops
Бугульма, *Татнефтегеофизика*, кластер-60 процессоров, быстродействие 251.9 GFlops
Красноярск, *Красноярскгеофизика*, кластер-60 процессоров, быстродействие 211,1 GFlops

Устройства оперативного хранения информации

Для копирования, транспортировки и хранения больших объемов сейсмической информации используют различного рода накопители, емкость которых весьма значительна и, как правило, во много раз превосходит емкость оперативной памяти компьютеров сейсмического обрабатывающего центра. Накопители могут быть внешними и встраиваемыми (внутренними). Внешние накопители имеют собственный корпус и источник питания, что экономит пространство внутри корпуса компьютера и уменьшает нагрузку на его блок питания. Встраиваемые накопители крепятся в специальных монтажных отсеках. Сам накопитель можно рассматривать как совокупность носителя информации и соответствующего привода. Существуют накопители на магнитной ленте и дисковые накопители с различным типом носителей. В крупных обрабатывающих вычислительных центрах для хранения информации используют автоматизированные устройства работы с магнитными лентами или дисками. Они позволяют с высокой надежностью выполнять операции по поиску, доставке и записи информации на различные носители. Эти устройства принято называть библиотеками.

Устройства для оперативного хранения информации на магнитной ленте носят общее название-***стримеры***. Под *стримером* (streamer) обычно понимается накопитель на магнитной ленте (НМЛ), имеющий лентопротяжный механизм, который работает в инерционном режиме. Суть этого режима состоит в том, что длина отрезка магнитной ленты, проходящей мимо головки при остановке или перезаписи, превышает длину промежутка между блоками информации, записанными на ней. Вследствие этого после остановки ленту необходимо вернуть (перемотать) назад, и только выполнив эту операцию, можно перейти к следующему сеансу работы с лентой. При передаче больших объемов данных (десятки и сотни Мегабайт) инерционный режим обладает неоспоримыми преимуществами перед применявшимся ранее старт-стопным режимом работы, так как в этом случае ленты могут обрабатываться на значительно более высокой скорости. Так как инерционный режим может использовать очень короткие промежутки между блоками информации, хранимый объем данных на ленте фиксированной длины может быть увеличен. Обычно современные стримеры используют не отдельные бобины с лентой, а специальные кассеты — картриджи. Они различаются по используемой технологии чтения-записи информации и по ширине самой ленты. В настоящее время наиболее распространены устройства с картриджами, использующими магнитную ленту шириной 4 мм, 8 мм, четверть дюйма и полдюйма. В сейсмических станциях для хранения полученных полевых сейсмограмм обычно используются магнитофоны, совместимые с магнитофонами *IBM 3590*. Длина магнитной ленты в них составляет 1100 футов (335 метров). При этом плотность магнитной записи достигает 17400 бит на один дюйм (bpi). При наличии 18 или 36 магнитных головок осуществляется параллельная запись 2-байтных или 4-байтных сейсмических слов. Емкость картриджей находится в диапазоне от 60 до 300 Гб. Скорость чтения-записи составляет 5-40 Мб/с. Применяется запись способом фазо-группового кодирования.

Для примера рассмотрим характеристики ленточного накопителя фирмы IBM типа TotalStorage 3592 (рис.34.8), который отличают высокая емкость и скорость передачи данных. Он обеспечивает надежность и работоспособность систем с избыточными источниками питания и автоматическим восстановлением после отказа. Ленточный накопитель IBM TotalStorage 3592 превосходит своих предшественников, достигая пятикратного превосходства по емкости и обладая скоростью передачи данных, в 2,5 раз большей, чем у накопителей серии IBM 3590. Накопители модели 3592 использует кассеты с физической емкостью до 300ГБ и до 900ГБ с коэффициентом сжатия 3:1), позволяющие хранить больший объем данных на меньшем числе лент. Накопитель 3592 обеспечивает внутреннюю скорость передачи данных до 40 МБ/сек. Накопитель типа 3592 поддерживается операционными системами IBM AIX и OS/400, а также ОС HP-UX; Linux; Sun Solaris; кроме того, ОС Microsoft Windows 2000, Windows NT и Windows Server 2003.



Рис.34.8. Ленточный накопитель фирмы *IBM TotalStorage 3592*

Среди многих видов дисковых накопителей некоторое распространение получили магнитооптические устройства. *Магнитооптические накопители* записывают данные при помощи переменного магнитного поля (поля смещения) и луча лазера. Поверхность носителя покрыта пленкой магнитного материала с высокой коэрцитивной силой, который не может быть перемагничен при обычной температуре приложенным к нему полем смещения. При нагревании лазером до определенной температуры (точки Кюри) свойства магнитного материала меняются, и становится возможным перемагничивание участка. Считывание данных с носителя происходит также при помощи луча лазера, но уже меньшей мощности.

Устройства вывода результатов

Устройство, позволяющее представлять выводимые из компьютера данные в форме рисунка или графика на бумаге, называют *графопостроителем*, или *плоттером*. Иногда в качестве плоттера может использоваться соответствующий принтер. Широко используются традиционные перьевые плоттеры, а также струйные плоттеры, использующие более совершенную технологию печати.

Плоттеры могут быть барабанные (или рулонные плоттеры), а также - планшетные плоттеры, в которых бумага неподвижна, а перо перемещается по обеим осям. Чаще всего используются графопостроители, которые рассчитаны на форматы бумаги А3 или А4. Тем не менее, существуют планшетные графопостроители даже для формата А0. Различные модели плоттеров могут иметь как одно, так и несколько перьев различного цвета (обычно 4-8). Перья бывают трех различных типов: фитильные (заправляемые чернилами), шариковые (аналог шариковой ручки) и трубчатым пишущим узлом (тинкографы). Для заправки последнего типа перьев применяется специальная тушь.

Связь с компьютером плоттеры, как правило, осуществляют через последовательный, параллельный или SCSI-интерфейс. Некоторые модели графопостроителей оснащаются встроенным буфером (16 Мбайт и более). В сейсмических обрабатывающих центрах обычно используют плоттеры фирмы Hewlett-Packard и OYO.

Решительные изменения произошли также в области связи между компьютерами. Наряду с *локальными сетями* все шире применяются *системы оперативной передачи сейсмической информации через глобальные*

сети (Internet и др.), а также *высокоскоростные спутниковые системы* для передачи полевых сейсмических данных с места получение информации в обрабатывающий вычислительный центр.

34.2. Основные современные системы обработки сейсмической информации

Реальная обработка материалов сейсмической разведки всегда осуществляется с использованием *специализированной сейсмической обрабатывающей системы*. Как выше было сказано, в середине семидесятых годов в *СССР* начинается создание высокоэффективных систем обработки сейсмической информации на *ЭВМ*. Первая из таких систем, разработанная в 1978 г. для вычислительных машин единой серии (*ЕС ЭВМ*), получила название *СЦС-3* (Миннефтепром СССР; ЦГЭ, Москва). В 1980 г. было закончено создание системы *СОС - ПС* для отечественных многопроцессорных вычислительных комплексов типа *ПС-2000* (ВНИИГеофизика, Москва).

Система *СЦС-3* обеспечивала технологически эффективную по тому времени обработку разнообразной сейсмической информации (результатов сейсмических работ *2D*, наблюдений по методике *ВСП*, материалов морских исследований и т.п.) в условиях изменяющейся конфигурации *ЭВМ*. С учетом своих высоких технических характеристик и эффективности работы система *СЦС-3* (и ее последующие модификации) получила наибольшее распространение примерно в 70% обрабатывающих сейсмических вычислительных центров *СССР*. Каждый из таких центров, как правило, состоял из 2 - 4 *ЕС ЭВМ* высокой производительности и широкой комплектности. Такие центры оснащались спецпроцессорами (*СП*) матричного типа, обеспечивавшими ускорение обработки на порядок на отдельных операциях (коррекция, фильтрация), что в 2-3 раза повышало общую производительность обработки. Комплекс *СЦС-3* интенсивно использовался более 15 лет, пока на смену ему не пришли обрабатывающие системы нового поколения (Кашик, Гогоненков, 1998).

Вторая отечественная обрабатывающая система *СОС-ПС* позволяла обрабатывать сейсмические материалы регулярных и нерегулярных профильных и площадных систем наблюдений любой канальности и кратности и обеспечивала параллельное исполнение нескольких заданий и высокую скорость обработки. Система *СОС-ПС* была ориентирована на отечественный вычислительный комплекс типа *ПС-2000* с оригинальным мультипроцессором, состоявшим из 32 или 64 идентичных процессорных элементов. Высокая производительность достигалась за счет распараллеливания процесса обработки данных - одновременно обрабатывалось 32 или 64 сейсмических трассы. Это позволяло на базе одной ЭВМ ежегодно вести высококачественную обработку материалов 10 - 15 наземных сейсморазведочных партий (Справочник геофизика, 1990).

После 1991 года выпуск отечественных средств вычислительной техники резко сократился. В силу этого дальнейшее пополнение и переоснащение отечественных обрабатывающих центров началось осуществляться за счет импорта персональных компьютеров различной конфигурации. Поэтому в отечественных сейсмических обрабатывающих центрах стали использоваться модифицированные для использования на новых технических средствах версии обрабатывающей системы *СЦС-3* (версия для *DOS – SDS PC*, для *Windows – СЦС-5*, для *Unix – СЦС-5-2D*), а также некоторые другие отечественные системы, например, *SPS PC* (автор - Н.А. Годярчук). К сожалению, состязание с интенсивно поступающими в Россию западными системами обработки многие из них по разным причинам проиграли. В силу этого отечественные сейсмические обрабатывающие центры в настоящее время практически все оснащены зарубежными обрабатывающими и интерпретационными системами.

Используемые в России зарубежные сейсмические обрабатывающие системы отличаются сравнительно большой полнотой набора процедур для обработки материалов *2D* и *3D* сейсморазведки. Часть из них могут быть установлены на персональных компьютерах, практически все работают на рабочих станциях, а некоторые способны работать на кластерных системах и мощных многопроцессорных серверах.

В последние годы, помимо собственно обрабатывающих и интерпретационных систем, все большее распространение получают еще два вида сейсмических систем. Первый вид таких систем - *системы контроля качества регистрации сейсмических данных* – появился в связи с созданием цифровых компьютеризированных регистрирующих систем сбора данных. Такие системы призваны обеспечивать процесс контроля качества получаемых полевых записей, выполнять некоторые начальные процедуры обработки (например, осуществлять демультиплексацию записи). Круг выполняемых ими процедур непрерывно и стремительно расширяется.

Второй вид систем - *системы для планирования наблюдений*. Проведение высококачественных сейсмических работ по технологии *3D*, особенно в сложных поверхностных условиях (геоморфологических, техногенных и др.), требует особого подхода к размещению пунктов возбуждения и приема упругих волн. Созданные для этих целей специальные системы планирования позволяют в этих условиях рекомендовать такое размещение пунктов возбуждения и приема, которое минимизирует, с точки зрения интересов последующей обработки, ущерб от нарушений регулярности сети пунктов возбуждения.

В настоящее время основными производителями пакетов и систем программ для обработки и интерпретации данных сейсморазведки за рубежом являются:

1. Американская корпорация ***Landmark Graphics Corporation*** (www.lgc.com) входит в состав компании ***Halliburton***, одного из крупнейших мировых производителей нефтегазового оборудования и технологического

обеспечения всего процесса от разведки до разработки месторождений нефти и газа. Она владеет наиболее популярной в России сейсмической обрабатывающей и интерпретационной суперсистемой ***ProMAX***

2. Американская фирма ***Geographix*** (www.geographix.com), которая входит в состав корпорации ***Landmark Graphics Corporation***, является разработчиком пакета программ ***Discovery***. Пакет ***Discovery*** - это геологическая геофизическая интерпретационная система, которая предназначена для работы в операционной системе Windows.

3. Американская компания ***Paradigm Geophysical Ltd.*** (www.paradigmgeo.com) владеет суперсистемой *Focus*, включающей в свой состав как системы обработки (***Focus***), так и интерпретации (***Geodepth, SEISX***) данных сейсморазведки.

4. Компания ***CGG*** (Франция)(www.cgg.com)– является крупнейшим и многопрофильным производителем геофизических услуг. Ее продукцией являются системы обработки ***GeovecteurPlus*** и ***Geocluster***.

5. Американская компания ***Schlumberger*** (www.slb.com) является владельцем ряда обрабатывающих и интерпретационных систем. Среди них прежде всего следует назвать разработанную дочерней фирмой *WesterGeco* сейсмическую обрабатывающую систему ***Omega-2***, а также многопрофильный интерпретационный пакет *GeoFrame* для совместной интерпретации данных сейсморазведки и ГИС, для моделирования на этой основе нефтяных резервуаров и др., разработанный в дочерней компании *GeoQuest*.

6. Американская компания ***Seismic Micro-Technology Inc.*** (www.seismicmicro.com) является разработчиком интерпретационной системы ***Kingdom suite.***

7. Фирма ***GreenMountains***, принадлежащая американской компании ***Input-Output*** (www.i-o.com), разрабатывает и поставляет на рынок систему планирования ***Mesa.***

Предлагаемые вышеназванными фирмами и компаниями обрабатывающие и интерпретационные системы являются наиболее популярными в среде отечественных геофизиков-обработчиков. Эти системы несколько отличаются между собой по своим возможностям, степени удобства в пользовании и, естественно, по стоимости. Основными зарубежными обрабатывающими системами, наиболее широко применяемыми в России сегодня, являются системы ***ProMAX***, ***Geovecteur*** и ***Focus***

Ниже приводятся краткие сведения об основных западных обрабатывающих и интерпретационных системах. Сведения получены на основании имеющейся в распоряжении авторов технической документации, общедоступных рекламных материалов и сайтов фирм-изготовителей в Интернете.

Система ***ProMAX*** разработана компанией Advance Geophysical Landmark Graphics. Первая версия ***ProMAX***, сразу ориентированная на рабочие станции типа RISC - архитектуры, появилась в самом начале 90-х годов. Версия системы с возможностью обработки данных наземной сейсморазведки 3D появилась в 1995 г. Может применяться только на достаточно мощных рабочих станциях IBM: RISC-6000, SP2, SUN SPARC, Silicon Graphics. Система ProMAX в настоящее время обладает большим набором процедур для полной кинематической и динамической обработки данных 2D и 3D сейсморазведки, а также интерпретации результатов обработки.

Особенностями системы ProMAX являются:

- *возможность использования для работы на многопроцессорных* ***ЭВМ;***
- наличие *интерактивного и/или пакетного режима работы*;
- *быстрый и надежный ввод данных с* поддержкой всех стандартных форматов;
- *удобное описание и простой ввод геометрии* системы наблюдений;
- *гибкая и многофункциональная система работы с заголовками трасс*;
- *возможность включения новых прикладных процедур* и наличие эффективных средств поддержки и разработки новых модулей;
- *интерактивный* ***2D / 3D*** *анализ скоростей*;
- ***3D****-глубинная миграция с* учетом рефракции,
- *выделение и прослеживание первых вступлений* для целей коррекции статических поправок на основе использования принципов технологии нейронных сетей;
- наличие пакеты *программ для реализации задач сейсмической инверсии*,
- наличие процедур *для выполнения элементов интерпретации* (прослеживание горизонтов и сбросов, построение и редактирование ***2D / 3D*** скоростной модели среды, построение карт).

В состав системы **ProMAX** входят *пакеты сейсмической обработки*: ProMAX 2D, ProMAGIC, ProMAX 3DPSDM (обработка данных 3D с частичной миграцией до суммирования), ProMAX 4D, ProMAX MVA (пакет Migration Velocity Analysis), который позволяет определять интервальные скорости для глубинной миграции до суммирования), ProMAX VSP (пакет обработки данных вертикального сейсмического профилирования), SeisSpace.

В более широком понимании в состав PROMAX включаются *многочисленные дополнительные пакеты – пакеты геологической интерпретации*, такие как GMI•Imager, LogEdit, PetroWorks, StratWorks, Z-MAP , *пакеты геофизической интерпретации* FZAP, GeoProbe, PostStack, PowerCalculator, PowerView, SeisWorks, SpecDecomp, *пакеты глубинных преобразований* DepthTeam, Sierra, TDQ, *пакеты интерпретации сейсмических скважинных данных* RAVE и SigmaView и т.д.

Основу пользовательского интерфейса систем ProMAX представляет окно так называемого построителя потоков (flow builder). Это самый верхний (видимый) уровень системы. Фактически построитель

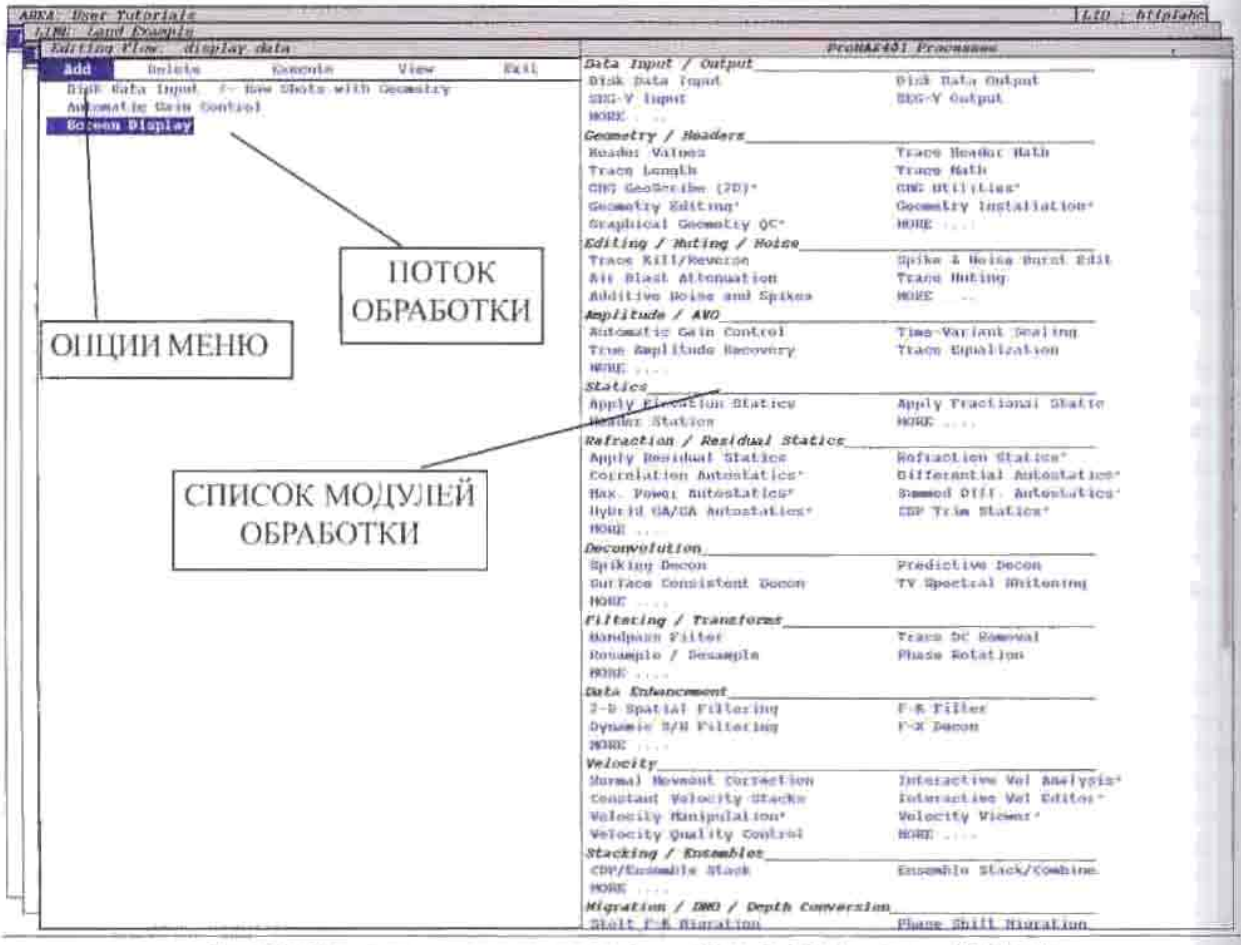


Рис.34.9. Окно построителя потоков обработки (**Flow Builder**) в системе PROMAX

потоков - это очень специализированный редактор без какой-либо особенной геофизической специфики. Его главная задача - представлять меню и накапливать набор параметров, записывать эти параметры на диск и затем запускать программы, которые будут использовать эти параметры (рис.34.9).

Чтобы построитель потоков знал, как представлять параметры пользователю, он должен использовать файлы спецификации меню (*menu specification files*), которые также называются файлами меню. Файлы меню тесно интегрированы с базовыми обрабатывающими модулями. В файлах меню программисты определяют, какие параметры будут присутствовать, их свойства—такие как тип параметра, значение по умолчанию, их описание, как они взаимосвязаны. Опыт показывает, что хорошая спецификация параметров меню зависит от используемого языка: в Landmark для написания файлов меню используется язык Lisp. Основной единицей обработки является *проект*, который представляет собой директорию со всеми необходимыми файлами. При расположении исходных данных, файлов меню и результатов в памяти для проекта используется специальная древовидная структура (рис.34.10). Так как в составе системы более 400 разнообразных процедур обработки, то система ProMAX позволяют решать практически любые возможные задачи обработки сейсмических данных.

Вторая по популярности обрабатывающая система ***Focus*** является разработкой фирмы *CogniSeis* (*Paradigm Geophysical*). По распространенности в мире система ***Focus*** следует непосредственно за ***ProMAX***. В настоящее время она может функционировать не только на рабочих станциях, но и на суперкомпьютерах. В составе системы ***Focus*** имеется также более 400 геофизических прикладных процедур для полной кинематической и динамической обработки данных *2D* и *3D* сейсморазведки. К особенностям системы ***Focus*** можно отнести:

- ***высокую степень интерактивности*: интерактивное составление заданий на обработку, графическое формирование потоков, тестирование параметров, извлечение информации из заголовков трасс, редактирование, слежение (пикирование) горизонтов, скоростной анализ, построение скоростных моделей и др.;**

- *наличие открытой базы данных* для хранения параметров задания, потоков обработки, информации о считывающих устройствах, состоянии дисковой памяти. При этом обеспечивается прямой доступ для контроля качества непосредственно из редактора параметров для просмотра и редактирования;

- *оперативность получения справочной информации*, которая визуализируется в стандартном формате ***HTML*** (гипертекст), а просмотр ее обеспечивается с помощью браузера ***Netscape***;

- *универсальную архитектуру связей*, которая обеспечивает обмен сейсмическими данными с интерпретационными системами ряда фирм;

- *возможность выполнения графического 3D бининга* (распределение трасс между бинами по удалениям внутри каждого бина);

- *эффективную глубинную 3D миграцию после суммирования* (poststack);

- *возможность глубинной 3D миграции до суммирования* (prestack), которая выполняется на основе численного решения уравнения эйконала для произвольно сложного скоростного разреза и суммирования *Кирхгофа* по полученным пространственным годографам;

- *наличие расширенных средств построения и визуализации скоростного разреза*, включая отображение качества данных о скоростях;

- *присутствие в составе системы пакета AVO-анализа*, который включает средства моделирования зависимости коэффициента отражения от угла падения для упругих контактов геологических сред.

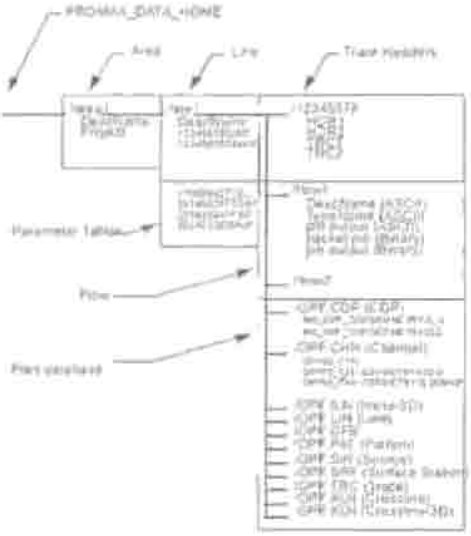


Рис.34.10. Структура каталогов данных (проекта) ProMAX

Система *Focus* широко распространена в ряде стран мира. В настоящее время и в *России* система *Focus* постепенно занимает все более значимое место.

Первая версия сейсмической обрабатывающей системы *Geovecteur* для операционной системы *Unix* была запущена в 1988 г. В 90-х годах появились версии системы, пригодные для обработки данных сейсморазведки *3D*. Система была адаптирована на все современные вычислительные платформы, включая суперкомпьютеры. В системе *Geovecteur* построена увязанная цепочка процедур для выполнения полного спектра обработки данных сейсморазведки: *планирование наблюдений - полевая экспресс-обработка и контроль качества - обработка на ВЦ - интерпретация*. Система *Geovecteur* может применяться на рабочих станциях *IBM RS, SP, SUN SPARC, Silicon Graphics* или суперкомпьютерах *CRAY*. В рамках системы имеется полевая подсистема, специально ориентированная на экспресс - обработку и контроль качества в процессе полевых работ. Полевая подсистема рассчитана на рабочие станции *RISC* и *SUN SPARC*.

Отличительными особенностями системы *Geovecteur* являются присутствующие в ее составе:

- *мощные интерактивные средства анализа, тестирования и подстановки параметров в графах обработки* (рис.34.11);

- *подсистема GeoLand для планирования 2D и 3D наблюдений* (регулярных и нерегулярных систем наблюдений), построенная на основе базы данных *Oracle* и поддерживающая документирование информации по текущей фазе процесса полевых работ ("рапорт оператора") и процедуры полевого контроля качества;

- *подсистема обработки многократных наблюдений*.

В рамках новой версии *Geocluster* улучшены такие обрабатывающие процедуры, как коррекция статических поправок и подавление кратных волн. Усовершенствование также коснулось обработки материалов встречных и обменных волн, что позволяет более полно характеризовать физические свойства месторождений нефти и газа, а также глубинной миграции. Основную роль при этом играют процедуры, реализующие решение уравнения эйконала в десятки раз быстрее, чем их предшественники.

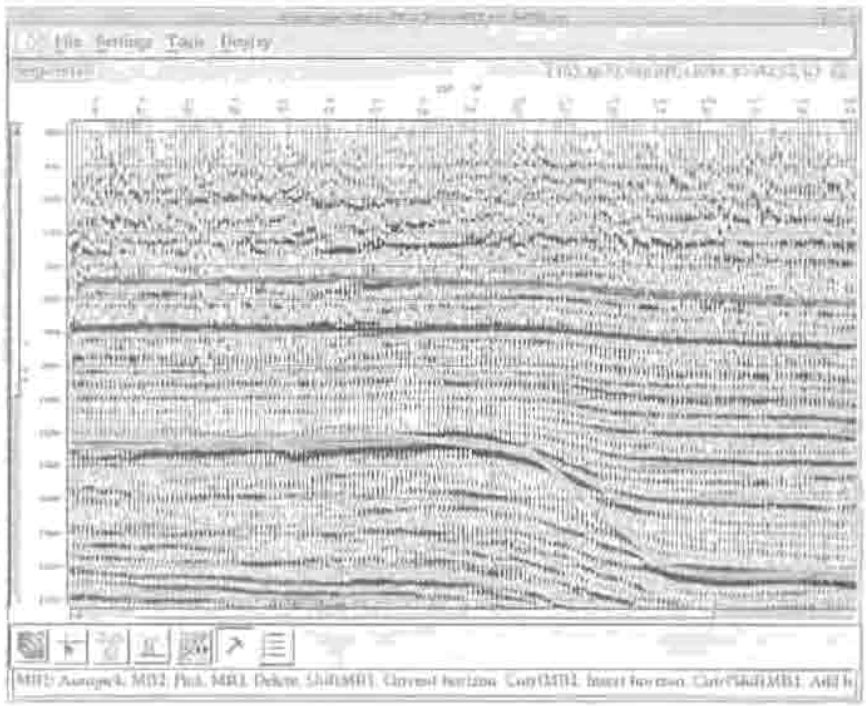


Рис.34.11. Результат применения процедуры автоматического прослеживания сейсмических горизонтов в обрабатывающей системе Geovecteur

Обрабатывающая система ***OMEGA-2*** фирмы Western Geco менее известна в России. Она объявлена этой фирмой как наиболее совершенная система обработки сейсмической информации. Система ***OMEGA2*** представляет собой масштабируемую систему, которую могут использовать как ограниченные группы обработчиков, так и сотни пользователей. Система может быть установлена на любой компьютер, начиная с ноутбука и кончая кластерной системой из тысяч процессоров. Система предоставляет все необходимые инструменты для эффективной и точной обработки сейсмических работ на земле, на море, в транзитных зонах, а также многокомпонентных 2D, 3D или 4D сейсмических данных для получения как временных разрезов, так и глубинных изображений.

Система ***OMEGA-2*** включает следующие подсистемы:

- *OMEGA-Signal* - для обработки и улучшения качества сейсмических сигналов. Результаты обработки в рамках этой подсистемы являются основой для всей последующих этапов обработки и интерпретации. *OMEGA-Signal* включает процедуры калибровки, регуляризации, ослабления шумов, подавление кратных волн-помех и улучшения сигналов. Для подавления кратных волн используются преобразование Радона;

- *OMEGA-Time* для построения временных разрезов и скоростного анализа. При этих построениях используются процедуры миграции до суммирования. Применяется широкий набор процедур для построения полей скоростей с высокой разрешенностью, высокой точностью и учетом анизотропии;

- *OMEGA-Depth* для получения глубинных изображения и построения скоростных моделей среды;

- *OMEGA-Vector* для обработки, изображения и анализа многокомпонентных данных;

- *OMEGA-Reservoir* для определения статических параметров резервуаров;

- *OMEGA-Production* для анализа изменения состояния залежи во времени.

Обобщая характеристики описанных выше зарубежных обрабатывающих систем, можно отметить, что все они ориентированы на современные рабочие станции - ***RISC, SUN SPARC, Silicon Graphics*** или мощные параллельные компьютеры. Все системы по функциональной полноте достаточны для стандартной и детальной обработки и обеспечивают частично или полностью потребности динамической и специальной интерпретационной обработки.

34.3. Системы интерпретации сейсмических данных

Интерпретация сейсмических данных заключается в создании по ним, с учетом всей имеющейся априорной информации, геологической модели среды, максимально правдоподобно согласующейся с результатами обработки. В процессе интерпретации проводится как определение по сейсмическим волновым полям и их параметрам структурных моделей, так и прогноз литолого - петрофизических характеристик изученной геологической среды. При использовании компьютерной интерпретации априорные материалы включаются в базу данных. Создается топогеодезическая схема расположения сейсмических профилей, "*кубов сейсмических данных*", скважин и т.д. Успех интерпретации во многом зависит от умения понять и учесть главные, определяющие особенности геологической среды и полученных сейсмических материалов. При этом важная роль отводится качеству и уровню применяемых средств интерпретации. В процессе интерпретации могут применяться дополнительно как стандартные (этап *дообработки*), так и специализированные процедуры обработки сейсмических трасс.

В целом, процесс интерпретации можно представить в виде следующей последовательности трех групп операций:

- ***дообработка*** с целью *повышения разрешенности сейсмических волновых изображений геологической среды* (повышения разрешенности волн, ослабления помех и устранения искажений волнового поля и др.) и достижения унификации полученных результатов с другими сейсмическими и геологическими данными;

- ***интерпретационная обработка*** с целью получения различных атрибутных изображений геологической среды на базе выполнения:

- ***AVO – анализ*** сейсмических записей;

- ***определение и коррекция формы импульса*** для приведения сейсмических трасс к нуль-фазовому импульсу, являющемуся наилучшим с точки зрения временной разрешенности отражений;

- ***сейсмическая инверсия*** для преобразования трасс отраженных волн в трассы акустических импедансов (жесткостей),

- ***корреляция и определение атрибутов волн*** для извлечения информации, необходимой при прогнозе состава и свойств горных пород. Атрибуты определяют по сейсмическим трассам, трассам мгновенных параметров и спектрам колебаний во временном окне, приуроченном к прокоррелированному горизонту, или между двумя горизонтами;

- ***формирование скоростной модели среды*** для структурных построений, перевода временных разрезов и кубов из масштаба времени в масштаб глубин, совмещения данных сейсморазведки и бурения, прогноза состава и свойств горных пород;

- *собственно интерпретация данных сейморазведки:*

- *увязка отраженных волн с данными о стратиграфии* для установления значений времен, соответствующих стратиграфическим границам и пластам;

-*геологическая интерпретация волновой картины* (сеймостратиграфия, сеймоформационный, седиментационный, палеотектонический анализ) для изучения условий и обстановок осадконакопления, прогнозирования литофациальных характеристик пород, выявления локальных геологических построек, врезов и т.п.;

- *интегрированный анализ данных сейморазведки и бурения* с целью изучения геологического строения межскважинного пространства и экстраполяции данных бурения на те участки, где скважин нет;

- *математическое сейсмомоделирование* для объяснения кинематических и динамических особенностей реальных волновых полей, выявления атрибутов, наиболее информативных для поиска и разведки геологических объектов, установления соответствия между сейсмическими волнами и геологическими границами, выбора оптимальных параметров процедур интерпретации;

- *построение карт:* структурные карты, карты времен t_0 и карты средних скоростей, которые являются обязательными отчетными документами;

- *оценка точности и качества структурных построений.*

Способы сейсмической интерпретации и используемые модели среды на различных стадиях геологоразведочного процесса могут быть различны, но обычно включают в себя все или большинство названных операций. Поэтому многие сейсмические системы интерпретации имеют в своем составе значительное количество процедур, обеспечивающих выполнение названной последовательности действий для решения разнообразных задач от стадии региональных исследований до стадии разведки и эксплуатации месторождений. Процесс интерпретации является исключительно важным делом, определяющим конечный успех всех сейсморазведочных работ. Одновременно следует иметь в виду, что этот процесс является и весьма трудоемким. Некоторое представление об этом можно получить из следующих данных, приводимых *К. Линером из США* (Liner, 1997). Рассматривая процесс интерпретации *2D* и *3D* сейсморазведочных данных на площади размером 150 км² при наличии 200 скважин глубокого бурения с данными геофизических исследований, он приводит следующие ориентировочные трудозатраты в человеко-днях на выполнение некоторых этапов интерпретации с применением современных мощных рабочих станций:

- чтение данных, отображение совокупности данных, редактирование и т.п. - 230 человеко-дней;
- моделирование на основе акустических данных, плотностей и т.п. –205 человеко-дней;
- совместная обработка сейсмических и скважинных данных – 15 человеко-дней;
- *2D* интерпретация - 120 человеко-дней;
- *3D* интерпретация - 130 человеко-дней;
- совместная интерпретация *2D* и *3D* - 160 человеко-дней;
- построение *2D* и *3D* карт - 20 человеко-дней;
- *3D* визуализация - 5 человеко-дней;
- интерактивная *2D* и *3D* интерпретация – 40 человеко-дней;
- *2D* и *3D* атрибутный анализ – 70 человеко-дней;
- *2D* и *3D* структурный анализ – 70 человеко-дней.

Общие затраты времени составляют, таким образом, около 1100 человеко-дней. Очевидно, что такая интерпретация сейсмических данных может быть выполнена только при использовании мощных вычислительных систем, а также специализированных систем интерпретации. Программное обеспечение, как правило, должно предусматривать возможности совместной работы с различными типами данных, с результатами обработки не только сейсмических данных, но и данных геофизических исследований скважин (*ГИС*) и др. Значительную роль играют средства визуализации данных и результатов, автоматизированного построения карт и т.п. Именно поэтому для проведения сейсмической интерпретации создавались и создаются все более совершенные специализированные *сейсмические интерпретационные системы.*

В *СССР* такие системы создаются, начиная с 1981 г. Первые из них были предназначены для работы на вычислительных машинах *ЕС ЭВМ*. К числу первых таких отечественных систем можно отнести систему *СИС-3 ИГР* для прогнозирования геологического разреза, систему *СПИН* для кинематической интерпретации, систему *РСМ* для определения скоростной пластовой модели и получения глубинных изображений среды и др. Затем появились системы интерпретации данных сейморазведки и *ГИС* для работы на персональных компьютерах с операционными системами *MS DOS* или *UNIX*. В это время были разработаны системы *ГЕРМЕС* (интегрированная интерпретация данных *3D*, *ВСП* и *ГИС*), *ИНПРЕСС* (интегрированная интерпретация данных сейморазведки для структурных построений и прогнозирования геологических моделей), *СПИН-ПК*, *РСМ-ПК* и др. В последующие годы интерпретационные системы были разработаны и для рабочих станций. Это системы *DV-1* для интерпретации наземных и морских данных *2D* и *3D* сейморазведки, *ИНПРЕСС-3* для комплексной интерпретации геолого - геофизических и нефтепромысловых данных и др. Ведущими организациями по разработке систем и пакетов

интерпретации данных сейсморазведки в России являются *Центральная геофизическая экспедиция (ЦГЭ)*, и научно - исследовательский институт ***ВНИИгеофизики*** (г. Москва). В настоящее время основными отечественными интерпретационными сейсмическими системами являются системы ***ИНПРЕСС, DVI*** и ***ИнтерСЕЙС***.

Система ***ИНПРЕСС*** (авторы *А.Г. Авербух* и *А.И. Арапова, ЦГЭ*) предназначена для интерпретации данных сейсморазведки на этапе поисков ловушек углеводородов, разведке месторождений и построении геологических моделей резервуаров (Авербух, 1998).

Система ***ИНПРЕСС*** позволяет выполнять:

*- интерпретацию сейсмических данных **2D** и **3D**, а также совместную интерпретацию данных сейсморазведки и бурения;*

- картирование, оконтуривание и оценку точности построений, математические и логические операции с картами и контурами;

- построение интегрированных трехмерных геологических моделей, формирование структурных моделей разреза по данным бурения и сейсморазведки, создание петрофизических моделей и представление набора полученных карт в виде трехмерных цифровых моделей;

- математическое сейсмическое моделирование для стратиграфической привязки отражений и оценки петрофизической информативности сейсмических атрибутов;

- визуализацию результатов интерпретации на плоттерах или принтерах;

*-связь с другими системами(**СЦС-3, СЦС-5, CHARISMA, ProMAX** и др.) для экспорта и импорта данных.*

При этом в системе может выполняться: корреляция сейсмических или геологических границ, выявление и трассирование разломов по картам наклонов границ или кубов деструкций, совмещение сейсмических материалов и данных скважин во временном или глубинном масштабах; палеореконструкция и интерпретация по палеоразрезам и палеокубам, построение интегрированных геологических разрезов по структурным картам и данным скважин, определение сейсмических атрибутов, инверсии сейсмических амплитуд в акустические жесткости, выявление и оконтуривание сейсмофаций, дообработка сейсмических материалов.

В системе ИНПРЕСС также могут формироваться акустические модели, проводиться коррекция данных акустического каротажа по годографам сейсмокаротажа, оценка формы сейсмического импульса, расчет синтетических трасс и синтетических сейсмограмм, оценка статистических связей между параметрами горных пород и атрибутами сейсмических записей.

Система может функционировать на рабочих станциях с оперативной памятью не менее 135 Мб и с жестким диском - более 2 Гб. При этом в рамках одного рабочего проекта обеспечивается возможность ввода 1000 профилей и до 1000000 трасс, корреляции 100 горизонтов, построения 100 карт. Система работает с базой данных, под которую рекомендуется выделять специальную рабочую станцию – файл-сервер. Предусмотрена работа в локальной сети.

Сегодня наиболее распространенной в России отечественной интерпретационной системой является система ***DVI*** (*Dinamic Visualisation* – динамическая визуализация), которая разработана в *ЦГЭ* под руководством *А. С. Кашика* (Кашик, 1998; Кашик и др., 1998). Она содержит в своем составе ряд пакетов ***DVI-Analyser, DVI-Discovery+, DVI-Geo*** и др.

Пакет ***DVI-Analyser*** является гибким интерактивным инструментом для детального анализа и интерпретации трехмерных геолого - геофизических данных. Он обеспечивает решение следующих задач:

*- работу с сейсмическими кубами данных формата **SEGY**,*

- получение любых видов слайсов в реальном масштабе времени,

- ручное и автоматическое прослеживание временных горизонтов, получение карт изохрон;

- интерпретацию нарушений,

- трассирование сложных геологических элементов путем нанесения меток и назначения пути анализа по произвольно выбранной траектории внутри куба;

- работу с ломаными и "композиционными" профилями;

- получение кубов атрибутов параметров (мгновенные фазы, амплитуды, частоты),

*- комплексную интерпретацию данных сейсморазведки и **ГИС*** (геосейсмическое моделирование, совместный анализ, визуализация каротажных кривых);

- выполнение седиментационного анализа;

- проведение палеореконструкций и палеотектонического анализа;

-навигацию по географическим картам;

- получение твердых копий изображений.

DVI-Analyser предоставляет интерпретаторам возможность одновременной работы в нескольких окнах. На двухэкранных рабочих станциях окна могут размещаться на разных экранах. В качестве пакета картопостроения используются средства системы ***ИНПРЕСС-3***. Пакет ***DVI-Analyser*** позволяет работать одновременно с несколькими кубами (до 16 кубов), относящимися к одному пространству.

Пакет ***DVI-Analyser*** поддерживает работу с сейсмическими данными любых форматов ***SEG Y, СЦС-3, СЦС-5*** и др., обеспечивает возможности экспорта - импорта объектов интерпретации в другие интерпретационные системы через специальный интерфейс. Он может использоваться на рабочих станциях ***SUN SPARK, RISK 6000,***

Silicon Graphics. Имеется также вариант пакета для работы в операционной системе *Windows NT* на персональных компьютерах. В сетевом варианте пакет ***DV1*** обеспечивает одновременный доступ к одним и тем же объектам интерпретации с разных рабочих станций и персональных компьютеров без изменения формата данных.

Пакет программ ***DV-I Discovery +*** является дополнительным инструментом, обеспечивающим совместную интерпретацию данных 2D и 3D сейсморазведки.

Программы пакета обеспечивают выполнение следующих функций:

- при работе с профилями 2D

- ручное и автоматическое прослеживание временных горизонтов;
- корреляцию нарушений;
- палеореконструкция;
- трассирование сложных геологических элементов (путем нанесения меток);
- визуализация каротажных данных;
- комплексная интерпретация данных сейсморазведки и ГИС;
- сейсмическое моделирование;
- совместный анализ

-с использованием результатов интерпретации данных 3D (рис.34.12)

- интерполяция карт горизонтов;
- построение границ нарушений;
- получение карт атрибутов параметров;
- палеотектонический анализ;
- построение структурных карт.

В рамках системы ***DV1*** разрабатываются и реализуются многие новые отечественные технологии интерпретации данных сейсморазведки и ***ГИС***.

Среди зарубежных интерпретационных систем, которые сегодня используются в том или ином объеме в России, следует назвать следующие: ***EOFRAME***(компании *Shlumberger*), ***Interpret2000*** (компании *Landmark Graphics, Halliburton*), ***VoxelGeo, SeisX, GeoDepth, Probe, Stratimagic*** (компания *Paradigm Geophysical*), ***Kingdom Suite*** фирмы SMT (Seismic Micro-Technology) и др.

Эти системы нацелены не только на получение информации о структурных особенностях изучаемого объекта, но и на изучение физико-геологических параметров залежей углеводородов (параметров резервуара). Они имеют широкие функциональные возможности и могут использоваться для интерпретации данных сейсморазведки на всех стадиях геологоразведочного процесса. Все они предназначены для работы на рабочих станциях типа ***IBM RISC, SP2, SUN SPARC, SGI.***

GeoFrume - это система программ для комплексной характеристики месторождения, которая включает в себя набор геофизических приложений ***GeoFrame Geophysics***, которые позволяют выполнять эффективную геофизическую интерпретацию результатов обработки.

GeoFrame Geophysics включает в себя следующие модули:

- ***Charisma 2D/3D/4D*** и ***IESX 2D/3D/4D*** для выполнения сейсмической интерпретации;
- ***Basemap Plus*** - программы для построения карт, сеток и контуров;
- ***Variance Cube*** - программа для работы с атрибутами в пространстве;
- ***GeoViz 3D*** -программа интерпретации и визуализации;
- ***InDepth*** - для интерактивной работы со скоростными моделями;
- ***Synthetics*** -для формирования синтетических сейсмограмм и работы с вэйвлетами;
- ***LPM*** - программа для изучения распределения и картирования сейсмических атрибутов в скважине;

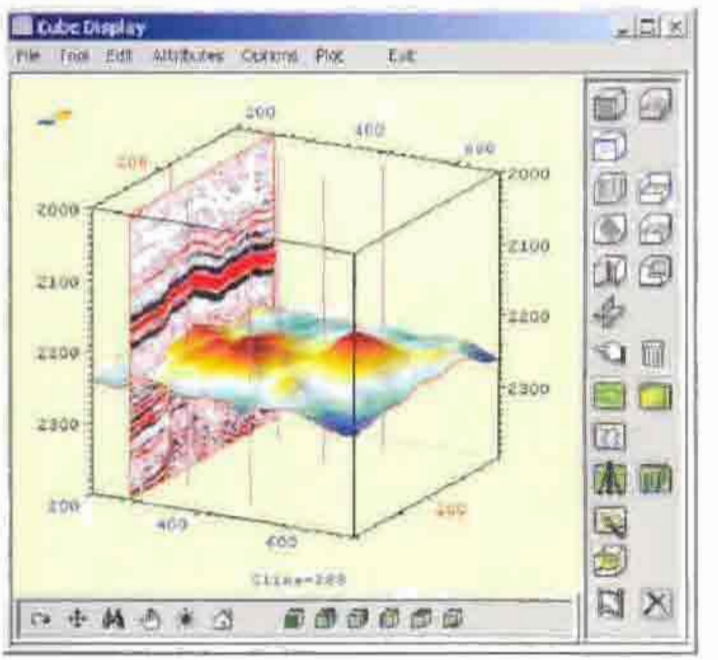


Рис.34.12. Пример загрузки 3D данных в окно изображения куба данных в пакете *DV1 Discovery*
Окно служит для изображения сечений куба - слайсов и изображения объектов интерпретации (горизонтов, скважин, поверхностей нарушений, меток и др.). В нем можно проводить пространственную интерпретацию на базе совместной визуализации любого набора сейсмических слайсов и результатов их интерпретации

• ***SeisClass*** - для классификации по множеству атрибутов;

• ***Framework 3D*** -для выполнения полуавтоматических структурных палеореконструкций.

Пакет ***IESX*** разработан компанией *GeoQuest*, вошедшей впоследствии в состав фирмы *Shlumberger*. Первые варианты интерпретационной системы ***IES*** *(Interactive Exploration System)* появились в 1984 г. Позднее фирма *GeoQuest* создала новую версию интерпретационной системы - ***IESX***, более четко ориентированную на интерпретацию данных ***3D***, с более удобной базой данных, содержащей картографические проекции и улучшенные средства визуализации. Интерпретационные пакеты ***IES*** и ***IESX*** отличаются полнотой набора интерпретационных процедур, а также тем, что в этих пакетах воплощена идеология интеграции данных, упрощающая использование прикладных программ разных разработчиков. В системе имеются ***2D/3D*** процедуры корреляции горизонтов и прослеживания сбросов, поддерживаемые графически, а также пакет увязки данных разных лет.

В состав системы ***Interpret2000*** (продукция *Landmark Graphics Corp.*) входит набор пакетов интерпретации, таких как *Depth Tem* (глубинные преобразования и построение глубинных разрезов), *EarthCube* (система объемной интерпретации), *OpenVision* (программа 3D визуальной интеграции геологических, геофизических и каротажных данных), *SeisWorks* (интерпретация и анализ сейсмических данных), *GeoProbe*.

Сейчас эта система поддерживает обработку данных (используя ***ProMAX***) и кинематическую интерпретацию материалов сейсморазведки и ***ГИС*** - корреляцию горизонтов и сбросов, увязку сейсмических данных и данных ***ГИС***, преобразование времен в глубины и др. Она выполняет также обработку и сводную интерпретацию ***ГИС***, планирование объемов бурения, позволяет создавать геологическую модель резервуаров, выполнять динамическое моделирование резервуаров, проводить экономический анализ и прогнозирование.

Система ***Interpret2000*** отличается следующими особенностями:

- работа интерпретатора проходит в Open Works - программной среде, упрощающей интеграцию программ разных разработчиков;

- система охватывает весьма широкий спектр задач - от стандартной интерпретации материалов сейсморазведки ***2D/3D*** до моделирования резервуаров и экономического анализа проектов эксплуатации;

- в системе реализованы наиболее современные эффективные алгоритмические и технологические решения в пределах основных прикладных пакетов.

Компания *Paradigm Geophysical* разработала также ряд систем и пакетов для интегрированной интерпретации сейсмических данных. Широко известная система ***VoxelGeo*** предназначена для интегрированной интерпретации многочисленных больших объемов сейсмических данных - результатов больших 3D съемок с многочисленными массивами атрибутов (рис.34.13). ***SeisX*** - система 2D и 3D интерпретации, позволяющая интегрировать различные типы данных - сейсмические данные, синтетические данные, каротажные кривые, геологические данные и т.д. Она содержит технологию интерактивного анализа и минимизации невязок, автоматически рассчитывает статические, амплитудные, фазовые поправки на пересечениях 2D, 3D профилей и синтетических данных. Система ***GeoDepth*** является собственностью компании *Paradigm Geophysical*. Она разработана в начале 90-х гг. и отличается от двух вышеназванных систем тем, что является связующим звеном между обработкой и определением характеристик резервуара. Объединяет в единый процесс заключительные стадии обработки и геологическую интерпретацию. Система ***GeoDepth*** отличается быстротой подбора скоростной модели, возможностью выполнения глубинной миграции до суммирования и после суммирования. На всех стадиях обработки и интерпретации предусмотрено использование несуммированных данных ***ОСТ***, что существенно повышает информативность результатов благодаря технологиям, принципиально невыполнимым в рамках традиционного подхода, который базируется на суммированных данных. В данной системе реализованы:

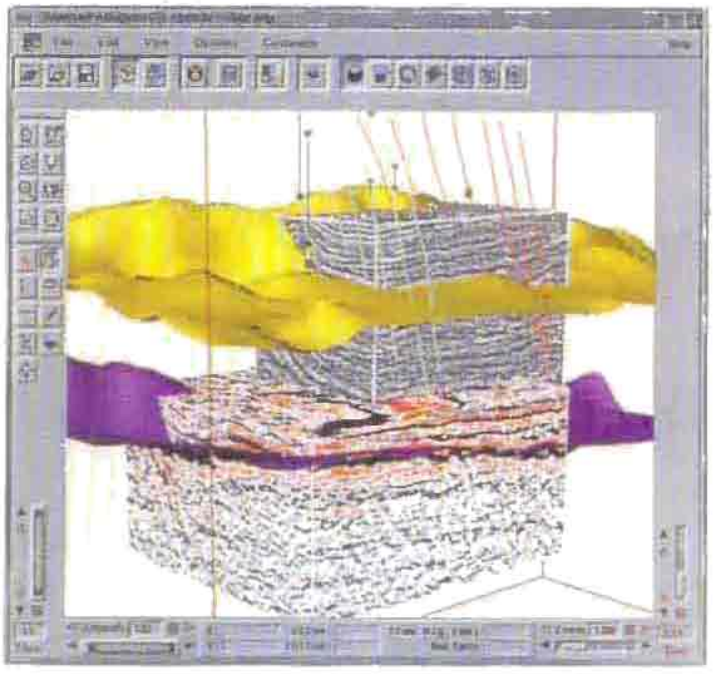


Рис. 34.13. Вид рабочего окна в пакете ***VoxelGeo*** при интерпретации сейсмических данных 3D

В окне показаны поверхности двух отражающих границ на фоне фрагментов куба сейсмических данных. Тонкими линиями показаны пространственные траектории буровых скважин

-моделирование и построение изображений в области глубин;

-специальные приемы построения сложных структур, обусловленных соляной и/или блоковой тектоникой;

-прог
структурами;

-распознавание аномалий структурной макромодели, обусловленных недоучетом неоднородностей зоны выветривания (ВЧР);

- 2D/3D глубинная (с учетом преломлений) миграция до суммирования;

-томографическая коррекция глубинно - скоростной модели.

-построение 3D глубинно - скоростной модели по 3D данным или сети 2D профилей;

Система **Probe** предназначена для выполнения интерактивного AVO–анализа, интерпретации и моделирования соответствующая коррекция амплитуд, построение разреза по псевдопоперечным волнам, оценка отношения V_S/V_P. Пакет **Stratimagic** предназначен для анализа, классификации сейсмических фаций и геологической интерпретации.

Среди других интерпретационных систем, применяемых в России следует назвать продукты **Kingdom Suite** фирмы SMT и **Discovery suite** фирмы GeoGraphix . Системы этого типа позволяют уверенно работать с разнообразной геолого-геофизической и другой необходимой в процессе анализа информацией (рис.34.14).

Подводя итог всему вышесказанному, можно отметить, что все рассмотренные отечественные и зарубежные системы интерпретации данных сейсморазведки и **ГИС** могут применяться практически на всех типах рабочих станций. Все системы отличает многочисленность входящих в их состав процедур и широкий круг решаемых задач. В настоящее время во многих из них происходит освоение области *пространственных представлений* результатов интерпретации. Делается акцент на работу с несуммированными данными на стадиях обработки, построения изображений и интерпретации. Широко развиты методы сейсмостратиграфической интерпретации. В системах интерпретации находят свою реализацию операции построения *статической модели резервуара* и *флюидодинамическое моделирование*. Основные тенденции развития сейсмических интерпретационных систем - это усиление интеграции, совершенствование процедур оперирования данными (от скорости ввода – вывода - хранения до сетевой телекоммуникации), повышение эффективности способов изображения **3D** объектов. Развиваются и методы решения прикладных задач: средства построения корректных **3D** изображений, анализ миграционных скоростей, повышение достоверности оценки пористости, разработка приемов оценки проницаемости и мощности нефте - и газонасыщенных пластов в межскважинном пространстве и т.д. По результатам этапа обработки и интерпретации всегда производят общую оценку результативности сейсморазведочных работ на любом объекте. И от того, как качественно и эффективно выполнена интерпретация полученных материалов, зависит очень многое. Поэтому на этапе интерпретации не следует экономить время и ресурсы. Эти затраты непременно окупятся за счет хорошей профессиональной репутации фирмы. В заключение для примера отметим, что стоимость выполнения этапа обработки (в процентах от общей стоимости всех сейсморазведочных работ по оценкам уже упомянутого *К. Литера* (Liner, 1997) для **3D** сейсморазведки в **США**) составляет примерно 15-20 %, а стоимость этапа интерпретации может достигать 25 % от общих затрат. В **России** аналогичные показатели пока, к сожалению, заметно ниже.

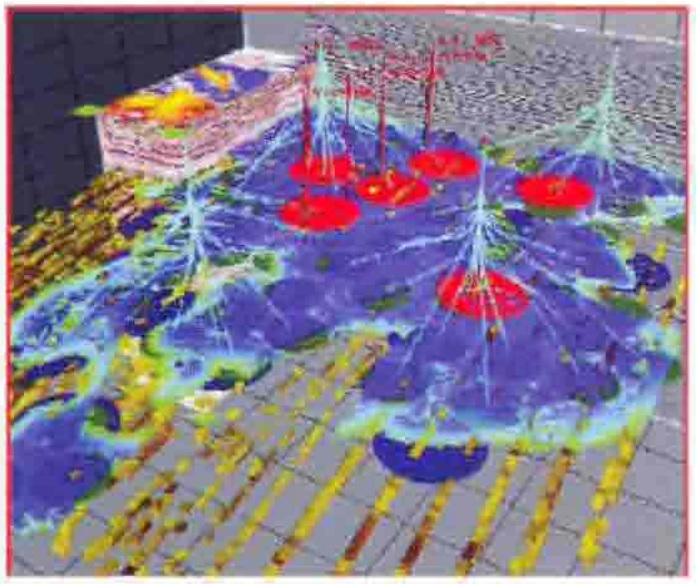


Рис.34.14. Представление о составе используемых данных в интерпретационном пакете **Discovery**.
Показаны сейсмические данные (временной разрез и куб данных), буровые скважины с областями дренирования по разным горизонтам и др.

34.4. Графы обработки сейсмических данных

Многообразие элементов графов обработки, как правило, в том или ином регионе исследований объединяется в конкретный граф обработки. Решение о том, какие элементы обобщенного графа применить для обработки сейсмических материалов конкретного профиля или площади, принимается на основе теоретических знаний, предшествующего опыта работ геофизика-обработчика и результатов пробного тестирования ряда процедур обработки. В последующем, для конкретной площади работ граф обработки и ключевые параметры процедур от профиля к профилю обычно не меняются.

При проектировании этапа обработки сейсмических материалов в составе проекта на сейсморазведочные работы обычно принято формировать типичный, или *типовой граф обработки*. В качестве примера на рис.34.15 и 34.16 приведены рекомендованные в "Технической инструкцией по наземной сейсморазведке при проведении

работ на нефть и газ" (Техническая инструкция..., 2000) типовой граф обработки данных *2D* и типичный расширенный граф обработки наземных трехмерных наблюдений *3D*.

Использование таких графов позволяет, с одной стороны, управлять процессом обработки путем постановки задачи достижения определенного уровня качества итоговых результатов сейсморазведочных работ, а с другой стороны, количественно оценивать требуемые временные и финансовые затраты на обработку. При этом в качестве исходных данных обычно берут среднестатистические затраты на выполнение отдельных процедур.

Как правило, в состав графа обработки обычно включаются как обязательные, так и необязательные для применения процедуры. При этом обязательные процедуры ставят в строго определенную последовательность их выполнения. Большая часть необязательных процедур может, в определенных пределах, менять свое место в фиксированном графе обработки. Часть процедур, позволяющих улучшить качество выполнения обработки, могут расширять типовой граф. К ним относятся: расчет статических поправок по первым вступлениям преломленных волн; коррекция амплитуд и деконволюция с учетом поверхностных условий; медианное суммирование; подавление кратных волн с использованием преобразования Радона; глубинная миграция до суммирования; программы адаптивного подавления помех; глубинная миграция до суммирования и т.д.

Несмотря на то, что значительное число процедур обработки работают практически одинаково для данных *2D* и *3D* (обычно это потрассные процедуры), ряд многоканальных процедур специально рассчитаны на трехмерный характер данных. Это такие процедуры, как бинирование, ***DMO***, коррекция статических поправок, миграция и т.д. Большинство из трехмерных процедур не могут быть полноценно заменены двукратными

Демультиплексация полевых данных с восстановлением полевого усиления

Редактирование записей

Описание геометрии наблюдений. Заведение в специальные файлы информации о X,Y координатах ПВП, превышениях, априорных статических поправках, расстановках

Объединение сейсмической информации с информацией о геометрии – ввод информации о геометрии в заголовки трасс

Подавление среднескоростных и низкоскоростных волн-помех

Регулировка амплитуд (приведение амплитуды к заданному уровню, принятому в системе обработки) с настройкой в заданном окне

Тестирование параметров деконволюции

Одноканальная деконволюция (предсказывающая или сжатие)

по сейсмограммам в одном или нескольких окнах

Тестирование параметров фильтрации

Полосовая фильтрация

Ввод информации об априорном скоростном законе

Сортировка по ОСТ

Ввод статических и кинематических поправок

Получение суммарного разреза

Коррекция статических поправок

Коррекция кинематических поправок - анализ скоростей

Ввод скорректированных статических и кинематических поправок

Получение суммарного разреза

Подавление кратных волн

Коррекция остаточных фазовых сдвигов и получение суммарного разреза

Миграция по разрезу

Деконволюция (нуль-фазовая) по разрезу

Тестирование параметров фильтрации

Постоянная или переменная во времени полосовая фильтрация

Подавление регулярных и нерегулярных помех по разрезу

Окончательный вывод

Рис.34.15. Типовой граф обработки данных сейсморазведки *2D*

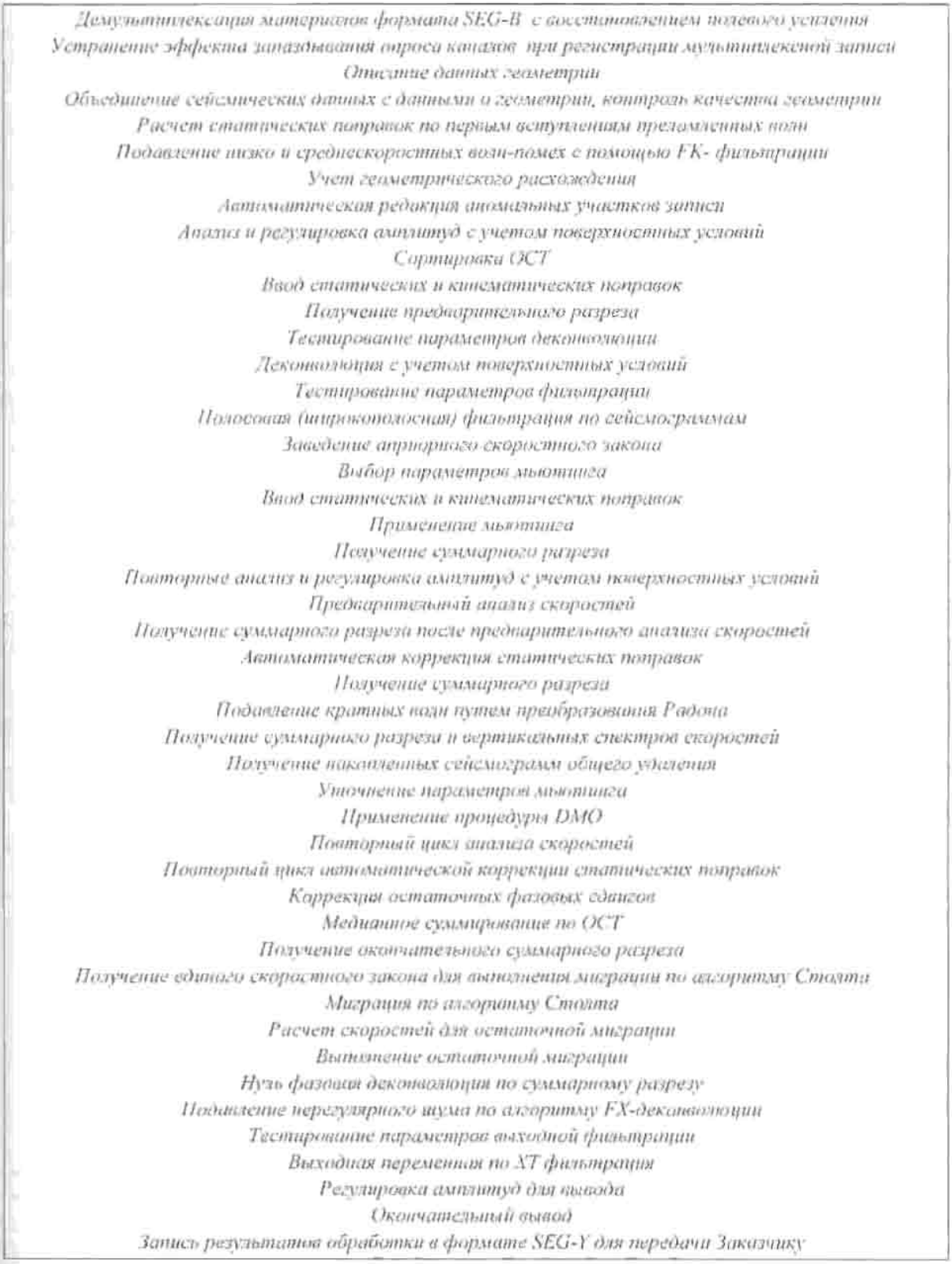


Рис.34.16. Типичный граф обработки материалов наземной сейсморазведки ***3D***

применением соответствующей процедуры в ***2D*** варианте. Поэтому в графах обработки ***3D*** всегда должны присутствовать процедуры, ориентированные только на решение трехмерных задач.

Как видно из структуры приведенных выше графов обработки данных ***2D*** и ***3D*** , в процессе обработки приходится неоднократно принимать целый ряд решений, от которых существенным образом зависит ход дальнейшей обработки. Поэтому реальные графы обработки в настоящее время все чаще формируют в виде, допускающем использование интерактивных приемов обработки. Такое направление формирования структуры

и порядка обработки данных стремительно развивается и совершенствуется. Это позволяет надеяться, что в недалеком будущем основную роль будут играть гибкие по структуре графы с решающим влиянием геофизика - обработчика на всех этапах выбора решений через высокоэффективные интерактивные системы контроля процесса обработки.

В графе обработки морских сейсмических исследований характерной особенностью является его относительная простота и, главное, отсутствие блока процедур, связанных с вводом и коррекцией статических поправок ввиду отсутствия низкоскоростных неоднородностей в верхней части разреза.

Специфическими и частично отличными по составу и последовательности выполнения от описываемых стандартных графов обработки данных ***многократных перекрытий*** являются графы обработки многокомпонентных данных многоволновой сейсморазведки (***МВС***), обработки данных ***ВСП***, данных метода преломленных волн ***МПВ***.

Вопросы для самопроверки

1. Поясните состав и структуру современного крупного обрабатывающего сейсморазведочного центра.
2. Дайте сравнительный анализ технических характеристик персональных компьютеров, рабочих станций и суперкомпьютеров.
3. Охарактеризуйте вычислительные мощности основных геофизических компаний, работающих на территории России.
4. Назовите основные типы устройств оперативного хранения сейсмической информации.
5. Назовите применяемые в недалеком прошлом отечественные обрабатывающие сейсмические системы.
6. Перечислите главные обрабатывающие системы зарубежных фирм, используемые в настоящее время в России.
7. Какие основные задачи решаются в рамках систем интерпретации сейсмических данных?
8. Перечислите последовательность операций, обычно входящих в состав сейсмической интерпретации.
9. Охарактеризуйте основные отечественные системы интерпретации данных сейсморазведки.
10. Дайте краткое описание основных зарубежных систем интерпретации сейсмических данных.
11. Какие основные задачи решаются с помощью пакета программы ***DV-1 Discovery?***
12. Поясните состав типичного графа обработки профильных 2D наземных сейсмических наблюдений.
13. Поясните состав типичного графа обработки наземных сейсмических наблюдений 3D.
14. Поясните различие в содержании процедур обработки сейсмической информации ***2D*** и ***3D***?

★ ★ ★ ★ ★ ★ ★



РАЗДЕЛ 3.4. ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ СЕЙСМИЧЕСКОЙ РАЗВЕДКИ

35. ЭЛЕМЕНТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА И ОСОБЕННОСТИ ИХ ОТОБРАЖЕНИЯ В СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛНОВЫХ ПОЛЯХ

35.1. Введение

Содержание предыдущих разделов учебника было ориентировано на изложение методов получения полных сейсмических изображений изученной геологической среды. При этом в начале основное внимание было уделено получению ***видимых волновых изображений*** геологической среды в традиционных для сейсморазведки формах - в виде временных разрезов и сечений сейсмических временных кубов. В последнем разделе основное внимание было сосредоточено на вопросах теоретического обоснования получения различных ***атрибутов сейсмической записи*** и ***атрибутных изображений геологической среды***, которые прямо или косвенно связаны с различными физическими или фильтрационно-емкостными свойствами геологической среды или отдельных частей. Конечно, отдельно и достаточно подробно были рассмотрены вопросы, связанные с получением различных видов основного сейсмического атрибута - скорости распространения сейсмических волн в геологической среде, без знания которого невозможно решение практически всех видов обработки и интерпретации результатов сейсморазведочных работ.

Поскольку в настоящее время основной сферой применения сейсмической разведки является нефтегазовая отрасль производства, то все последующие главы рассматриваемого раздела в значительной мере ориентированы на изложение геологических принципов истолкования результатов работ по поиску и разведке месторождений нефти и газа.

Решение вопросов ***геологического истолкования результатов сейсморазведочных работ*** в полной мере осуществляется после получения различных высококачественных изображений изученной части геологической среды. Этот вид работ, как правило, выполняется совместно специалистами геофизиками - интерпретаторами и квалифицированными геологами, хорошо знающими особенности общего геологического строения изучаемой территории. Только их совместная творческая работа может обеспечить успешное и квалифицированное истолкование полученных различных сейсмических изображений изученных участков геологической среды.

Успешное решение вопросов истолкования данных сейсморазведки, прежде всего, базируется на правильном понимании геофизиком - интерпретатором основных понятий и ***принципов чтения сейсмических записей***, как определенным образом зафиксированного изображения геологической среды. Ключевым понятием здесь является понятие оси синфазности полезной регулярной сейсмической волны, которое в свою очередь тесным образом связано с понятием годографа этой волны. При работах методом отраженных волн главный интерес обычно представляют однократные отраженные и дифрагированные волны. В работах методом преломленных волн основными объектами анализа являются преломленные (головные) и рефрагированные волны. Геофизик - интерпретатор должен уметь видеть и прослеживать в пространстве сами эти полезные волны как на исходных записях (сейсмограммах ОТВ), так и на полученных после обработки временных полях. Во всех случаях необходимо помнить, что на сейсмических записях могут регистрироваться сейсмические волны других типов, которые, как правило, мешают выделению интересующих полезных волн.

Вторым главным условием правильного истолкования сейсмических материалов является умение видеть ***причинно - следственную связь между свойствами зарегистрированных (трансформированных) волновых полей и основными элементами геологического разреза***. Главное здесь - умение понимать связь свойств волнового поля с теми объектами геологической среды, которые могли породить зафиксированные особенности сейсмического поля. Именно от правильного понимания этой взаимосвязи зависит адекватность конечного геологического истолкования результатов сейсмической разведки. На этом этапе закладываются основы будущего успеха от совместной деятельности геофизика и геолога. Нахождение здесь взаимопонимания и принятия правильных рекомендаций по результатам проведенных сейсморазведочных работ. Изложение этих вопросов содержится в первой главе раздела.

Однако не менее важно для того, чтобы геофизик - интерпретатор активно и плодотворно участвовал в процессе геологического истолкования результатов сейсморазведочных работ, он должен быть в определенном объеме знаком с основными понятиями целого ряда геологических дисциплин, как общего характера, так и специальными дисциплинами нефтегазового профиля. Ключевыми вопросами здесь являются знание истории геологического развития и процесса осадконакопления в районе исследований. Многие вопросы этого круга обычно решаются на основе методов сейсмостратиграфии (Шериф и др., 1982). Поэтому знание основных

терминов и понятий сейсмостратиграфии является абсолютно обязательным для геофизика - интерпретатора. Этот раздел геолого-геофизических наук позволяет достаточно объективно оценивать и понимать относительную геологическую информативность тех или иных особенностей полученного волнового поля и правильно увязывать эти особенности с историей и условиями формирования осадконакопления, а, следовательно, и с перспективами возможной нефтегазоносности конкретных геологических образований. Уверенное решение вышеназванных вопросов обычно происходит в том случае, если геофизические работы в районе исследований проводятся ***постадийно и познанно.*** Следовательно, крайне желательно знать рациональную стадийность геологоразведочных работ и виды геологических задач, которые могут и должны решаться на каждой стадии и этапе геологоразведочного процесса.

Важнейшей основой успеха при истолковании данных сейсморазведки является знание основных типов ловушек углеводородов. Особое внимание в настоящее время должно быть уделено знакомству не только антиклинальным объектам, но и, главным образом, различным видам так называемых *неструктурных ловушек*. Именно этот вид ловушек углеводородов в настоящее время представляет основной поисковый и разведочный интерес.

35.2. Принципы и виды корреляции сейсмических волн

Для того чтобы уметь увидеть и получаемых после обработки сейсмических изображениях (волновых полях) изученной среды основные общеизвестные геологические элементы разреза, необходимо предварительно знать общие принципы их отображения на сейсмограммах и временных разрезах. Для этого, прежде всего, геофизик - интерпретатор должен уметь опознавать и различать по характерным особенностям сейсмических записей волны *различного типа* на *сейсмограммах и временных разрезах*. Это становится возможным лишь в том случае, если интерпретатору известны главные критерии *выделения и прослеживания* основных типов сейсмических волн на сейсмограммах и временных разрезах.

Процесс выделения и прослеживания отдельных сейсмических волн можно осуществлять на основе процедур ***выделения и корреляции сейсмических волн***. Под этими понятиями в сейсморазведке понимается *процесс* ***выделения, опознания и прослеживания сейсмических волн во времени и в пространстве*** на сейсмограммах и временных разрезах. Для этого используют совокупность динамических и кинематических признаков регулярных сейсмических волн (Гамбурцев, 1959).

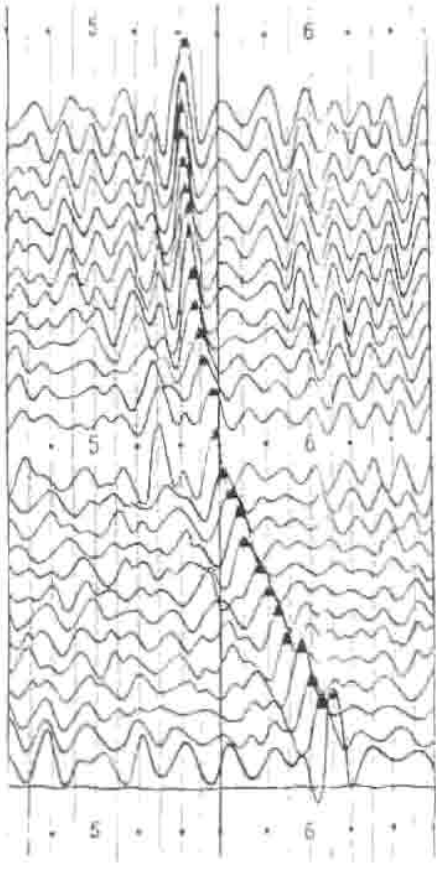


Рис.35.1. Пример выделения отраженной волны на фрагменте сейсмограммы МОВ

Некоторая совокупность колебаний на записи относится к сейсмической волне с четко выраженными индивидуальными свойствами *при одновременном* выполнении следующих условий:

- на каждой трассе данная группа колебаний выделяется в виде сейсмического импульса длительностью в 2-3 периода;
- амплитуда выделенной группы колебаний должна заметно превышать амплитуду общего соседнего фона колебаний;
- форма записи - видимые периоды, соотношение амплитуд соседних экстремумов колебаний и общий вид рисунка записи - повторяется на соседних трассах;
- времена регистрации и кажущиеся скорости, определяемые по первым наиболее четким фазам колебаний, меняются от трассы к трассе плавно и закономерно.

По совокупности указанных признаков на записи всегда сравнительно легко осуществить *опознавательную корреляцию* - выделение конкретной сейсмической волны. Пример выделения отраженной волны по указанным выше признакам показан на рис.35.1.

После выделения и опознания на записи (сейсмограмме, временном разрезе) отдельной сейсмической волны, как правило, выявляют прослеживаемость этой волны в пространстве (по профилю) путем осуществления ***фазовой корреляции***. Фазовую корреляцию (прослеживание в пространстве) осуществляют путем одновременного прослеживания одного или нескольких наиболее четких *экстремумов записи*. Основной трассируемый экстремум должен быть расположен, по возможности, ближе к началу сейсмического импульса. При выполнении фазовой корреляции учитывают, главным образом, признак подобия формы записи волны на соседних трассах. Одновременно принимают во внимание свойство плавности изменения времен регистрации и кажущейся

скорости анализируемой волны вдоль профиля регистрации. Линию, соединяющую одинаковые фазы одной и той же волны на разных трассах, принято называть *осью синфазности*. ***Ось синфазности*** представляет собой годограф волны (фазовый годограф), построенный в масштабе сейсмограммы или временного разреза. Фазовые особенности формы записи сейсмических волн могут быть и предметом самостоятельного изучения при качественной интерпретации рисунка (формы) записи на основе принципов ***сейсмической стратиграфии*** – одного из разделов современной сейсморазведки.

Во многих случаях, когда фазовая корреляция затруднена или нецелесообразна, применяют ***групповую корреляцию*** - прослеживание *волновых пакетов* вне зависимости от их внутренней структуры.

Все вышеназванные три вида корреляции (*волновая, фазовая и групповая*) могут реализовываться в различных пространственных формах.

Позиционной корреляцией называют прослеживание волны, ее какой-либо фазы или всего волнового пакета от трассы к трассе по одной и той же сейсмограмме *общей точки возбуждения*.

Транспозиционной корреляцией называют прослеживание волны, ее какой-либо фазы или всего волнового пакета от одной сейсмограммы общей точки возбуждения к другой *на основе принципа взаимности*, в соответствии с которым времена прихода волн и форма записи во взаимных точках должны быть близки между собой.

Азимутально-фазовая корреляция осуществляется по специальным азимутальным сейсмограммам, полученным в одной точке профиля *при различных направлениях оси максимальной чувствительности* сейсмоприемников. На основе таких записей осуществляется определение типа регистрируемой волны *по характеру поляризации (ориентировки) вектора смещения* в данном колебании.

Процесс корреляции осложняется в зонах, где одновременно прослеживается две (и более) сейсмических волны. Такие зоны называются ***зонами интерференции (наложения)*** сейсмических волн. Интерференция может возникнуть от наложения двух (или более) регулярных волн (рис.35.2) и при взаимодействии регулярных и случайных волн. В зонах интерференции обычно происходит *осложнение* формы записи. Часто проявляется *схождение* или *примыкание* осей синфазности (Пузырев, 1959). Как правило, происходит *изменение* кажущихся скоростей и амплитуд сейсмических волн, а также наблюдаются другие явления, осложняющие процесс корреляции других волн.

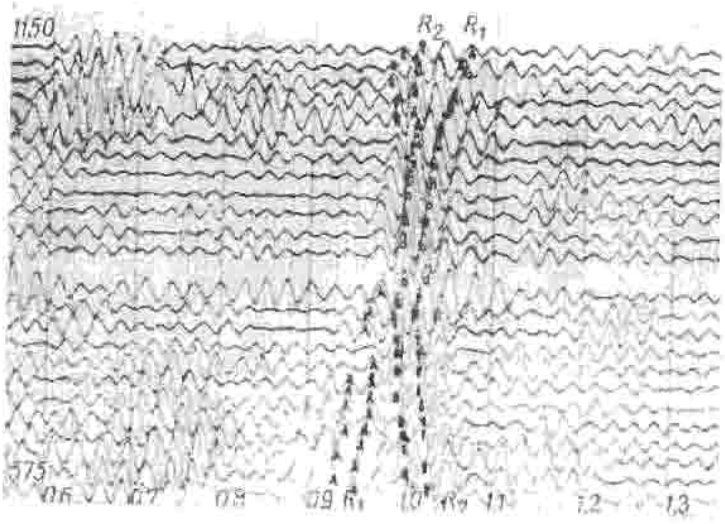


Рис 13.2. Типичный пример записи интерференции двух отраженных волн примерно равной интенсивности

35.3. Распознавание и особенности корреляции отраженных волн

Отраженные волны на сейсмограммах общей точки возбуждения, приходящие к дневной поверхности после прямых и преломленных волн, ***всегда*** регистрируются ***в последующих вступлениях*** и прослеживаются с помощью ***фазовой корреляции***. Поскольку отраженные волны обычно регистрируются на сравнительно небольших расстояниях от источников, то их записи, как правило, всегда осложнены интенсивными регулярными нерегулярными волнами-помехами.

Отраженные волны обычно прослеживаются (коррелируются) по наиболее четким экстремумам (фазам), *моменты их вступления*, при необходимости, (для расчетов) определяют путем ввода специальных *поправок за фазу*. Оси синфазности и соответствующие им годографы отраженных волн обычно имеют криволинейную форму, близкую к гиперболической форме и, при согласном залегании границ в пределах применяемых на практике баз наблюдений, обычно не пересекаются между собой.

Отражения, которые в данном районе работ прослеживаются наиболее четко и имеют надежную геологическую привязку, принято называть ***опорными*** (***маркирующими***). Их прослеживание и интерпретация позволяют существенно повысить надежность истолкования всего сейсмического материала (Богданов, 1982).

Как показывают специальные исследования, многие сейсмические импульсы, выделяемые на записях МОВ в качестве отдельных отражений, на самом деле представляют собой результат интерференции ряда волн, отраженных от границ тонких слоев, образующих рассматриваемый сейсмический слой. При изменении структуры

такого слоя - количества и мощности составляющих прослоев, их фациального состава и др. - изменяется форма сложного отражения. В этих условиях целесообразно прослеживать одновременно несколько фаз и анализировать их пространственную взаимосвязь. Например, локальное раздвоение фаз вероятнее всего связано с местным вздутием пласта или с изменением состава слагающих его пород. При наличии в разрезе сбросов, надвигов и других нарушений, на сейсмограммах появляются характерные особенности записи - быстрое ослабление некоторой группы колебаний, появление сходных по форме колебаний с заметным сдвигом во времени. В зависимости от характера нарушения геологической среды оси синфазности, прослеживаемые по обе стороны от него, могут либо перекрываться на одном и том же участке профиля, либо образовывать зону отсутствия отражений. Иногда зоны нарушения выделяются по затуханию колебаний. Очень часто в зонах нарушений не удается регистрировать отражения. Поэтому ухудшение или отсутствие записи на некотором участке профиля косвенно указывает на наличие нарушения. Поскольку такое же ухудшение качества записи может быть вызвано изменением поверхностных условий регистрации, то необходимо тщательно анализировать такие области на предмет их связи с особенностями рельефа местности, зоны малых скоростей и т.п. Следует всегда помнить, что осложнения в выполнении корреляции сейсмической записи также могут быть обусловлены и целой других причин. Среди этой группы причин, прежде всего, следует назвать интерференцию регулярных и случайных помех, изменения условий образования и распространения упругих волн в покрывающей толще, в том числе и в приповерхностных частях разреза, неоднородность физических свойств и геометрии границ и др. Осложнения волнового поля, обусловленные интерференцией, обычно хорошо видны на исходных сейсмограммах. На временных разрезах они не играют существенной роли. Их влияние сводят к минимуму за счет влияния эффектов от суммирования при повышенной кратности и плотности наблюдений.

Изменения поверхностных условий в местах проведения работ - колебания рельефа профиля, чередование выхода на дневную поверхность коренных и многолетнемерзлых пород, появление траповых тел и других неоднородностей в верхней части разреза - всегда приводят к появлению искривлений и разрыву осей синфазности, изменению видимого периода и амплитуды всех глубинных волн. Возникающие искажения не могут быть полностью скомпенсированы введением статических поправок. Поэтому при суммировании по ОСТ возможно несинфазное сложение полезных волн, что ведет к нарушению их корреляции на временных разрезах.

Однако, как правило, по совокупности прослеженных и выделенных на временном разрезе сейсмических волн можно получить достаточно полное представление о сейсмическом строении разреза. Если на полученном временном разрезе дополнительно изобразить в том или ином виде выделенные нарушения, то можно получить достаточно полное представление о геологическом строении изученного профиля. Пример такого отображения в сейсмическом волновом поле сложно построенного геологического разреза показан на рис. 35.3 (Seismic atlas., 1991).

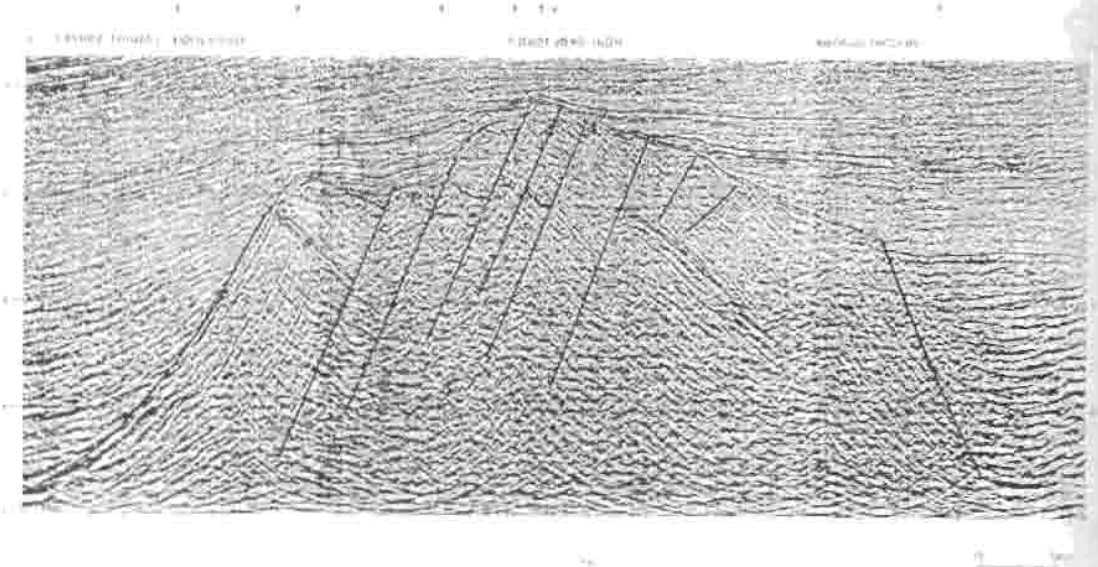


Рис. 35.3. Типичный временной разрез с выделенными зонами нарушения

Во многих районах исследований среди сейсмических волн, регистрируемых на записях в методе отраженных волн, присутствует большое количество ***многократных отраженных волн***. Так как форма годографов кратных и однократных отражений одинаковая, то по виду их осей синфазности обнаружить и различить эти волны достаточно трудно. Нередко они имеют большую интенсивность, хорошо прослеживаются и могут быть ошибочно приняты за отражения от глубоко залегающих границ. На сейсмограммах ОТВ кратные отраженные волны иногда могут быть уверенно обнаружены по совокупности ряда характерных признаков, которые уже обсуждались в

первой части курса. Реальная сейсмограмма (Бондарев, 1985), на которой по указанным ранее признакам можно эффективно обнаружить кратную отраженную волну, показана на рис.35.4.

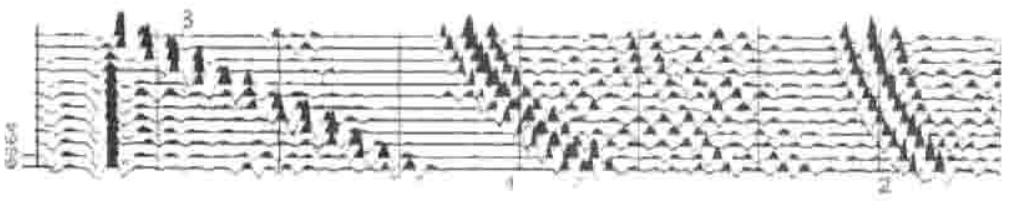


Рис.35.4. Двенадцатиканальная сейсмограмма ОГВ цифрового сейсмоакустического профилирования с записью: 1 - однократно отраженной волны, 2 - двукратно отраженной волны, 3 - прямой акустической волны

На временных разрезах многократные волны, образующиеся от неглубоко залегающих отражающих границ, обычно достаточно эффективно подавляются посредством суммирования по методике общей средней точки. Это происходит по причине несоответствия для этих волн введенных кинематических поправок, рассчитанных для благоприятного суммирования однократных отраженных волн. Поэтому разрезы ОСТ в значительной мере очищены от влияния многократных отражений, что облегчает корреляцию и прослеживание однократных полезных волн. Однако следует помнить, что во всех случаях невозможно с полной уверенностью утверждать, что кратные волны на временных разрезах ОСТ всегда подавлены полностью. Существуют ситуации, например, при исследовании на море, когда кратные волны, распространяющиеся в слое воды, могут на сейсмограммах и временных разрезах прослеживаться весьма ярко. В качестве такого примера на рис.35.5 приводится запись непрерывного сейсмоакустического профилирования с четкой записью многократных отражений от морского дна (Шериф, Гелдарт, 1987).

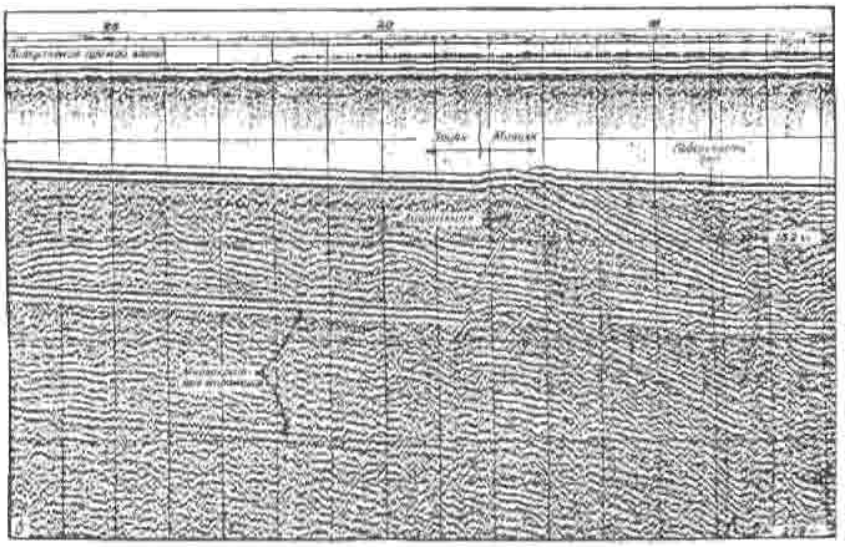


Рис.35.5. Пример записи однократных и кратных отраженных волн на временном сейсмоакустическом разрезе

35.4. Особенности корреляции преломленных и рефрагированных волн

Годографы различных преломленных волн даже в простейшем случае горизонтально-слоистой среды пересекаются между собой, образуя зоны интерференции. Эти зоны интерференции создают большие затруднения для фазовой корреляции преломленных волн. Поэтому при прослеживании преломленных волн необходимо тщательно анализировать их динамические особенности до и после зоны интерференции.

Преломленные волны на определенных расстояниях от источника приходят к сейсмоприемникам *раньше всех других волн*. В этом случае можно измерять время прихода фронта волны как момент первого вступления на записи. Однако только этим ограничиваться не следует. Необходимо одновременно изучать и прослеживать последующие фазы записи и их поведение вдоль профиля. Преломленные волны наиболее четко прослеживаются (коррелируются) в области первых вступлений, что хорошо видно на рис.35.6. Нередко можно осуществить фазовую корреляцию

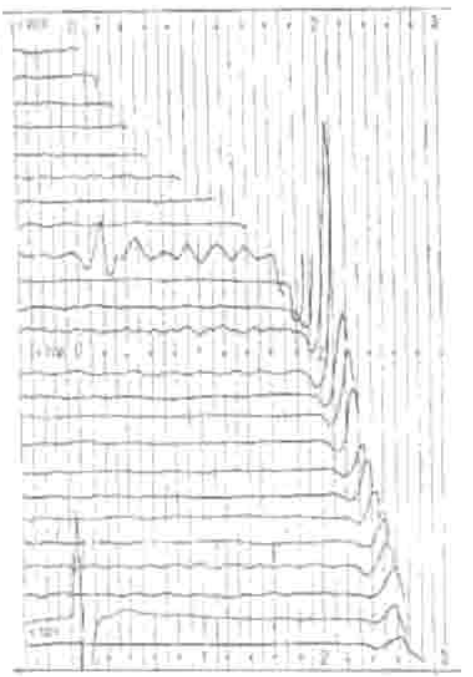


Рис.35.6. Пример записи преломленных волн в области первых вступлений

преломленных волн и вне области первых вступлений – после прихода других волн. Это позволяет одновременно изучать несколько преломляющих горизонтов.

При работах по методу преломленных (и рефрагированных) волн часто используют системы наблюдений, позволяющие получать *нагоняющие* годографы. Это позволяет составлять так называемые сводные записи, полученные на одной базе наблюдений при возбуждениях в различных пунктах. Сопоставимость записей, полученных из разных пунктов возбуждения, имеет различный характер для горизонтально и вертикально слоистых сред. Если некоторая особенность записи на данной расстановке сейсмоприемников оказывается устойчивой при изменении положения источника, то она вероятнее всего обусловлена наличием вертикальных контактов в среде. Наоборот, смещение волновой картины по профилю на расстояние, пропорциональное перемещению источника упругих волн, указывает на связь соответствующих головных волн с глубинными субгоризонтальными границами раздела. Форма осей синфазности и годографов головных волн чаще всего близка к прямолинейной. Нагоняющие годографы, соответствующие одновозрастной сейсмической границе, при отсутствии явления рефракции всегда параллельны.

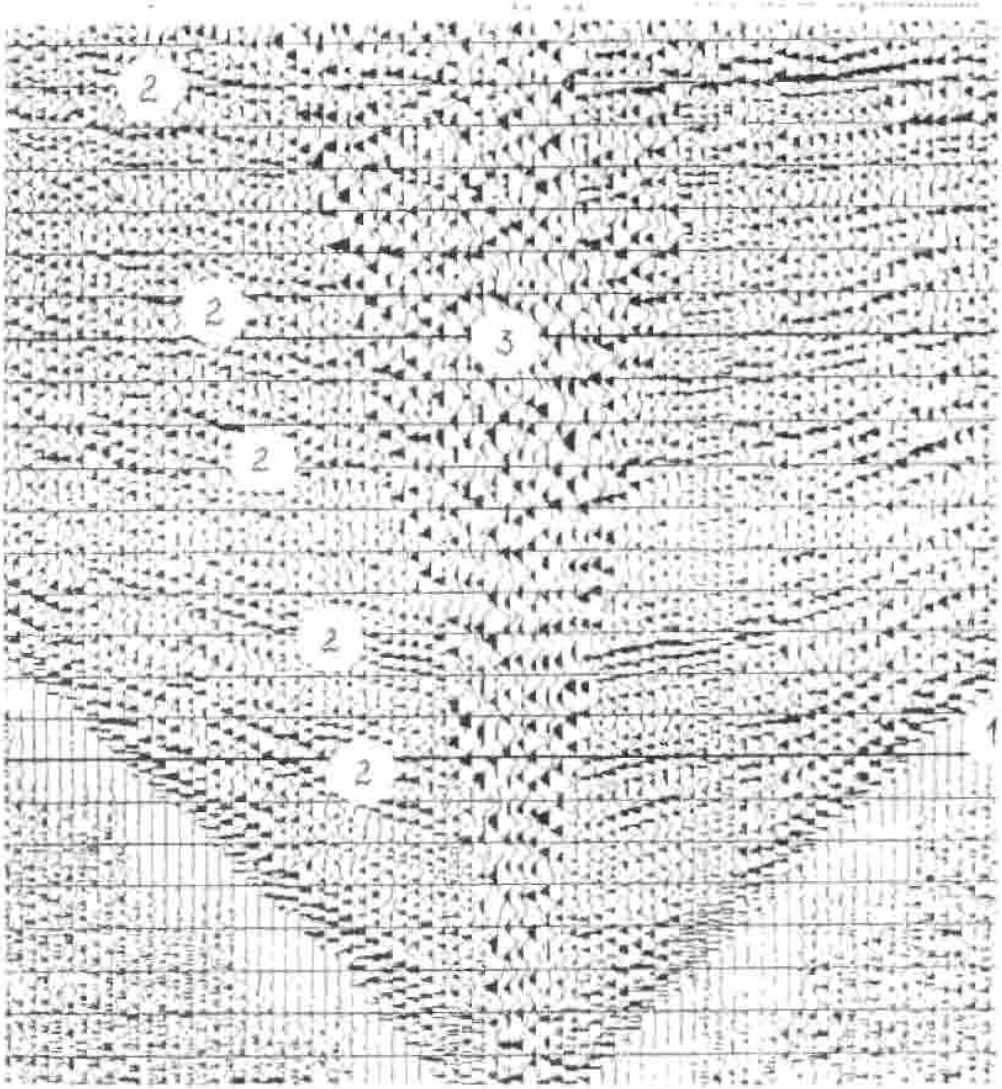


Рис.35.7. Типичное исходное волновое поле на сейсмограмме ОГВ метода отраженных волн на одном из участков сейсморазведочных работ Западной Сибири.

1 -преломленные и рефрагированные волны; 2 - отраженные волны; 3 - поверхностные волны

Рефрагированные волны на сейсмических записях имеют много общего с записями преломленных волн. Они также преимущественно прослеживаются в области первых вступлений. Однако их главной отличительной чертой является криволинейность оси синфазности с выпуклостью, направленной в сторону возрастания времени. Кажущаяся скорость, определяемая по небольшой базе годографа, имеет четкую тенденцию к увеличению по мере удаления центра расчетной базы от пункта возбуждения. Нагоняющие годографы рефрагированных волн сближаются с удалением от источника колебаний.

Поверхностные волны – волны-помехи, доминирующие в некоторых случаях на сейсмических записях, имеют достаточно характерные нижеследующие признаки:

- низкочастотный состав колебаний;
- низкие фазовые и групповые скорости;
- своеобразная форма пуга колебаний, исходящих из пункта возбуждения.

Обобщенное представление о типичной структуре волнового поля отраженных волн и о характере *совместной прослеживаемости преломленно-рефрагированных (1), отраженных (2) и поверхностных волн (3)* можно получить по сейсмограмме, изображенной на рис.35.7. Пуг колебаний поверхностных волн при этом секут все другие оси синфазности. Приведенная на сейсмограмме волновая картина является типичной для работ методом отраженных волн в большинстве районов проведения нефтегазопоисковых работ.

35.5. Элементы геологического разреза и возможности их изучения сейсмическим методом

Общепризнанно, что сейсмическая разведка в ее разнообразных модификациях позволяет получать весьма ценную и разнообразную информацию о различных геологических объектах, залегающих практически на любых глубинах. Это объясняется как тем, что в сейсморазведке могут использоваться волны разного типа и различной частоты, так и широкими возможностями в управлении процессом проведения исследований (методикой работы, типом и характером источников и т.п.). На основе анализа результатов цифровой обработки правильно спланированных и проведенных полевых исследований появляются возможности определения с большой степенью точности и достоверности большинства структурных и физических параметров различных геологических образований.

Изучение любых геологических объектов проводится на основе обнаружения и картирования их некоторых особенностей. Эти особенности, следуя Н.П. Пузыреву, принято называть ***структурными деталями разреза*** (Пузырев, 1997). К их числу, прежде всего, следует отнести:

- границы раздела объектов;
- несогласия, срезы и взрезы;
- элементы тектоники (взбросы, надвиги, сбросы, зоны трещиноватости и т.п.).
- локальные образования различной природы (грабены, горсты, дайки, интрузивы, поднятия и соляные диапиры и др.).

Каждый из вышеназванных элементов геологического разреза в сейсмическом волновом поле проявляется различным образом. Для того чтобы понимать принципы их выделения в сейсмическом поле, необходимо знать природу взаимосвязи геологического объекта и структуры и вида анализируемого волнового поля.

Первой и главной характерной особенностью сейсмической разведки следует считать возможность надежного обнаружения ***сейсмических границ - границ раздела геологической среды по упругим параметрам***. Именно эта особенность метода позволила найти ему особо широкое применение при изучении осадочных толщ и поисках залежей углеводородов. Важнейшей особенностью сейсморазведки является также то обстоятельство, что в большинстве случаев существование сейсмической границы обнаруживается *непосредственно по сейсмическим изображениям среды*. Однако в силу того, что сейсмические границы могут весьма сильно отличаться друг от друга по величине и знаку перепада упругих параметров, возможности различных модификаций сейсмического метода в этом отношении весьма различны.

Наиболее просто и уверенно сейсмические границы выделяются в ***методе отраженных волн***. При регистрации сейсмических волн на небольших, в сравнении с глубиной залегания сейсмических границ, расстояниях от пунктов возбуждения, на сейсмограммах, как правило, фиксируются отраженные волны от геологических границ, залегающие на разных глубинах. Обычно эти волны относятся к числу ***однократно отраженных волн***. Для них характерна замечательная особенность - *однозначное соответствие* между зарегистрированными на записях осями синфазности и сейсмическими границами в разрезе. *Однозначность* этой связи *нарушается* только при регистрации ***многократно-отраженных волн***. В силу этого, кратные волны всегда в сейсморазведке рассматриваются как ***волны - помехи*** и для борьбы с ними всегда принимаются специальные меры (суммирование по ОСТ, вычитание кратных волн и т.п.). *Степень надежности истолкования* взаимосвязи между зарегистрированными сейсмическими сигналами и геологическими границами *повышается при одновременной регистрации* волн различных типов - *продольных, поперечных и обменных*.

При регистрации отражений наиболее надежно регистрируются сейсмические отраженные волны от *границ с малой кривизной*. Вогнутые границы, при определенных условиях, порождают *петли* на годографах отраженных волн. В результате этого границы с большой кривизной, а также и дифрагирующие объекты отображаются на временных разрезах в специфическом виде - в виде протяженных *квазигиперболических осей синфазности*, часто называемых *"шлейфами"* (в англоязычной литературе – *"smiles"* - улыбки). Устранение этого ложного явления на разрезах возможно лишь на основе применения *процедур миграции*. Пример временного разреза с доминированием на записи такого рода осей синфазности показан на рис.35.8.

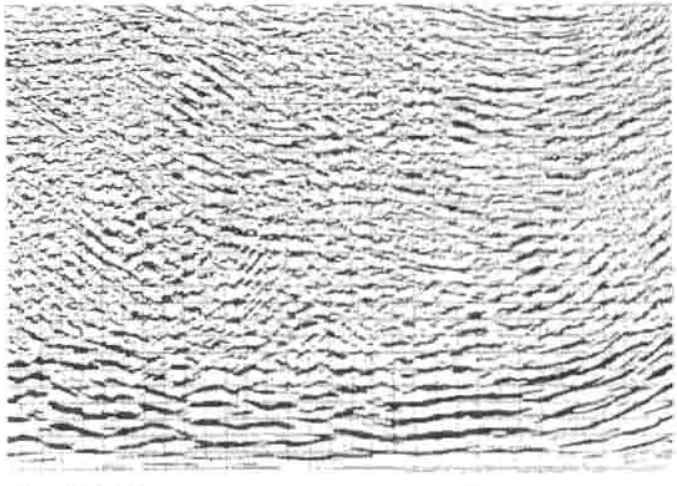


Рис.35.8. Пример временного разреза с преобладанием на записи квазигиперболических осей синфазности - "шлейф"

На форму записи отраженных волн сильно влияет так называемая *"шероховатость"* границы. Если граница представляет собой квазипериодическую систему *"шероховатостей"*, а их период сопоставим с длиной волны λ, то происходит *рассеивание волн* и, как следствие, на записях исчезает признак синфазности регулярных волн. Наоборот, в случае мелкой шероховатости, когда длина волны λ существенно больше ее периода и амплитуды, отраженные волны обычно регистрируются как весьма устойчивые группы колебаний. Именно поэтому *"шероховатые"* геологические границы, например, границы несогласий, как правило, образуют четкие отражения. Большое влияние на качество сейсмических записей оказывает и протяженность границ. Для отраженных волн минимальная длина границы может быть очень небольшой – $(2\div3)\lambda$. В то же время в ряде регионов нередко наблюдаются *опорные отражения*, которые соответствуют границам, следящимся на десятки и сотни километров.

На расстояниях от источника, превышающих примерно *десятикратную глубину* максимального проникновения сейсмических лучей в среду, на сейсмограммах монотипных волн, как правило, прослеживаются *головные или рефрагированные волны*. Головные волны образуются на сейсмических границах первого рода. Их годограф в этом случае представляет собой ломаный выпуклый многозвенник. Каждый прямолинейный элемент многозвенника соответствует одному однородному сейсмическому слою. Изломы годографа свидетельствуют о наличии субгоризонтальных или субвертикальных границ в среде. Следовательно, в методе преломленных волн границы раздела выделяются по наличию скачкообразного изменения градиента времени на годографах. В силу влияния помех, значения градиента всегда определяются существенно хуже, чем значения функции. Следует также помнить, что для уверенного обнаружения изломов на годографе головной волны необходимо, чтобы на существующей границе слоев скачок скоростей был бы не менее 5%. Если еще при этом учесть и то, что *головные волны не образуются* в слоях, скорость в которых меньше, чем во всех вышележащих пластах, то *существенно меньшая*, в сравнении с методом отраженных волн, разрешающая способность *метода преломленных волн* становится *вполне очевидной*. Именно эти обстоятельства существенно снижают возможности метода при изучении даже простейших слоистых разрезов. Из сказанного становится понятным, почему *методом преломленных волн* в настоящее время *анализируют очень незначительный объем сейсморазведочных работ*.

Основными сейсмическими границами при изучении осадочных пород являются *поверхности напластований*. *Поверхности напластований* обычно являются *границами литологических разновидностей осадочных пород*. В направлении, нормальном к поверхностям напластований, на границах литологических разностей обычно наблюдается резкий скачок физических свойств и, прежде всего, *акустической жесткости*. Поэтому в осадочных толщах *большинство отраженных волн* формируется именно *на границах литологических разностей пород*. По латерали поверхности напластований могут иметь различные характеристики отражательной способности, что может приводить к изменению динамических особенностей отраженных волн.

Вторым важнейшим классом сейсмических границ в осадочных бассейнах являются *поверхности несогласий*. *Поверхности несогласия* - это *эрозионные поверхности* и поверхности *перерыва в осадконакоплении*. Они разделяют в пространстве молодые породы и более древние. При длительных перерывах в осадконакоплении под влиянием тектонических процессов формируются угловые несогласия в залегании молодых и более древних комплексов. По своей структуре они подразделяются на *несогласные перекрытия*, *угловые несогласия*, *параллельные несогласия* и *скрытые несогласия* (рис.35.9). На временном разрезе такие сейсмические границы, как показано на рис.35.10, обычно прослеживаются весьма уверенно (Seismic atlas...1991).

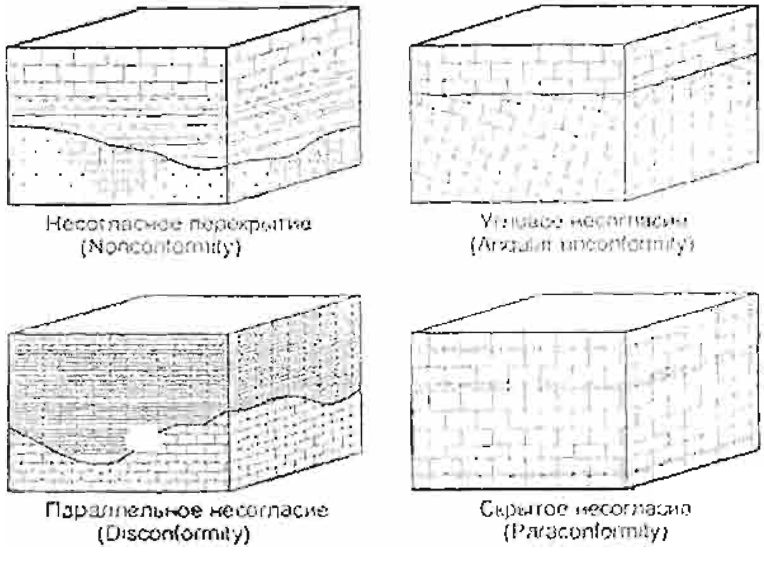


Рис.35.9. Основные типы несогласий геологических границ

Еще одним важным классом сейсмических границ являются *дизъюнктивные границы* - поверхности традиционных дизъюнктивных нарушений типа - *сброс, взброс, раздвиг, сдвиг, надвиг, покров (шарьяж)*. Особой формой таких границ являются *древовидные разломы*. Для них характерен один глубинный ствол, переходящий вверх по разрезу в целую совокупность расходящихся (ветвящихся) более мелких разрывов. Дизъюнктивные нарушения (Seismic atlas...1991) по данным сейморазведки методом многократных перекрытий обычно картируются достаточно четко (рис.35.11).

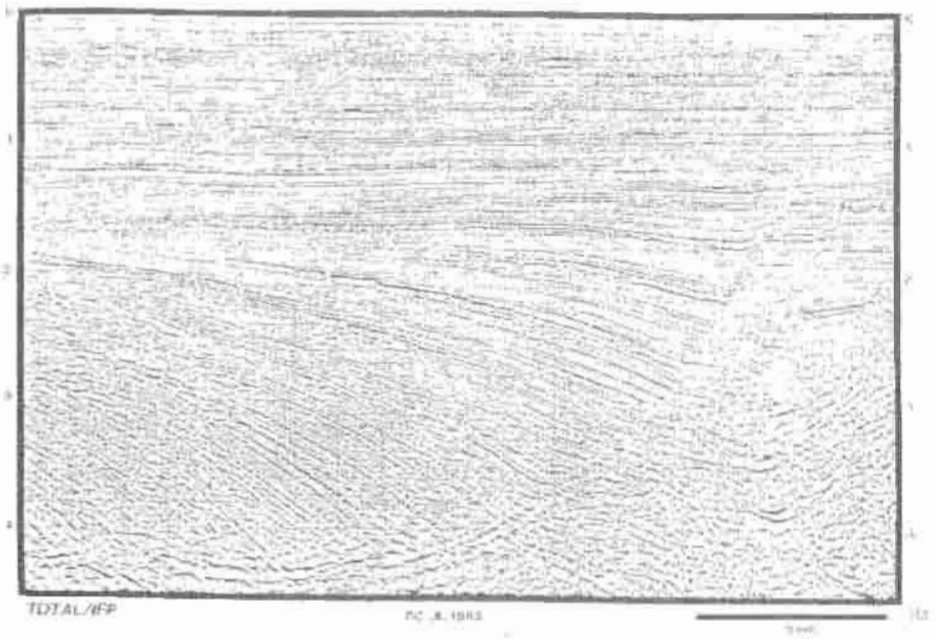


Рис.35.10. Пример проявления поверхности несогласия на сейсмическом временном разрезе

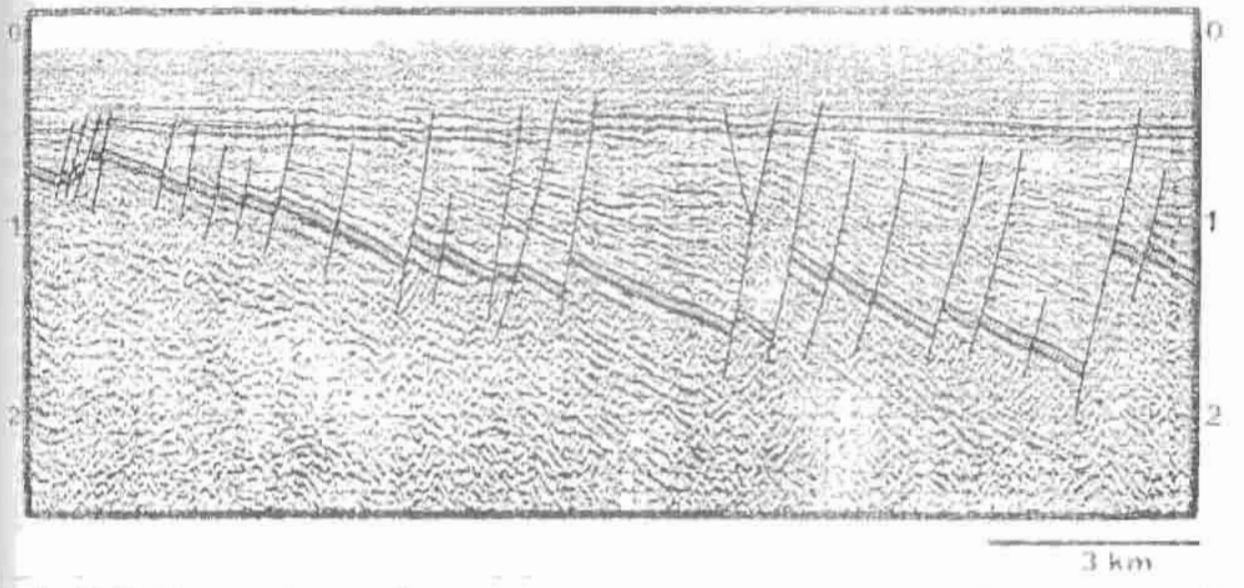


Рис.35.11. Сейсмический временной разрез, на котором интерпретатором выделена серия тектонических нарушений

Особый тип сейсмических границ представляют собой флюидные контакты - *поверхности раздела разных пластовых флюидов*: *газа и воды* - *ГВК*, *газа и нефти* – *ГНК*, *воды и нефти* - *ВНК*. Наиболее четкие сейсмические отражения формируются на поверхности *ГВК* из-за повышенного различия в акустических жесткостях (рис.35.12).

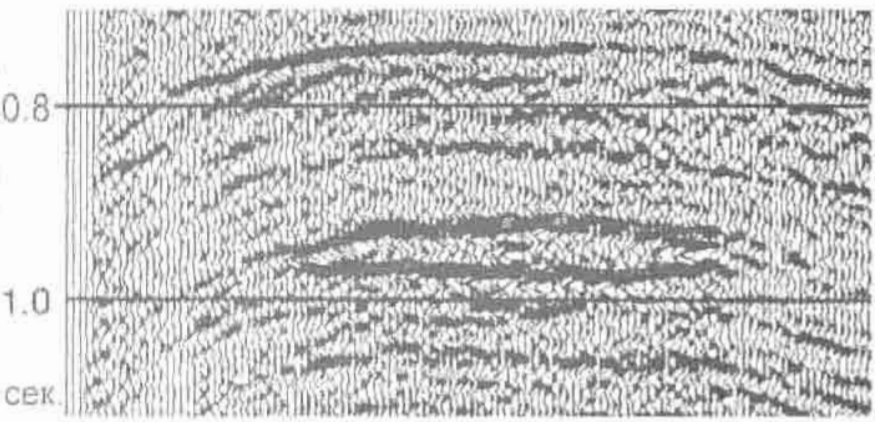


Рис.35.12. Сейсмический временной разрез, на котором хорошо виден газо-водяной контакт (ГВК)

Различные элементы тектоники – ***сбросы, надвиги, зоны трещиноватости*** – с точки зрения сейсморазведки обычно представляют собой некие *пластообразные тела* небольшой мощности. Задача сейсморазведки состоит не только в том, чтобы обнаружить сам факт их существования, но и определить их пространственное положение и амплитуду смещения блоков. *"Толщина"* таких элементов на современном этапе развития теории метода, как правило, не определяется. Опыт применения сейсмической разведки указывает на существование следующих возможных путей решения этой задачи:

- непосредственная регистрация упругих волн от тектонического нарушения;
- уверенное отождествление волн, связанных с одной либо с несколькими сейсмическими границами по обе стороны нарушения;
- установление факта резкого уменьшения количества сейсмических границ (вплоть до полного отсутствия) в некоторой узкой полосе;
- обнаружение общего изменения облика сейсмического разреза по разные стороны нарушения;
- появление резкого локального уменьшения амплитуды на записи отраженных волн для сбросов локальной амплитуды;
- фиксирование плоскости разлома в виде зон сгущения точек дифракции.

Схематическое изображение основных признаков обнаружения тектонических нарушений в сейсморазведке (Пузырев,1997) показано на рис.35.13.

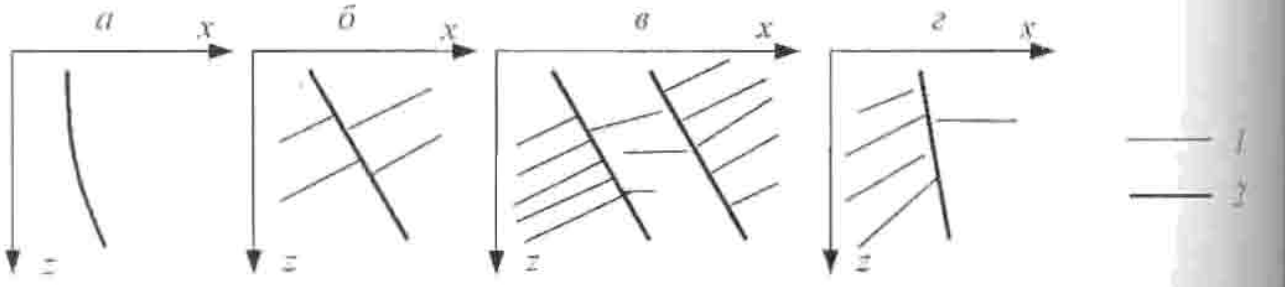


Рис.35.13. Схематическое изображение наиболее распространенных типов дизъюнктивных нарушений, обнаруживаемых на сейсмических записях, признаки выявления:

а - отражение от плоскости сбрасывателя; б - отождествление отражающих (преломляющих) границ по разные стороны нарушения; в - обнаружение зоны потери корреляции в относительно узкой полосе разреза; г - резкое различие в облике временного разреза в соседних областях; 1 - отражающие границы; 2 - линии разломов

Основным способом регистрации нарушений в осадочных породах следует считать способ, основанный на отождествлении волн, следящихся по разные стороны нарушения. Фрагмент сейсмического временного разреза иллюстрирующий данный способ обнаружения нарушений, показан на рис.36.14.

Выделение зоны тектонического нарушения на временном (или глубинном) разрезе по признаку уменьшения (отсутствия) регулярных отражений в узкой локальной зоне без определения сдвигов конкретных горизонтов используется на практике наиболее часто. В случае, когда эти зоны достаточно широки, их рассматривают как серию субпараллельных близко расположенных разломов. Типичный фрагмент временного разреза данного типа показан на рис.35.15. Резкое изменение облика временного разреза по обе стороны нарушения может указывать на существенное изменение геологической обстановки по латерали. Такие случаи наиболее четко проявляются в местах границ осадочных бассейнов разного возраста или в зонах сочленения осадочных пород (Задоенко и др.,2001) с кристаллическими горными породами (рис.35.16).

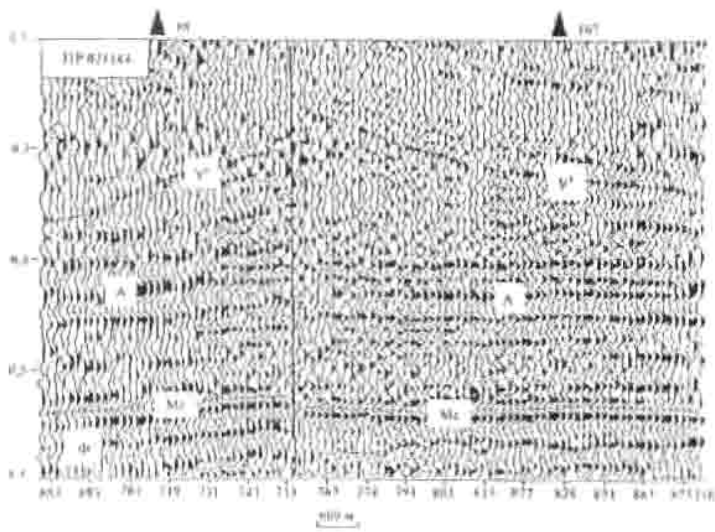
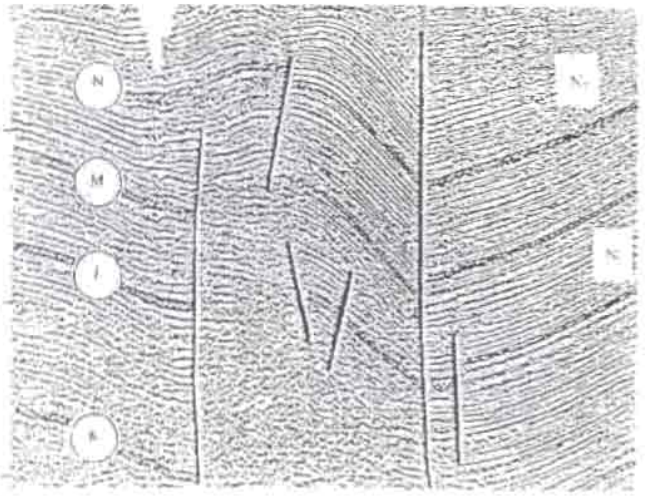


Рис.36.14. Сброс малой амплитуды, отображающийся на временном разрезе в виде сдвигов осей синфазности

Сбросы малой амплитуды (меньше 0,5) во многих случаях достаточно уверенно выделяются по динамическим аномалиям на сейсмограммах отраженных волн. Такие аномалии проявляются в виде узких полос резкого затухания сейсмических колебаний по тому или иному сейсмическому горизонту. Локальное скопление узлов дифракции по линии (в разрезе) может также указывать на наличие тектонических зон в изучаемом разрезе. Однако эти данные сейсморазведки обычно нуждаются в уточнении на основе дополнительной, независимой информации.

Рис.35.15. Временной разрез, на котором прослеживается серия субпараллельных круто наклонных границ раздела с разными углами падения



Понятие *локального геологического объекта* с точки зрения теории сейсморазведки является достаточно условным и не должно противоречить понятиям геологических наук. В теории сейсморазведки в это понятие вкладывается представление о форме объекта, его характерных размерах, степени контрастности упругих свойств по сравнению с окружающей средой. В силу многообразия локальных объектов по форме и размерам рассмотрим только некоторые параметры объектов, определяющие возможность или невозможность их обнаружения и, в определенных случаях, оценки характерных размеров. Наиболее простым примером локального геологического объекта может служить *сейсмический слой постоянной мощности*. Для такого объекта, с точки зрения сейсморазведки, основным параметром является мощность слоя. На этом примере обычно анализируют разрешающую способность сейсморазведочного метода по вертикали. При этом, как обычно, под *вертикальной разрешающей способностью* понимается мощность слоя, при которой его кровля и подошва различимы в сейсмическом волновом поле как *две разные* поверхности раздела. Вертикальная разрешающая способность сильно зависит от уровня помех, умения интерпретатора улавливать детали формы записи и т.п. В обычных условиях принято считать, что вертикальная разрешающая способность метода отраженных волн примерно равна $0,7\lambda_{эф}$, где $\lambda_{эф}$ - длина волны в пласте. После правильно проведённой *операции деконволюции* на этапе обработки, когда сейсмический сигнал приобретает простейшую форму с одним экстремумом, разрешающая способность метода может возрасти в 3-5 раз, и достигнуть величины порядка $(0,12 \div 0,15)\lambda_{эф}$.

Разрешающая способность МПВ по вертикали очень сильно зависит от соотношения скоростей и мощностей в слоях разреза. Практика ведения сейсморазведочных работ показывает, что разрешенность в МПВ, в среднем, в 3-5 и более раз ниже, чем в МОВ.

Оценка разрешающей способности методов сейсморазведки по горизонтали всегда затруднена тем, что на границах объектов возникают дифрагированные волны, наложение на запись которых приводит к кажущемуся увеличению

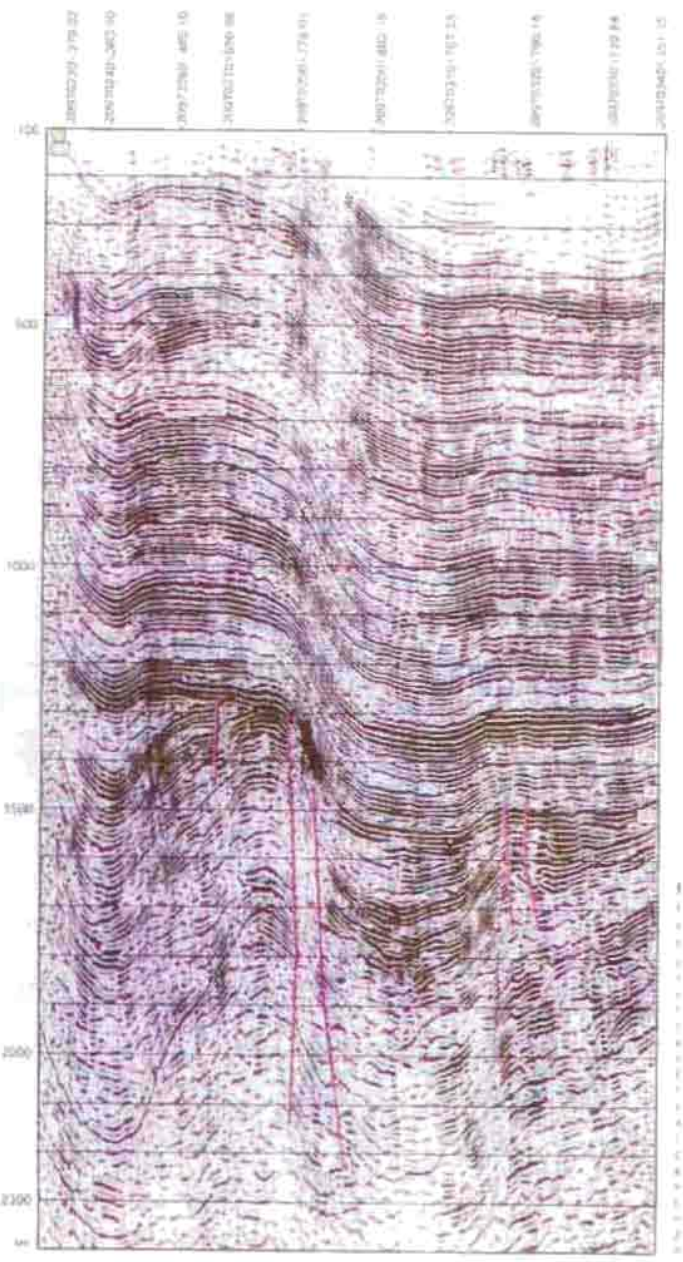


Рис.35.16. Временной разрез по 14 региональному профилю, отражающий характер сочленения осадочного и метаморфических комплексов, по одному из профилей на Северном Урале

размеров геологических объектов. В результате этого близко расположенные тела малых размеров воспринимаются на временных разрезах как единая ось синфазности, которую легко можно принять за границу слоя. Практически принято считать, что если два локальных объекта удалены в пространстве друг от друга на расстояние, равное (или большее) *диаметру зоны* ***Френеля***, то такие объекты при благоприятных условиях могут быть опознаны как различные. *Миграция сейсмических разрезов* может существенно улучшить ***горизонтальную разрешенность*** объектов. Однако успех реализации этой возможности очень сильно зависит от имеющегося уровня помех.

Изложенные выше критерии выделения тех или иных элементов геологического разреза позволяют, при наличии качественных сейсмических материалов и определенных навыков и умения у геофизиков-интерпретаторов, достаточно уверенно выделять и фиксировать их в конкретных геологических разрезах.

Вопросы для самопроверки

1. В чем заключается сущность процесса корреляции сейсмических волн?
2. Какие виды корреляции сейсмических волн существуют?
3. Назовите главные особенности корреляции отраженных и преломленных волн?
4. Дайте сравнительную характеристику разрешающей способности ***МОВ*** и ***МПВ***.
5. Что принято в сейсморазведке называть "структурными деталями разреза"?
6. Каким элементам геологического разреза чаще всего соответствуют сейсмические границы?
7. Назовите основные признаки, по которым выделяются на временных разрезах дизъюнктивные нарушения?
8. Какова горизонтальная и вертикальная разрешающая способность МОВ?

* * * * * * *



36. ГЕОЛОГО - ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

36.1. Общие принципы геологической интерпретации сейсмических данных

Конечной целью всех сейсмических работ методом ОСТ является получение максимально достоверных сведений о геологическом строении изученной территории с указанием возможных мест скопления углеводородов. При этом критерием качества ***истолкования результатов сейсмических исследований - их интерпретации*** на первых этапах проведения геологоразведочных работ, как правило, выступает *логичность полученных сейсмических построений*. При этом, безусловно, обязательным является согласование результатов выполненных построений со всеми имеющимися геолого-геофизическими сведениями о районе работ, включая гравиметрические и магнитометрические данные, а также с общепринятыми в этом регионе геологическими и геофизическими представлениями. Особую информативность имеют скважины, имеющиеся на площади исследований. Они являются источником важнейшей геологической информации. При этом наибольшую ценность представляют скважины, в которых выполнен достаточно широкий комплекс геофизических исследований. Следует, однако, помнить, что сопоставление результатов геофизических исследований скважин и наземной сейсморазведки, в силу разного масштаба этих исследований, требует чрезвычайной внимательности и осторожности.

Сейсмические материалы обычно интерпретируются ***совместно геофизиками и геологами.*** Каждый из интерпретаторов должен хорошо разбираться в процессах, связанных с возбуждением и распространением сейсмических волн, с характером влияния на полученные материалы регистрирующей аппаратуры и цифровой обработки. Опыт их работы в конкретном регионе также должен помогать глубоко понимать совокупность всей геолого-геофизической информации. Часть этой информации обычно является взаимно противоречивой. Тем не менее, интерпретаторы результатов сейсморазведочных работ должны уметь и в таких условиях делать правильные геолого-геофизические выводы по полученным результатам.

Прежде чем начать процесс истолкования результатов полученных сейсморазведочных работ, необходимо собрать всю доступную информацию: сведения о рельефе местности, результаты геологической съемки, данные бурения и геофизических исследований в скважинах, результаты геофизических исследований прошлых лет и т.п.

В интерпретации сейсмических данных доминируют *два подхода*. Первый подход предполагает быстрое получение конкретного результата и ограничивается *анализом строения только перспективной толщи разреза*. Второй подход предполагает полный системный анализ всего зарегистрированного волнового поля и ставит своей целью ***получение информации обо всем изученном разрезе.*** Этот подход получил наибольшее распространение среди отечественных геофизиков. На основе многолетнего опыта работ в практике отечественной сейсморазведки сформировалась следующая рациональная последовательность решения интерпретационных задач:

- корреляция сейсмических волн;
- стратиграфическая увязка волнового поля и изучаемых геологических границ;
- нахождение и детализация скоростной модели среды;
- выполнение структурных построений;
- оценка состава и свойств пород, слагающих изучаемый геологический разрез;
- подготовка данных для оценки запасов углеводородов или даже их оценка;
- оценка точности и надежности представляемых результатов.

С учетом необходимости достижения максимального конечного эффекта от сейсморазведочных работ весь интерпретационный этап обработки целесообразно выполнять в следующей последовательности:

- общая кинематическая интерпретация;
- выделение целевых интервалов;
- структурная интерпретация целевых горизонтов;
- интервальный сейсмогеологический анализ;
- интерпретация сейсмогеологических комплексов в рамках тонкослоистой модели среды.

Общее представление (Организация..., 1987) о взаимодействии названных подэтапов при интерпретации данных сейсмической разведки по системе профилей можно получить из данных, приведенных на рис.36.1.

Общая *кинематическая интерпретация* начинается с расчленения временных разрезов на толстослоистые сейсмогеологические комплексы с использованием всей известной априорной геолого-геофизической информации. Правильность такого расчленения контролируется аналогичными результатами по системе всех профилей. В условиях хорошей коррелируемости таких границ может быть осуществлена их автоматизированная корреляция. Итогом этого подэтапа должны явиться результаты надежной, непротиворечивой и увязанной по системе профилей корреляции сейсмических границ, глубинные скоростные модели по профилям и глубинные динамические разрезы.

Анализ полученных разрезов и *идентификация границ целевых интервалов* по всем профилям составляют

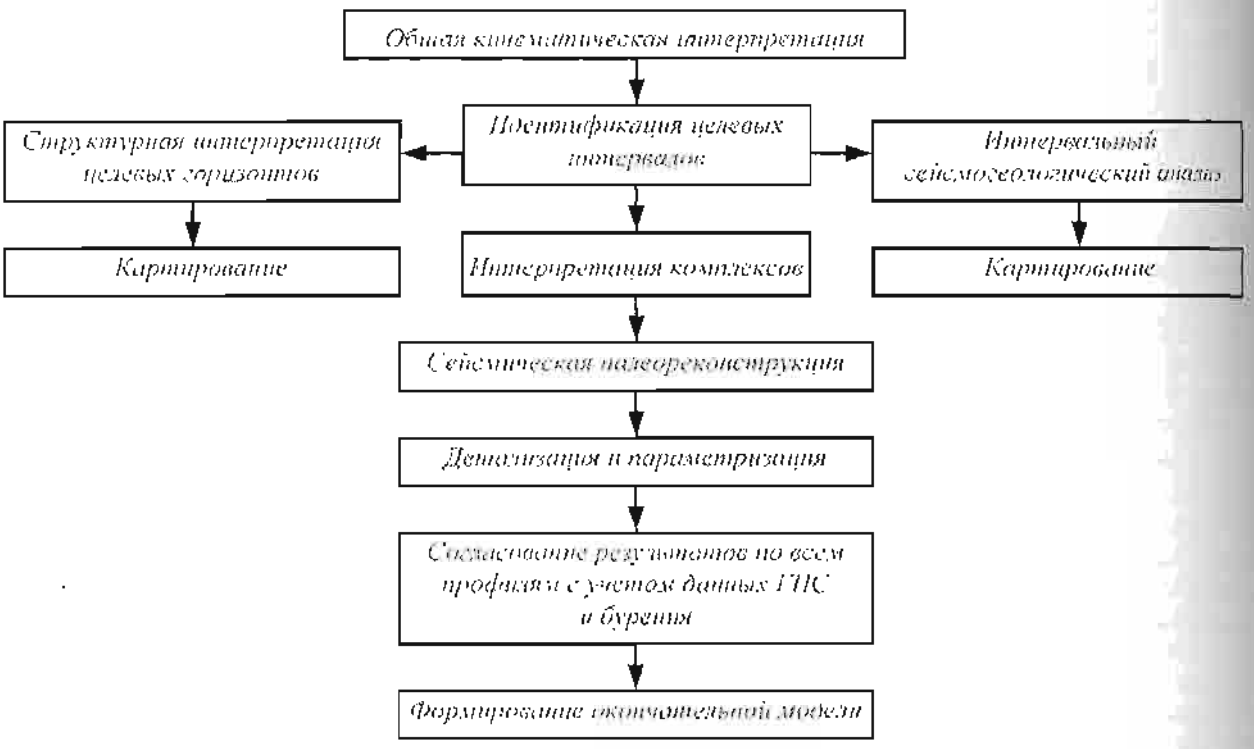


Рис.36.1. Обобщенная блок-схема использования динамических характеристик волнового поля

основу для интерпретации при картировании целевых горизонтов, количественном сейсмостратиграфическом анализе целевых интервалов и глубокой детализации строения последних с целью обнаружения и прослеживания тонкослоистых объектов.

Структурная интерпретация целевых горизонтов имеет своей целью окончательное уточнение корреляции всех горизонтов и обеспечение необходимой точности глубинных построений. Данный подэтап завершается процессом картирования целевых горизонтов и построением различного рода карт и схем (карты изохрон, структурные карты и схемы, карты изопахит и т. п.).

Интервальный сейсмогеологический анализ (атрибутный анализ) предназначен для количественного информационного обеспечения сейсмостратиграфических построений. При этом изучаются особенности волнового поля внутри каждого комплекса (протяженность осей синфазности, их наклоны, кривизны, плотности в пространстве и времени и т.п.) Эти данные совместно с другими (времена регистрации, пластовые скорости, амплитудно-частотная характеристика и др.) способны составить количественную основу сейсмостратиграфической классификации комплексов, истории осадконакопления и, в конечном счете, позволить осуществить локализацию нефтегазоперспективных комплексов в сейсмогеологическом пространстве.

Целью заключительного пятого подэтапа *интерпретации сейсмогеологических комплексов* в рамках тонкослоистой модели среды является обнаружение тонких, порядка длины волны, слоев с аномальными свойствами, обусловленными вероятным наличием залежей углеводородов. Решение такой задачи невозможно без привлечения дополнительной информации по скважинам (*АК, ГИС, ВСП*). Это требует применения таких приемов, как обработка с учетом формы импульса, синтез операторов стратиграфической деконволюции с совместным использованием скважинной и наземной информации, одномерное прогнозирование геологического разреза на основе псевдоакустического каротажа. Все описанные выше этапы обработки выполняются не строго последовательно друг за другом, но требуют нередко многократного возврата на начальные этапы. Задача геофизика-обработчика - выбрать и реализовать тот единственный вариант, который минимизирует затраты времени и средств и одновременно гарантирует получение качественного решения поставленной геолого-геофизической задачи.

Условно принято считать, что этап собственно интерпретации начинается с выполнения сейсмогеологической корреляции временного или мигрированного разреза. Желая осуществить полную интерпретацию сейсмических материалов, начинают, обычно, с корреляции самых *динамически сильно выраженных отражений*, или отражений с наиболее характерными динамическими особенностями записи (по числу фаз, видимой частоте, характерным искажениям и т.п.). Полная интерпретация осуществляется последовательно путем прослеживания сейсмических отражений в порядке убывания надежности их проявления на записях. При этом оси синфазности, выделяемые на одном разрезе, сопоставляют с осями синфазности на пересекающихся разрезах с тем, чтобы правильно отождествить одни и те же горизонты. Идентификация осуществляется на основе сходства формы записи и времени регистрации. Затем эти горизонты коррелируют вдоль профилей, параллельных первому, и, в конечном счете, вдоль всех профилей на данной площади. Если

горизонт можно проследить по замкнутому контуру профилей, то мы должны закончить корреляцию на том же времени регистрации волны, с которого начали. Такое замыкание контура прослеживаемости обеспечивает проверку надежности корреляции. Если контур не удается замкнуть с ошибкой в допустимых пределах, необходимо тщательно выяснить причину появления невязки. Чаще всего невязка возникает из-за ошибок в корреляции вдоль профиля или от профиля к профилю. Неверная корреляция через разлом может привести к невязкам, особенно в тех случаях, когда углы падения сейсмических границ различны по обе стороны разлома. После того, как причина невязок тщательно исследована, а окончательная невязка уменьшена до допустимой величины, оставшаяся невязка распределяется равномерно по замкнутому контуру. Многоплановость этапа корреляции как процесса выделения волн, их прослеживания и идентификации, а также и формирования сейсмической модели среды нередко требует предварительного разбиения временных разрезов на отдельные участки (блоки) по особенностям волновой картины еще до начала проведения фазовой корреляции.

При интерпретации сейсмических данных исходят из следующих *трех* основных допущений, ***достоверность*** которых подтверждается ***многолетней практикой сейсморазведочных работ.***

- регулярные оси синфазности, выделенные на сейсмических записях или на временных разрезах, представляют собой отражения, обусловленные перепадом акустической жесткости на границах раздела изучаемого геологического разреза;

- перепады акустических жесткостей всегда связаны с границами напластований, которые соответствуют границам различных геологических структур;

- динамические особенности сейсмической записи (амплитуда, форма записи, частотный состав и т.д.) отраженных сигналов сложным, но определенным образом связаны с физико-геологическими характеристиками изучаемой толщи разреза.

Эти допущения позволяют нам считать, что: *корректное выделение и прослеживание* времени вступления отраженных волн, *правильный учет особенностей распределения скоростей распространения упругих волн в разрезе и сейсмического сноса* всегда дают возможность получать *объективные структурные сейсмические разрезы - геосейсмические разрезы.*

Заключительным этапом процесса интерпретации всегда является *установление геологической природы сейсмических границ и выделенных геологических образований и прогноз наличия ловушек углеводородов.*

Основным инструментом решения этих задач в настоящее время является ***историко–геологический*** и ***сейсмостратиграфический анализ*** временных и глубинных сейсмогеологических разрезов и различных сечений кубов сейсмических данных и всей сопутствующей информации.

36.2. Этапы и стадии поисков залежей углеводородов

Заключительным этапом процесса интерпретации, как уже упоминалось, является *установление геологической природы сейсмических границ и выделенных геологических образований и прогноз наличия ловушек углеводородов.*

Для этого выполняется серьезный историко-геологический анализ всех имеющихся материалов. *Наиболее эффективной методикой* такого анализа является ***сейсмостратиграфический анализ*** (Шериф, Грегори, 1982). Характерной особенностью этого анализа является широкое использование в качестве базовой информации, полученной в результате *анализа рисунка сейсмической записи.* Дополняя сейсмостратиграфический анализ ***историко-геологическими и нефтегеологическими этапами интерпретации***, получают логически связанную систему анализа материалов сейсмической разведки с целью прогноза перспективных зон и залежей нефти и газа в ловушках неантиклинального типа (Гогоненков и др., 1986). Представление о предмете анализа каждого этапа и получаемых результатах можно видеть на схеме, приводимой на рис.36.2.

Основными понятиями *сейсмостратиграфического анализа* являются понятия *сейсмофациального комплекса* ***(СФК)*** и *сейсмофации* ***(СФ)***. ***Сейсмофациальный комплекс*** – это изображение на полученном временном сейсмическом разрезе всего осадочного комплекса пород или его генетически однородной части, соответствующей отдельным фазам тектонического механизма развития нефтегазоносных бассейнов. ***СФК*** обычно соответствует отдельным фазам тектонического механизма развития нефтегазоносных бассейнов. Обычно границами СФК являются *несогласия*, нередко - *эрозионные поверхности*, которым, как правило, соответствуют наиболее ***интенсивные непрерывные отражения***. Комплексы нередко залегают несогласно друг относительно друга, что указывает на определенные процессы геологической истории разреза: периоды тектонических движений порождают поверхности несогласия, трансгрессии и т.п. Схематическое изображение границ сейсмических комплексов показано на рис.36.3. *Анализ формы и внутреннего строения* ***СФК*** является основной задачей интерпретации данных *региональных* сейсмических исследований.

После того как установлена природа основных сейсмических границ, следует переходить к установлению природы границ внутри сейсмофациальных комплексов. При детальных сейсмических работах основное внимание интерпретатор концентрирует на анализе сейсмических фаций. Основная задача на этом этапе интерпретации – установление границ основных ***сейсмических фаций***. ***Сейсмическая фация (СФ)*** – это часть ***СФК*** трехмерного



Рис.36.2. Схема проведения историко - геологического анализа данных сейсморазведки

пространства, отображенная в сейсмическом волновом поле, характеризующаяся определенными *опознавательными признаками сейсмической записи* и *отличающаяся по внешнему облику* от *соседних сейсмофациальных единиц*. В качестве отличительных признаков сейсмической записи используют: *общий рисунок записи, конфигурацию осей синфазности, частотные свойства записи, интервальные скорости и др.*

На *начальном этапе выделения сейсмофации* в составе ***СФК*** обычно используют только *изображение совокупности всех осей синфазности.*

В качестве примера на рис.36.4 даны условные изображения структуры осей синфазности для ряда



Рис.36.3. Условная структура границ сейсмофациальных комплексов:
а - соотношения в кровле рассматриваемого комплекса;
б - соотношения в подошве комплекса

наблюдаемых в практике сейсмической разведки сейсмических фаций. Среди сейсмических фаций, с которыми во многих нефтегазоносных провинциях связаны крупные запасы углеводородов, особо важную роль играют ***косослоистые сейсмофации.*** Они отражают процесс бокового наращивания осадочных толщ, что характерно для относительно глубоководных бассейнов. Нарастающиеся в одном направлении седиментационные поверхности принято называть ***клиноформами***. Схематично типичные виды сейсмического рисунка клиноформных сейсмофаций показаны на рис.36.5.

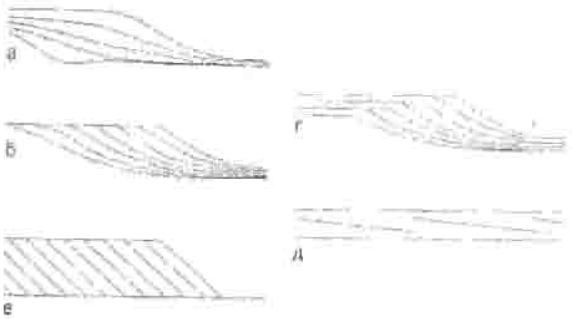


Рис.36.5. Клиноформные сейсмофации осадочных комплексов:
а - ритмовидные; б - тангенциальные; в - параллельные;
г - сигмовидно - косослоистые; д - черепитчатые

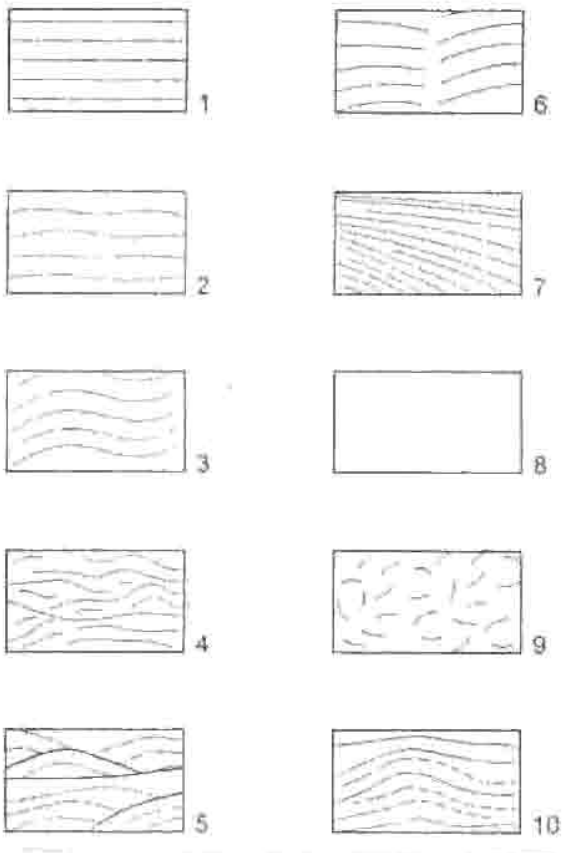


Рис.36.4. Типичный внешний облик осей синфазности для некоторых типов сейсмических фаций:
1 - параллельный, 2 - субпараллельный, 3 - волнистый, 4 - бугристо - волнистый, 5 - линзовидный, 6 - с разрывами; 7 - расходящийся; 8 - отсутствие отражений, 9 - хаотичный; 10 - холмистый

Структура волнового поля, характеризующая рисунок сейсмической записи сейсмофаций, определенным образом связана со свойствами пород, слагающих данную часть геологического разреза. Опыт проведения сейсмостратиграфического анализа (Шерифф и др., 1982) по большинству нефтегазоносных провинций позволил установить определенную геологическую информативность некоторых параметров сейсмической записи (табл.36.1).

При проведении сейсмостратиграфической интерпретации данных сейсмической разведки обычно придерживаются некоторой этапности. Графическое изображение этой этапности по Шериффу дано на рис.36.6. *Анализ структуры сейсмофаций и сейсмокомплексов* в целом позволяет понять и *прогнозировать особенности тектонического режима осадконакопления, постседиментационных и палеогеографических условий формирования разреза.*

Клиноформенные образования шельфовых пластов в условиях Западной Сибири играют очень важную роль в локализации углеводородов. В соответствии с доминирующей в настоящее время точкой зрения клиноформенные образования, например, Нижневартовского свода были сформированы на окраинных частях древнего морского бассейна. Весь осадочный материал поступал только с обрамления бассейна, главным образом с юго-востока. Скорость и объемы его поступления изменялись циклически во времени. Область основной аккумуляции осадков постепенно смещалась в западном направлении. При этом верхняя часть песчаников,

отложившихся восточнее, оказывалась выше уровня моря и могла частично вновь размываться. Размытый осадочный материал переносился дальше на запад, формируя аккумулятивные песчаные тела, постепенно смещающиеся друг относительно друга и погружающиеся в западном направлении. Песчаные тела горизонтов $БВ_8$ и $БВ_{10}$ образованы именно таким образом и представляют ундаформенную часть тагринской и бахиловской клиноформ соответственно. Принципиальная схема образования этих клиноформ, их отображение на временном разрезе и реконструкция палеорельефа тагринской пачки (Варламов и др., 2006) показана на рис.36.7.

Принципиальная схема формирования неокомских клиноформ (Гидион, 2001) Западной Сибири приведена на рис.36.8.

Общий характер взаимосвязи сейсмостратиграфических комплексов и сейсмических фаций хорошо виден на примере одного из временных разрезов Западной Сибири по региональному профилю (Задоенко и др., 2001), показанному на рис.36.9.

Таблица 36.1

Параметры сейсмической записи, используемые в сейсмостратиграфии, и их геологическое толкование

Параметры, характеризующие сейсмические фации	*Геологическая информативность*
Конфигурация отражений	**Характер напластования** **Процессы осадконакопления** **Эрозия и палеорельеф** **Контакты разных флюидов в пласте**
Непрерывность отражений	**Непрерывность пластов** **Процессы осадконакопления**
Амплитуда отражений	**Соотношение значений скорости и плотности** **Расположение пластов относительно друг друга** **Тип насыщающего флюида**
Частота отраженных волн	**Мощность пластов** **Тип насыщенного флюида**
Интервальная скорость	**Литологический состав** **Коэффициент пористости** **Тип насыщающего флюида**
Геометрическая форма сейсмической фациальной единицы и ее расположение относительно других фациальных единиц	**Региональная обстановка осадконакопления** **Источник осадочного материала** **Геологические условия осадконакопления**

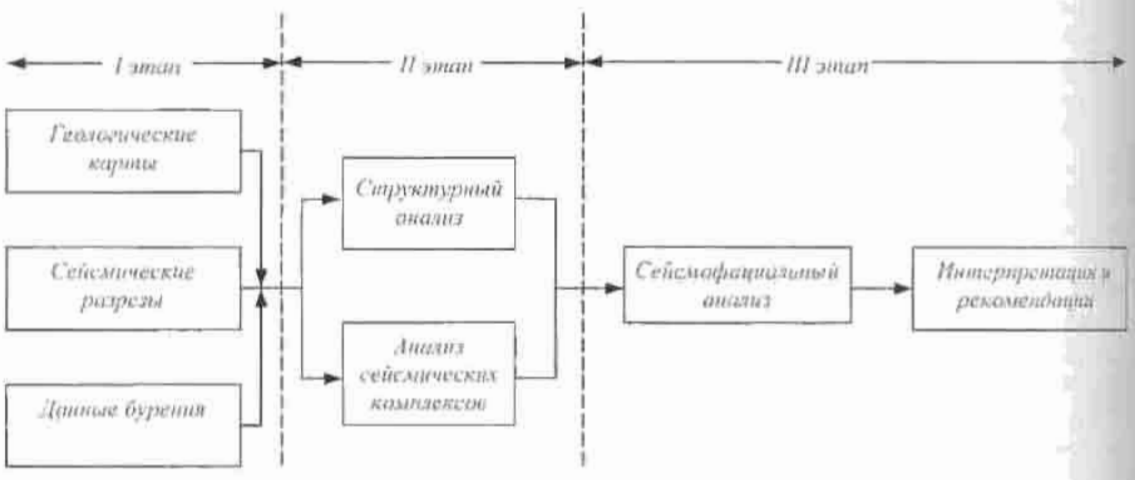


Рис.36.6. Схема последовательности выполнения этапов стратиграфической интерпретации сейсмических данных: 1 - преобразование всех геологических данных в форму, приемлемую для сопоставления с результатами сейсморазведки; 2 - анализ сейсмофациальных комплексов; 3 - анализ сейсмофаций

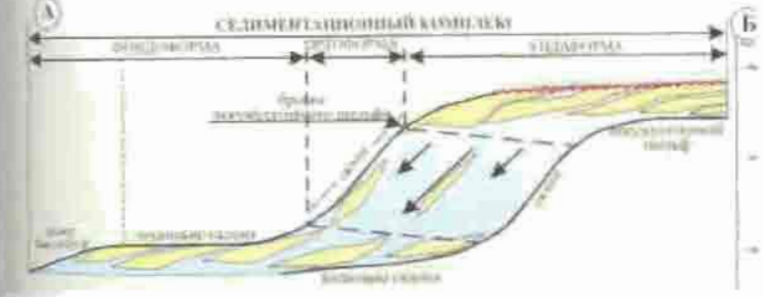
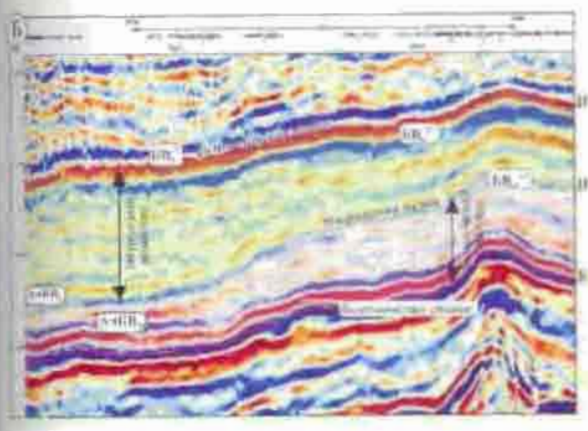
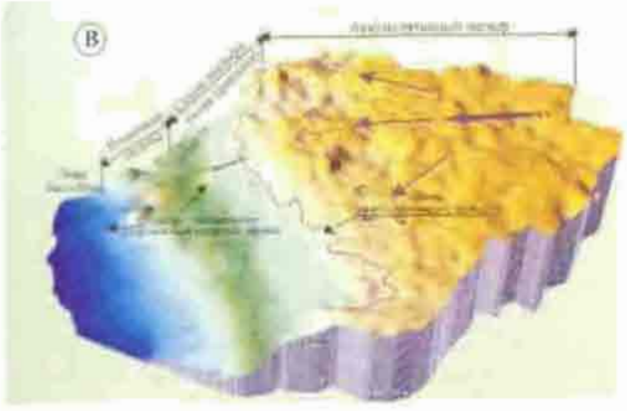


Рис.36.7 Особенности строения клиноформных неокомских отложений Нижневартовского свода:
А- принципиальная схема; Б - отображение во временном разрезе, В - схема строения палеорельефа тагринской свиты





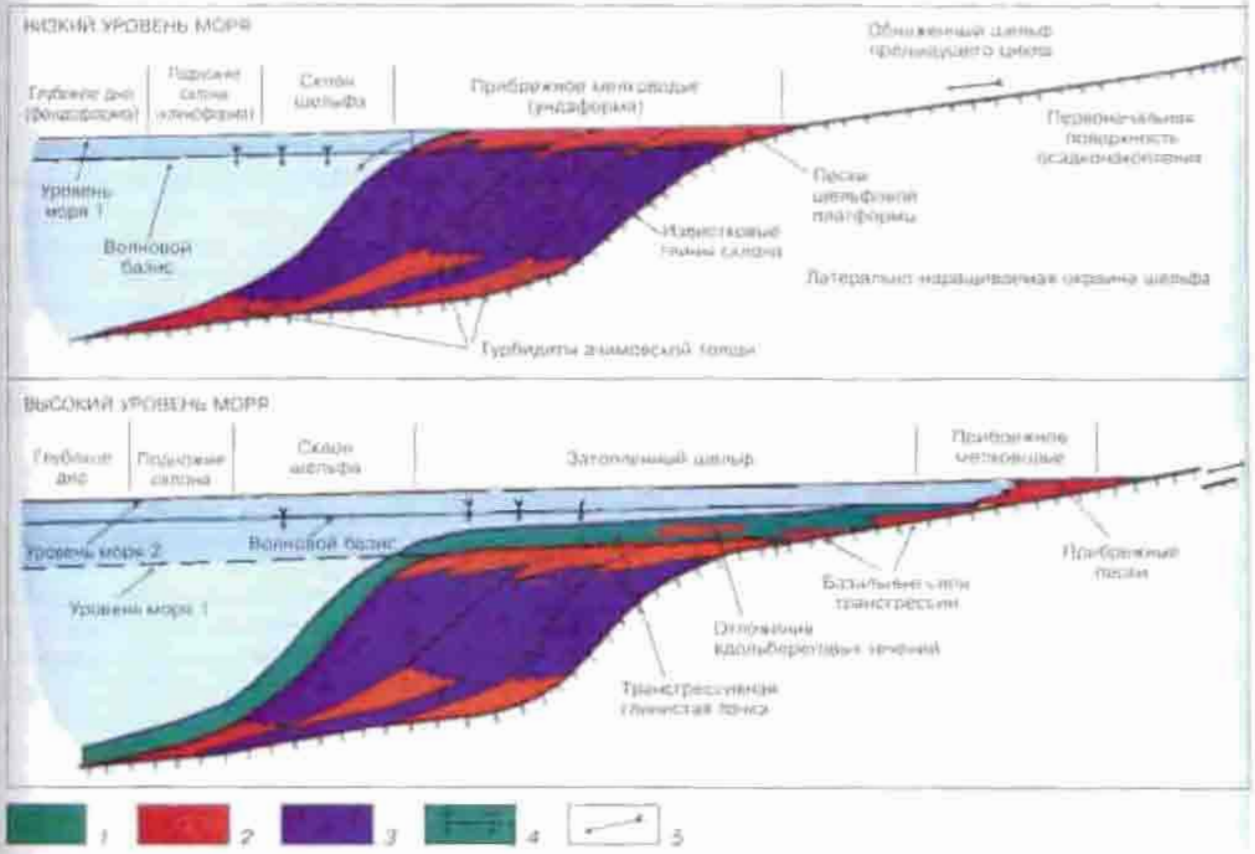


Рис.36.8. Принципиальная схема формирования неокомских клиноформ Западной Сибири.
1 глины; 2 - пески, 3 - известковистые глины; 4 -напластование осадков по склону;
5- направление транспортировки осадков

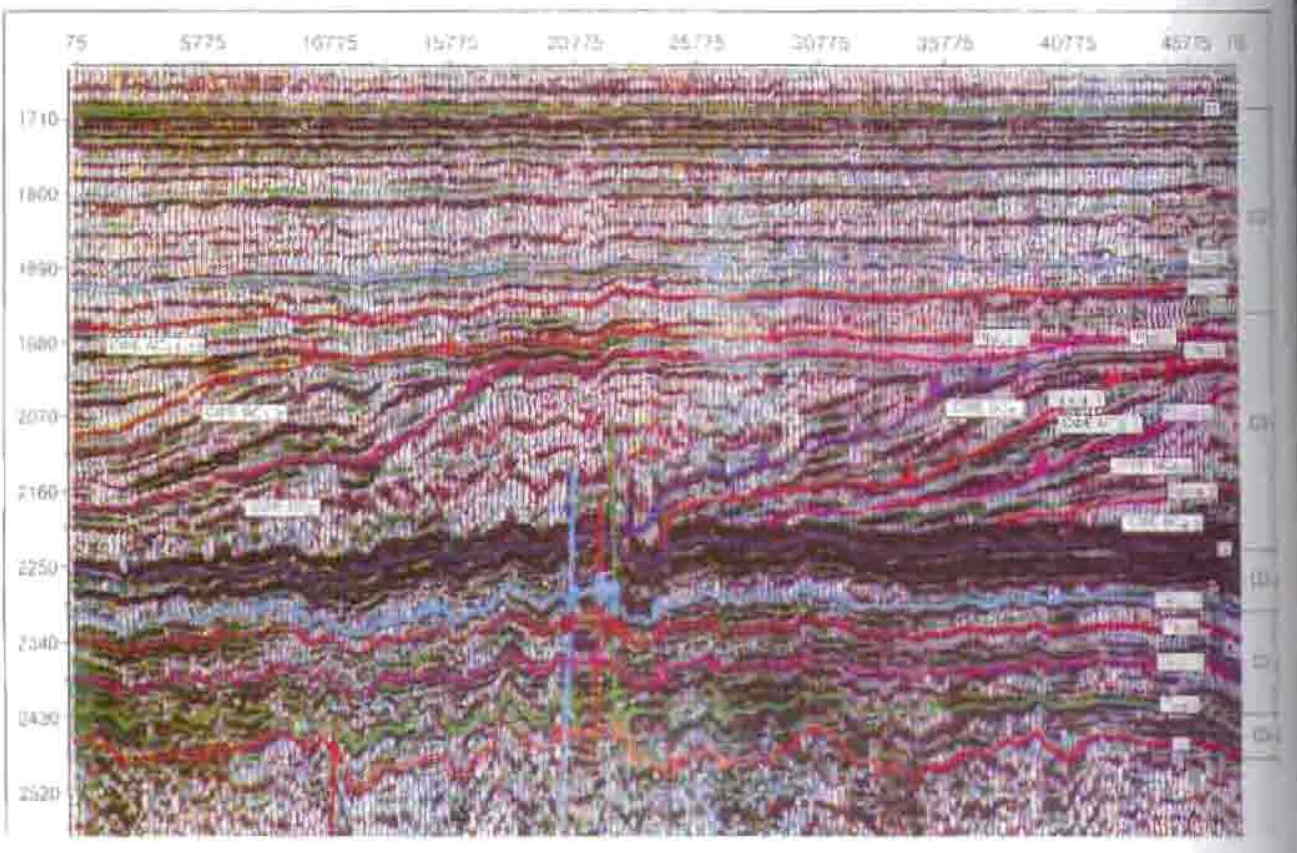


Рис.36.9. Пример выделения сеймостратиграфических комплексов и фаций по временному разрезу одного из региональных профилей Западной Сибири

В новых нефтегазоперспективных районах сейсморазведка, совместно с другими геофизическими методами, начала используется для решения *региональных геологических задач* по изучению основных черт и особенностей глубинного геологического строения отдельных районов, участков или площадей нефтегазоносных провинций.

На ***первой стадии регионального этапа*** геологоразведочных работ - ***стадии прогноза нефтегазоносности*** - сейсмический метод разведки позволяет:

- изучить рельеф поверхности и внутреннего строения фундамента, определить мощность осадочной толщи;
- разделить осадочный чехол на литолого-стратиграфические и/или сейсмофациальные комплексы *(СФК)*;
- выявить структурно-фациальные и литолого-фациальные зоны (*сейсмофации* - ***СФ)*** внутри литолого-стратиграфических комплексов;
- выделить и проследить по площади распространение нефтегазоносных комплексов.

На *второй стадии* региональных работ - ***стадии оценки зон нефтегазонакопления*** - с помощью сейсморазведки:

- выделяют крупные антиклинальные ловушки;
- локализуют зоны возможного наличия неантиклинальных ловушек (зоны выклинивания, рифы, солянокупольные структуры и т.п.);
- дают количественную оценку перспектив нефтегазоносности.

На ***поисковом - оценочном этапе геологоразведочного процесса*** сейсмические работы *вначале* проводят на ***стадии выявления объектов***. На этой стадии исследуются районы с установленной или возможной нефтегазоносностью, где по результатам предшествующих работ предполагается наличие ловушек того или иного типа, т.е. *имеется прогноз месторождения, его глубины залегания и типа ловушки*. При этом обычно с помощью сейсморазведки осуществляют:

- выявление антиклинальных структур;
- обнаружение неантиклинальных ловушек, связанных с наличием латерального экрана;
- выявление неантиклинальных ловушек, связанных с ограничением коллектора;
- локальный прогноз нефтегазоносности.

На стадии подготовки объектов к поисковому бурению долгие годы затрачивалось более 80% объемов сейсморазведочных работ. Основными геологическими задачами, решаемыми с помощью сейсморазведки, *на этой стадии поискового этапа* геологоразведочного процесса являются:

- подготовка структур к бурению;

- прогноз литологии, коллекторских свойств и нефтегазоносности;
- определение вероятных запасов и рекомендации по заложению поисковых скважин.

На разведочном этапе геологоразведочного процесса с помощью сейсморазведки решают целый ряд сложных задач, связанных с:

- изучением пространственного строения залежей и составлением их трехмерных изображений;
- формированием пространственной модели резервуара и распределения его свойств;
- анализом динамики процесса изменения формы залежи в процессе ее эксплуатации путем сравнительного изучения повторяющихся во времени материалов детальной трехмерной съемки.

Основная цель сейсмических работ на нефть и газ состоит в выявлении и картировании структур, которые могут быть ловушками. Однако следует непременно помнить, что многие структуры, образующие превосходные ловушки, нередко по разным причинам могут не содержать нефти или газа. Поэтому при сейсмических работах всегда дополнительно перед геофизиками ставят задачу *прямого обнаружения залежей нефти и газа в картируемых структурах.*

36.3. Основные типы ловушек залежей углеводородов

Наиболее признанной в среде геологов гипотезой образования нефти и газа является ***органическая гипотеза***, согласно которой нефть образуется в результате *разложения и последующего захоронения веществ растительного и животного происхождения* на участках медленного погружения среды. Эти участки обычно располагаются *в море или вдоль его побережья, в прибрежных лагунах или болотах, иногда в озерах или внутри континентальных водоемов.* Со временем, по мере того, как эта территория продолжает медленно опускаться, органогенные материалы погружаются все глубже и, следовательно, подвергаются воздействию все более высоких температур и давлений. В конце процесса преобразований химические изменения приводят к образованию ***нефти - сложной и разнообразной по составу смеси углеводородов,*** включающей как жидкие, так и газообразные составляющие. Нормальные термодинамические условия для формирования жидкой нефти достигаются *на глубинах 1.5 - 3 км. На глубинах 3-6 км* коллекторы преимущественно *содержат газ*, а не нефть. Нефть собирается в поровом пространстве материнской породы или в породе, непосредственно примыкающей к материнской. Проницаемость пород позволяет газу, нефти и воде частично разделяться вследствие различных плотностей. Нефть и газ стремятся подняться вверх и, в конце концов, могут достигнуть поверхности земли, если не встретят какого-либо барьера, который остановит направленную вверх миграцию углеводородов. При *наличии барьера* в геологической среде образуются *ловушки углеводородов.* Под ***ловушкой углеводородов*** понимается *часть природного резервуара или весь резервуар в случае его определенной локализации, в которой существуют условия для аккумуляции и консервации нефти и газа. Природный резервуар* всегда рассматривается как обязательное *благоприятное сочетание коллектора с флюидоупорами.* Обычно ловушка образуется в случае *наличия пористости и проницаемости пласта*, перекрытого *непроницаемым пластом.* Типы ловушек углеводородов многообразны (Интерпретация..., 1990). Наиболее распространенным типом ловушки являются ***антиклинальные ловушки.*** Нефть и природный газ могут накапливаться в коллекторе антиклинали до тех пор, пока антиклиналь не заполнится до *уровня максимального наполнения.* Изогипса, проведенная через этот уровень, называется *контуром замыкания.* Расстояние по вертикали между уровнем максимального наполнения структуры и наивысшей точкой антиклинали называют *высотой (амплитудой) структуры* (рис.36.10). Количество нефти, которое может аккумулировать ловушка, зависит от *высоты (амплитуды)* складки, *площади контура замыкания, мощности и пористости пластов-коллекторов.*

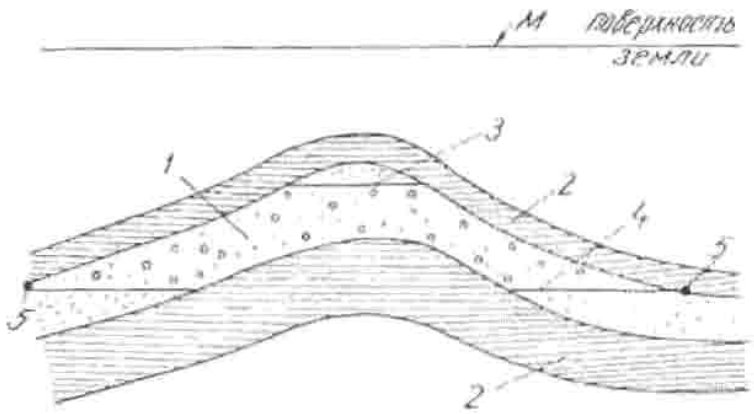


Рис.36.10. Основные элементы антиклинальной ловушки углеводородов:
1 – породы – коллектора; 2 – непроницаемые породы;
3 – газонефтяной контакт (ГНК); 4 – водонефтяной контакт (ВНК);
5 – уровень максимального наполнения структуры

Вся история выполнения сейсморазведочных работ с целью обнаружения месторождений углеводородов свидетельствует о достаточно успешном решении этой задачи на основе идеи *поиска антиклинальных ловушек нефти и газа.* Поэтому основным результатом сейсморазведочных работ являются структурные карты по тем или иным целевым горизонтам. Основой для составления таких карт, как правило, являются временные сейсмические разрезы по отдельным профилям, секущим данную антиклинальную структуру. В качестве

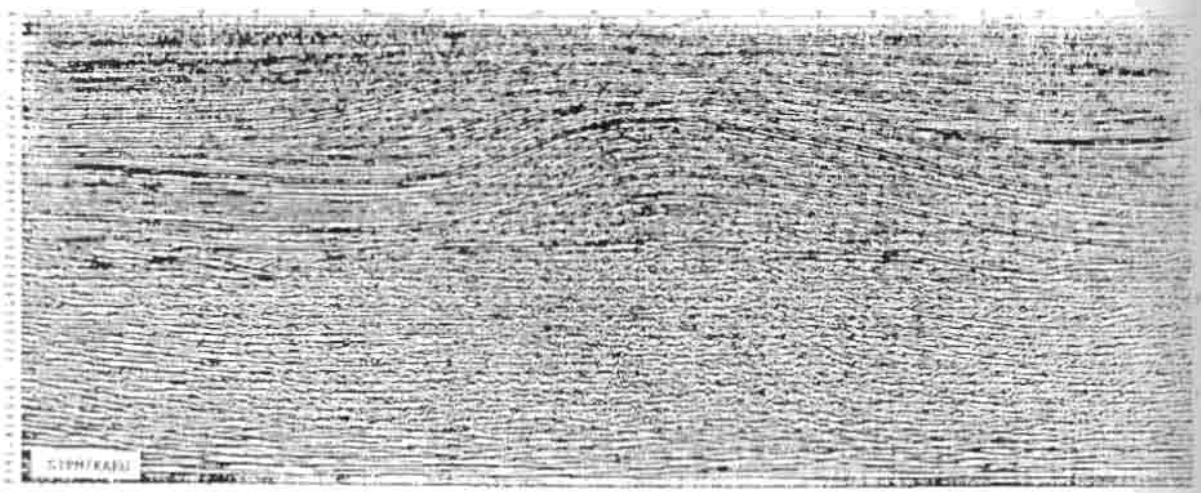


Рис.36.11. Пример отражения антиклинальной структуры на временном разрезе

примера отображения антиклинальной структуры в волновом сейсмическом поле приводится временной разрез, показанный на рис.36.11. К настоящему времени в антиклинальных структурах, как известно, сосредоточено *более 85% всех выявленных запасов углеводородов*. Однако фонд *не выявленных антиклинальных поднятий*, как показывает практика работ, в большинстве *сухопутных районов практически исчерпан*. Поэтому надежды на обнаружение новых залежей углеводородов большинство геологов – нефтяников в настоящее время уже связывают с поиском на суше *неантиклинальных ловушек*. Разумеется, что в России крупным резервом обнаружения как антиклинальных, так и неантиклинальных ловушек являются шельфы северных и восточных морей.

Неантиклинальные ловушки, в отличие *от антиклинальных ловушек*, образованных антиклинальными перегибами резервуара, имеют более сложное строение и генетически взаимосвязаны с определенными *геологическими образованиями*. Существование взаимосвязей неантиклинальных ловушек с определенными геологическими образованиями позволяет использовать общий подход к ловушкам и геологическим объектам для выяснения их генетической принадлежности. При этом в соответствии с основными направлениями *историко-геологического анализа*, могут быть рассмотрены *пять* основных генетических *групп неантиклинальных ловушек*, связанных с различными геологическими образованиями: ***стратиграфическими, тектоническими, постседиментационными нетектоническими, палеогеографическими и палеогеоморфологическими*** (табл.36.2).

Эти геологические образования, будучи обнаруженными, на сейсмических записях, на последующих этапах сейсморазведочных работ анализируются с точки зрения наличия в них резервуаров. Проводится оценка их роли в качестве барьеров и ловушек на путях миграции углеводородов.

Прогнозирование локальных перспективных объектов по данным сейсмостратиграфического анализа предусматривает оценку геологических образований с позиций:

- возможности существования локальной ловушки углеводородов;
- благоприятного пространственного соотношения перспективных объектов с тектонически-мобильными участками и зонами нефтегазоносности;
- оптимального временного соотношения между формированием объектов и зон нефтегазогенерации;
- благоприятных условий для образования залежей

С точки зрения оценки перспектив нахождения залежей углеводородов, наиболее благоприятным считается такое пространственное положения объектов, когда они попадают в *контур зоны нефтегазогенерации* и, одновременно, *приурочены к тектонически-мобильным участкам*. Это выясняют на региональном этапе исследований, когда прогнозируются основные черты нефтегазоносности разреза, а также интервалы и зоны разреза, перспективные для обнаружения локальных неантиклинальных объектов. В отдельных случаях при этом удается также наметить возможное местонахождение крупных локальных неантиклинальных объектов. Поскольку на этом этапе используются обычно отдельные сейсмические разрезы, пространственные формы, внутреннее строение и структурное положение локальных неантиклинальных объектов выяснить не удается. Поэтому локальные объекты на региональном этапе выделяются лишь как *перспективные объекты для их последующей детализации*. На этапе детальных работ выполняется изучение строения локальных неантиклинальных объектов и прогнозируется наличие в них ловушек углеводородов. В большинстве случаев оценка перспективности нефтегазоносности прогнозируемых ловушек осуществляется по косвенным признакам. При этом основную информацию об оценке нефтегазоносности разреза получают по данным региональных исследований. В отдельных, наиболее благоприятных, случаях на сейсмических разрезах интерпретатору удается

Геологические образования, генетически связанные с зонами возможного распространения неантиклинальных ловушек, локальными неантиклинальными объектами, неантиклинальными ловушками нефти и газа

Стратиграфические образования	Тектонические образования	Постседиментационные нетектонические образования	Палеогеографические образования	Палеогеоморфологические образования
Стратиграфическое несогласие. Выклинивающиеся тела. Линзовидные тела. Псевдоантиклинали. Несогласные перекрытия.	Разрывы. Горсты, грабены. Блоки. Зоны смятия. Зоны разуплотнения.	Диапиры. Структуры облекания. Тела дифференцированного уплотнения и разуплотнения. Карст.	Литологическое замещение. Конседиментационные образования, контролируемые поднятиями, разрывами.	Аккумулятивные формы поднятий: рифы, бары, валы. Эрозионные формы поднятий: останцы палеорельефа. Аккумулятивные формы подножий склонов: конусы выноса. Аккумулятивные формы впадин: одиночные рифы, турбидитные конусы выноса, озерно-болотные образования. Эрозионно-аккумулятивные формы впадин: каналы, русла, эрозионные поверхности турбидитных потоков. Гравитационные формы подножий склонов: обрушения, оползни, олистостромы.

обнаружить прямые признаки наличия в разрезе залежей углеводородов: *газо-водяные контакты, признаки газовых шапок, следы утечки газа из ловушек* и т.п.

Среди большого многообразия неантиклинальных ловушек чаще всего интерес с точки зрения возможности обнаружения залежей углеводородов представляют следующие виды ловушек: ***стратиграфические несогласия; зоны выклинивания; горсты и грабены; диапиры; рифы и бары; конусы выноса.***

В природе особенно широко распространены так называемые ***стратиграфические ловушки***, в которых проницаемые пласты постепенно переходят в непроницаемые пласты (рис.36.12). На этом же рисунке показаны *ловушки углового несогласия*, которые могут образовываться при несогласном налегании проницаемых пластов или при *срезе пластов эрозией на поверхности несогласия*. Ловушки для нефти и газа могут образовываться также в пластах, *осложненных сбросами и надвигами*. Естественно, что нефть и газ могут накапливаться в таких структурах, если существует замыкание в направлении, параллельном сбросу.

Ловушки ***рифовые***, сложенные пористыми известняками, также достаточно

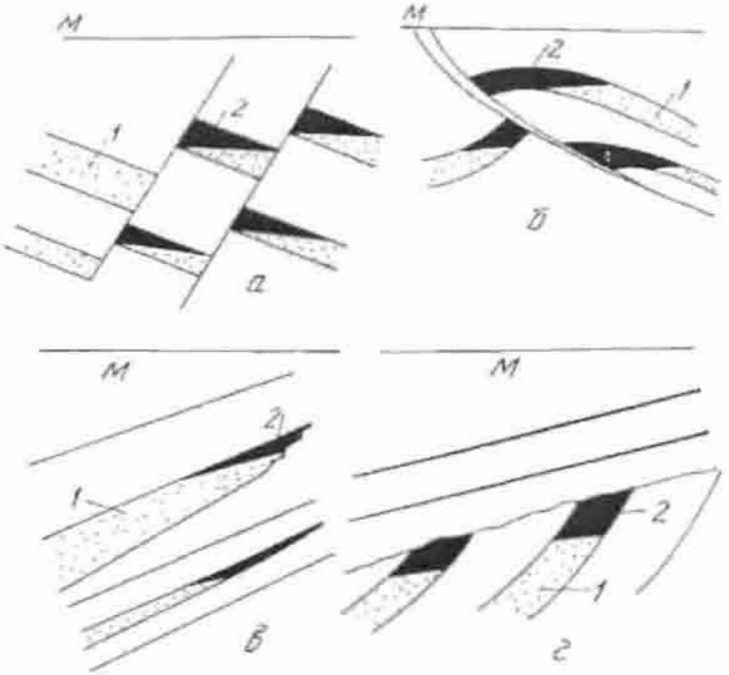


Рис.36.12. Стратиграфические ловушки углеводородов, связанные с: а – взбросами, б – надвигами, в – изменением проницаемости (ограничением) коллектора, г – угловым несогласием слоев, 1 – породы – коллектора, 2 – углеводороды

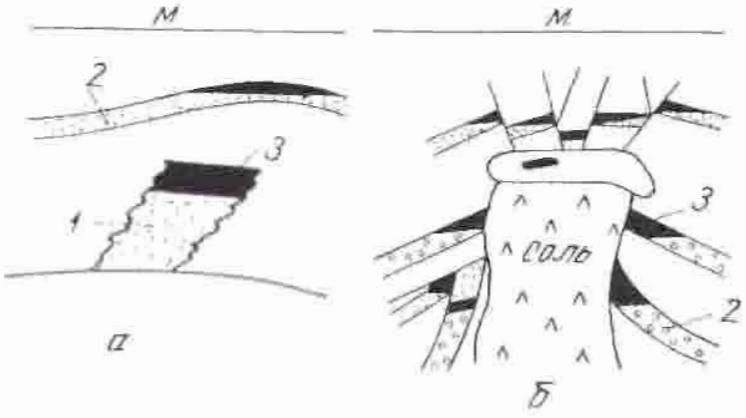


Рис.36.13. Ловушки углеводородов, связанные с:
а - рифами; б - соляными куполами.
1 - пористые известняки;
2 - пористые песчаники; 3 - углеводороды

часто оказываются ловушками углеводородов (рис.36.13,а). Области развития ***солянокупольных структур*** весьма часто оказываются перспективными районами на поиски залежей углеводородов. В процессе роста соляной купол изгибает осадочные слои, создает сбросы и влияет на характер напластования. В результате над куполом, вокруг него или в пустотах каменной соли могут возникать ловушки за счет образования наклонов слоев, сбросов, угловых несогласий или стратиграфических изменений (рис.36.13,б). Кстати, именно вблизи открытого впервые сейсмическим методом преломленных волн соляного купола Орчард (***США***, 1924) была найдена нефть.

Вопросы для самопроверки

1. Какие два принципиально разных подхода доминируют при интерпретации данных сейсморазведки?
2. Назовите рациональную последовательность решения интерпретационных задач сейсморазведки?
3. Перечислите основные этапы интерпретационной обработки данных сейсморазведки, их цели.
4. Сформулируйте три принципиальных допущения, лежащие в основе геологической интерпретации данных сейсмической разведки.
5. Какие задачи решаются с помощью историко-геологического и сейсмостратиграфического анализа?
6. Что вкладывается в понятия "сейсмостратиграфический комплекс" и "сейсмическая фация"?
7. Какие используются признаки для выделения сейсмических фаций на временных разрезах?
8. Перечислите основные типы сейсмических фаций?
9. Назовите основные этапы и стадии геологоразведочного процесса?
10. Какие задачи решаются сейсморазведкой на первой стадии (стадии прогноза нефтегазоносности) регионального этапа?
11. Какие задачи решаются сейсморазведкой на второй стадии (стадии оценки зон нефтегазонакопления) регионального этапа?
12. Какие задачи решаются сейсморазведкой на поисково-оценочном этапе геологоразведочного процесса?
13. Какие задачи решаются сейсморазведкой на стадии подготовки объектов к поисковому бурению?
14. Что решает сейсморазведка на разведочном этапе работ?
15. Что понимают под термином "ловушка углеводородов"?
16. Назовите основные элементы антиклинальной ловушки углеводородов?
17. Чем определяется объем углеводородов в антиклинальной ловушке углеводородов?
18. Назовите основные геологические образования, определяющие возможные зоны образования неантиклинальных ловушек углеводородов?
19. Перечислите основные типы неантиклинальных ловушек углеводородов?
20. Где и когда впервые по данным сейсморазведки было открыто месторождение нефти?

★ ★ ★ ★ ★ ★ ★

Bright spot
- Low impedance sand, as a consequence of gas fill
- Tuning: thickness between two reflectors significantly less than seismic wavelet

Dim spot
- Low impedance sand (gas-fill) below low impedance shale
- Incorrect NMO correction in processing

Flat spot
- Reflection between two different fluid fills: gas-oil, gas-brine, oil-brine
- Multiple generated in overburden
- Relic accumulations

AVO anomaly
- AVO response due to hydrocarbon fill
- Change in Poisson's ratio caused by change in lithology

37. ГРАФИЧЕСКОЕ ОТОБРАЖЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Введение

Сейсмические данные, получаемые после обработки первичных сейсмограмм, представляют собой набор цифровых значений некоторых сейсмических параметров (атрибутов), получаемых в узлах, как правило, регулярной двумерной сетки и вертикальной плоскости (в осях XT или YT при профильных работах 2D) или в узлах пространственной трехмерной сетки (в осях XYT) при работах 3D. Для выполнения всей последующей интерпретации результатов обработки требуется представлять эту огромную по объему цифровую информацию в компактном виде, в той форме, в которой эта информация могла бы быть осознана, понята, проанализирована и сопоставлена с другими геолого-геофизическими данными. Единственным способом такого представления является графическое изображение сейсмических материалов на экране компьютера или бумаге.

Существуют определенные принципы и технологии получения сейсмических изображений. Основные сведения о них рассмотрены в данной главе.

С изображениями сейсмических материалов приходится работать оператору сейсмостанции, обработчику и, наконец, интерпретатору. Несмотря на большое разнообразие изображений, с которыми приходится сталкиваться сейсморазведчику при работе с использованием современных средств регистрации, обработки и интерпретации сейсмической информации, число типов основных результативных материалов относительно не велико.



Рис. 37.1. Иерархия видов изображений, получаемых по кубу сейсмических данных.

При создании таких изображений существует специальная терминология. Для реализации понимания и более легкого обмена данными между различными интерпретаторами Браун (Brown, 2004) предложил придерживаться некоторой стандартной схемы наименований основных результативных изображений, показанной на рис.37.1.

37.1. Цвет и его роль в сейсмических изображениях

Общий объем информации, записанной на типичном сейсмическом профиле чрезвычайно велик. Представление этой информации для обзора в простой и видимой для человека форме крайне затруднительно. На начальных этапах вывод изучаемого сейсмического параметра (обычно амплитуды колебаний) вдоль каждой сейсмической трассы выполнялся так называемым способом "отклонений", когда вдоль оси трассы строился график изменений амплитуды от времени регистрации. При этом значение амплитуд вдоль каждой трассы преобразовывалось так, чтобы их диапазон ограничивался узкой полосой на бумаге, что не позволяло графикам разных трасс перекрываться. Такой способ представления резко ограничивал динамический диапазон (менее 20-30 дБ) представляемых данных. Находили применение в практике работ и такие способы изображения трасс как способ "переменной площади", когда равномерно чернятся положительные фазы графика, способ "переменной плотности", накладывающий зачернение, зависящее от амплитуды, а также и другие способы изображений.

Однако только использование цвета смогло решить проблему корректного изображения сейсмических данных, обладающих широким динамическим диапазоном. Применение цвета основано на том, что человеческий глаз очень чувствителен к цвету. Интерпретатор сейсмических материалов может использовать эту чувствительность многими способами. Танер и Шериф (Taner и др., 1977) были среди тех, кто первыми продемонстрировали изображение сейсмических разрезов в цвете и показали *дополнительную информативность* цвета на этих разрезах. Цветные изображения позволяют лучше отобразить *динамический диапазон* записи, нежели черно-белые: нет наложения соседних трасс друг на друга, нет смещений максимумов относительно трассы, лучше представляется соотношение положительных и отрицательных амплитуд и др. (рис.37.2). Все эти обстоятельства играют важную роль, например, при сейсмостратиграфической интерпретации данных сейсморазведки.

Рассмотрим некоторые общие принципы построения цветных изображений, понимание которых может помочь интерпретатору максимально использовать цвет в своей работе.

Попытаться дать определение понятию "цвет" не так просто. Вызвано это следующими причинами. Во-первых, восприятие цвета - процесс индивидуальный для каждого человека и зависит от множества не поддающихся

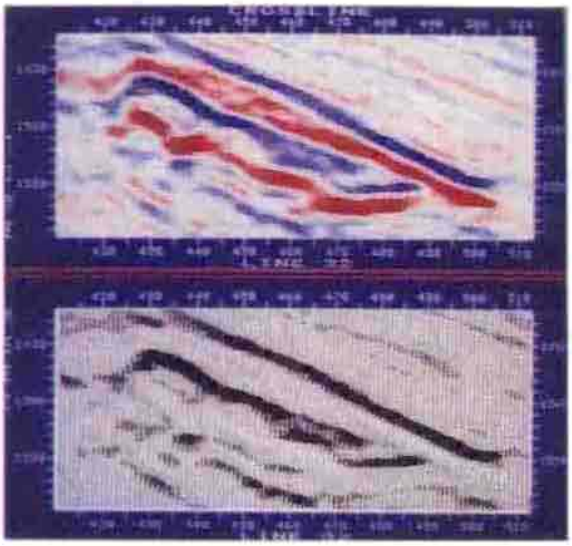


Рис.37.2. Пример сравнения переменного по интенсивности цветного изображения сейсмического разреза с изображением трасс в виде линий с черной закраской положительной фазы.
Очевидно существенное увеличение динамического диапазона изображения

моделированию факторов (внешней освещенности, цветовосприимчивости глаз и др.). Во-вторых, цвет невозможно измерить непосредственно (как массу или расстояние), поскольку с точки зрения физики цвет, который мы видим, это отражаемая объектом часть видимого спектра. Однако при использовании компьютерных технологий требуются точные способы описания и обработки цветов. Для этого применяют так называемые ***цветовые модели.***

Цветовая модель - это совокупность абсолютных или относительных параметров цвета, позволяющих однозначно описать данный цвет в используемом цветовом пространстве.

Наличие большого числа цветовых моделей вызвано различной физической природой цвета, применяемого на разных этапах обработки и интерпретации. На мониторе мы видим цвет, который излучается экраном, а на бумаге - цвет, отраженный листом бумаги. Для описания цветов, образуемых различными методами, и предназначены различные цветовые модели. Исходя из того, что каждый элемент цветного изображения можно представить в виде трехмерной точки, в каждой цветовой модели имеется своя координатная система, в которой может быть показан определенный оттенок цвета.

Модель RGB

Эта модель получила свое название по первым буквам английских слов **Red** (Красный), **Green** (Зеленый), **Blue** (Синий). Любой цвет в модели RGB образуется путем смешивания в различных пропорциях трех базовых цветов: красного, зеленого и синего. Цвет в этой цветовой модели описывается тремя целочисленными значениями в диапазоне от 0 до 255. Каждое значение соответствует одному из базовых цветов и указывает на его содержание в данном цвете. Значения записывают в следующем порядке: красная, зеленая и синяя составляющие. К примеру, чистый красный цвет в модели RGB представлен следующим образом 255, 0, 0 (уровень красного максимальный, а зеленая и синяя составляющие отсутствуют). Зеленый цвет можно записать как 0, 255, 0, а синий - как 0, 0, 255.

Поскольку модель RGB описывает излучающиеся цвета, чистый *черный* цвет должен иметь параметры 0, 0, 0 (ни один цвет не излучается, все составляющие равны 0). *Белый* цвет соответствует максимуму излучения - уровень каждой составляющей максимальный, цвет имеет параметры 255, 255, 255. По этой причине модель RGB называется аддитивной.

Мы рассмотрели пока только пять цветов. Другие цвета можно получить, изменяя уровень каждой составляющей с шагом 1. Например, задав максимальные уровни красного и зеленого цветов, мы получим желтый цвет (255, 255, 0). В трехмерной системе координат цветовую модель RGB можно представить в виде куба (рис. 37.3). Точка начала координат соответствует черному цвету (Black). В ближайшей к нам вершине куба уровни всех трех составляющих максимальны - это точка белого цвета (White). Диагональ, соединяющая точки черного и белого цветов, - шкала серого цвета (Grayscale). Она содержит 256 оттенков серого. Именно это число оттенков наиболее часто используется в компьютерной графике. Вершины куба, располагающиеся на осях, отвечают красному, зеленому и синему цветам (Red, Green, Blue). В этих точках соответствующие составляющие имеют максимальные значения. И, наконец, оставшиеся три вершины соответствуют цветам, образованным путем смешивания двух основных цветов: красного и зеленого, красного и синего, зеленого и синего. Это желтый (Yellow), пурпурный (Magenta) и голубой (Cyan) цвета соответственно. В цветовой модели RGB работают монитор и сканер.

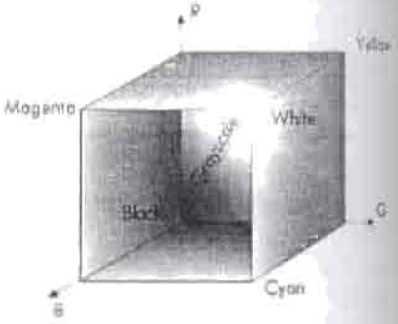


Рис.37.3. Представление цветовой модели RGB

Модель CMYK

В отличие от модели RGB, эта модель описывает цвета, полученные в результате отражения света объектами. Модель CMY называется субтрактивной (вычитающей), поскольку цвета в этой модели образуются путем вычитания из черного цветов Cyan (Голубой), Magenta (Пурпурный), Yellow (Желтый). Эти цвета и являются базовыми для этой цветовой модели. В отличие от модели RGB, в цветовой модели CMY уровень составляющих задается значениями в диапазоне от 0 до 100% (хотя величина 100% в модели CMY соответствует 255 единицам в модели RGB).

В трехмерной системе координат цветовую модель CMY также можно представить в виде куба (рис. 37.4). В точке начала координат уровни всех составляющих равны 0 - это белый цвет (White). Ближайшая к нам вершина куба

это точка черного цвета (Black). В ней уровни всех трех составляющих имеют максимальные значения. Диагональ, соединяющая точки белого и черного цветов, - это шкала серого (Grayscale). Вершины куба, располагающиеся на осях, соответствуют голубому, пурпурному и желтому цветам (Cyan, Magenta, Yellow). В этих точках уровни соответствующих составляющих имеют максимальные значения. На оставшихся трех вершинах располагаются цвета, которые образуются в результате смешивания двух базовых цветов: голубого и пурпурного, голубого и желтого, пурпурного и желтого. Это синий (Blue), зеленый (Green) и красный (Red) цвета соответственно.

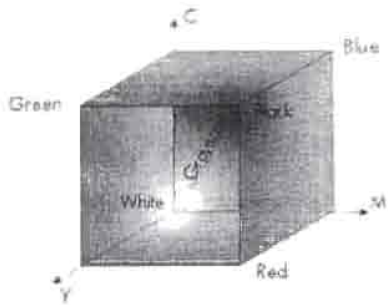


Рис.37.4. Представление цветовой модели CMYK

Однако практика показала, что цветовая модель CMY не подходит для вывода изображений на бумаге, поскольку она рассчитана на идеальные краски. Реальные краски отличаются от идеальных, причем, конечно же, в худшую сторону. Из-за имеющихся примесей при помощи трех базовых красок (Cyan, Magenta, Yellow) нельзя получить весь цветовой диапазон. Это приводит, в частности, к тому, что при смешивании трех этих красок вместо черного цвета образуется грязно-коричневый. Для устранения данного недостатка к трем краскам добавили четвертую - черную (Black). В результате цветовая модель получила название CMYK - Cyan, Magenta, Yellow, BlaeK. Таким образом, черный цвет в модели CMYK образуется с помощью только одной составляющей - черной (0, 0, 0, 100). С цветовой моделью CMYK работает большинство устройств печати.

Модель HSB

Цвет в модели HSB описывается при помощи трех параметров: Hue (Тон или Цвет в спектре), Saturation (Насыщенность) и Brightness (Яркость). Параметр Hue характеризуется положением на цветовом круге и определяется величиной угла (от 0 до 360°). Параметр Saturation определяет насыщенность цвета. Увеличение насыщенности приводит к увеличению концентрированности цвета, а уменьшение - к его разбеливанию. Параметр Brightness определяет степень освещенности или затемненности цвета. Эту модель можно представить в виде цилиндра, в котором контур основания (окружность) соответствует оси изменения параметра Hue, радиус основания - оси изменения параметра Saturation, а боковая сторона - оси изменения параметра Brightness (рис. 37.5).

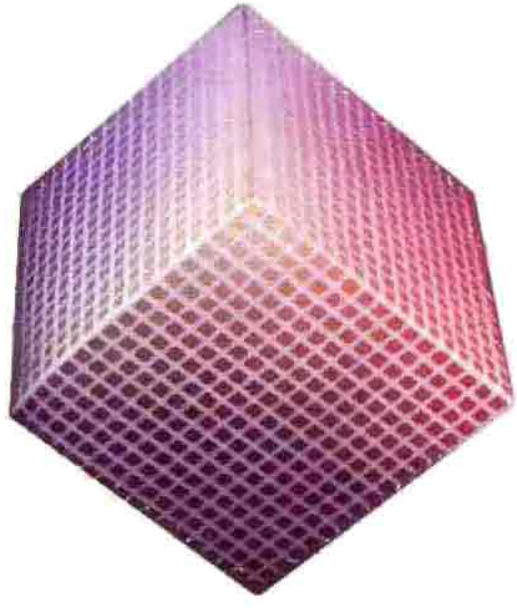

Рис.37.5. Представление цветовой модели HSB

На рис. 37.6 показана схема взаимосвязи всех этих систем координат. Рис.37.7 представляет цветной куб, ориентированный в соответствии с этой схемой. Для упрощения на каждом ребре этого цветного куба показана только каждая 16-я из градаций любого из первичных цветов. Полное число цветов в изображенном кубе равно 17*17*17=4913, из которых 1538 – полностью насыщенные цвета, лежащие на поверхности куба. Чтобы изучить цвет внутри куба требуется изобразить его слайс.

Сегодня интерпретатор использует два существенно различных подхода к цвету – либо построение цветных изображений по *схеме контрастов*, либо - по *схеме градиентов*. Карта или разрез, показанные



Рис.37.6. Совместное представление трех цветовых моделей


Рис.37.7. Куб цветности, изображенный согласно схеме, показанной на рис.37.6

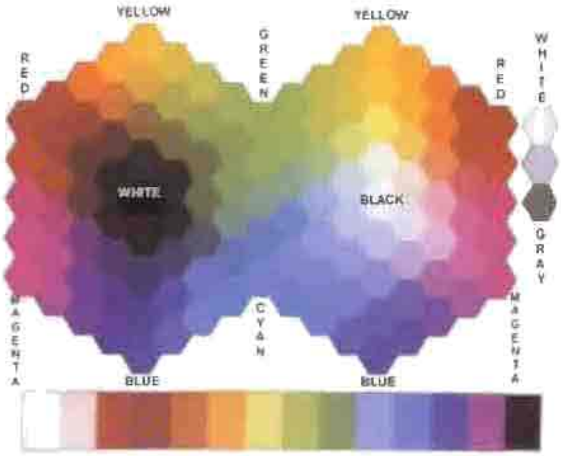


Рис.37.8. Схема цветовых шкал, применяемых при интерпретации

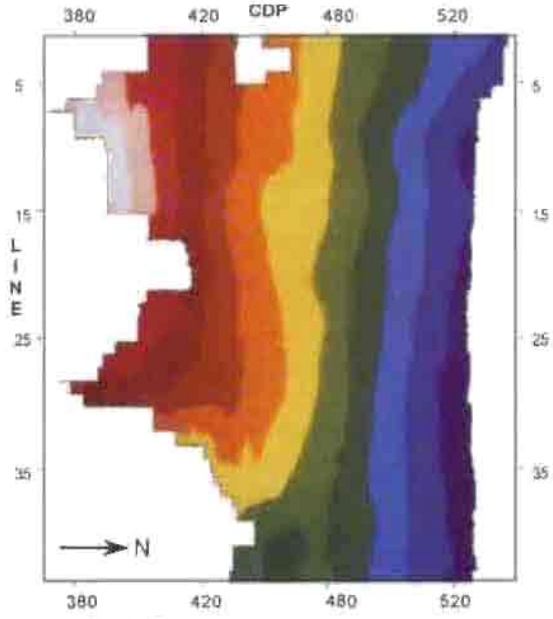


Рис.37.9. Структурная карта, построенная по способу контрастов в соответствии с одной из шкал,показанной на рис.37.9

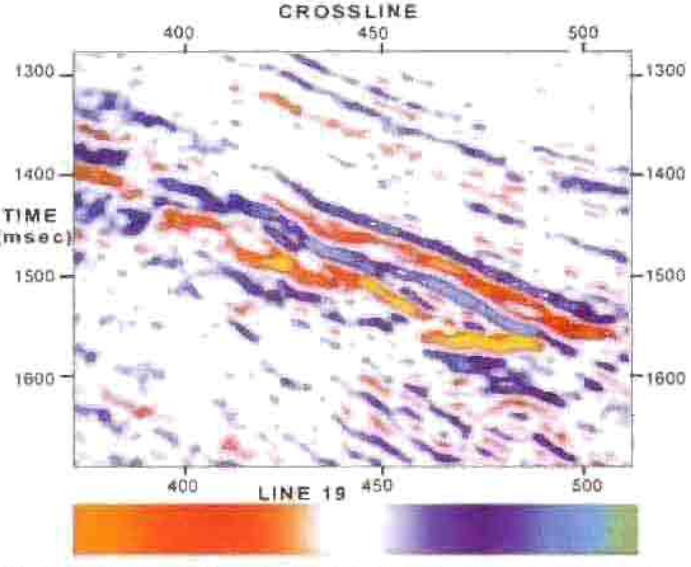


Рис.37.10. Вертикальный слайс, изображенный с помощью расширенной цветовой шкалы способом градиентов

по первой схеме, обычно сопровождаются легендой. Поэтому тот, кто их рассматривает, может идентифицировать значение изображаемого атрибута, как значение на шкале величин, ассоциированных к каждым оттенком цвета.

На рис.37.8 показана схема цветовых шкал, используемых в интерактивных сейсмических интерпретационных системах (Brown, 2004). Она основана на смешении цветов и поэтому включает в себя аддитивные цвета - красный, зеленый и синий. Все цвета изображенные на этой схеме полностью насыщены, то есть они располагаются только на поверхности куба цветности. На схеме показан как бы вид снизу (слева) и сверху (справа) на цветной куб, подобный изображенному на рис. 37.7, только с меньшим числом градаций. Выбирая на этой схеме одно из пересекающих ее направлений, можно составить необходимую шкалу цветности. Таким же образом могут быть построены шкалы и для большего числа градаций.

На рис. 37.9 представлена структурная контурная карта, изображенная по *способу контрастов*. Для эффективного изображения цветом важно знать, какой диапазон величин ассоциируется с каждым цветом. Должны тщательно подбираться число цветов, степень контраста между ними и шкала, показывающая соответствие цветов и значений. Цветное изображение должно приносить полезную информацию, но вместе с тем и доставлять эстетическое удовольствие. При этом число контрастов должно быть приблизительно пропорционально средней плотности цвета. Другими словами, для более темных цветов требуется большее количество контрастов.

Использование *схемы градиентов* позволяет интерпретатору наблюдать за трендом, формой, рисунком и целостностью (связностью, непрерывностью) изображения объекта. Рис.37.10 показывает полученный по *способу градиентов* вертикальный срез объекта, изображенный с расширенным цветовым диапазоном - с градациями от зеленого цвета для положительных амплитуд и оранжевого - для отрицательных амплитуд. Абсолютный уровень амплитуд при этом не важен, но очень важен относительный уровень. Обычно значительный объем стратиграфической информации содержится в латеральной изменчивости амплитуд вдоль каждой отражающей границы. Голубые и пурпурные оттенки придают одинаковый вес пикам и впадинам. Если параметры усиления на изображении тщательно подобраны, то только немногие наивысшие амплитуды изображаются полной насыщенностью цвета и, следовательно, полная шкала градиентных оттенков выражает изменение амплитуд в данных. Такое увеличение динамического диапазона с помощью цветных схем дает интерпретатору большие возможности понять и охарактеризовать интересные амплитудные аномалии, особенно при изучении областей резервуаров. Пример применения различных способов изображения при решении задачи распознавания погребенных русел приведен на рис.37.11.

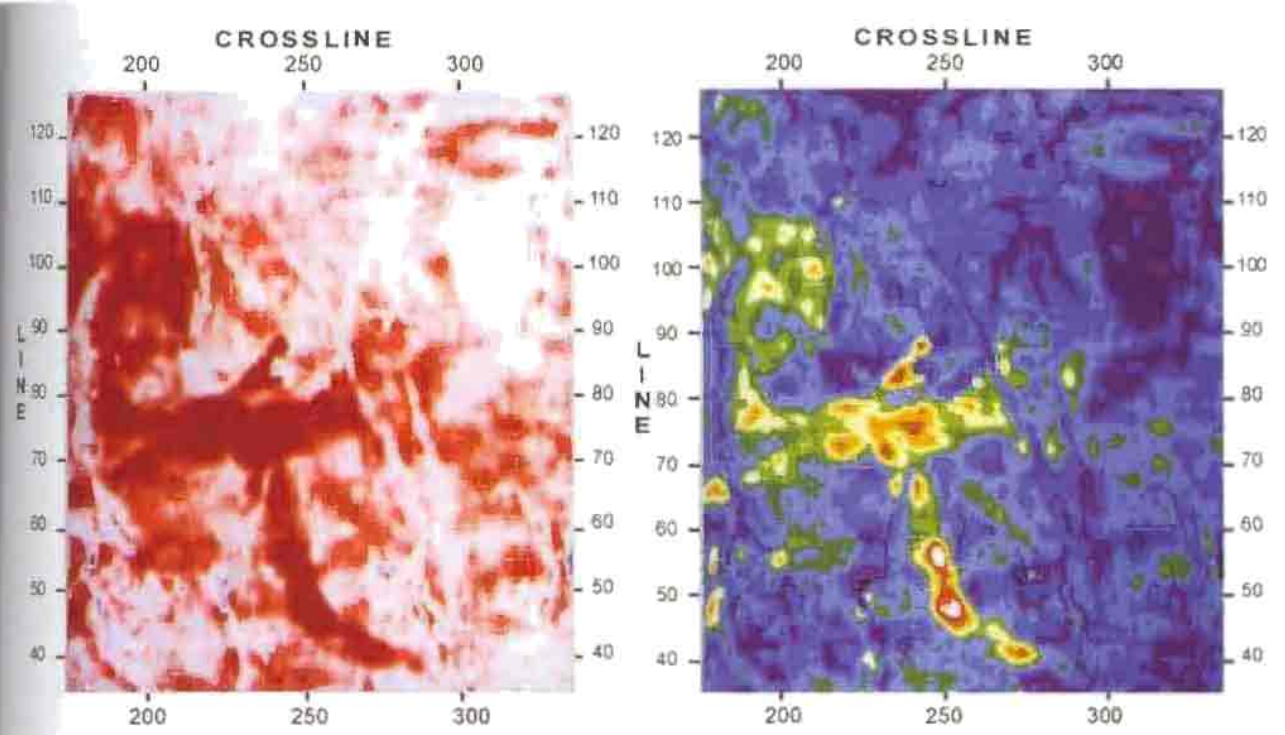


Рис.37.11. Горизонтальные слайсы по одному и тому же горизонту, изображенные по схеме градиентов (а) и схеме контрастов (б), показывающие предполагаемую систему погребенных русел.

Скважина, пробуренная вблизи точки с координатами Line 55, Crossline 230, обнаружила, что в нижней части горизонта в области яркого пятна (на рис.а) находится заполненное песком русло. Изображение способом контрастов (б) позволяет более надежно проследить расположение этого русла

Значение фазы и полярности

При интерпретации сейсмических материалов сегодня предпочтение отдается нуль-фазовым записям. Это обусловлено следующими причинами:

-отражения представляют собой, как правило, симметричную по форме волну, основная доля энергии которой сосредоточена в центральной ее части;

- в форме такой волны минимальна неопределенность при сопоставлении ее с какой-либо границей;

- на временном разрезе горизонтальный след, проведенный через центр вейвлета совпадает по времени со временем прихода отражения, связанного с определенной границей;

- максимальное значение амплитуды волны наблюдается в ее центральной части и также совпадает по времени со временем отражения от горизонта;

- разрешение такой волны лучше, чем у любой другой волны с таким же частотным составом.

Именно поэтому сегодня интерпретаторы, особенно те, кто занимается сейсмостратиграфией, предпочитают получить данные, которые подверглись процедуре нуль-фазовой деконволюции. Неучет этого может привести к построению не нуль-фазовых сейсмических изображений, на которых изображение границ будет смещено относительно их истинного положения (во времени). Пример этому приводится на рис.37.12, где качественно показана схема построения границ по сейсмической трассе с отличной от нуля фазой и на рис.37.13, где это явление демонстрируется на реальном разрезе.

Понимание важности фазы приводит и к пониманию важности учета полярности. Для *обработчика* сейсмических данных соглашения о полярности записи и об используемых цветовых гаммах не очень важны. В представлении же *интерпретатора* при использовании цветных разрезов соглашение о полярности и использовании цвета имеет критическое значение. На основании оценки состояния этих проблем Браун (Brown, 2004) предложил следующую классификацию. В зависимости от того, какого знака считать отражение, приходящее от жесткой границы (границы ниже

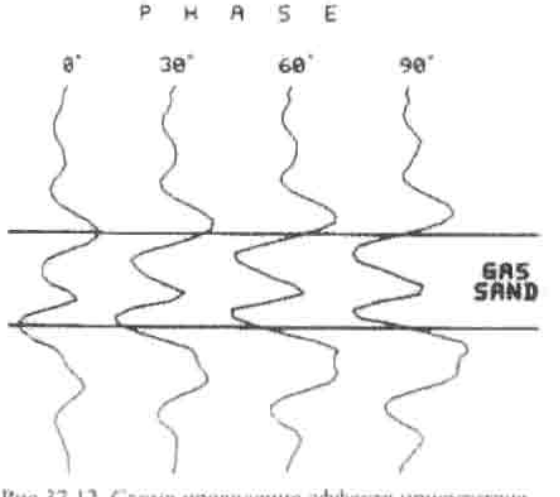


Рис.37.12. Схема проявления эффекта присутствия фазового сдвига в записи сейсмических отражений, приводящий к некорректному отображению положения слоя газонасыщенных песков

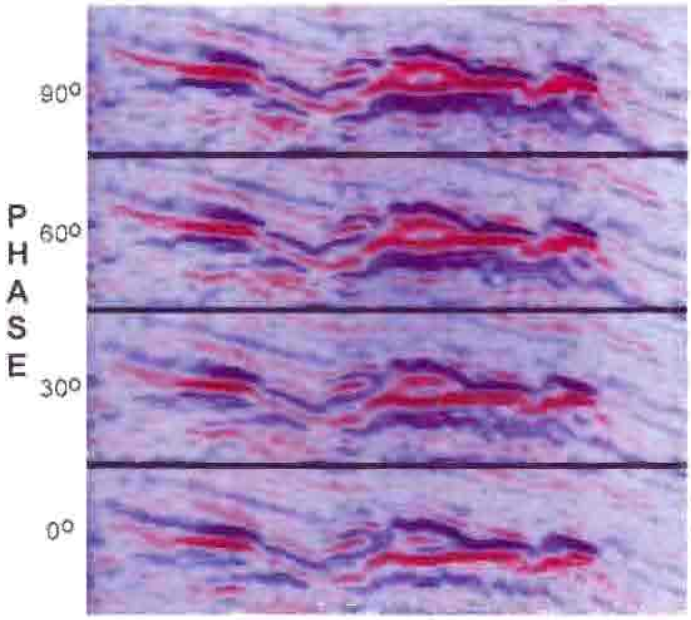


Рис.37.13. При наличии фазовых сдвигов в сейсмической записи отражений от кровли и подошвы газонасыщенных песчаников происходит искаженное изображение соответствующего интервала временного разреза

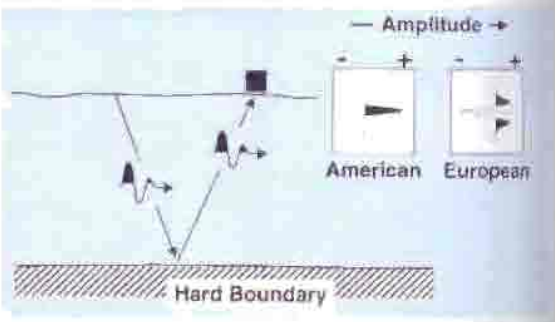


Рис.37.14. Соотношения между американским и европейским стандартами изображения отражений

которой акустический импеданс больше, чем в среде выше границы), различают ***американский и европейский стандарт полярности***. В Америке (это совпадает со стандартом SEG) принято считать знак отражения положительным, как для наземных, так и для морских наблюдений. В Европе (в том числе и России) и Австралии принято считать, что это отражение имеет отрицательный знак для наземных данных и положительный - для морских наблюдений (рис.37.14). Разница заключается лишь в выборе ориентации направления оси амплитуд. Различие при стандартных соглашениях о закраске - положительные значения синие, отрицательные - красного цвета, проявляется в том, что разрезы в американской и европейской полярности не совпадают по цвету закраски границ.

37.2. Основные виды изображений результатов сейсмических работ

Опираясь на многообразие возможностей, которыми располагают сегодня системы обработки и интерпретации сейсмических данных и, учитывая потребности представления результатов в форме, требуемой для решения задач последующей разработки месторождения, в настоящее время принято считать (Техническая инструкция.., 2001) основными видами результативных материалов в сейсморазведке:

- *временные сейсмические разрезы* (по кубу данных - разрезы, срезы и их комбинации);
- *карты времен* t_0 (карты изохрон для основных отражающих горизонтов);
- *структурные карты по целевым горизонтам*;
- *карты неантиклинальных ловушек*, совмещенные со структурными картами продуктивных или близких к ним горизонтов, с контурами предполагаемых залежей;
- *разрезы (и карты) сопоставления результатов сейсмических работ с другими видами геолого-геофизических исследований.*

Далее, в зависимости от поставленных геологических задач могут быть представлены: *глубинные динамические разрезы, карты мощностей, палеореконструкции, карты фаций, разрезы и прогнозные схемы эффективных толщин, пористости, насыщенности* и т.д.

Рассмотрим примеры некоторых видов таких результативных материалов. На рис. 37.15 приводится пример оформления отчетного временного разреза (материалы ЦГЭ, г. Новосибирск). Как мы видим, изображение самого разреза выполнено в осях: горизонтальная ось - ось пикетов ОСТ, вертикальная ось - ось времени t_0 (так называемого ось двойного времени отражения). Временной разрез сопровождается также графиками (выше временного разреза), показывающими отметки рельефа профиля наблюдений. В правой части рисунка приводится паспорт обработки профиля и схема расположения профиля. Иногда временной разрез сопровождается графиками, показывающими величины статических поправок и схемами распределения фактической кратности наблюдений по профилю.

На следующем рисунке (рис. 37.16) показана композиция трех временных разрезов по одной из площадей работ, выполненных в ОАО "Енисейгеофизика". На разрезе видны области стыковки фрагментов различных разрезов. На приводимой схеме профилей выделены участки профилей, входящих в данную композицию.

На рис.37.17 показаны изображенные в цвете вертикальные и горизонтальный временные срезы куба сейсмических данных 3D (материалы ОАО "Татнефтегеофизика").

Карта изохрон по отражающему горизонту *Дp*, построенная по результатам сейсмических работ в Оренбургской области (материалы ОАО "Оренбургская геофизическая экспедиция"), показана на рис. 37.18а, а соответствующая ей структурная карта по той же площади и тому же горизонту показана на рис.37.18б. На карте изохрон изолиниями показаны линии равных времен отражений (t_0), времена выражены в мсек. На структурной

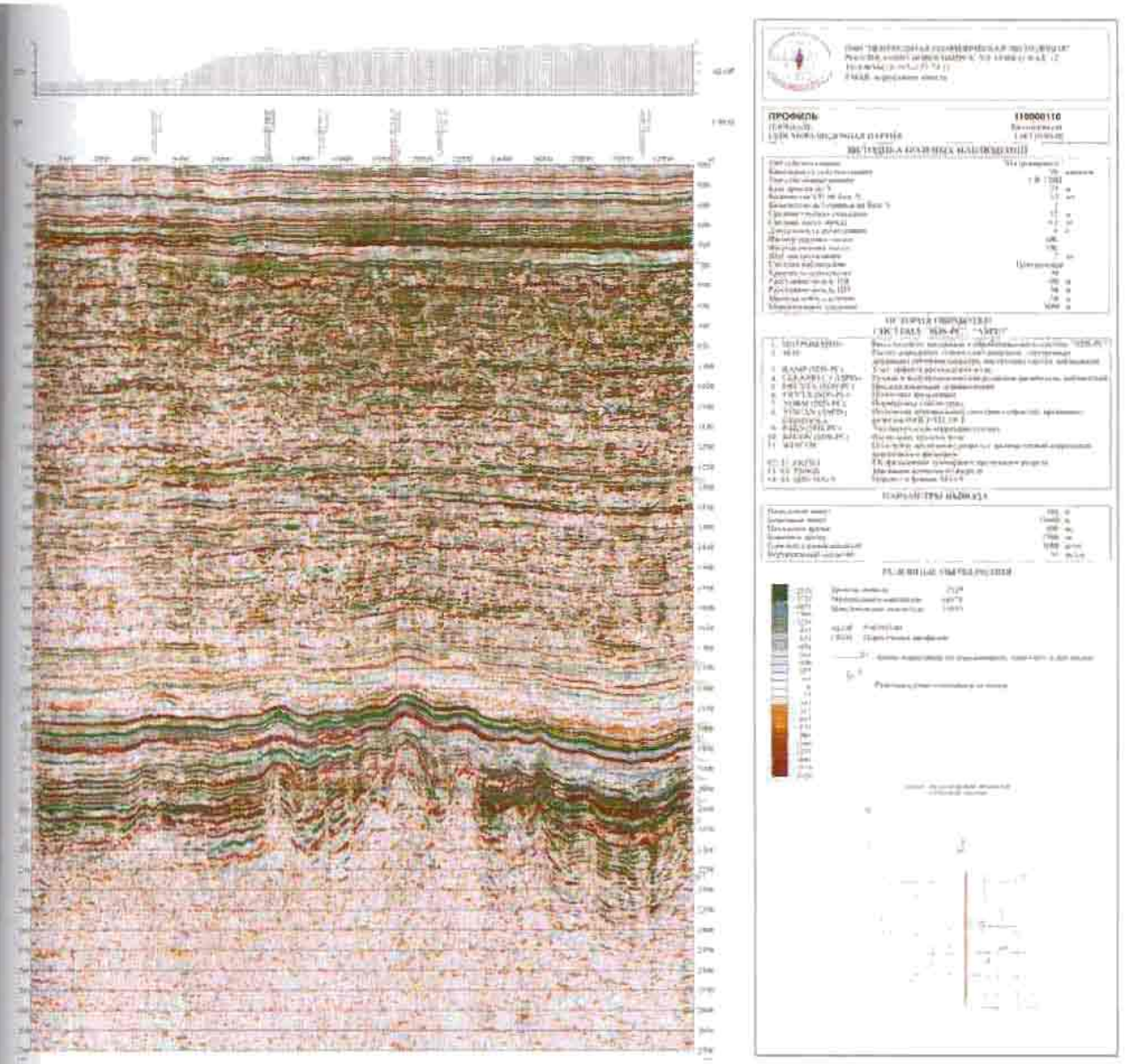


Рис.37.15. Пример оформления временного разреза в соответствии с рекомендациями, изложенными " Технической инструкции ..."

карте показаны изолинии глубин (изогипсы), выраженные в метрах, до рассматриваемого отражающего горизонта. Некоторое различие формы поверхностей, рисуемых с помощью этих карт, обусловлены тем, что глубины, пропорциональные времени, зависят также и от значений принятой средней скорости до этого горизонта. Обычно средняя скорость в пределах площади исследований переменна.

Иногда структурные карты сопровождаются изображениями на их фоне некоторых сейсмических атрибутов. На рис. 37.19 приводится пример структурной карты по одному из отражающих горизонтов с вынесенными на нее с помощью цветовой шкалы значениями акустического импеданса, вычисленными в кровле нижележащего слоя.

Очень часто приводятся графики, показывающие распределение интервальных, пластовых, а иногда и эффективных скоростей по профилям. На рисунке 37.20 демонстрируется слева временной разрез, а справа - разрез интервальных скоростей на одном из сейсмических профилей в области Балтийской синеклизы (Птецов, 2002).

На этапе интерпретации часто строят не только временные, но и глубинные сейсмические разрезы. Глубинный разрез - это вертикальная карта распределения какого-либо атрибута, обычно амплитуды сейсмической записи в координатных осях x и z. При этом для расчета глубин требуется знать поле скоростей, соответствующее временному разрезу. На рис.37.21, приводится в качестве примера мигрированный временной сейсмический разрез по одному из профилей в Прикаспийской впадине (Птецов, 2002), а соответствующий ему глубинный сейсмический разрез показан на рис.37.22.

По результатам интерпретации на разрезах иногда изображают (по вертикали или по поверхности горизонта) поля и других геофизических методов исследований. По этим данным иногда можно отождествлять области с определенными литолого-фациальными характеристиками горных пород. На рис. 37. 23 показан пример изображения распределения по площади работ геологических фаций, выделяемых по совокупности сейсмических

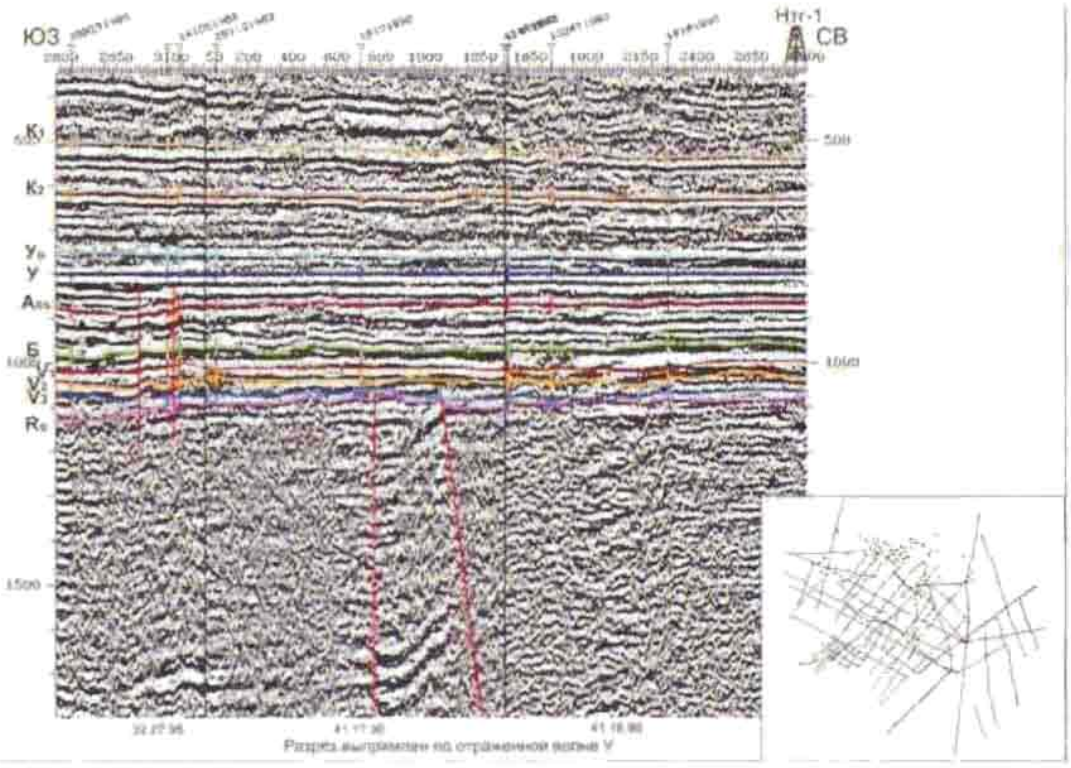


Рис.37.16. Композиция временных разрезов по профилям 32, 41 и 41, отработанных сейсмическими партиями ОАО "Енисейгеофизика" в разные годы

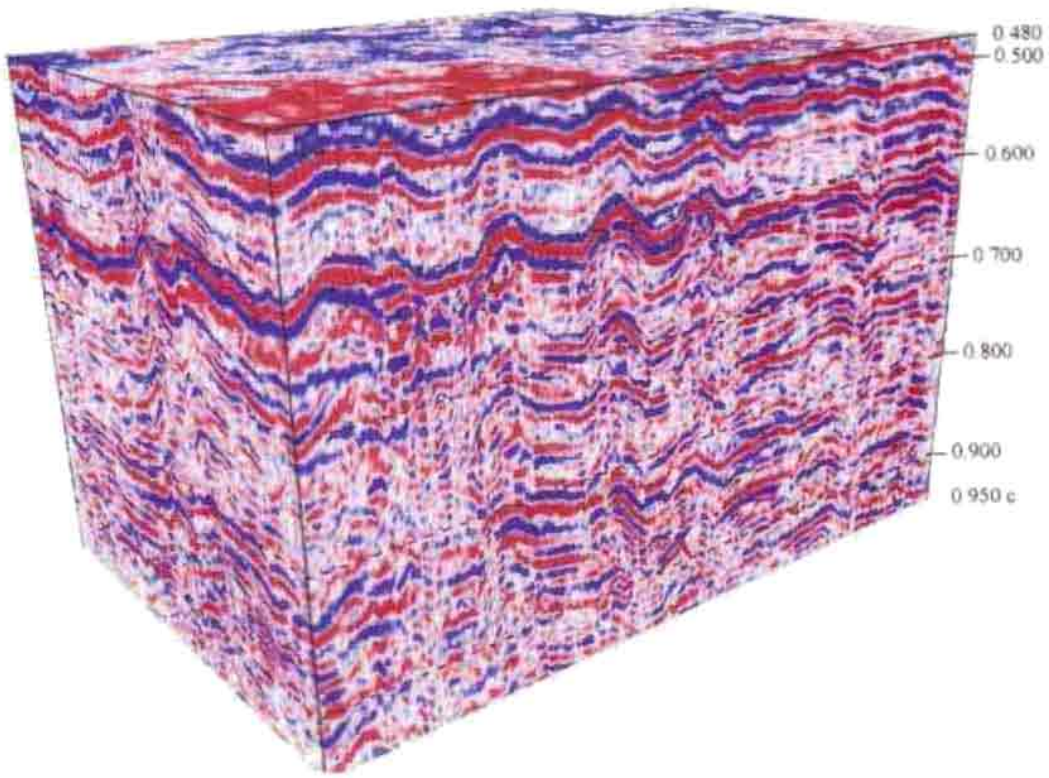


Рис.37.17. Фрагмент куба сейсмических данных метода ОСТ по одной из площадей Республики Татарстан (материалы ОАО "Татнефтегеофизика")

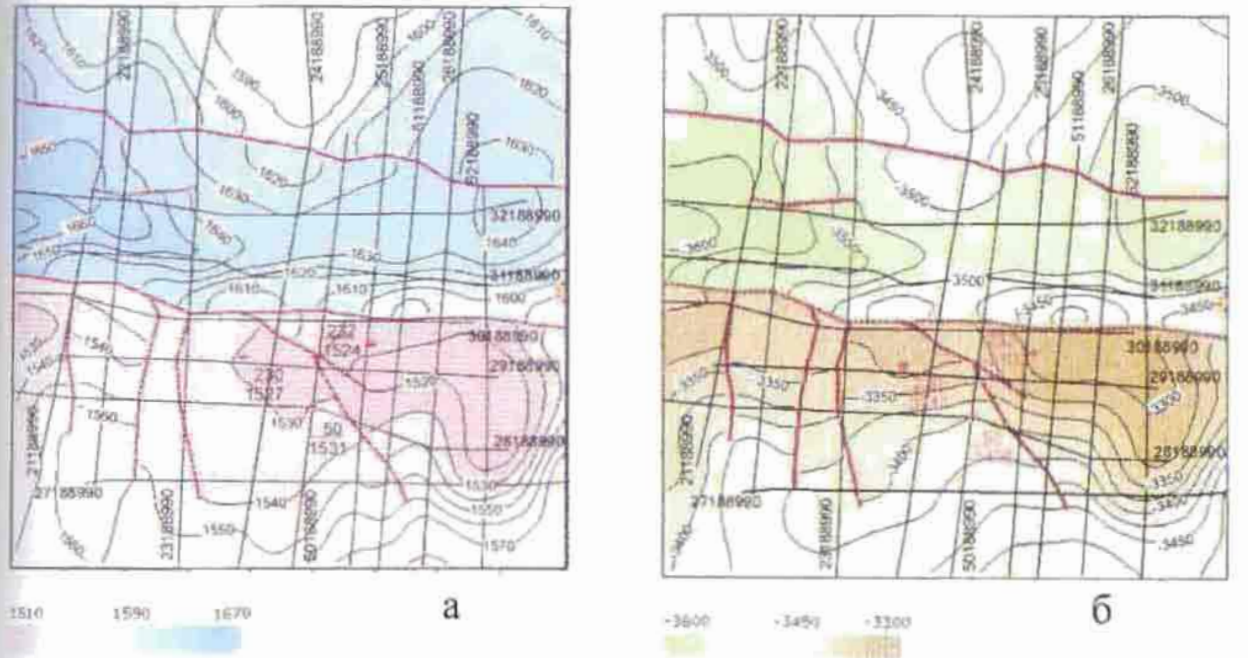


Рис.37.18. Карта изохрон по отражающему горизонту *Dp* (а) и структурная карта по этому же горизонту (б) по одному из участков работ ОАО "Оренбургская геофизическая экспедиция"

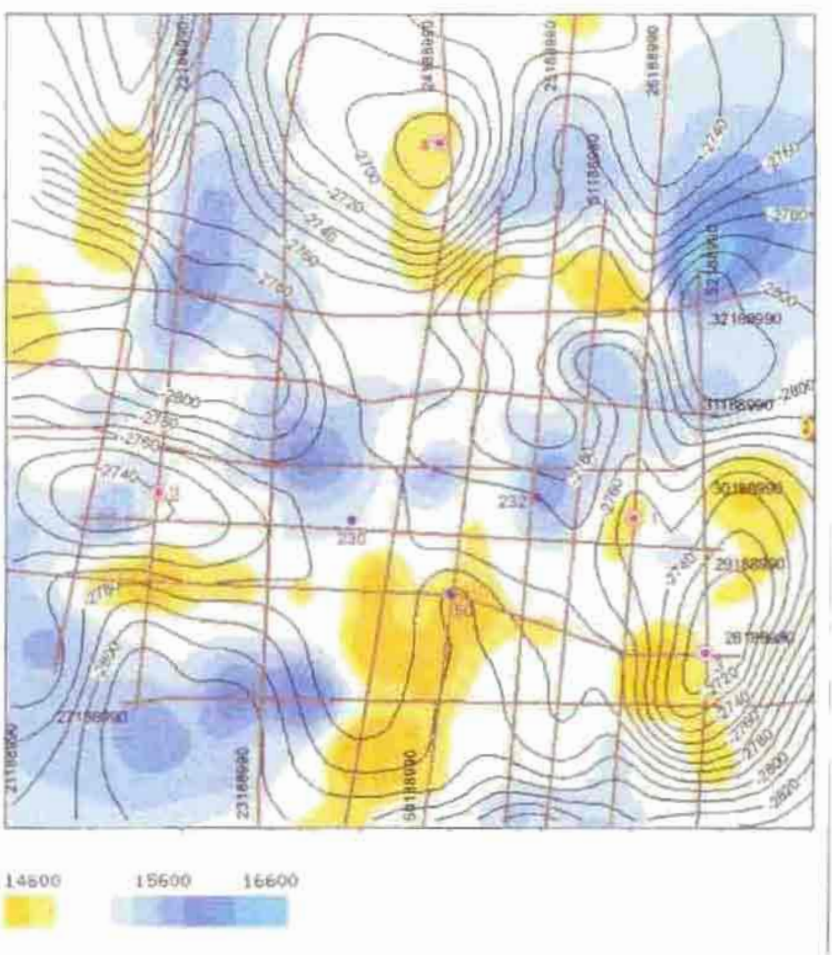


Рис.37.19. Структурная карта по кровле турнейского яруса с наложенной картой акустического импеданса в интервале ниже отражающей границы (отражающий горизонт Т).
Материалы ОАО "Оренбургская геофизическая экспедиция"

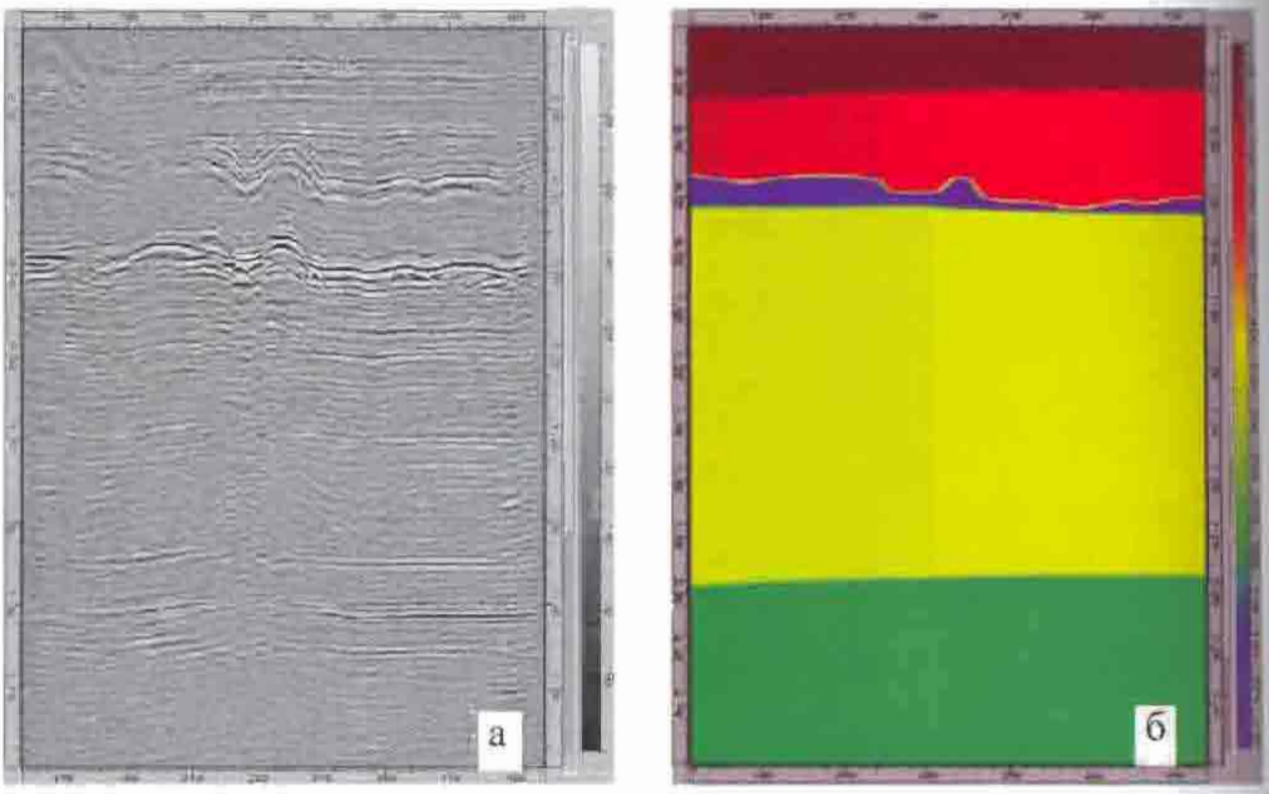


Рис.37.20. Временной разрез (а) и разрез интервальных скоростей (б) по одному из сейсмических профилей в Балтийской синеклизе

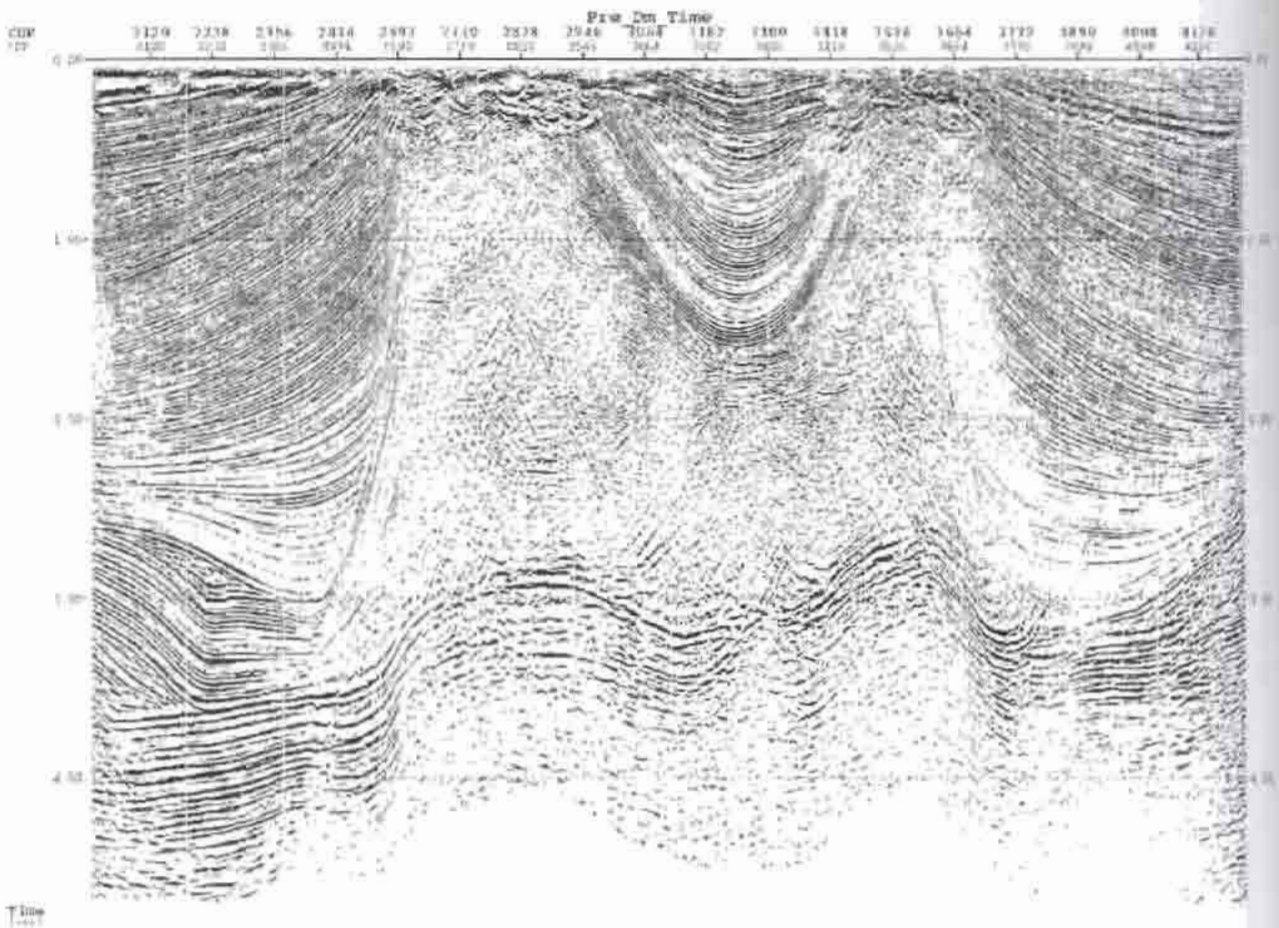


Рис.37.21. Мигрированный сейсмический разрез по одному из профилей в Прикаспийской впадине

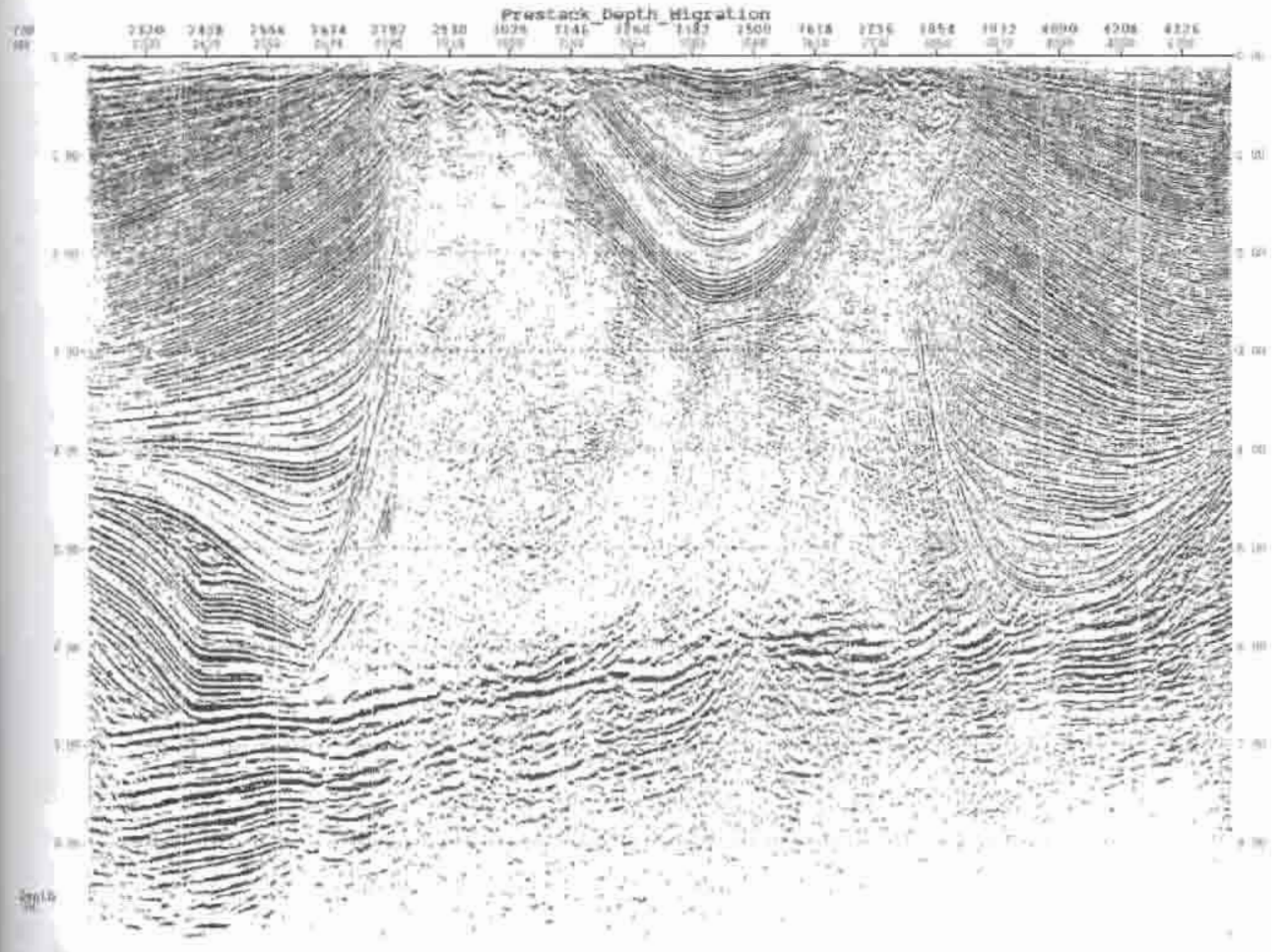


Рис.37.22. Глубинный сейсмический разрез, полученный по мигрированному временному разрезу, показанному на рис.37.21

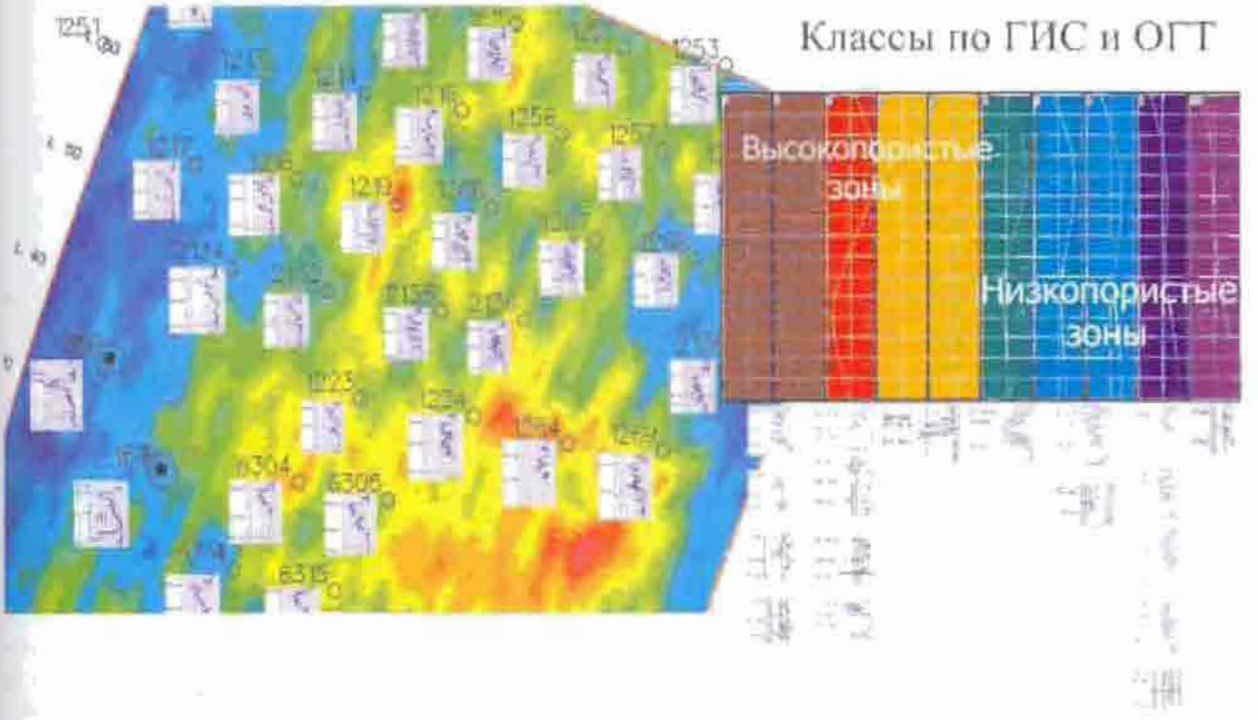


Рис.37.23. Карта распределения по площади работ геологических фаций, выделяемых по совокупности сейсмическим материалов и данных скважинных исследований ГИС

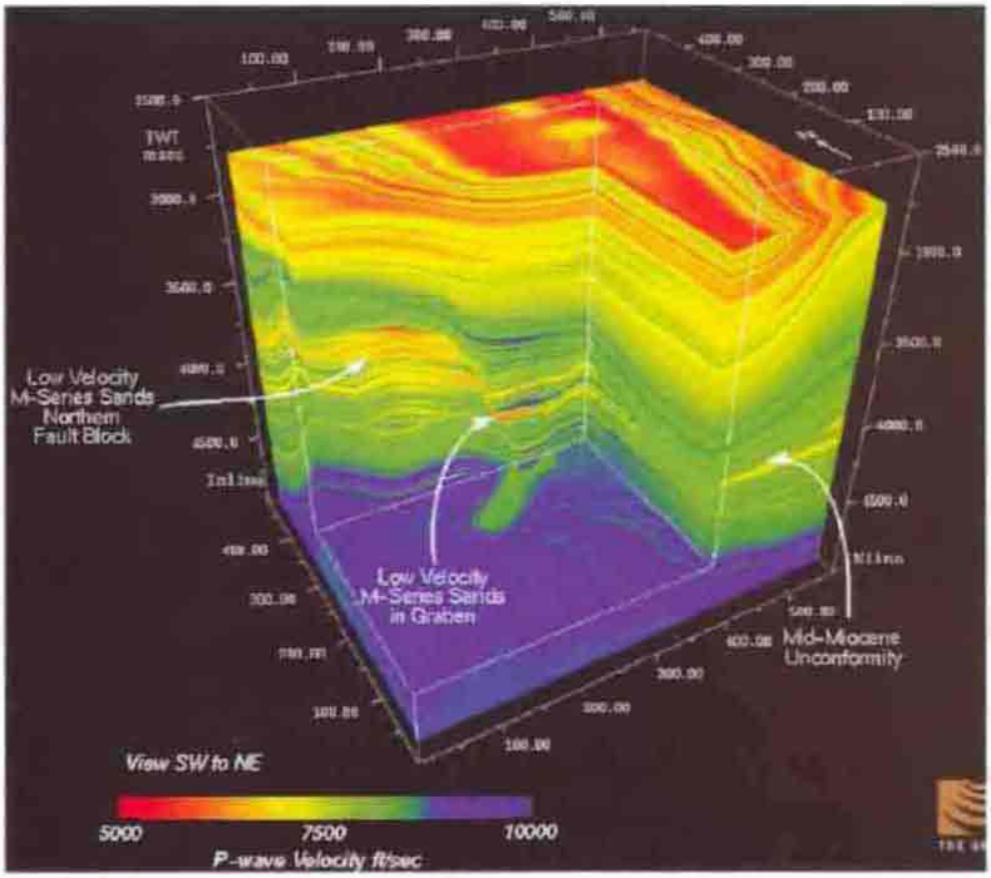
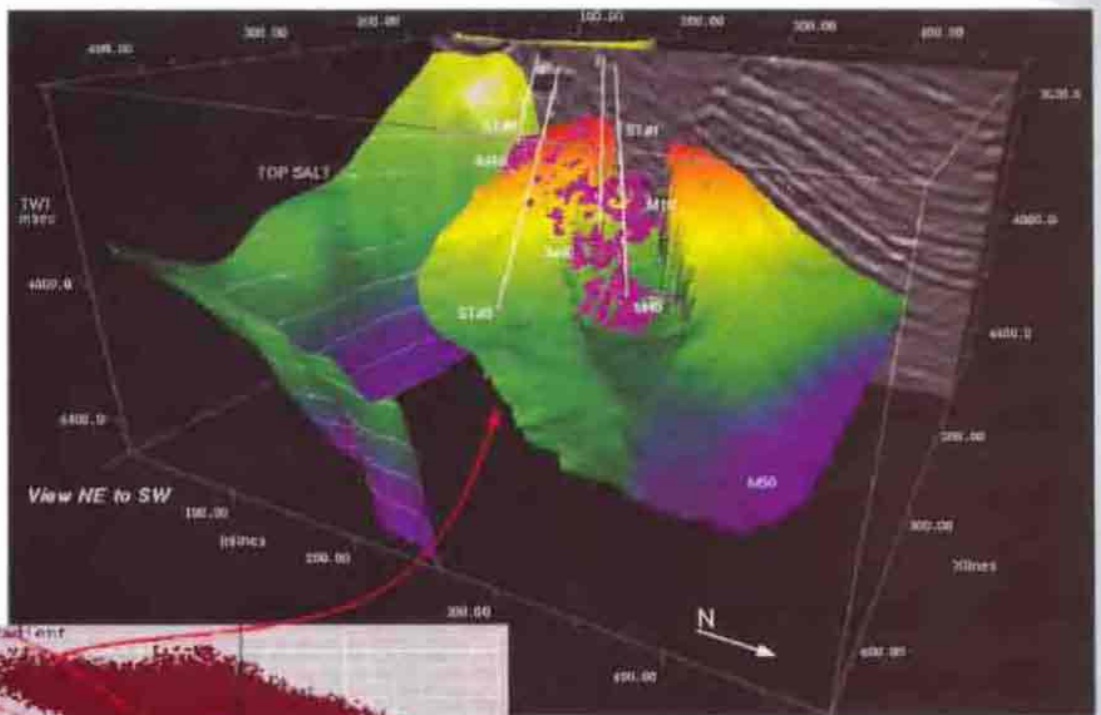


Рис.37.24. Пример пространственного отображения распределения интервальных скоростей в виде куба сейсмических данных



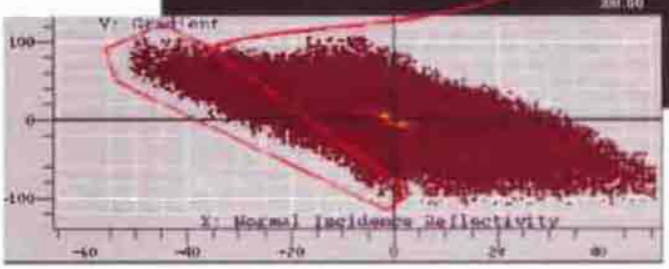


Рис.37.25. Изображение пространственного распределения высокопористых коллекторов.

В левом нижнем углу показан кроссплот между интерцептом и градиентом для одного из интервалов разреза. Показаны: срез куба, поверхности соляных куполов структур, области коллекторов повышенной пористости, а также траектории стволов имеющихся скважин.

материалов и данных скважинных исследований ГИС (Птецов, 2002).

Пример пространственного отображения распределения интервальных скоростей, полученного по 5 скважинам с АК и 6 отражающим горизонтам (Птецов, 2002), приведен на рис.37.24. На рис.37.25. показан еще один пример представления геолого-геофизических в трехмерном пространстве. На нем приводится изображение прогнозного распределения высокопористых коллекторов в объеме изученного пространства сейсмического куба.

В настоящее время геофизики-интерпретаторы могут рассматривать сейсмические изображения не только на бумаге или на экране монитора компьютера, но и в имеющихся в ряде крупных фирм особых помещениях - *вижионариумах* (visionarium). В этих специально созданных залах (рис.37.26) имеется ряд больших плоских экранов, расположенных иногда в трех перпендикулярных плоскостях, а также системы компьютерного управления

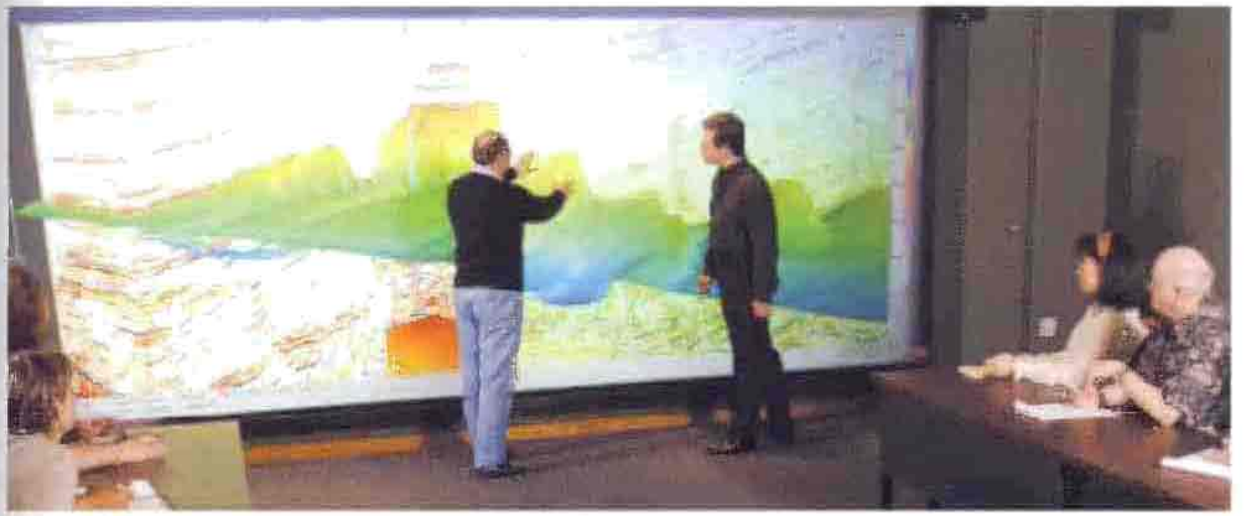


Рис.37.26. Общий вид специализированного зала в Хьюстоне фирмы "Парадайм геофизикал" с 5,5 метровым панорамным экраном для демонстрации результатов сейсмической интерпретации. Изображение на экране формируется с помощью 4000 специальных проекторов

изображениями на всех экранах. Интерпретатор, находясь внутри такой комнаты, может вполне осязаемо представлять себя во внутренней точке исследуемого геологического объекта. В вижионариумах могут использоваться и стереоскопические эффекты.

37.3. Построение отражающих границ, сейсмических разрезов, структурных карт и схем

Для получения представления о структурных особенностях строения изученной части геологической среды в сейсморазведке принято анализировать ***временные*** и ***глубинные сейсмические разрезы*** и ***кубы сейсмических данных***. Как уже говорилось, в сейсморазведке разработаны и широко используются на практике приемы *непосредственного построения* отражающих границ (*получения сейсмических изображений*) по динамическим временным и глубинным разрезам без предварительного выполнения корреляции и составления годографов полезных волн. С их помощью стремятся непосредственно получать изображения неоднородностей геологической среды – границ раздела акустических жесткостей и дифрагирующих объектов – путем преобразования волнового поля, наблюденного на поверхности земли.

Первое и сравнительно объективное представление о структурном строении изученной геологической среды можно получить на основе визуального анализа полученных в результате первичной обработки ***динамических временных разрезов и кубов сейсмических данных***. Эти данные являются первичной базой для всех последующих построений результативных материалов сейсмической разведки. Однако для того, чтобы получить количественное представление о действительной форме геологических объектов и о глубинах их залегания необходимы ***специальные преобразования*** полученных динамических временных разрезов $t_0(x)$ и кубов сейсмических данных. Для этого полученные временные разрезы и кубы сейсмических данных следует подвергнуть процедурам ***миграции***. Эти процедуры, как уже говорилось, могут относиться к классу ***временных миграций*** либо к классу ***глубинных***. При выполнении *временных миграций* предполагается, что все сейсмические *лучи в среде прямолинейны*, а накапливание амплитуд происходит во *временной области*. Наоборот, при выполнении *глубинных миграций* используют *сложную глубинно-скоростную модель среды*, что позволяет учесть эффекты преломления и искривления сейсмических лучей, а процедура накапливания суммарных амплитуд осуществляется в *глубинной области*. Выполнение миграций такого типа требуют существенно больших временных затрат на их реализацию.

Мигрированные временные разрезы и кубы сейсмических данных позволяют относительно несложным путем получить динамические изображения геологической среды в глубинном масштабе. Для этого они должны быть трансформированы в глубинные разрез (кубы данных) на основе знания заранее установленной зависимости эффективной (средней, пластовой) скорости в среде от времени t_0 путем пересчета времен прихода отраженных волн в глубины залегания отражающих горизонтов. Такие преобразования с сохранением волновой картины и динамики волн выполняются в описанных ранее интерпретационных системах с помощью ЭВМ.

Точность и достоверность глубинных динамических разрезов и кубов данных очень сильно зависит от правильности выбора скоростной модели среды. Глубинные разрезы, построенные *по эффективным скоростям*, при этом будет всегда менее точными, чем такие же глубинные разрезы, построенные с учетом преломления отраженных волн на промежуточных границах раздела на основе использования *пластовой модели среды*. Эти различия будут особенно значительными в тех случаях, когда наблюдается не только значительная дифференциация слоев по скоростям распространения упругих волн, но и имеет место сложная конфигурация границ раздела сред.

В большинстве простейших случаев этот пересчет осуществляется с использование формул типа

$$h(x_i) = \frac{1}{2} V_{cp}(t_0) \cdot t_0(x_i), \qquad (37.1)$$

где $h(x_i)$ - глубина отнесения сейсмических амплитуд, зарегистрированных на времени t_0, $V(t_0)$ - принятая средняя (среднеквадратическая и др.) скорость в интервале от плоскости приведения до рассматриваемого времени (глубины). При этом допускается, что в разных точках профиля (или площади исследований) скорость может быть различной. При использовании пластовых моделей среды расчет несколько усложняется из-за необходимости для каждого времени дополнительно рассчитывать свое значение скорости.

Для иллюстрации сказанного рассмотрим материалы, приведенные на рис.37.27. На верхнем фрагменте рисунка показана карта изохрон по одному из отражающих горизонтов на площади исследований в северной части шт. Техас (Brown, 2004). На втором рисунке показана карта распределения средней скорости до этого отражающего горизонта. На нижнем рисунке показана структурная карта, получаемая по вышеописанной технологии с использованием формулы (37.1). Как видно из их сравнения, контуры изоглубин лишь частично унаследуют черты карты изохрон. Это объясняется тем, что распределение средней скорости на площади исследований характеризуется значительной неоднородностью.

Полученные немигрированные ***временные разрезы и кубы*** данных служат основой для получения ***карт и поверхностей изохрон*** t_0. Эти материалы являются обязательными при представлении отчетных материалов по результатам сейсморазведочных работ, поскольку только эти материалы позволяют, при необходимости, осуществлять последующую независимую переинтерпретацию и сопоставление с результатами работ на соседних площадях. После получения окончательных ***временных мигрированных разрезов*** (см. рис.37.21) или ***глубинных динамических разрезов*** (см. рис.37.22), обычно выполняют корреляцию основных зарегистрированных волн. При этом, в первую очередь опознают и коррелируют ***целевые отраженные волны***. *Целевые отраженные волны* - это отраженные волны от геологических границ, изучение которых было, в соответствии с геологическим заданием, главной целью проводимых сейсморазведочных работ. Во вторую очередь находят и коррелируют опорные (маркирующие) отраженные волны, идентификация которых не вызывает сомнений. Например, в Западной Сибири такой опорной волной является отраженная волна от баженовской свиты. В последнюю очередь коррелируют другие отраженные волны, которые сравнительно хорошо прослеживаются на временных разрезах. Таким образом, обычно удается проследить и прокоррелировать от 5 до 15 сейсмических границ (отражений). В достаточно изученных районах геологическая природа большинства прослеженных границ, как правило, устанавливается достаточно уверенно. Только в слабо изученных районах проведения работ геологическая привязка части отраженных волн остается невыясненной. Решающим в этих случаях могут являться материалы ВСП, проведенного на площади исследований.

Процедура прослеживания (корреляции) осей синфазности, как правило, выполняется в интерактивном режиме: интерпретатор указывает на экране местоположение на временном разрезе какой - либо выделяемой им фазы волны, а интерпретационная система автоматически производит определение времени этой фазы на всем или части временного разреза. Интерпретатор вынужден вмешиваться только лишь в тех случаях, когда возникает ситуации неопределенности в корреляции. Полученный массив времен t_0 по одному и тому же сейсмическому горизонту для совокупности профилей (или для всей площади) исследований становится исходной информационной базой для построения в изолиниях карт равных времен отражения. Такие карты, построенные по выбранным горизонтам, принято называть ***картами изохрон*** (см. рис.37.18а).

Если же аналогичные построения для каждого горизонта выполнены по мигрированным временным разрезам (кубам), трансформированным в глубинные динамические изображения, или по разрезам (кубам данных) после глубинной миграции, то полученные по совокупности профилей массивы глубин служат информационной базой для построения в изолиниях глубин залегания прокоррелированных сейсмических горизонтов. Такие карты принято называть ***структурными картами*** (см. рис.37.19а). Эти карты, как правило, являются основными итоговыми материалами сейсмической разведки.

После выделения целевых и опорных горизонтов по каждому профилю необходимо сопоставить эти данные на пересекающихся разрезах с целью проверки правильности отождествления одних и тех же горизонтов. Если каждый горизонт проследить по замкнутому контуру в системе пересекающихся профилей, то мы должны закончить корреляцию на том же времени вступления волны, с которого этот процесс был начат. Наиболее часто невязка во времени возникает из-за ошибок в корреляции вдоль профиля или от профиля к профилю. После того как причина появления невязок тщательно исследована, а окончательная невязка уменьшена до допустимой величины, оставшаяся невязка распределяется по замкнутому контуру. Главным итогом сейсморазведочных работ по любой системе наблюдений (профилей) обычно являются ***структурные карты и схемы сейсмических атрибутов по различным отражающим горизонтам*** (см. рис.37.19). Такие карты и схемы строят на разных этапах интерпретации для определения конфигурации различных границ и выявления основных закономерностей распределения сейсмических параметров и различных атрибутов по площади исследований. Итоговые структурные карты по основным горизонтам строят после выполнения миграционных процедур. После временной миграции структурные карты по сейсмическим границам строят на основе карт времен $t_g(x)$ и данных о средних скоростях до границ. После применения глубинной миграции структурные карты строят по результатам корреляции волн на глубинных разрезах или сейсмических "кубах". В случае наличия данных бурения структурные карты строят по совокупности всей информации. Величины $t_g(x)$ снимают с увязанных мигрированных временных разрезов или "кубов" автоматически по результатам работы специальных программ по прослеживанию осей синфазности. Изохроны для любого горизонта $t_g(x, y)$ правильно отображают рельеф сейсмической границы, если средняя скорость до него на всей площади исследований остается постоянной. В современных обрабатывающих системах процесс построения карт изохрон достаточно хорошо автоматизирован. При этом наиболее интересные карты изохрон нередко дополняются специальными материалами – картами *динамических параметров записи* на фиксированном времени t_g. Эти карты принято называть

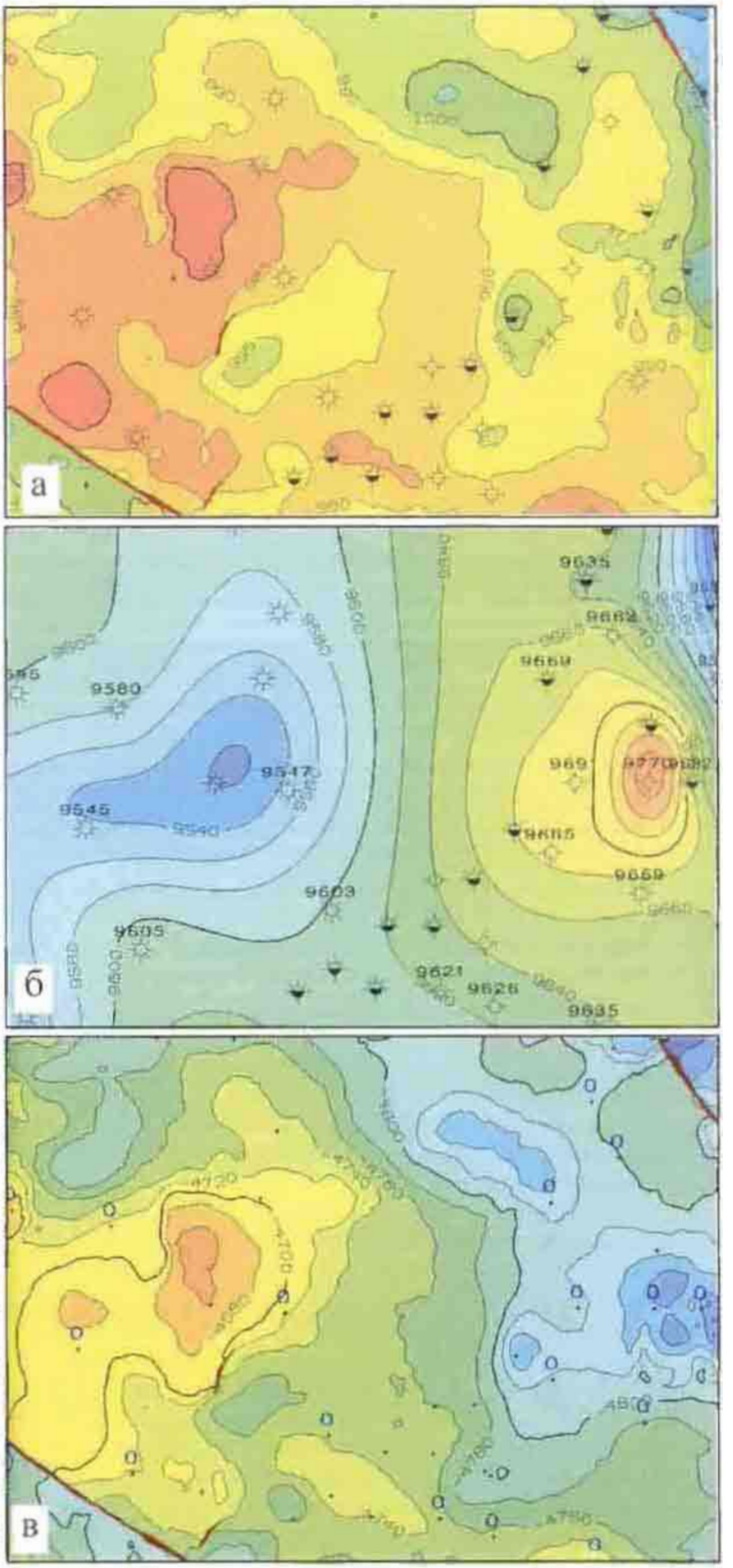


Рис.37.27. Сравнительный вид карты изохрон (а), карты значений средних скоростей до отражающего горизонта (б) и структурной карты по этому горизонту (в) для одной из площадей в северной части Техаса. Значения изолиний на карте изохрон в миллисекундах, на карте скоростей в футах/сек., глубин на структурной карте в футах

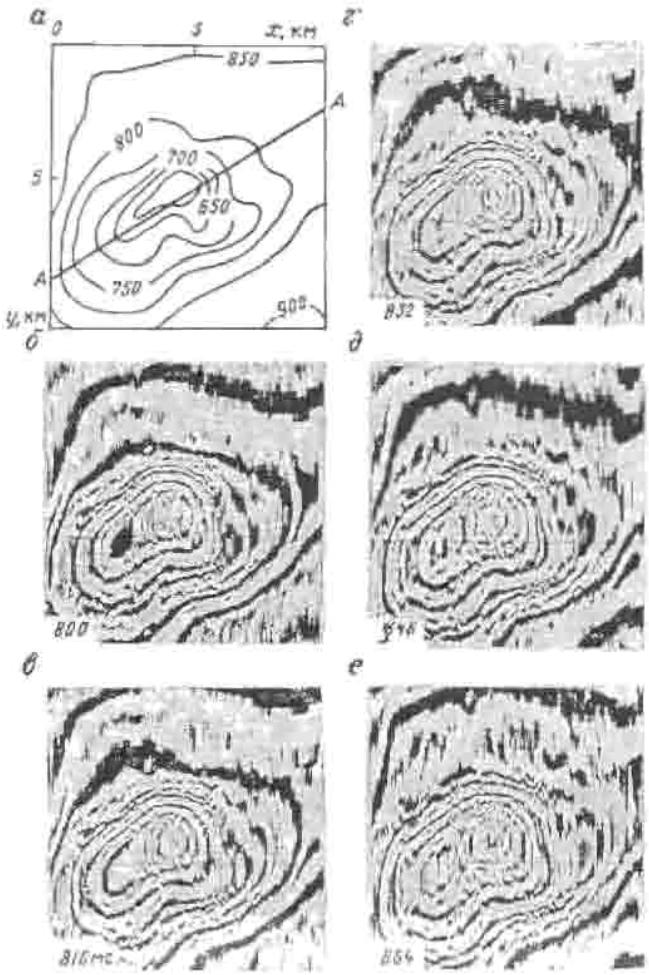


Рис. 37.28. Карта изохрон (а) и последовательность пяти горизонтальных срезов пространственного волнового поля с интервалом 0,016 с (б – е), А - А - линия тектонического нарушения

временными сечениями, или срезами, а на профессиональном жаргоне – *"слайсами"*. Это связано с тем, что в англоязычной литературе их называют ***"time slices"***. Сочетание карт изохрон близко расположенных по времени слайсов позволяет опытному глазу увидеть более тонкие особенности волнового поля. Для примера на рис.37.28 приводится карта изохрон по одному из горизонтов и ряд сечений волнового поля на близких временах. Сечения поля позволяют более уверенно проследить намеченную на карте изохрон линию тектонического нарушения. Подобные материалы, представленные в цветном изображении, часто являются весьма убедительными и позволяют по-иному взглянуть на строение изучаемого разреза.

Любая карта (схема) изохрон может быть преобразована в *структурную карту* (схему) с учетом конкретного вида пространственного распределения функции $V_{эф}(x,y,t)$. ***Структурная карта*** представляет собой плановое изображение в изолиниях равных глубин рельефа сейсмического горизонта. Построение карт, как правило, выполняется на ЭВМ. Алгоритмы и параметры построения (размер сеток, характер сглаживания и т.п.) должны выбираться таким образом, чтобы поверхность, отображаемая картой, отличалась от исходных данных не более чем на половину погрешности их определения.

Структурные карты, карты времен t_0 и карты средних скоростей (или графики зависимости средней скорости от времени t_0) являются обязательными отчетными документами. Геологическое строение объекта, отображаемое совокупностью структурных карт и/или карт времен по нескольким границам целесообразно представлять в виде трехмерной цифровой геологической модели и сейсмогеологических разрезов. Модели и разрезы могут включать, помимо структурной информации, данные о положении стволов глубоких скважин, характерные кривые ГИС, результаты испытаний скважин, обобщенные сведения о литологии и стратиграфии толщ, слагающих геологический разрез, а также иную существенную информацию.

Для понимания *истории геологического развития* изучаемого района большое значение имеют карты ***изопахит***, которые показывают мощность осадков между двумя горизонтами.

Сечение изолиний всех карт и схем выбирают, исходя из точности определения глубин по отдельным профилям, масштаба съемки (густота сети профилей) и сложности изображенных структурных форм. Необоснованный выбор малого сечения ведет к появлению на карте недостоверных подробностей за счет случайных погрешностей построения. Наоборот, слишком большое сечение изолиний нередко ведет к неоправданному сглаживанию важных деталей строения изучаемого объекта. Сечение структурных карт обычно выбирают равным по величине погрешности определения глубин. Для более рельефного отображения малоамплитудных структур допустимо проведение дополнительных изолиний с сечением, равным половине ошибки определения глубины. Обычно сечение изолиний структурных карт и карт изопахит принимают постоянным и равным 10-100 м.

Интегральными показателями качества структурных построений и качества выявленных (подготовленных к бурению) структур являются следующие характеристики:

- точность структурных построений по площади (для поисковых и детальных работ) и по профилям (для других видов исследований);
- точность определения параметров подготовленных объектов;
- статистическая надежность выявления и подготовки структур.

Количественные показатели указанных характеристик определяются либо по внутренней сходимости данных сейсморазведки (*прогнозные оценки*), либо по результатам обобщения сходимости с данными последующего бурения (*ретроспективные оценки*).

Внутренняя (*прогнозная*) оценка точности построения структурных карт может быть произведена на основе величины средней квадратичной погрешности определения глубины по нижеследующей формуле:

$$\frac{\sigma_h}{h} = \sqrt{\left(\frac{\sigma_t}{t}\right)^2 + \left(\frac{2\sigma_v}{V_{cp}}\right)^2}, \qquad (37.2)$$

где σ_t и σ_v – средняя квадратическая погрешность определения времени и скорости.

Ретроспективные (независимые) оценки точности построения структурных карт устанавливаются на основе сравнения предсказанных на картах глубин с данными последующего бурения. Практика показывает, что при современном технико–методическом уровне регистрации и обработки сейсморазведочных данных относительная погрешность глубинных результативных построений может быть обеспечена на уровне менее 1%.

Эти обе оценки необходимы для принятия решений по направлениям дальнейших работ на каждой стадии геологоразведочного процесса.

В настоящее время существует необходимое математическое обеспечение, позволяющее использовать подготовленные сейсмические материалы для автоматического построения карт изохрон отражений, карт $V_{ф}(x,y,t_{ф})$, $V_{ср}(x,y,t_{ф})$, $V_{ат}(x,y)$ (см. рис.37.24), производить пересчеты карт изохрон в структурные карты, осуществлять их построение и оценивать степень их достоверности.

На основе результатов дополнительной динамической обработки сейсмических данных в помощь к вышеупомянутым материалам нередко получают *специальные материалы атрибутного анализа сейсмических записей (временные разрезы мгновенных амплитуд, мгновенной частоты и мгновенной фазы и др.) в цветном изображении*. Цветные изображения помогают ярче показать зависимость от $t_0(x)$ отдельных параметров записи и их взаимосвязь. Цвет как бы позволяет добавить еще одно измерение в набор анализируемых параметров модели среды. Закодированные цветовой гаммой значения динамических параметров можно наложить на обычный сейсмический временной разрез, так что и обычные данные, и вариации закодированного цветом параметра могут анализироваться одновременно, в результате чего облегчается установление взаимосвязи между ними.

По данным сейсморазведки *3D* итоговые результаты работ нередко предетавляются в особом электронном виде – в виде так называемых *"кубов сейсмических данных"*. Изображения вертикальных и горизонтальных сечений куба сейсмических данных по одному из объектов Западной Сибири приведены на рис.37.29 (материалы ОАО "Сибнефтегеофизика"). На рис.37.30 приведены два сейсмических куба, иллюстрирующих временную и глубинную модель нефтяного месторождения (материалы ОАО "Ханты-мансийскгеофизика"). На этих моделях одновременно показаны горизонтальные и наклонные сечения, иллюстрирующие особенности геологического строения месторождения.

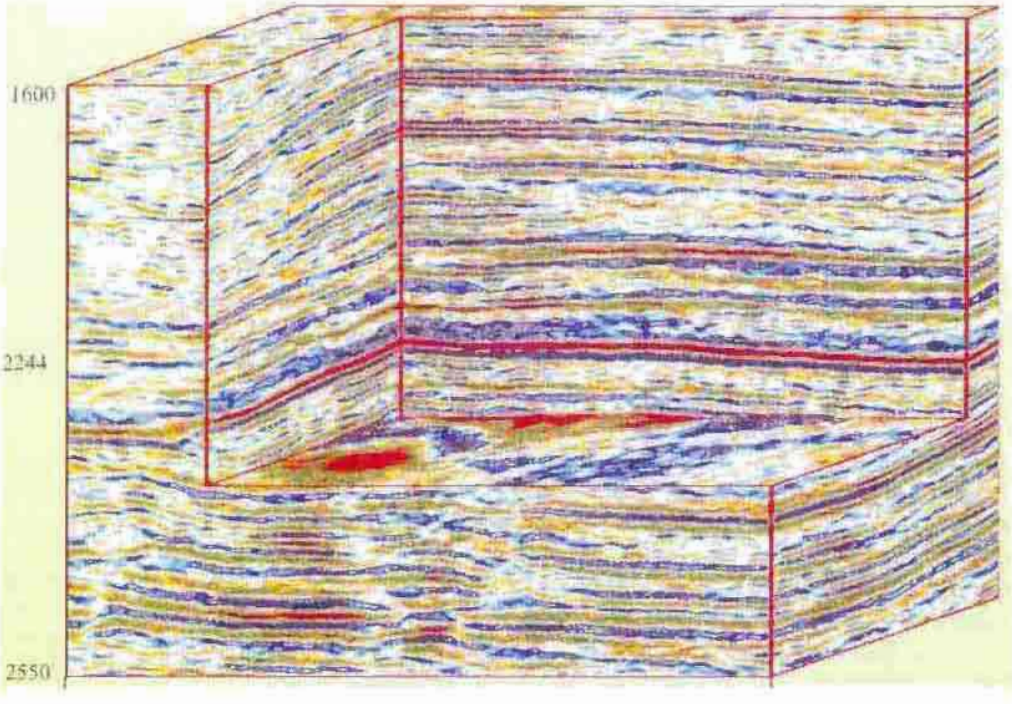


Рис.37.29. Аксонометрическая проекция фрагмента временного куба сейсмических данных на одном из объектов Усть - Пурпейской площади Западной Сибири



Рис.37.30. Временная (а) и глубинная (б) модели нефтяного месторождения

Эти материалы удобны для просмотра их на крупном экране монитора. Современные программные средства, например, отечественная система *динамической визуализации* ***DV-1***, позволяют осуществлять быстрый просмотр результатов обработки с *различных точек зрения*, по *различным вертикальным и горизонтальным сечениям*. Цветные копии таких сечений на бумажных носителях в настоящее время являются непременной частью комплекта графических приложений к отчетам по сейсморазведочным работам.

Вопросы для самопроверки

1. Назовите основные виды сейсмических изображений, применяемые при интерпретации сейсмических данных.

2. Расскажите об основных цветовых моделях. Для каких представлений эти модели применяются?

3. Назовите два основных способа применения цветовой гаммы при построении сейсмических изображений.

4. Объясните, почему предпочитают использовать нуль-фазовые записи?

5. Назовите основные различия между двумя стандартами полярности? К каким последствиям приводит неучет полярности записи?

6. Перечислите виды основных результативных сейсмических материалов.

7. Что такое глубинный динамический разрез и как его получают?

8. Что такое карты изохрон и как они строятся?

9. Что отражает структурная карта и как она строится?

10. Что такое *"куб сейсмических данных"*?

11. В чем состоит сущность способа t_0 построения отражающих границ?

12. Что такое динамический временной разрез, построенный с учетом сейсмического сноса?

13. Назовите основные показатели качества структурных построений.

★ ★ ★ ★ ★ ★ ★

РАЗДЕЛ 3.5. ПРИМЕРЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПРИМЕНЕНИЯ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ ПРИ РЕШЕНИИ РАЗЛИЧНЫХ ПРИКЛАДНЫХ ЗАДАЧ

38. ПРИМЕНЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ РАЗВЕДКИ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ, В РУДНОЙ И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ

38.1. Глубинные сейсмические зондирования земной коры и региональные исследования осадочных бассейнов

Глубинные сейсмические зондирования (ГСЗ) – специфический комплекс сейсмических методов исследования земной коры и осадочных бассейнов - по своим задачам и методике применения занимают промежуточное место между *сейсмологическими исследованиями и работами геологоразведочного направления*. Основы методологии глубинных сейсмических зондирований были сформулированы в нашей стране академиком ***Г. А Гамбурцевым*** (***СССР***) еще во второй половине 40-х годов (Гамбурцев и др., 1952). В начале применения ***ГСЗ*** господствовала точка зрения, что все регистрируемые при этих работах сейсмические волны, как в первых, так и в последующих вступлениях, являются головными. В последующие годы теоретические исследования по динамике сейсмических волн заставили большинство исследователей изменить свою точку зрения на природу регистрируемых волн. Стало очевидным, что на сейсмограммах *ГСЗ* в последующих вступлениях большинство волн следует относить к типу *отраженных*, как правило, вблизи *критических и закритических углов* (Пузырев, 1997). На сейсмограммах ***ГСЗ - МОВ*** на больших расстояниях от пункта возбуждения (50 - 300км) доминирующая по интенсивности волна в последующих вступлениях, как правило, соответствует границе ***Мохоровичича*** (всюду далее - ***Мохо***). Пример такой записи показан на рис.38.1. Эта отраженная волна обычно регистрируется с различной степенью амплитудной выразительности на расстояниях от пунктов возбуждения, равных 2 - 6 глубинам залегания границы ***Мохо*** (60 – 300 км).

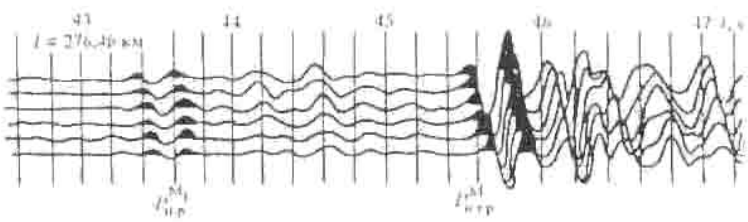


Рис.38.1. Пример записи отраженной волны от границы *Мохо* в закритической области удалений

В начале 70-х годов специалисты обратили внимание на то, что годографы сейсмической волны, регистрируемой в области первых вступлений, далеко не всегда имеют отчетливо выраженные угловые точки – точки излома. Это дало основание предположить наличие *градиентности среды*, как по вертикали, так и по латерали. В соответствии с этим *первые волны* стали, как правило, называть *рефрагированными*. Сформированный многолетний взгляд на природу регистрируемых волн, таким образом, позволяет по зарегистрированному волновому полю, с одной стороны, строить сейсмические границы и определять пластовые (граничные) скорости, а с другой - изучать характер распределения скоростей в разрезе и строить так называемые *разрезы в изолиниях скоростей*. В качестве примера на рис.38.2 показан разрез земной коры по одному из районов, построенный по концепции регистрации только головных волн. На рис.38.3 изображен разрез земной коры, построенный на основе

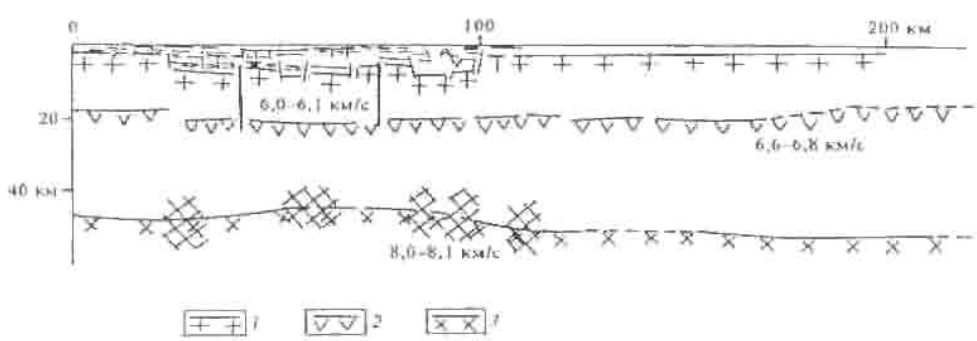


Рис.38.2. Пример разреза земной коры, построенного в предположении регистрации только рефрагированных головных волн;
1 - поверхность кристаллического фундамента;
2 – поверхность "базальтового" слоя;
3 - граница Мохо;

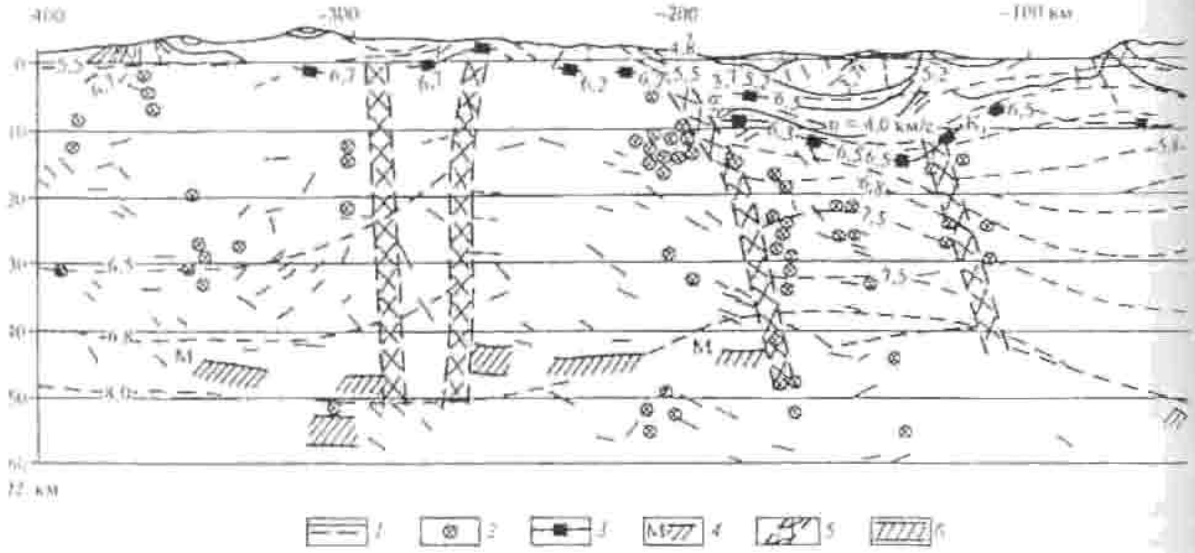


Рис.38.3.Фрагмент разреза земной коры по профилю Малый Кавказ – Аязанская впадина, построенного в предположении регистрации на записях как отраженных, так и преломленных волн:
1 - отражающие границы в осадочном чехле и в кристаллической коре, 2 - точки дифракции;
3 - данные рефрагированных волн, 4 - граница Мохо по данным головных волн;
5 - зоны глубинных разломов, 6 - переходная зона в коре и верхней мантии

предположения о совместной регистрации головных и отраженных волн.

Представление о *современных подходах* к интерпретации данных ГСЗ (Пузырев,1997) можно получить на примере разреза по одному из профилей в Байкальской рифтовой зоне (рис.38.4).Основой современного подхода в интерпретации является построение границы фундамента и границы ***Мохо*** (см. рис.38.3) по преломленным головным и отраженным закритическим волнам. Область между этими двумя границами заполняется изолиниями скоростей на основе интерпретации их как продольных рефрагированных волн.

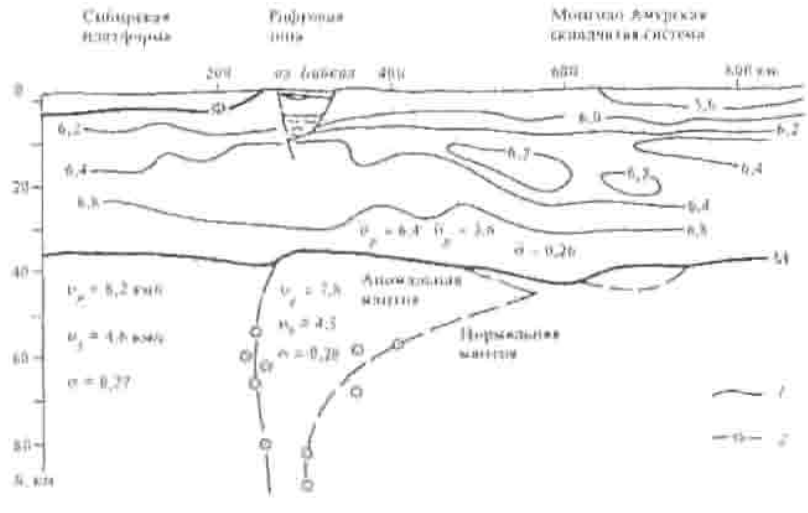


Рис.38.4. Разрез земной коры по профилю через Байкальскую рифтовую зону, построенный при комплексном использовании преломленных головных, закритических отражений и рефрагированных волн:
1 - изолинии скоростей V_p в км / с; 2 - контур верхнемантийной области с пониженной скоростью по продольным волнам землетрясений

В 1999 году исполнилось 30 лет с начала выполнения глубинных сейсмических зондирований на территории бывшего ***СССР***. За эти годы выполнен большой объем (более 150 тыс. км. профилей) полевых исследований (рис.38.5 и рис.38.6). По результатам их интерпретации изучено глубинное строение земной коры на суше и океанической коры на акваториях прибрежных морей и океанов. Важнейшими достижениями последнего времени при работах *ГСЗ* следует считать систематическое использование *поперечных (и обменных) волн*. Это позволяет не только изучать скорости распространения продольных и поперечных волн, но и находить численные значения ряда упругих модулей (*коэффициенты Пуассона, модулей Юнга, модуля сдвига*) с последующим выходом через них на прогноз вещественного состава земной коры. Перспективным направлением в исследованиях ***ГСЗ*** в настоящее время следует назвать изучение *анизотропии горных пород* в земной коре.

Глубинные сейсмические зондирования выполняются во многих странах мира, в том числе и путем реализации совместных проектов. Для примера на рис.16.7 приводится схема расположения выполненных на территории ***США*** профилей ***ГСЗ*** с использованием отраженных волн в модификации ***ОСТ*** (по программе ***COCORP*** – ***COnsortium for COntinental Reflection Profiling***)

В качестве иллюстрации возможностей метода ***ОСТ*** на региональном этапе исследований земной коры кратко рассмотрим разрез (Шерифф, Гелдарт, 1987) по региональному профилю через Японский желоб,

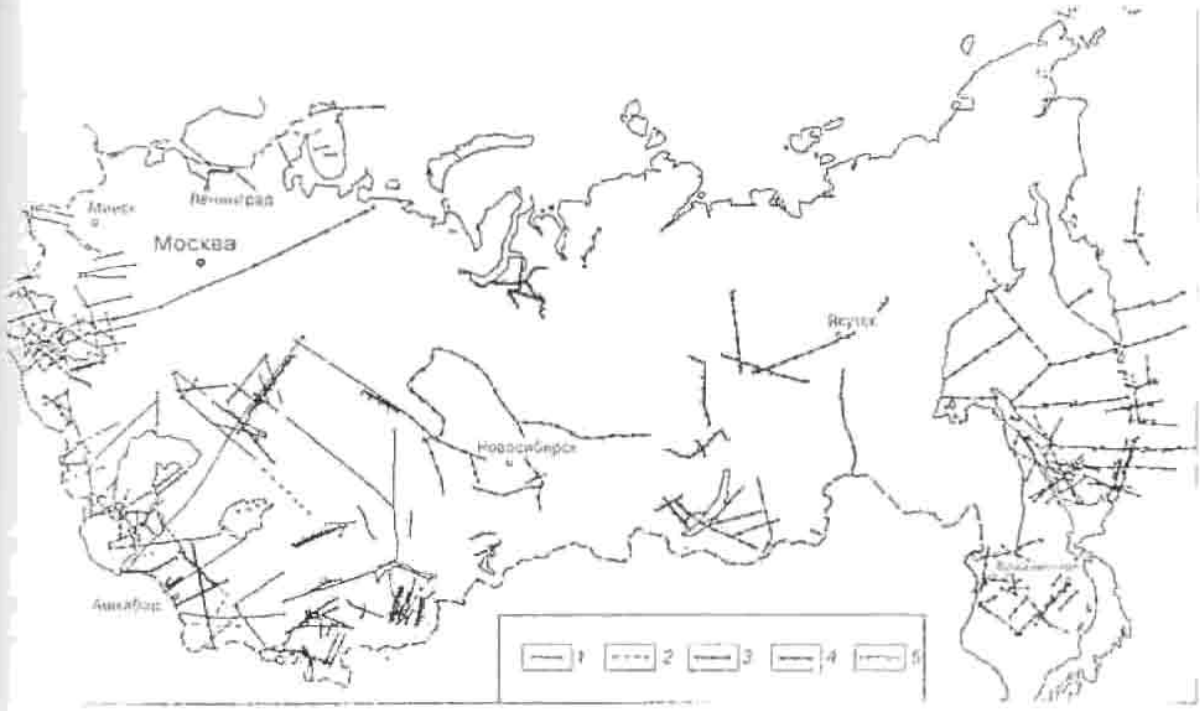


Рис.38.5. Схема расположения профилей *ГСЗ* на территории бывшего *СССР* на 1971 г.:
1 - непрерывное профилирование; 2- кусочно-непрерывное профилирование; 3 - точечные зондирования на море; 4 - точечные зондирования на суше; 5 - профильные сейсмологические исследования

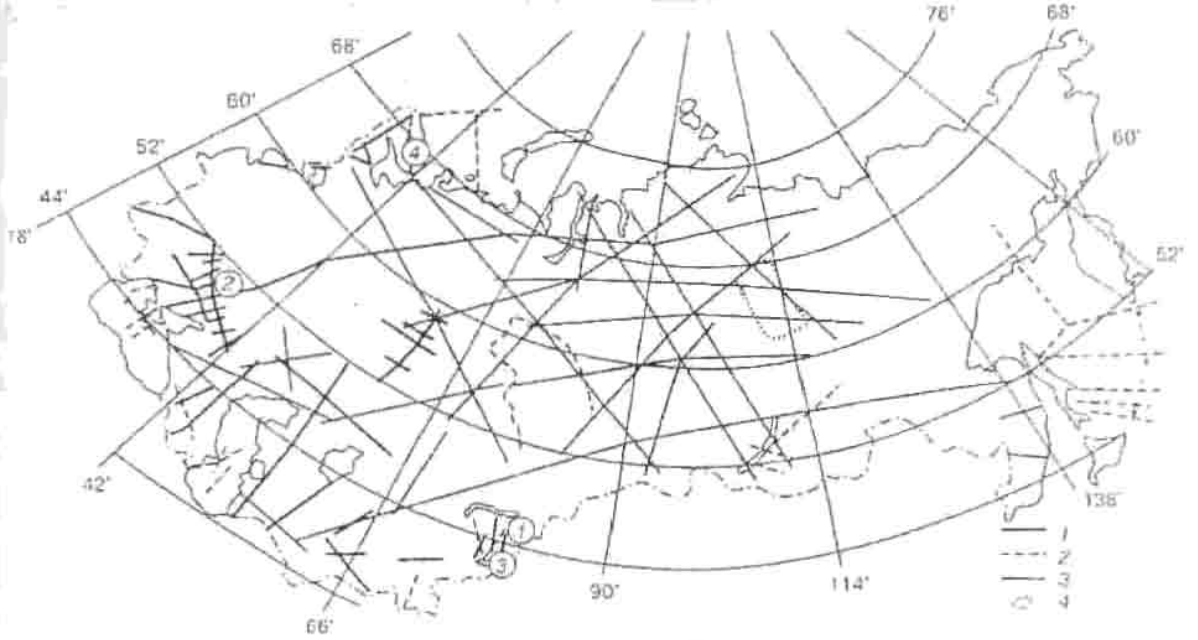


Рис.38.6. Схема расположения основных профилей *ГСЗ*, выполненных в *СССР* после 1971 г.:
1 - непрерывное профилирование; 2 - морские исследования и дифференциальные зондирования на суше; 3 - опорная сеть профилей Центра ГЕОН; 4 - площадные исследования

представленный на рис.38.8. Группа осей синфазности, обозначенная индексом *A*, специалистами-сейсмологами интерпретируется как граница, вдоль которой Тихоокеанская плита скользит под Японскую плиту. Прерывистое, нечетко выраженное отражение *BB'* интерпретируется как граница *Мохо*. Наблюдаемый на записи временной интервал в 2 с между отражающими границами позволяет оценить интервальную скорость Vост величиной порядка 5,2 км/с. Это означает, что мощность океанической коры в этом районе приблизительно равна 6 км.

Изучение *глубинного строения осадочных бассейнов на региональном этапе* предполагает решение трех групп задач. Первая группа задач преследует цель *определения общей мощности осадочных образований* с параллельным изучением формы и строения поверхности кристаллического фундамента. Решение этой задачи



Рис.38.7. Схема профилей *ГСЗ*, отработанных с использованием отраженных волн на территории *США* по программе *COCORP*

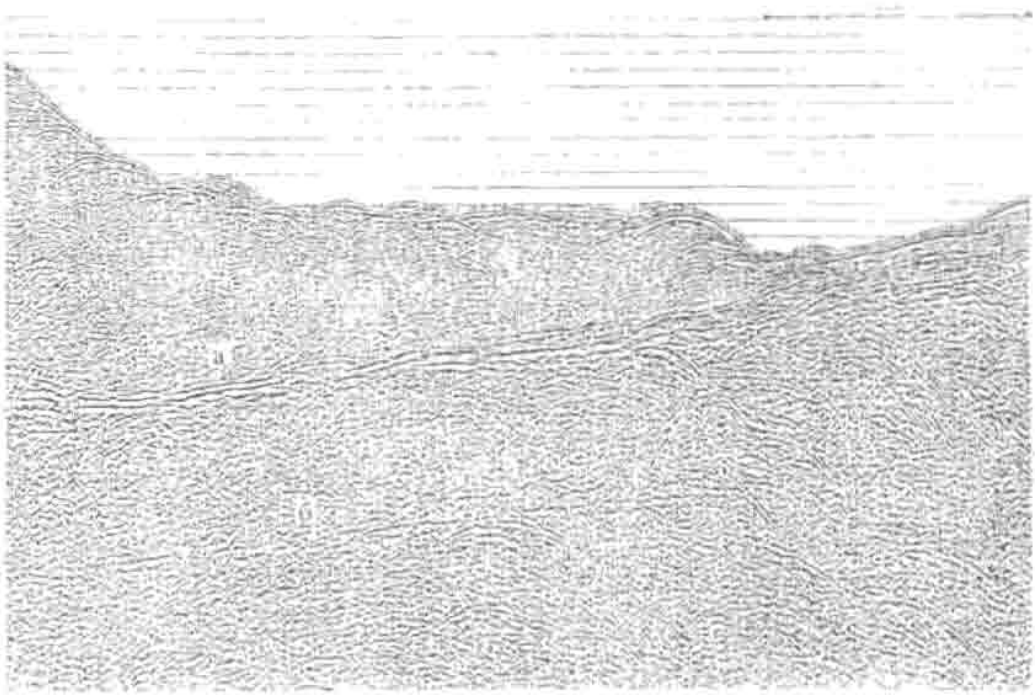


Рис.38.8. Разрез *ОЯТ* через Японский желоб.
а - отражение *А* соответствует зоне субдукции; *б* - отражение *ВВ'* - граница *Мохо*

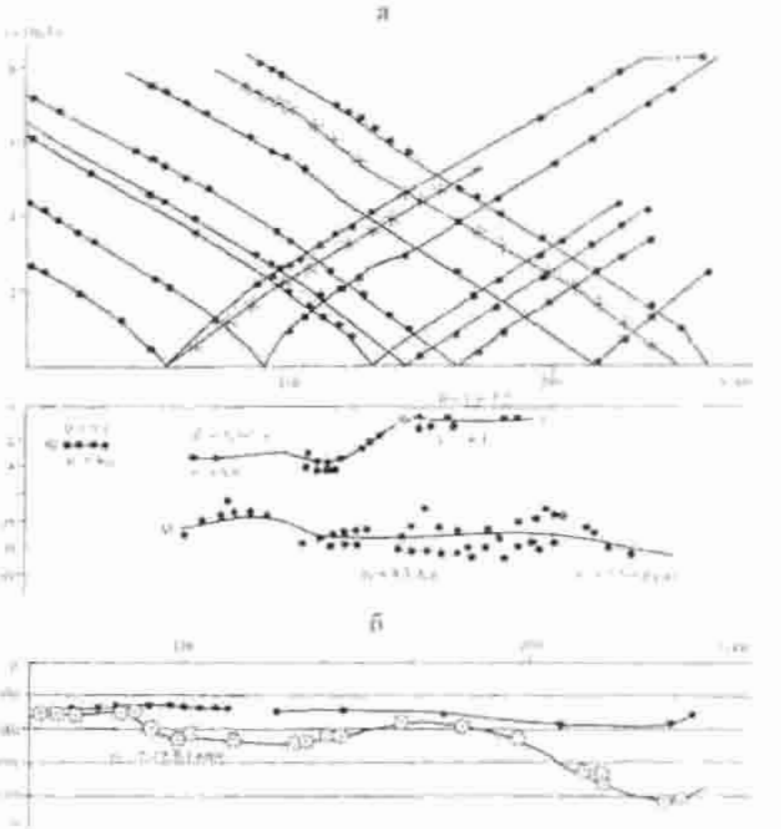


Рис.38.9. Редуцированные годографы (V_r = 8,2 км/с) и разрез земной коры в районе южной части Непского свода Восточно – Сибирской платформы (а); поверхность кристаллического фундамента по соседнему профилю с наличием выявленной сейсмическим методом впадины, заполненной осадочным нефтегазоносным комплексом пород (б)

весьма важно с точки зрения оценки перспективности поисков залежей углеводородов, поскольку во впадинах с малой мощностью осадков (менее 500 - 1000 м) их обнаружение маловероятно.

Вторая группа задач предполагает *изучение внутреннего строения осадочного чехла* с выделением *нефтегазоперспективных комплексов и зон возможного нефтегазонакопления*.

Третья группа задач предполагает *обнаружение и выбор первоочередных объектов* исследования на поисковом этапе работ.

Региональные работы, которые выполнялись на древних платформах с целью определения общей мощности осадочных образований, на первых этапах исследований чаще всего проводились с использованием *МПВ*. В качестве примера на рис.38.9 приводятся материалы сейсмических исследований южной части Непского свода на Сибирской платформе. Анализ сейсмических записей показывает, что на расстояниях до 20-30 км от пункта взрыва регистрируются преломленно-рефрагированные волны без четкого отображения слоистости разреза. Далее, в области до 100 км четко и уверенно фиксируются головные волны, которые связаны с поверхностью кристаллического фундамента и характеризуются граничной скоростью порядка 6,0 - 6,4 км/с. На больших расстояниях (более 150 км) от пункта взрыва регистрируются

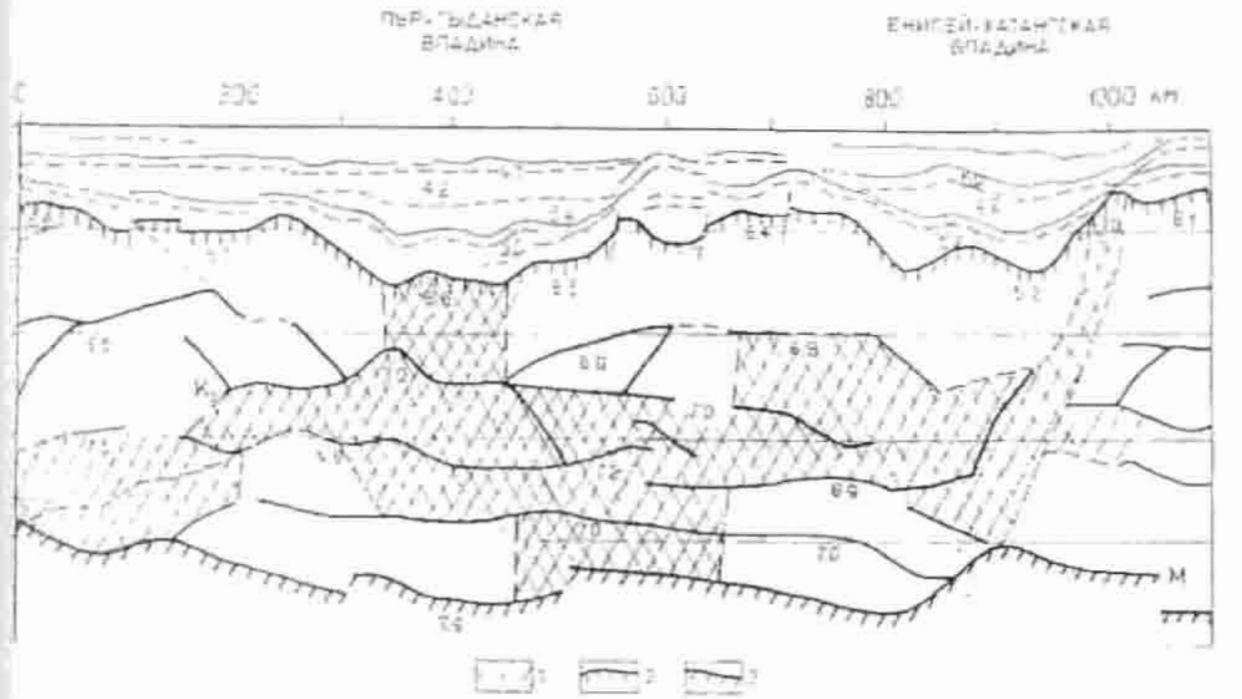


Рис.38.10. Глубинный сейсмический разрез по северной части профиля "Батолит":
1 - блоки земной коры, сложенные породами основного состава; 2 - поверхность фундамента; 3 - граница Мохо.
Числа на рисунке – скорости продольных волн, км /с

головные волны от поверхности ***Мохо***. Одновременно на этом же рисунке расположен разрез по аналогичному профилю, расположенному в 150 км севернее. Оба эти профили четко фиксируют Непский свод и наличие на нем достаточно глубоких впадин в фундаменте Восточно-Сибирской платформы. Последующим бурением во впадинах были обнаружены четкие признаки нефтегазоносности.

Изучение регионального строения платформ, особенно в последнее время, проводилось, главным образом, сочетанием наблюдений методами ***ОСТ*** и ***КМПВ*** (и/или ***ГСЗ***). Объем использования работ по той или иной технологии в конкретном районе при этом определяется в зависимости от требуемой глубинности исследований. Результаты работ по этим методикам дополняют друг друга и несут разную информационную нагрузку. По материалам ***ОГТ*** устанавливается детальная расчлененность осадочного чехла и нередко земной коры вплоть до границы ***Мохо***. По материалам *многократной* сейсморазведки ***КМПВ*** и/или ***ГСЗ*** получаются более надежные сведения о региональных границах: кровле фундамента – ***Ф*** и границе ***М*** (границе ***Мохо***) и об их скоростной характеристике. На рис.38.10 в качестве примера представлен глубинный сейсмический разрез по северной части регионального профиля *"Батолит"*. По материалам этих работ получены убедительные данные для выделения в палеозойской части чехла мощной (до 4 – 4,5 км) осадочной толщи палеозойского возраста, что влечет за собой радикальный пересмотр нефтегазоносного потенциала севера Западно-Сибирской плиты.

Еще одной интересной формой представления результатов исследований при глубинных сейсмических зондированиях является *одновременное* изображение модели среды *в изолиниях истинных скоростей* и *в пластах скоростях (по терминологии авторов – в сейсмических слоях)*. Пример такого представления результатов исследований на Балтийском щите дан на рис.38.11 (Сейсмотектоническая модель..., 1998).

Представление о глубинном строении верхней части земной коры (Геофизика. Специальный выпуск, 2006) по региональному профилю Западная Сибирь – Иркутская область ("Батолит 1-СБ") можно получить по временному разрезу, показанному на рис.38.12.

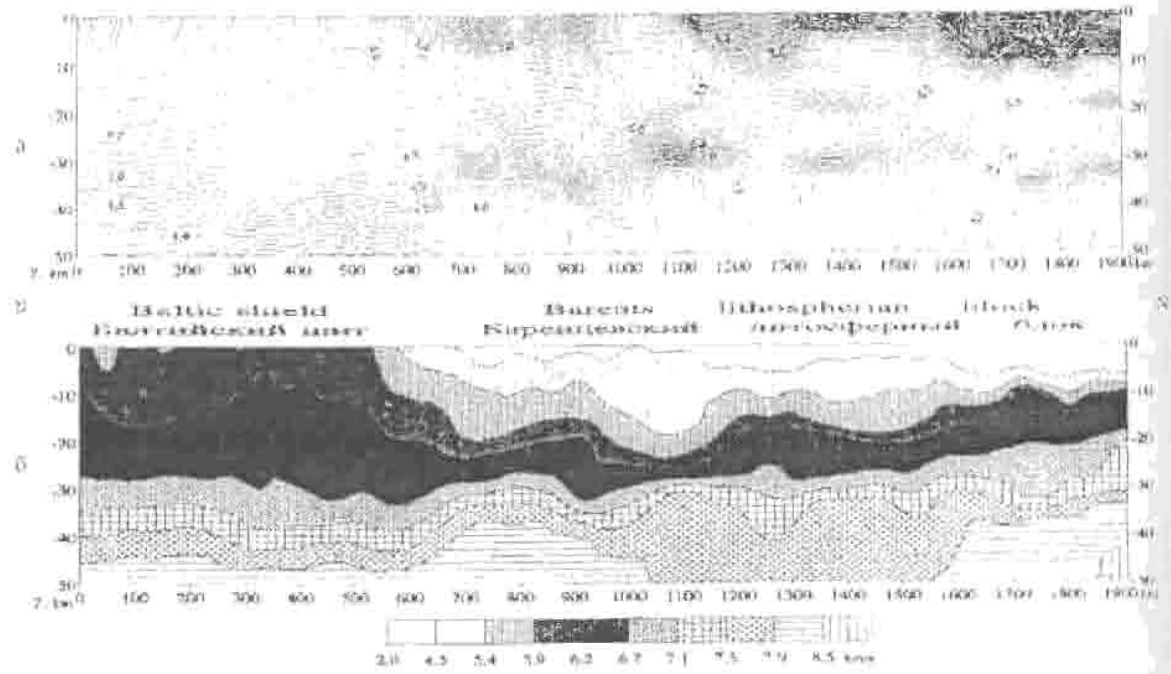


Рис.38.11. Сейсмотомографический разрез по профилю ГСЗ на севере Балтийского щита:
а – разрез в изолиниях; б – в сейсмических слоях



Рис.38.12. Временной сейсмический разрез по региональному профилю "Батолит 1-СБ"

38.2. Примеры применения сейсмического метода при решении задач рудной геологии

Сейсморазведочные работы в интересах рудной геологии были начаты в *СССР* одними из первых в мире еще в 1926 году на железорудных объектах Кривого Рога и Курской магнитной аномалии. Они ограничивались использованием головных волн для картирования кровли кристаллического фундамента и определением граничных скоростей по его поверхности. Такого рода работы в том или ином объеме проводились и все последующие годы. Однако объемы таких работ всегда были небольшими. В последующие годы, наряду с продольными головными волнами, начали использовать поперечные и обменные волны. Появилась возможность, наряду со скоростями продольных и поперечных волн, использовать новый геофизический параметр – их отношение. Нередко зоны повышенных значений параметра $\gamma = V_S / V_P$ соответствовали рудным зонам. Совокупность кинематических (V_P, V_S, γ) и динамических параметров сейсмической записи позволяла осуществлять картирование кровли фундамента (Палагин и др., 1989). При этом отмечается, что дифференциация разреза по динамическим признакам поперечных (обменных) волн всегда выше (Караев и др., 2000), нежели по продольным волнам. Пример такого картирования по динамическим параметрам сейсмической записи приведен на рис.38.13.

Одной из типичных задач рудной сейсморазведки является картирование кровли фундамента. Наиболее просто указанная задача решается в условиях, когда фундамент удовлетворительно однороден по вещественному составу и перекрыт выдержанной толщей

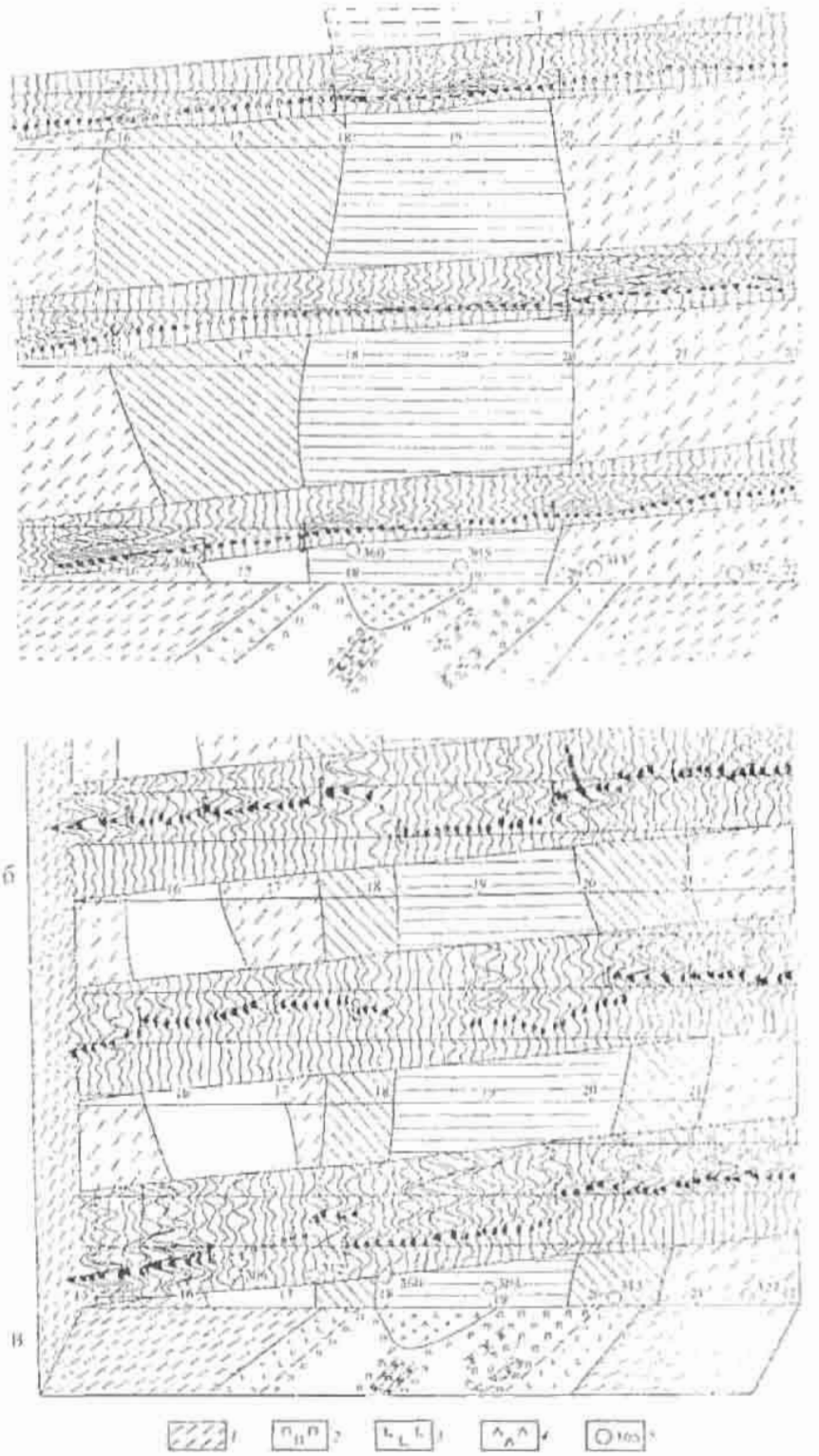


Рис.38.13. Трассирование особенностей сейсмической записи преломленных головных волн, обусловленных изменением состава пород фундамента на одной из площадей исследований на Воронежском кристаллическом массиве:
а - исследования на продольных головных волнах типа PPP;
б - исследования на обменных головных волнах типа PPS;
в - геологический разрез по одному из профилей: 1 - сланцы; 2 - перидотиты; 3 - диориты; 4 - серпентиниты; 5 - скважины

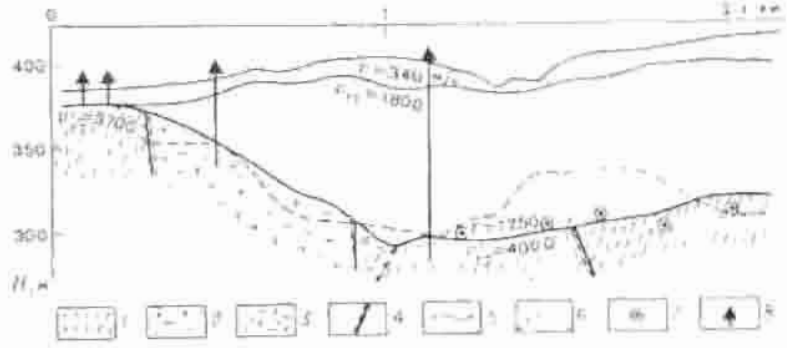


Рис.38.14. Результаты сейсморазведочных работ, выполненных с целью определения мощности рыхлых отложений на *Змеиногорской* площади *Алтайского края*:
1 - алевролиты, аргиллиты и туфы смешанного состава; 2 - диабазы, диабаз - диоритовые порфириты; 3 - лавы диабазовых, диабаз - диоритовых порфиров; 4 - тектонические нарушения; 5 - сейсмические границы; 6 - подошва рыхлых отложений по комплексу электроразведочных работ (*МПВ, ВЭЗ*) и бурения; 7 - подошва рыхлых отложений по данным *ВЭЗ*; 8 - буровые скважины

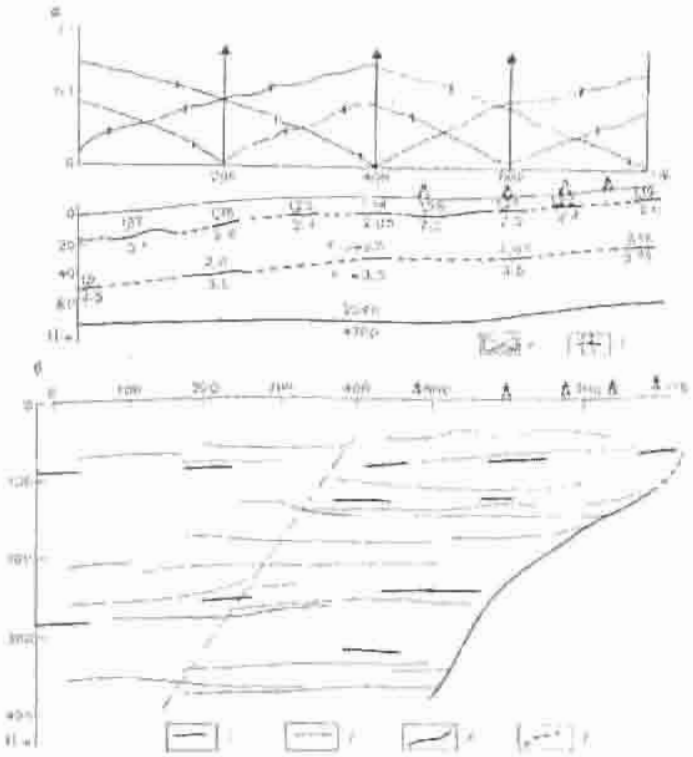


Рис.38.15. Сейсмические разрезы по одному из профилей рудоносного района Западного Узбекистана:
а - данные МПВ: 1 - годографы преломленных волн; 2 - преломляющие границы в коре выветривания с указанием средней и граничной скорости (в км /с);
б - данные МОВ: 1 - отражающие площадки по данным зондирований; 2 - отражающие границы по данным профилирования на постоянных базах 75 и 200 м; 3 - вскрытый блок рудолокализирующей зоны по данным бурения; 4 - предполагаемые тектонические нарушения

рыхлых образований. На рис.38.14 приведен итоговый сейсмический разрез по данным *МПВ* по одному из таких профилей. Сопоставляя приведенные данные, можно заметить, что наибольшие расхождения между результатами сейсморазведки и электроразведки при определении глубины залегания фундамента приурочены к зонам пересеченного рельефа и резкого изменения мощности рыхлых отложений. В таких зонах, как показывает анализ, погрешность электроразведочных методов, по сравнению с сейсморазведочными, выше в 2 – 3 раза. Определенная по сопоставлению с данными бурения относительная погрешность определения глубины до фундамента с помощью сейсморазведки не превышает 10 %.

Задачи изучения внутреннего строения коренных пород относятся к числу наиболее трудных в сейсморазведке. В качестве примера получаемых в таких случаях результатов кратко рассмотрим некоторые итоги применения сейсморазведки в одном из районов Западного Узбекистана. Район работ характеризуется развитием сильно измененных осадочно-метаморфических пород палеозойского возраста, представленных ритмически чередующимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами и их промежуточными разновидностями. Мощность образований превышает 2,5 км. По данным метода преломленных волн, с учетом результатов микросейсмокаротажа, выполненного в верхней части разведочных скважин, сейсмическая модель может быть представлена пятью слоями, в которой самый нижний слой отождествляется с подошвой коры выветривания. На рис.38.15,*а* показан разрез, полученный по данным *МПВ*, по одному из профилей на данном участке. Строение разреза ниже коры выветривания изучалось по данным отраженных волн. Оно представляется существенно более сложным (рис.38.14,*б*), чем строение верхней части разреза. Из этого примера очевидно, что комплексирование метода преломленных волн с методом отраженных волн позволяет более эффективно и уверенно изучать строение осадочно-метаморфических комплексов.

Приведенные примеры лишь частично показывают возможности сейсмического метода при решении сложных и разнообразных задач рудной геологии. Можно лишь предположить, что все возможности сейсмической разведки в рудной геологии еще далеко не раскрыты и в будущем *рудную сейсморазведку* ждут большие перспективы.

38.3. Возможности сейсмической разведки при решении задач инженерной геологии

Объекты инженерной геологии и гидрогеологии весьма разнообразны как по видам выполняемых исследований, так и по их целям и задачам. Эти исследования обычно ведутся в несколько стадий, каждая из которых имеет определенное целевое назначение, масштаб, виды и методику работ.

Среди большого разнообразия задач, решаемых в процессе ведения инженерно – строительных изысканий, наиболее важными принято считать задачи, связанные с изучением физико – механических свойств грунтов как оснований инженерных сооружений. Надежные оценки численных значений этих показателей позволяют уверенно ограничиваться минимальным запасом прочности оснований возводимых сооружений и, тем самым, существенно снизить стоимость их строительства.

Сейсмическая разведка по своим возможностям органически вписывается в состав большинства стадий инженерно – геологических исследований. Характер решаемых ею задач на разных стадиях весьма различен. Однако для обобщенного представления о роли сейсморазведки в решении задач инженерной геологии и гидрогеологии все возможно условно объединить в следующие две группы:

- изучение структуры грунтового массива (изучение структуры массива горных пород, их состава, распространения, условий залегания, наличия разрывных нарушений, глубины залегания уровня подземных вод и т.п.);
- количественная оценка количественных показателей различных свойств грунтов и особенностей их пространственного распределения (показателей прочностных, деформационных, водно-физических и др. свойств).

Возможность и эффективность применения сейсмической разведки при решении задач инженерной геологии и гидрогеологии объясняется тем, что:

- сейсморазведка позволяет изучать грунтовые массивы в условиях их естественного залегания и с любой необходимой степенью детальности;
- сейсмические параметры (скорости распространения упругих волн, поглощение) генетически тесно связаны с гидрогеологическими и, особенно, с инженерно геологическими характеристиками грунтов;
- глубина изучения разреза при исследованиях с поверхности практически неограничена.

В силу специфики требуемой в инженерной геологии глубинности исследований (обычно требуемая глубинность исследований - до 30 50 м, реже до 200 - 500 м) во многих случаях появляется возможность проведения сейсмических работ в широком диапазоне частот, методов и модификаций.

Первая группа задач – задачи изучения литологического строения грунтового массива принципиально мало отличается от задач так называемой *структурной сейсморазведки*. Главное отличие - существенно меньший диапазон изучаемых глубин и повышенные требования к детальности и точности исследований. По этому признаку технику и технологию решения вышеуказанных задач иногда называют *малоглубинной сейсморазведкой*. Однако, как представляется сейчас большинству специалистов, область применения сейсморазведки в инженерной геологии и гидрогеологии целесообразно рассматривать как часть ***инженерной геофизики*** и называть соответственно ***инженерной сейсморазведкой*** (Бондарев, 1974).

Применение сейсморазведки для решения задачи изучения структуры грунтового массива во многом аналогично применению структурной сейсморазведки для изучения нефтегазоносных и, особенно, рудных объектов. Однако имеется и много специфических особенностей. Исторически так сложилось, что до недавнего времени основным сейсмическим методом, используемым для решения задач первой группы, был метод преломленных волн, позволявший получать интересные результаты в диапазоне глубин от первых метров до нескольких сотен метров. Изучаемые с его помощью сейсмические границы, как правило, позволяли уверенно и достаточно точно прослеживать уровень грунтовых вод (в песчано-глинистых разрезах), кровлю массива скальных пород и др. Эти границы всегда уверенно выделяются по характерным значениям граничной скорости.

Возможности *метода отраженных волн* в решении задач этой группы достаточно ограничены. Это связано с тем, что наиболее важный и интересный с точки зрения инженерной геологии диапазон глубин весьма трудодоступен для метода. Изучение таких малых глубин требует перехода к использованию сейсмических волн существенно более высокочастотного диапазона. Однако это условие трудно выполнить при работах с поверхности рескальных грунтов. Кроме того, использование волн высокочастотного диапазона требует существенных изменений в конструкции применяемой техники и технологии работ. Тем не менее, совершенствование технологии использования метода отраженных волн продолжается. Вероятно, в недалеком будущем этот метод сможет стать основным при использовании сейсморазведки при решении задач инженерной геологии. Подтверждением этому служит вся история становления сейсмической разведки.

Вторая и важнейшая группа задач – оценка количественных показателей различных свойств грунтов и особенностей их пространственного распределения существенно отличается от стандартных задач, решаемых сейсморазведкой в других областях геологии. Здесь на первый план, наряду с задачей литологического расчленения разреза, выходит задача детального изучения характера распределения в плане и в разрезе упругих характеристик горных пород. При этом особое значение имеет тот факт, что главным становится знание *не эффективных или средних* величин упругих свойств, а их "истинных" значений упругих свойств, характеризующих конкретный *инженерно* -

геологический элемент разреза – локальный однородный и достаточно малый объем среды. В силу сказанного наибольшее применение в решении таких задач получили лишь те модификации сейморазведки, которые позволяют достаточно уверенно устанавливать взаимосвязь между определенной локальной областью изучаемой среды и находимыми численными значениями упругих характеристик. Среди существующих модификаций сейморазведки для этих целей наиболее подходящими оказались *метод рефрагированных волн* и *сейсмические (сейсмоакустические) исследования в скважинах*. Данные других модификаций сейморазведки (использование головных поперечных, обменных и поверхностных волн) требуют особого подхода к их использованию в инженерной сейморазведке. Они должны аналитироваться такими нетрадиционными способами, чтобы открывалась возможность получения минимально осредненного представления о скоростном разрезе изучаемой среды.

Еще одним и наиболее важным условием, открывающим перед сейсмической разведкой перспективу успешного изучения различных свойства грунтов, является наличие объективных теоретических и/или экспериментальных взаимозависимостей между сейсмическими и инженерно - геологическими свойствами грунтов различного типа.

Наибольшие успехи в применении сейсмической разведки в инженерной геологии достигнуты при решении задач изучения с ее помощью ***физико-механических свойств грунтов в их естественном залегании***. Природа и структура *взаимосвязи сейсмических и физико-механических свойств* весьма различна для грунтов разных типов. Для *скальных грунтов* эта взаимосвязь достаточно удовлетворительно описывается в рамках *теории упругости сплошного твердого тела*. По этой причине взаимосвязи сейсмических и важнейших физико-механических свойств *скальных грунтов* были обнаружены и установлены уже на первых этапах применения сейморазведки в инженерной геологии (Савич и др., 1969; Савич и др., 1979, Савич и др., 1990; Никитин, 1981).

Первые успешные опыты применения сейморазведки в решении задач инженерной геологии были выполнены при изучении скальных оснований крупнейших гидроэлектростанций в ***СССР*** (***Никитин В.Н., Ляховицкий Ф.М., Коптев В.И., Савич А.И.*** и др.). Именно проектирование крупных объектов гидротехнических сооружений дало мощный импульс к использованию сейсмической разведки при инженерно- геологических исследованиях.

Для изучения и количественного определения показателей деформационных свойств скальных грунтов была выработана специальная методика применения комплекса *сейсмических и сейсмоакустических исследований*, включающая следующие процедуры:

- изучение структурных особенностей исследуемого массива и его пространственное картирование по скоростям распространения упругих волн или динамическому модулю упругости;
- изучение закономерностей распределения скоростей распространения упругих волн в массиве горных пород и выявление факторов, обуславливающих эти изменения;
- нахождение корреляционных зависимостей между динамическими упругими параметрами и деформационными характеристиками исследуемой среды.

На основе обобщения большого экспериментального материала по разнообразным объектам изысканий было установлено, что, например, взаимосвязь статического и динамического модулей упругости скальных грунтов наилучшим образом описывается выражением типа:

$$\lg E_{ст} = a \cdot \lg E_{ю} + b \ , \qquad (38.1)$$

где $E_{ст}$ - статический модуль упругости или модуль деформации, $E_{ю}$ – динамический модуль упругости (модуль Юнга), a и b – постоянные коэффициенты, находимые по экспериментальным данным.

В качестве иллюстраций этой технологии изучения строения массивов скальных пород для целей проектирования крупных гидротехнических сооружений на рис.38.16 приведены данные о скоростях распространения продольных волн в массиве пород ***Нагорской ГЭС***. На основе использования формулы типа (38.1) по сейсмическим данным изучено распределение модуля деформации по разрезу через створ будущей плотины этой гидроэлектростанции (рис.38.17).

Для нескальных грунтов природа аналогичных взаимосвязей оказалась существенно сложнее. В силу этого широкое применение сейморазведки для прогноза физико-механических свойств нескальных грунтов началось существенно позднее. При этом на первых этапах применение сейморазведки в составе комплекса инженерно-строительных изысканий на нескальных грунтах осуществлялось преимущественно через использование *корреляционных зависимостей*, находимых предварительно на базе прямых сопоставлений результатов сейсмических и инженерно-геологических исследований. Использование сейморазведки при инженерно - строительных изысканиях на нескальных грунтах началось еще в середине прошлого века. Однако реальное признание в среде изыскателей-производственников сейморазведка получила лишь тогда, когда с ее помощью научились достаточно надежно изучать в плане и в разрезе распределение показателей физико-механических свойств грунтов в естественном залегании. В последующем эти результаты были признаны официальными строительными правилами (Свод правил...2004). После накопления, обобщения и анализа большого количества экспериментальных данных была создана *новая оригинальная сейсмическая модель песчано-глинистых грунтов* (***Бондарев В.И., СССР***). Она позволяет на базе некоторого объема априорной информации о грунтах по найденным экспериментальным значениям упругих модулей - скоростей V_p, V_s и плотности - достаточно уверенно и объективно определять целый ряд важнейших физико-механических показателей грунтов: модуль деформации, угол внутреннего трения, сцепление.

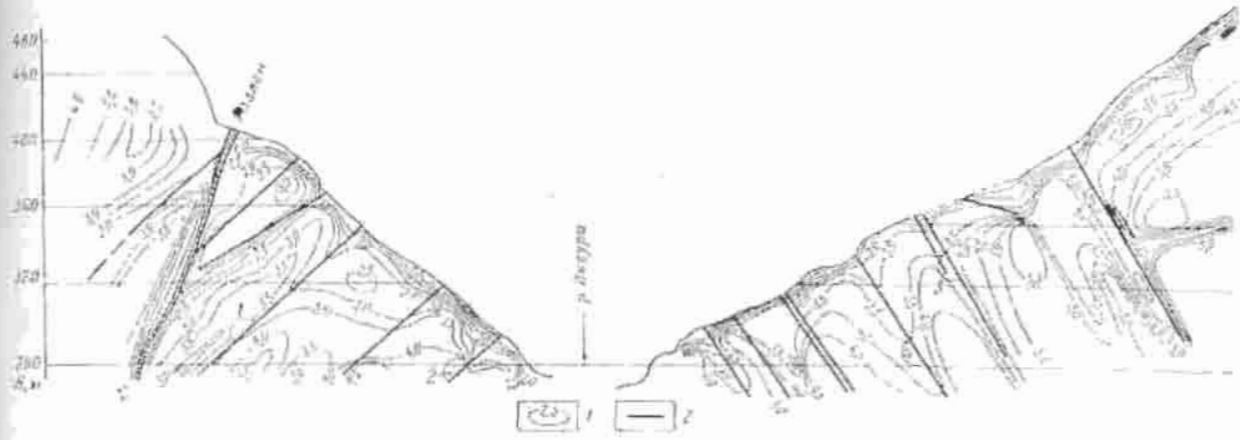


Рис.38.16. Схема распределения значений скоростей распространения продольных волн V_p в массиве скальных пород на участке *Ингурской ГЭС*: 1 - изолинии V_p в км/с; 2 - крупные тектонические трещины

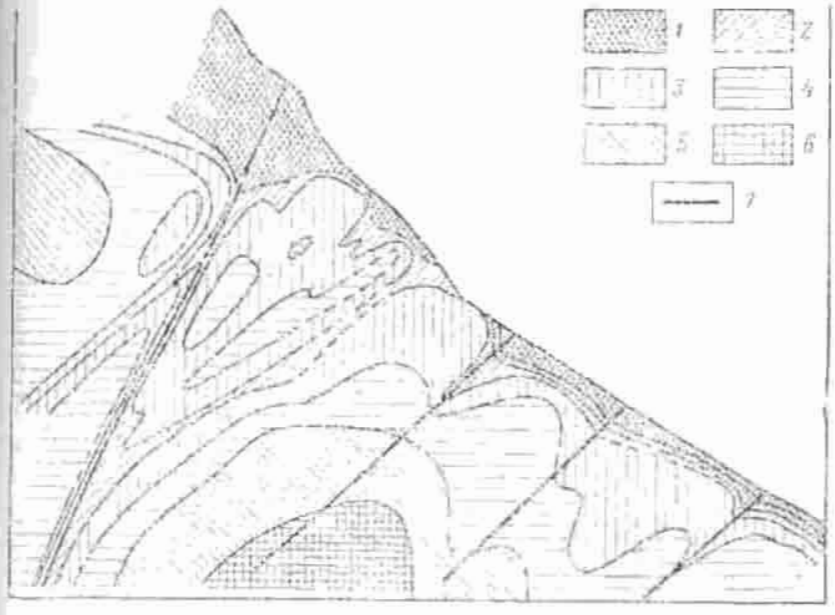


Рис.38.17. Схема изменения модуля деформации по разрезу через створ арочной плотины Ингурской ГЭС:
1 - $E_{изф} < 13$; 2 – $13 < E_{изф} < 27$; 3 – $27 < E_{изф} < 55$; 4 – $55 < E_{изф} < 110$; 5 - $110 < E_{изф} < 220$; 6 - $E_{изф} > 220$; 7 - крупные тектонические трещины.
Численные значения модуля деформации даны в - 10^6 Н/ м²

пористость и т.п. Упомянутая теория является основой нового, ***сейсмического метода определения физико-механических свойств нескальных грунтов.*** Его основными компонентами являются (Бондарев, 1997):

- теоретико-методические основы технологии определения значений "истинных" скоростей распространения продольных и поперечных волн в заданной области среды по данным наземных и \ или скважинных исследований на объемных и поверхностных сейсмических волнах;

- новая сейсмическая модель песчано-глинистых грунтов, позволяющая объективно описывать процесс распространения упругих волн в сложно построенных зернистых средах, максимально приближенных к реальным грунтам;

- теоретико-эмпирические взаимозависимости сейсмических и физико-механических свойств грунтов, учитывающие их некоторые априорно известные свойства.

На основе этой теории получена целая серия достаточно универсальных и точных формул для определения физико-механических свойств песчано-глинистых грунтов через их сейсмические параметры. Структура полученных формул однотипна и имеет следующий общий вид:

$$E_{изф} = (a_i \cdot \mu^2 + b_i \cdot \mu + c_i) \cdot E_{Ю}^2 + (d_i \cdot \mu^2 + f_i \cdot \mu + m_i) \cdot E_{Ю} + (p_i \cdot \mu^2 + t_i \cdot \mu + s_i), \quad i = 1, 2, 3, \tag{38.2}$$

$$\left.\begin{matrix} C \\ \varphi \end{matrix}\right\} = (a_i \cdot \mu^2 + b_i \cdot \mu + c_i) \cdot G^2 + (d_i \cdot \mu^2 + f_i \cdot \mu + m_i) \cdot G + (p_i \cdot \mu^2 + t_i \cdot \mu + s_i), \quad i = 4 \div 15,$$

где $E_{изф}$, C, φ соответственно модуль деформации, удельное сцепление и угол внутреннего трения грунтов; $Eю$, G, μ модуль Юнга, модуль сдвига и коэффициент Пуассона, находимые по сейсмическим данным; $a_i \div s_i$ – константы, учитывающие тип грунта, его состав и состояние. Конкретный вид связи учитывает действующую классификацию грунтов в соответствии с нормативными документами.

Разработанный сейсмический метод определения физико–механических свойств нескальных грунтов позволяет на объектах изыскания детально изучать характер распределения свойств грунтов в плане и разрезе. В

качестве примера таких материалов на рис.38.18 и рис.38.19 приводятся данные о распространении в плане значений показателей прочностных и деформационных свойств грунтов по двум объектам изысканий. Комплексная карта распределения значений показателей физико–механических свойств грунтов на глубине среза 4 м для одного из объектов Западной Сибири показана на рис.38.20.

Описанная технология изучения на объектах изысканий пространственного распределения показателей физико–механических свойств нескальных грунтов открыла возможность получения ранее недостижимых и уникальных результатов. При этом точность прогнозных значений свойств оказалась достаточно высокой.

Проведенные специальные контрольные проверки в разнообразных инженерно – геологических условиях на разных объектах подтвердили высокую объективность

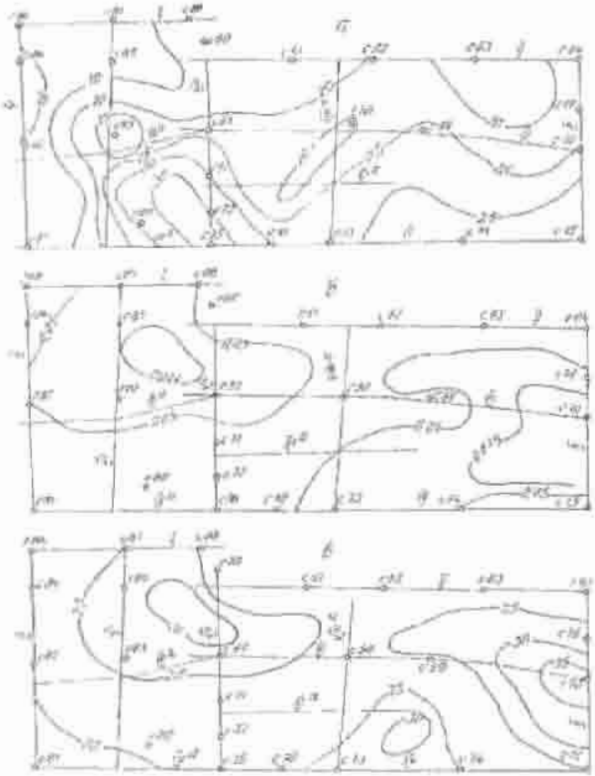


Рис.38.18. Схема распределения значений модуля деформации на уровне среза 4 м по площади изысканий главного корпуса Чернобыльской АЭС:

1 - изолинии модуля деформации; 2 - численные значения модуля деформации в МПа; 3 - профили сейсмических наблюдений

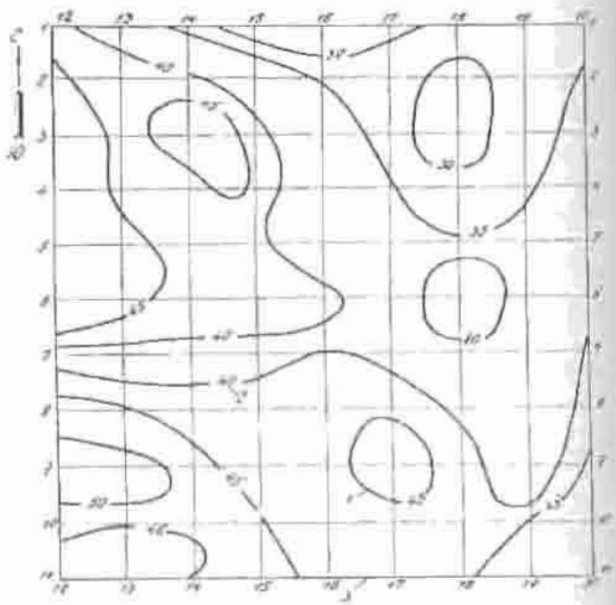


Рис.38.19. Схемы распределения показателей деформационных и прочностных свойств нескальных грунтов на глубине среза в 3 м по объекту промышленного строительства в *г. Березовском Свердловской области.*

Изолинии значений:

а - модуля деформации в *МПа;* б - удельного сцепления в *МПа;* в - угла внутреннего трения в *градусах*

получаемых с помощью сейсморазведки результатов. Представления о точности определения физико-механических свойств нескальных грунтов сейсмическим методом частично можно получить по сравнительным данным, приводимым в табл.38.1. Именно это послужило основанием для широкого использования сейсмического метода определения физико–механических свойств грунтов на крупнейших объектах энергетического строительства в *СССР* (рис.38.21).

Широкий и успешный опыт применения сейсмической разведки при инженерно–строительных изысканиях на суше послужил основой для разработки аналогичной технологии исследования физико–механических свойств грунтов морского

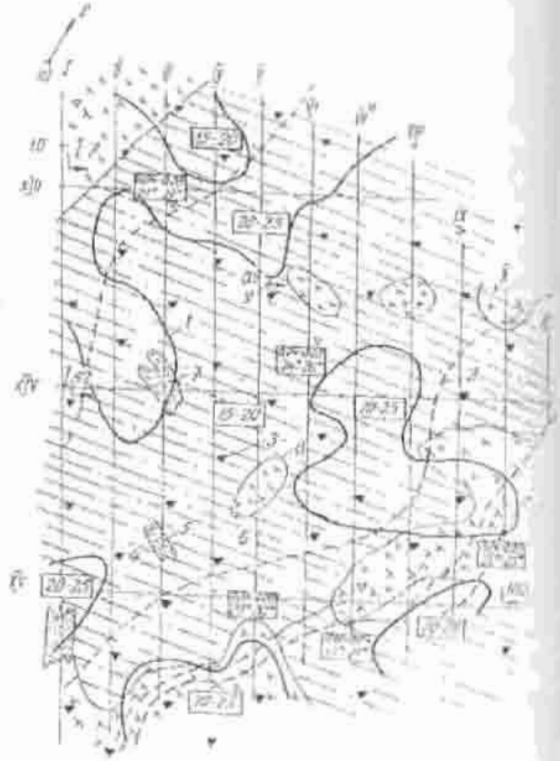


Рис.38.20. Карта распределения показателей деформационных и прочностных свойств грунтов на глубине среза 4 м на площади строительства завода автоприцепов в г. Ирбите:

1 - границы областей близких значений модуля деформации в МПа; 2 - границы областей близких значений прочностных свойств грунтов в МПа и в градусах, 3 - точки сейсмозондирования, 4 - линии профильных сейсмических наблюдений, 5 - скважины; 6 - суглинки; 7 - глины однозернистые перетянутые; 8 - глины однородные; 9 - места испытаний грунта на сдвиг; 10 - места проведения штамповых опытов

дна. Начавшийся в ***СССР*** в начале 80 – х годов бурный процесс освоения нефтегазоносного шельфа потребовал на всех его этапах изучения свойств грунтов морского дна. Проведение инженерно – геологических изысканий на шельфе всегда начинается с выполнения по той или иной сети профилей детального ***непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП).*** Этот вид сейсмоакустических исследований выполняется по технологии одноканального профилирования со сближенными источником и приемником колебаний (технология центрального луча).

Высокая геологическая эффективность таких исследований подтверждена многолетней практикой таких работ. В результате их выполнения получают сейсмоакустические разрезы высокого разрешения (Шериф, Гелдарт, 1987). В качестве примера такого материала на рис.38.22 приведен один из сейсмоакустических разрезов.

Таблица 38.1

Сравнительные данные о точности определения деформационных свойств нескальных грунтов сейсмическим методом (по данным УралТЭПа)

Объект	№ скв., шурфа	Глубина определения, м	Название грунта	Модуль деформации		Относ. погрешность, %
				Штамп, МПа	Сейсмич. данные, МПа	
1	2	3	4	5	6	7
Чернобыльская АЭС (Киевская обл.)	600 621	6,0 6,3	Пески	31 43	32 45	3,2 4,6
Сургутская ГРЭС (Тюменская обл.)	163 231	2,5 2,4	Пески	22 15	20 17	9,1 13,3
Курганская ТЭЦ (Курганская обл.)	811 822 844 860	3,6 3,8 4,4 4,3	Суглинки	17,5 27 38 21	18 26 39 25	2,9 3,7 2,6 19,0
Карамановская ГРЭС (Башкирская АССР)	1496 1498	3,0 3,0	Суглинки	7 9,1	10,5 10,4	50 14,3
Волгоградская ТЭЦ-3 (Волгоградская обл.)	230	4,0	Глины, суглинки	25,0	25,2	0,8
Западно-Украинская АЭС (Ровенская обл.)	Среднее из 18 Среднее из 7 значений	5-12,8 7,9-12	Супеси Меловые супеси	41 23	39 24	4,9 4,3
Южно-Украинская АЭС (Николаевская обл.)	53 44	4,8 5,1 3,9	Каолин с древесной	17,3 25,3 23,0	20 17 17	15,6 32,8 26,1
Калининская АЭС (Калининская обл.)	16 26 26 66	4,5 3,0 4,9 6,1	Суглинки	29,5 22 31 41	32 20 27,5 31,5	8,5 9,1 11,3 23,2
Средняя относительная погрешность						13 %

Получаемые методом НСП материалы обеспечивают высококачественной и объективной информацией о структуре разреза все последующие виды инженерно–геологических исследований. Это создает весьма благоприятные условия для выполнения *цифровых многоканальных сейсмоакустических зондирований*, позволяющих, в отличие от НСП, выходить на количественные характеристики слоев сейсмоакустического разреза. Для этих целей советскими геофизиками (***Бондарев В.И., Лисунов В.К., Лисин В.П., Снежков О.А.*** и др.) была



Рис.38.21. Схема расположения объектов энергетического строительства в СССР, на которых изыскания выполнены с применением сейсмического метода изучения физико – механических свойств грунтов:
1 - Сургутская ГРЭС; 2 - Чернобыльская АЭС; 3 - Тринъяльская ГРЭС; 4 - Армянская АЭС; 5 - Липецкая ТЭЦ; 6 - Курганская ГРЭС; 7 - Ново - Свердловская ТЭЦ; 8 - Пермская ГРЭС; 9 - Кармановская ГРЭС; 10 - Волго - Донская АЭС; 11 - Западно - Украинская АЭС 2; 12 – Южно - Украинская АЭС; 13 - Актюбинская ГРЭС; 15 - Приднепровская ГРЭС; 16 - Троицкая ГРЭС; 17 - Рефтинская ГРЭС; 18 - Антрацитовская ГРЭС; 19 - Камчатская ГРЭС; 20 - Волгоградская ГРЭС; 21 - Запорожская АЭС; 22 - Кировская ГРЭС; 23 - Калининская АЭС; 24 - Костромская АЭС.

разработана и реализована специальная технология изучения физико–механических свойств грунтов морского дна на основе использования отечественной регистрирующей техники – *многоканального цифрового сейсмоакустического комплекса* типа ***МЦАК – 2***. Изучение пространственного распределения показателей физико-механических свойств морских грунтов строительных площадок *на шельфе отечественных морей* основано на использовании данных о скоростях распространения продольных волн. Детальное изучение характера распределения пластовых скоростей распространения продольных волн основано на применении технологии многоканальных цифровых сейсмических зондирований. Специальная обработка таких материалов

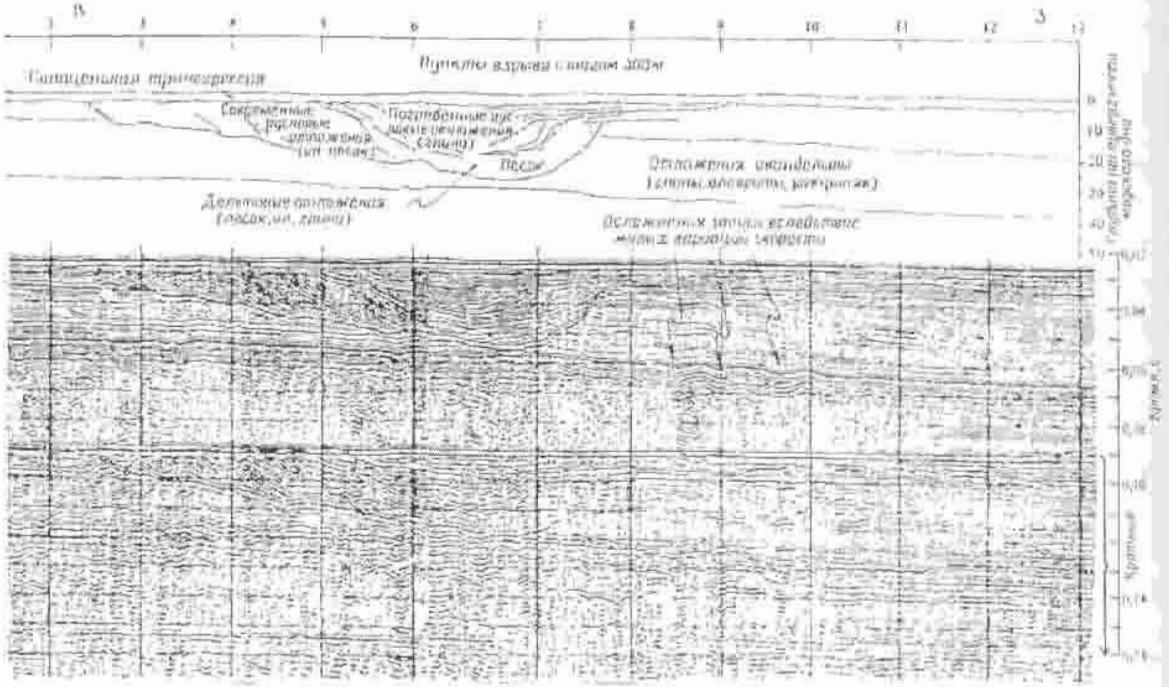


Рис.38.22. Временной разрез высокого разрешения, полученный методом непрерывного сейсмоакустического профилирования (внизу) и геолого-геофизический вариант его интерпретации (вверху)

позволяет изучить распределение "истинных" значений пластовых скоростей в плане и разрезе. В последующем через полученные значения пластовых скоростей на основе вышеупомянутой *новой теоретико-экспериментальной сейсмической модели песчано-глинистых водонасыщенных грунтов* осуществляется расчет численных значений показателей физико-механических свойств этих грунтов. В качестве примера на рис.38.23

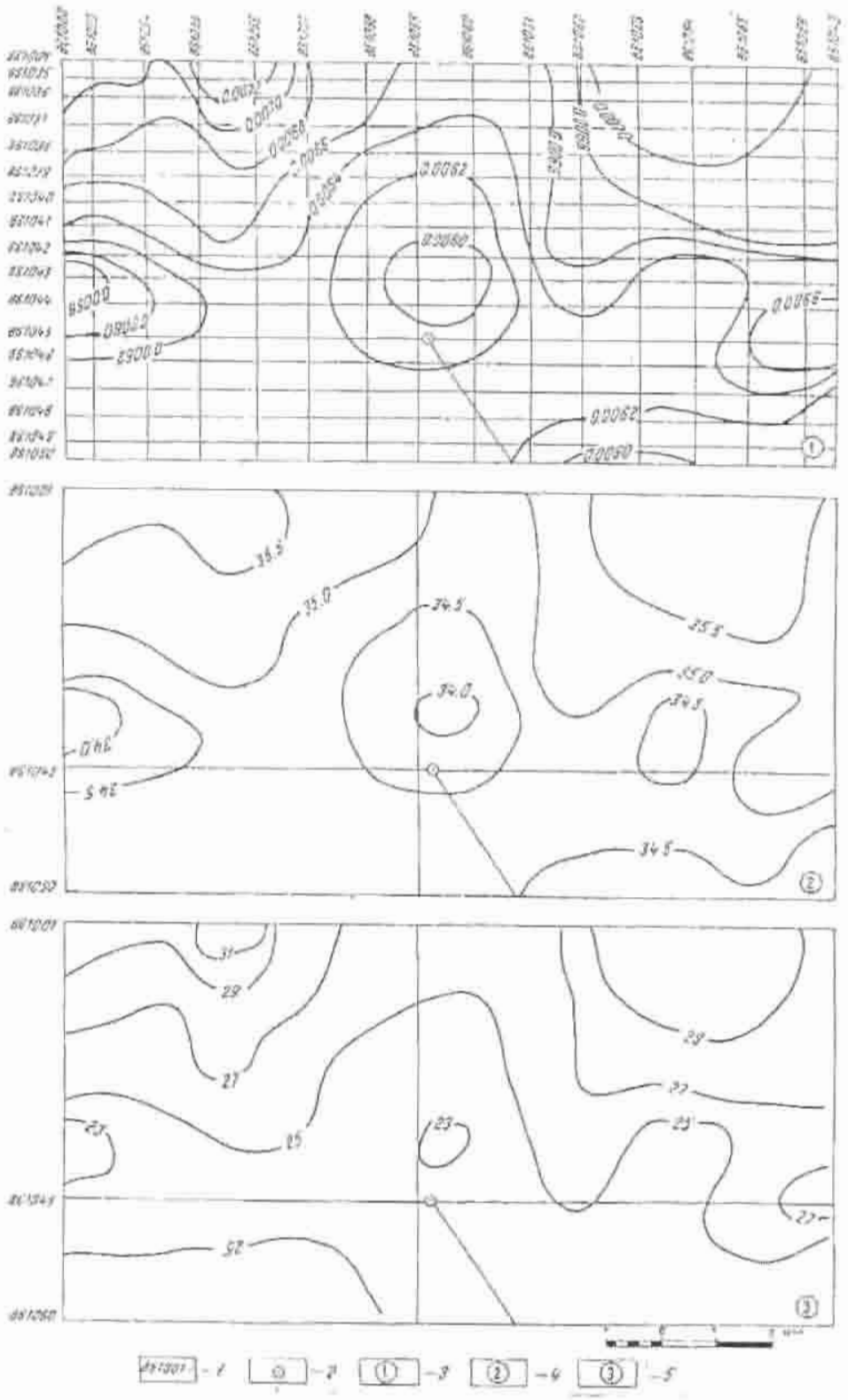


Рис.38.23. Карты производных значений прочностных и деформационных свойств грунтов:
1 - профили сейсмоакустических зондирований; 2 - поисково-разведочные скважины; 3 - изолинии значений сцепления в МПа; 4 - изолинии значений угла внутреннего трения в градусах; 5 - изолинии значений модуля деформации в МПа

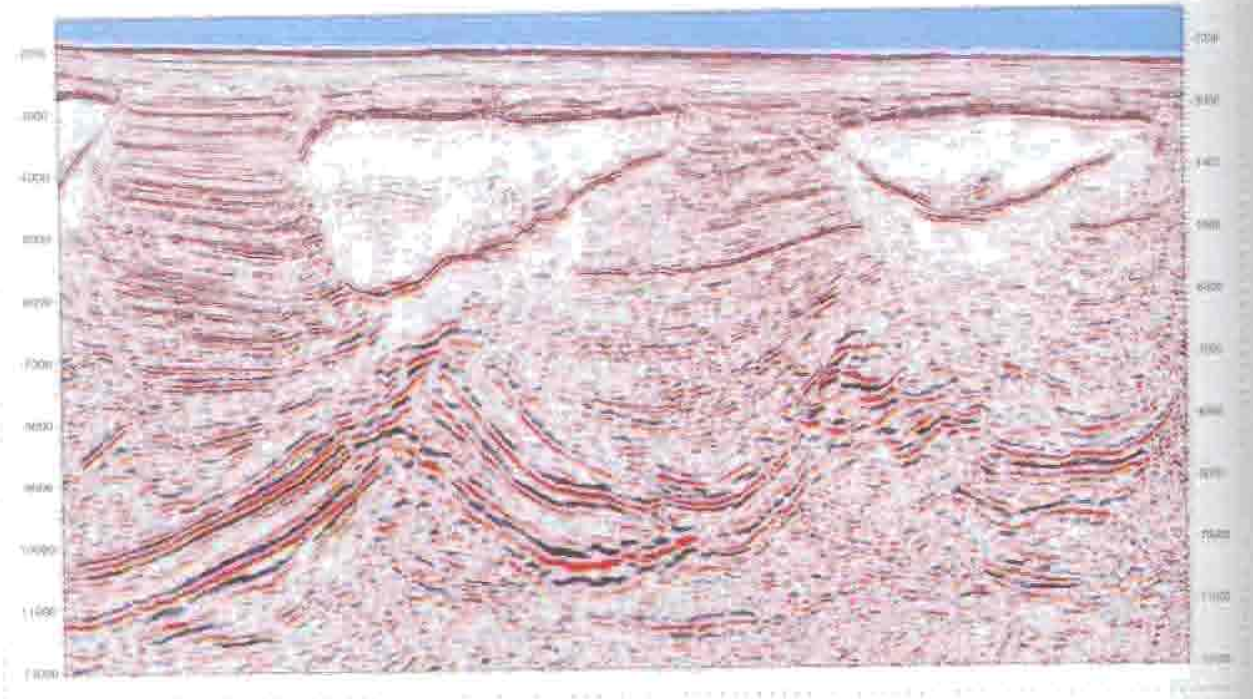
приводятся карты распределения показателей ряда физико-механических характеристик грунтов в одном из слоев на объекте изысканий в Черном море (площадь Архангельского).

Опыт применения сейсмического метода в решении задач инженерной геологии на суше и на море неопровержимо свидетельствует о его значительных возможностях уже сейчас и еще больших перспективах в будущем.

Вопросы для самопроверки

1. Когда и кем впервые в *СССР* были сформулированы основы методологии выполнения *ГСЗ*?
2. Что такое сейсмическая граница *Мохо?*
3. Охарактеризуйте эволюцию взглядов на природу сейсмических волн, регистрируемых при *ГСЗ*.
4. Каковы новейшие тенденции в направлении развития методики интерпретации данных *ГСЗ*?
5. Каковы главные геолого–геофизические результаты работ *ГСЗ?*
6. Назовите современные формы представления результатов количественной интерпретации данных *ГСЗ*.
7. Какие главные задачи решаются с помощью сейсморазведки в рудной геологии?
8. Что объективно затрудняет применение сейсмической разведки в рудной геологии?
9. Какие две группы задач решаются сейсморазведкой при инженерно–геологических исследованиях?
10. Что такое инженерная сейсморазведка?
11. Какие модификации сейсмического метода разведки доминируют при использовании ее для решения задач инженерной геологии?
12. Каковы возможности *МОВ* при решении задач инженерной геологии?
13. На чем основано применение сейсмической разведки для изучения физико–механических свойств грунтов?
14. Что составляет принципиальную сущность *сейсмического метода определения физико–механических свойств нескальных грунтов?*
15. Какие показатели физико–механических свойств грунтов особенно успешно изучаются с помощью сейсморазведки?
16. В чем состоит сущность *непрерывного сейсмоакустического профилирования?*
17. Каковы возможности и перспективы сейсмоакустического метода в изучении физико–механических свойств грунтов морского дна?

★ ★ ★ ★ ★ ★ ★



39. ПРИМЕРЫ ПРИМЕНЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ РАЗВЕДКИ ПРИ ПОИСКАХ И РАЗВЕДКЕ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

Введение

Как известно, первый официально признанный патент на метод сейсмической разведки - патент Фессендена "Метод и аппаратура для обнаружения рудных тел "(заявка подана в 1914 г, выдан патент в 1917г), предусматривал ведение сейсмической разведки *на рудные объекты*. Однако так сложилась судьба сейсмической разведки, что первые успехи в ее применении были получены на нефтяных объектах. Этому способствовали практические работы Л. Минтропа в США, который в 1919 г. подал заявку, а в 1926 г. получил германский патент на "Метод определения геологических структур". К этому времени (середина двадцатых годов) началось бурное внедрение сейсмического метода *преломленных волн* при поисках нефтегазовых объектов на юге США. К концу двадцатых годов в США началось использование для решения этих же задач и метода отраженных волн. Соперничество между двумя этими методами поисков месторождений нефти и газа продолжалось несколько десятилетий. Постепенно пальма первенства при решении нефтепоисковых задач окончательно (в СССР на рубеже 60 - 70 годов) перешла к методу отраженных волн. Поэтому с этого времени основные работы по поиску и разведки месторождений нефти и газа у нас в России и во всем мире ведутся с помощью сейсмического метода отраженных волн. Технология ведения сейсморазведочных работ этим методом непрерывно, в соответствии с общим техническим прогрессом, совершенствовалась во всех ее компонентах - от приемной аппаратуры до обработки и интерпретации получаемых данных. Одновременно с этим совершенствовалась и идеология применения сейсморазведки в геологоразведочном процессе. На основе широкого и успешного опыта ее применения в СССР выработана определенная последовательность решения поисково-разведочных задач с применением сейсмической разведки. Основным элементом этой последовательности является *этапность геологоразведочного процесса*. На разных этапах геологоразведочного производства сейсморазведка может успешно решать определенные задачи, обеспечивающие общий и быстрый успех в геологическом изучении данной территории. Поэтому дальнейшее изложение примеров успешного применения сейсморазведки при поисках и разведке месторождений нефти и газа будем вести с учетом сложившейся в России практики *этапности геологоразведочных работ*.

39.1. Региональные работы

В качестве первого примера применения сейсмической разведки на ***первой стадии регионального этапа*** *геологоразведочных работ* - ***на стадии прогноза нефтегазоносности*** на рис.39.1 приведен временной

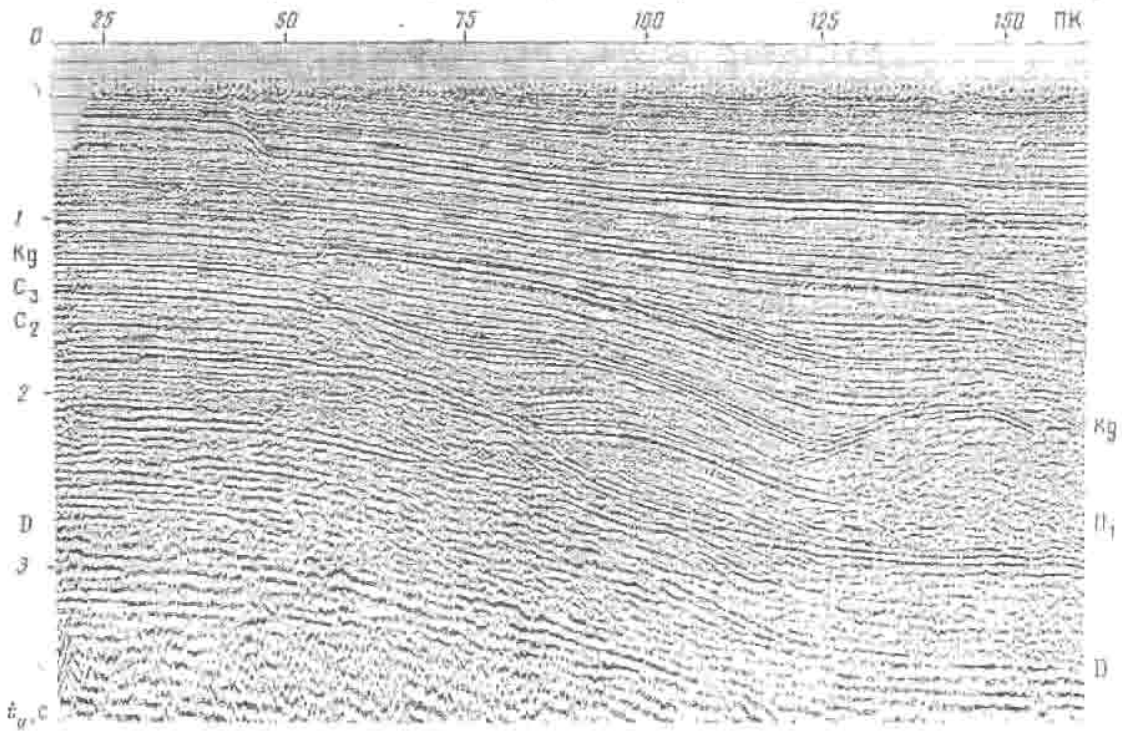


Рис.39.1. Временной сейсмический разрез по профилю, секущему бортовую зону Прикаспийской впадины

сейсмический разрез (Богданов, 1982) по профилю, секущему бортовую зону *Прикаспийской впадины* в пределах *Волгоградской области*. Из данного рисунка сейсмической записи можно получить полное представление о геологическом строении западного борта Прикаспийской впадины и характере перехода от *Русской платформы* к впадине. Здесь отчетливо видно погружение осадочных толщ во впадину, изменение их мощностей, начало формирования соляной тектоники. На временном разрезе отчетливо прослеживается отражающая граница в надсолевом комплексе, включающем триасовые и пермские осадки. Очень четко выделяется сброс в подсолевом комплексе пород в зоне перехода от платформы во впадину (район пикета 50). Ясно видно уменьшение мощности надверейской карбонатной толщи, вплоть до ее почти полного выклинивания. Прослеживается зона начала формирования соляных куполов (район пикета 125). Хорошо выделяется подсолевой горизонт $П_1$. Достаточно уверенно отображается характер погружения девонских осадков (горизонт *Д*) от склона платформы во впадину.

Вторым примером (Основы ...анализа, 1986) интересных результатов сейсморазведочных работ на этой стадии геологоразведочных работ может служить глубинный динамический разрез, приводимый на рис. 39.2, который весьма ярко и выразительно освещает геологическое строение восточной части *Скифской плиты* (*Восточное Предкавказье*). Отчетливо видны метаморфические породы фундамента, серия сейсмофациальных комплексов, крупные структурные единицы *Скифской плиты*: вал *Карпинского*, *Манычский* прогиб, *Прикумская зона* поднятий, *Ногайская ступень* и *Терско-Каспийский* передовой прогиб. Сейсмостратиграфический анализ данных результатов позволил в свое время достаточно эффективно спланировать поисковые работы на нефть и газ.

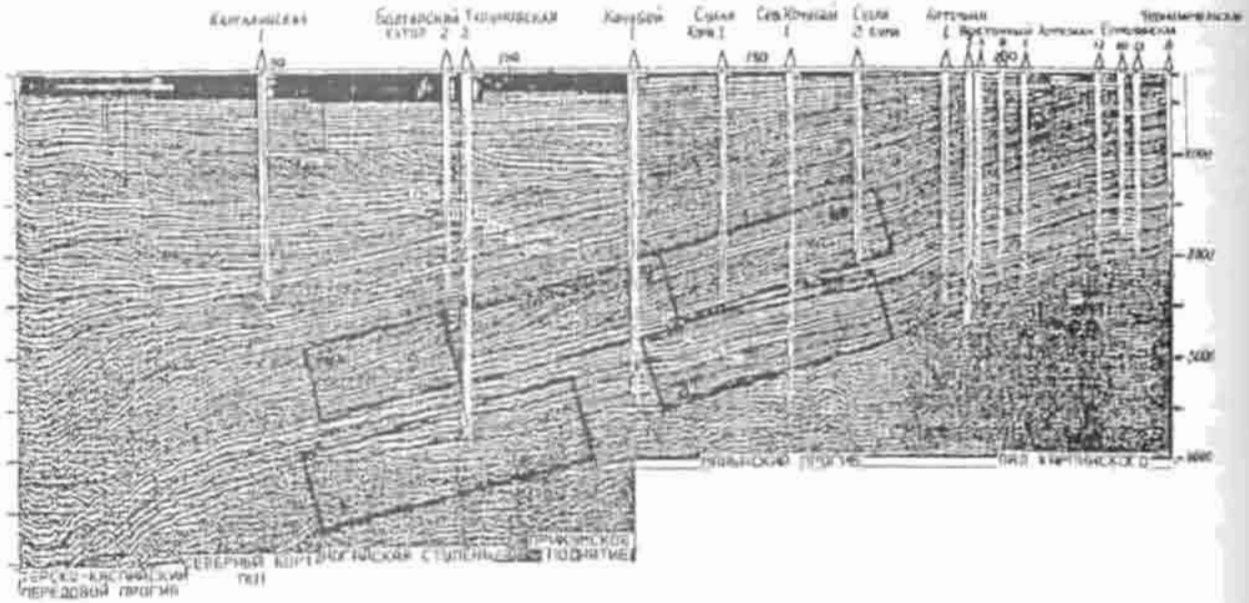
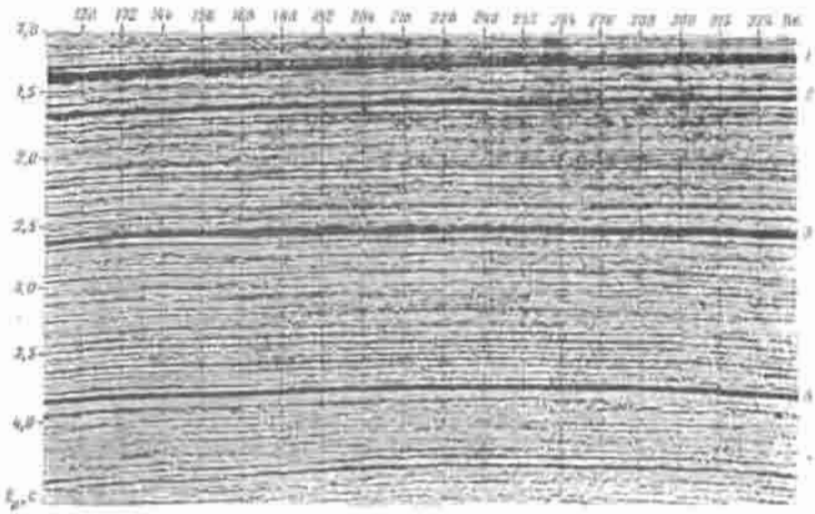


Рис. 39.2. Глубинный динамический разрез по одному из профилей *Восточного Предкавказья*



В качестве примера применения сейсморазведки на ***второй стадии региональных работ*** – *стадии оценки зон нефтегазонакопления* может служить временной сейсмический разрез, показанный на рис. 39.3. Он относится к районам платформенного типа со сравнительно спокойным характером залегания горных пород и образуемых ими отражающих границ раздела. На

Рис. 39.3. Фрагмент временного сейсмического разреза, характеризующий пологое и спокойное залегание осадочной толщи

временном разрезе имеется мало отражающих горизонтов, отличающихся друг от друга по динамической выразительности и степени выдержанности. Но среди большого количества отражающих границ выделяются четыре (1–4), наиболее четко выраженные и выдержанные по площади, которые можно считать маркирующими или опорными. Если отражающие горизонты 1 и 2 залегают моноклинально с падением в сторону меньших углов профиля, то по более глубоким отражающим горизонтам 3 и 4 в средней части показанного профиля намечается пологий, но обширный антиклинальный перегиб. Амплитуда перегиба увеличивается с ростом глубины залегания отражающих горизонтов. В пределах сейсмического профиля отсутствуют дизъюнктивные нарушения. Такие районы могут быть местами поисков локальных поднятий относительно небольших размеров на поисковом этапе геологоразведочных работ.

Из приведенных примеров отчетливо видно, что результаты сейсморазведочных работ на региональном этапе позволяют существенно более уверенно и объективно выбирать наиболее перспективные объекты для планирования поисковых сейсморазведочных работ следующего этапа.

39.2. Примеры применения сейсморазведки на поисковом-оценочном этапе

На *первой стадии поисково-оценочного этапа геологоразведочного процесса - стадии выявления объектов и их подготовки к поисковому бурению* - в истории сейсморазведки имеется много интересных примеров выявления нефтегазоперспективных объектов той или иной природы.

Долгие годы прошлого века основные усилия сейсморазведчиков были направлены на поиски достаточно крупных по размерам структурных объектов возможного нефтегазонакопления. Необходимость совершенствования технологии поисков таких объектов привела сейсморазведчиков созданию высокоэффективной технологии профильной сейсморазведки - сейсморазведки 2D. По материалам этих работ обычно достаточно успешно обнаруживались антиклинальные структуры, размеры которых вкрест простирания обычно превышали несколько километров или десятков километров. Пример результатов сейсморазведочных работ такого типа (Seismic atlas..., 1991) показан на рис.39.4.

По результатам пересечения таких структур рядом профилей обычно удавалось достаточно уверенно строить структурные карты по основным горизонтам. Полученные структурные карты позволяли намечать местоположение поисковых и разведочных скважин. Именно эти материалы - погоризонтные структурные карты - считались основными и главными результатами поисковых сейсморазведочных работ. Успех при бурении первых поисковых скважин, как правило, служил основанием для постановки детальных сейсморазведочных работ. При этом, как правило, резко сгущалась сеть сейсмических профилей, что позволяло надеяться на получение уточненных и более детальных структурных планов по основным целевым горизонтам. Пик популярности такой технологии поиска месторождений нефти и газа пришелся (за рубежом) на середину восьмидесятых годов прошлого века. В эти годы основными объектами поисков были структуры, размер которых в среднем (в плане), как правило, превышал 50 км^2 и более. Однако в последующем число находимых объектов такого типа стало заметно сокращаться, а их размеры уменьшились до 20 - 30 и менее км^2. Появилась настоятельная необходимость вести

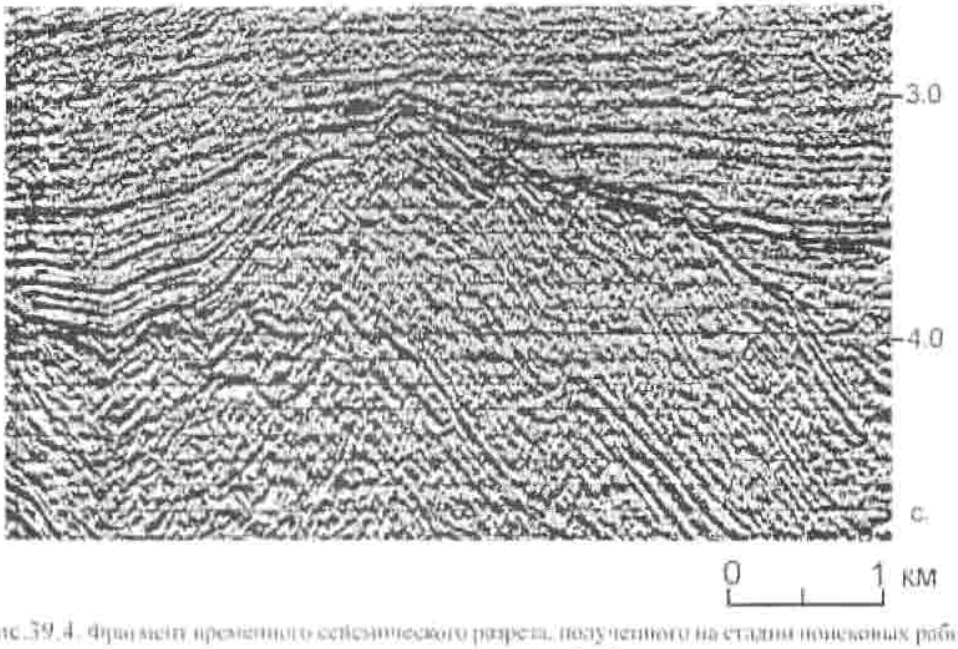


Рис.39.4. Фрагмент временного сейсмического разреза, полученного на стадии поисковых работ и о одному из профилей на шельфе Норвегии

поиск малоразмерных структурных объектов. Одновременно резко повысился интерес к поиску и разведке *неструктурных объектов* различной геологической природы. Все это резко ускорило создание технологии поиска малоразмерных объектов на базе использования ***пространственных систем наблюдений***. В конечном счете, это привело к созданию новой современной промышленной технологии поисков и разведки месторождений нефти и газа - ***сейсморазведочной технологии 3D***.

На *второй стадии поисково-оценочного этапа - стадии выявления объектов* неантиклинального типа, в которых достаточно уверенно прогнозировалось обнаружение залежей углеводородов, в прошлом веке сейсморазведчики, прежде всего, пристальное внимание уделяли *соляным и глинистым диапирам* (куполам).

Соляные диапиры могут иметь различную внутреннюю форму:

- локального латерального внедрения (соляные подушки);
- латеральной складчатости без деформации толщ, подстилающих соляные горизонты (соляные купола);
- локальные субвертикальные соляные штоки (соляные диапиры).

На рис.39.5 в центральной части временного сейсмического разреза (Богданов, 1982) находится прогиб (мульда) между двумя куполовидными поднятиями, связанными с соляными куполами. В пределах мульды наблюдаются протяженные оси синфазности отраженных волн, указывающие на то, что осадочные горные породы, слагающие мульду, достаточно хорошо выдержаны и тектонически не нарушены. Соляной шток (купол) в левой части профиля залегает ближе к земной поверхности, чем соляной шток в правой части профиля. В левой части временного разреза дизъюнктивные нарушения прослеживаются почти от земной поверхности до отражающих горизонтов на времени прихода 2-3 с. Между пикетами 651 и 723 прослеживается пять очень четких разрывов небольшой амплитуды, радиально расходящихся от соляного ядра. Само соляное тело находится в левом нижнем углу временного разреза, где отсутствуют непрерывные и протяженные оси синфазности на времени 1.8 с. на ПК 651 и более 3.6 с на ПК 683. В правой части временного разреза соляной шток отмечается областью отсутствия протяженных отражающих горизонтов на временах, больших 3 с на ПК 843. Залегающие выше осадки достаточно интенсивно нарушены сбросами, часть из которых прослеживается через всю толщу пород до земной поверхности (ПК 783 - 843). Вблизи левого крыла штока (ПК 795 - 819) на времени 2.4-2.8 с отчетливо видны участки выклинивания отдельных пластов.

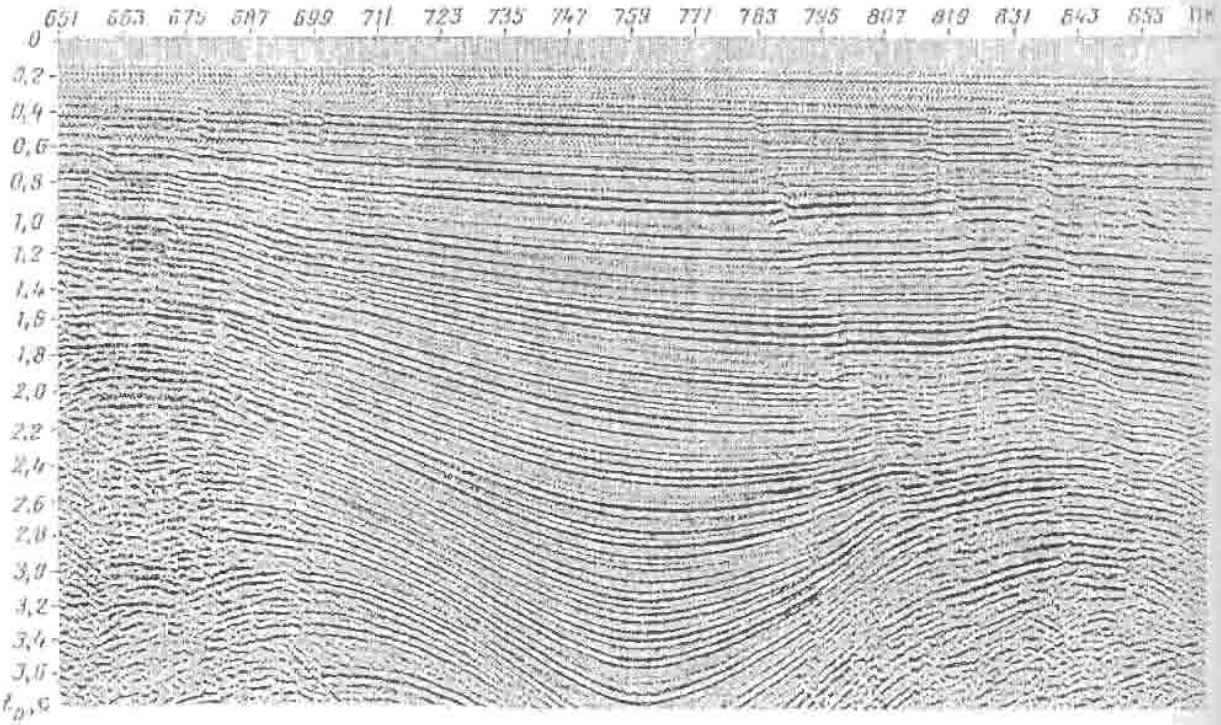


Рис.39.5. Типичный временной разрез в районе развития соляно-купольной тектоники

На рис.39.6 показаны (Шерифф, Геларт; 1987) два близко расположенных соляных поднятия, одно из которых (левое) представляет собой соляную подушку, где соль располагается в интервале времен от 4.6 с до 5.2 с, а другое (правое) - представляет соляной диапир, выходящий на поверхность моря.

Глинистые диапиры также достаточно широко распространены в ряде геологических провинций. Их признаками является разрыв регулярных и протяженных осей синфазности, вздернутость вверх их концов на разрывах, хаотическая ориентация коротких и прерывистых осей синфазности во внутренней зоне. Все это указывает на внедрение пластических масс снизу. На временном разрезе (Методические рекомендации.., 1975), приводимом на рис.39.7, показан разрез глинисто-грязевого вулкана. Все вышеназванные признаки глинистого диапира присутствуют в легко опознаваемом виде.

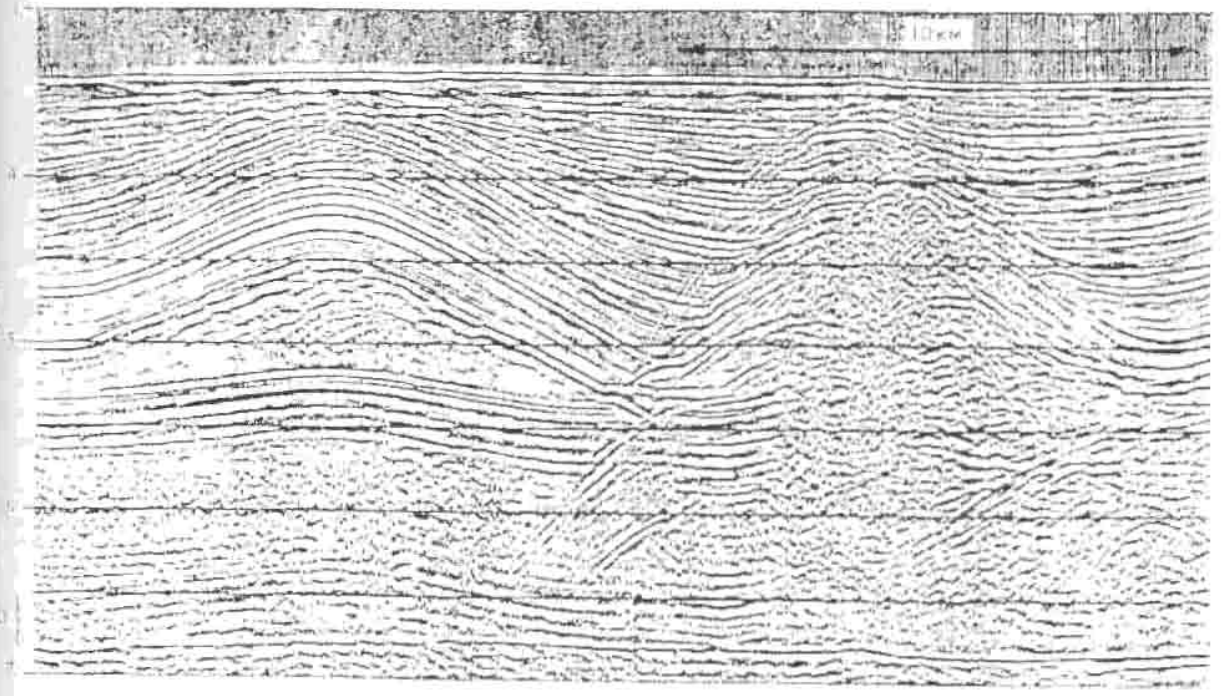


Рис.39.6 Временной сейсмический разрез, на котором четко видны два соляных купола. Левое поднятие - соляная подушка, правое - соляной диапир

Достигнутый высокий уровень развития методики и техники сейсмической разведки 2D в прошлом веке позволял на поисковом этапе геологоразведочного этапа успешно ставить и решать задачи по выявлению еще одного важного вида неантиклинальных ловушек углеводородов - ***рифогенных структур***. С ними связаны залежи нефти, находящиеся как в самих рифогенных известняках, так и в облекающих их более молодых осадках. На рис.39.8 изображен фрагмент временного сейсмического разреза по профилю, пересекающему Ново-Узыбашевский риф, расположенный в Акантыш-Чишминской депрессии Камско-Кинельской системы прогибов (Богданов,1982). Отражающий горизонт В залегает в пределах профиля почти горизонтально. Отражающий горизонт У в интервале пикетов 50-70 образует локальное поднятие. Поднятие с большой амплитудой вырисовывается по первому экстремуму записи отражающего горизонта Т, приуроченного к терригенной пачке турнейских известняков. Последующие интенсивные экстремумы волнового пакета отражения Т хорошо прослеживаются в левой части разреза до ПК 50, а в интервале между ПК 50 и ПК 70 не прослеживаются вообще, менее четко видны лишь правее ПК 70. Эти особенности волновой картины указывают на наличие внутри верхнедевонских глинистых известняков более плотной и менее слоистой рифовой фации, залегающей между пикетами 50 и 70. Располагающийся ниже тела рифа отражающий горизонт в девонских терригенных осадках образует ось синфазности, характеризующуюся несколько меньшими временами прихода отраженных волн вследствие того, что рифогенные известняки являются более плотными и имеют более высокие скорости, чем верхнедевонские глинистые карбонатные породы нормального осадочного типа. В районе рифа наблюдается резкое выклинивание толщи горных пород, залегающих между отражающими горизонтами У и Т.

На рис.39.9 приведен схематический геологический разрез по одному из профилей через Быстрыкское поднятие Татарии. По данным скважин, вскрывших рифовый массив в верхнедевонских отложениях, и перекрывающих его турнейских и визейских осадках, образующих структуру облекания, имеется серия нефтегазонасыщенных пластов. Соответствующий временной разрез показывает, что горизонты В и У образуют над рифогенным массивом складку, более четко видимую по горизонту У. Отражающие горизонты в девонских отложениях прослеживаются недостаточно четко.

На рис.39.10 приведен участок временного сейсмического разреза по профилю на Байджановской площади Ставропольского края. На нем достаточно четко прослеживаются протяженные отражающие горизонты: от отложений нижнего мела (горизонт $1Cr_1$), юры (горизонт $2Cr_1$ - J) и верхов триасовых отложений Т. Отражающий горизонт T_1 (нижний триас) и залегающие выше и ниже его горизонты не прослеживаются в пределах ПК 18-28 на времени 2.8 с. и более. На этом основании было высказано предположение о нахождении в этом интервале временного разреза рифового массива. Заданная по данным сейсморазведки поисково-разведочная скважина 1Байджановская в интервале глубин 4.25-4.5 км вскрыла рифовый массив нижнетриасового возраста. При испытании скважины был получен фонтан нефти. Возможно, что неподалеку от Байджановского рифа имеется другой, расположенный в интервале ПК 40-48, контуры которого не очень четко просматриваются на этом же временном разрезе.

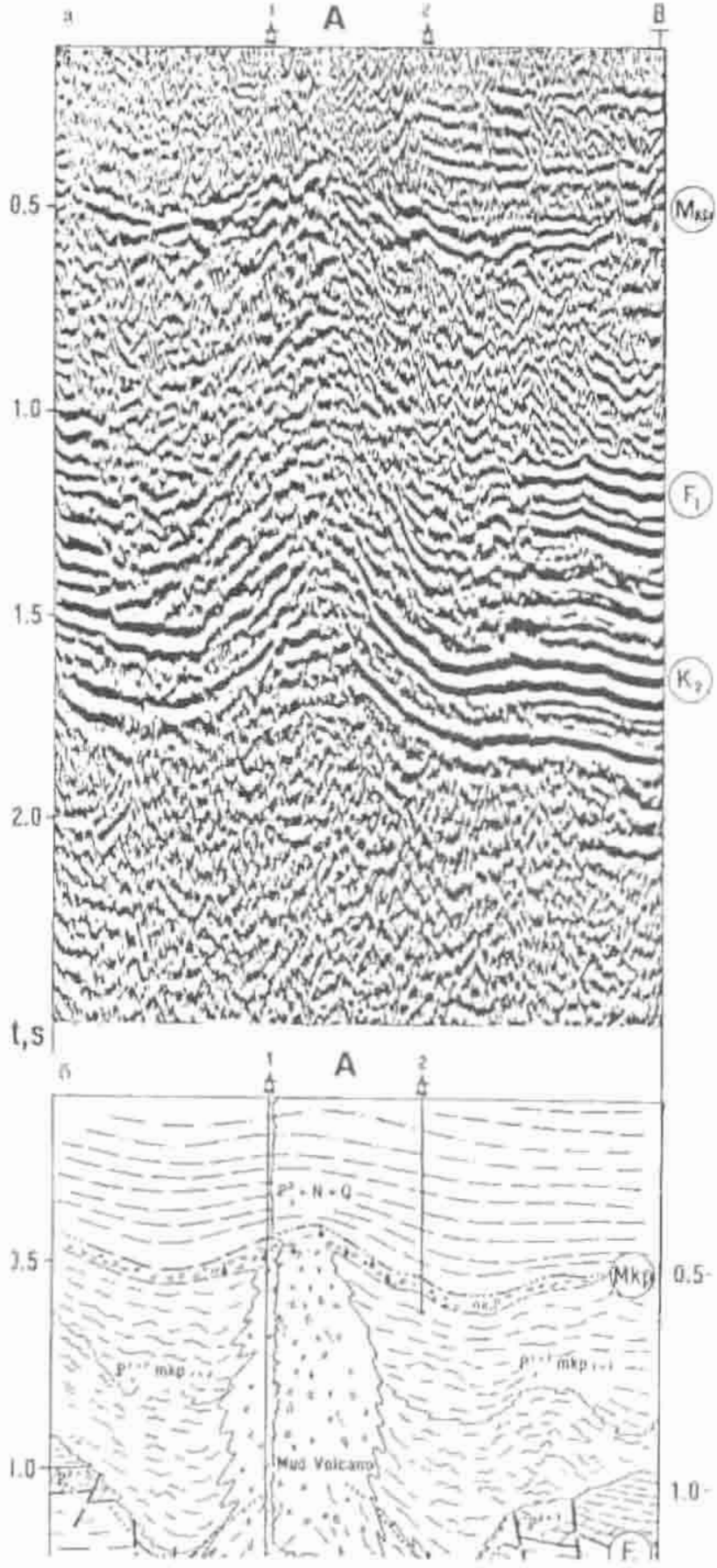


Рис.39.7. Временной (а) и геологический (б) разрезы по профилю, секущему глиняный диапир (грязевой вулкан)

На рис.39.11 показан фрагмент временного сейсмического разреза и вариант его геологической интерпретации по профилю, расположенному на Молодежном участке Ставропольского края. По совокупности кинематических и динамических признаков сейсмической записи предполагается наличие в пределах рассматриваемого профиля трех рифогенных тел в нижнемеловых отложениях, залегающих на породах палеозоя (отражающий горизонт Ра) и перекрытых пижнемеловыми (горизонт 2К) и юрскими (горизонт А) осадками.

В настоящее время основными типами ловушек нефти и газа в западной части Башкирии и некоторых других районах поисков нефти и газа в европейской части России являются структуры, связанные с горстовидными разломами и грабенообразными прогибами в породах кристаллического фундамента и покрывающих их девонских продуктивных толщах. Грабены и горсты являются достаточно обычными элементами геологического разреза на восточной окраине Русской платформы. К ним нередко приурочены небольшие залежи углеводородов. Умение их выделять на временных разрезах - задача высшей степени трудности для интерпретаторов. На рис.39.12 показан фрагмент временного сейсмического разреза по одному из профилей, секущему Исканлеровское нефтяное месторождение Сергеевско-Демский прогиб четко виден на отражающем горизонте $Д_1$, менее четко проявляется в поведении горизонта У, и совершенно не проявился на горизонте В между ПК 20 и 30.

Горстообразное поднятие Итеченское (Башкирия) очень четко проявляется на временном разрезе по характеру осей синфазности от горизонтов $Д_1$ и У (рис.39.13). По горизонту В наличие горстообразного поднятия не фиксируется.

Грабенообразные прогибы и горстообразные поднятия не всегда достаточно четко отображаются на временных разрезах. Но во всех случаях наблюдается то или иное осложнение в динамике прослеживаемых горизонтов, являющееся результатом изменения условий интерференции волн на участках разреза, осложненных дизъюнктивными нарушениями или

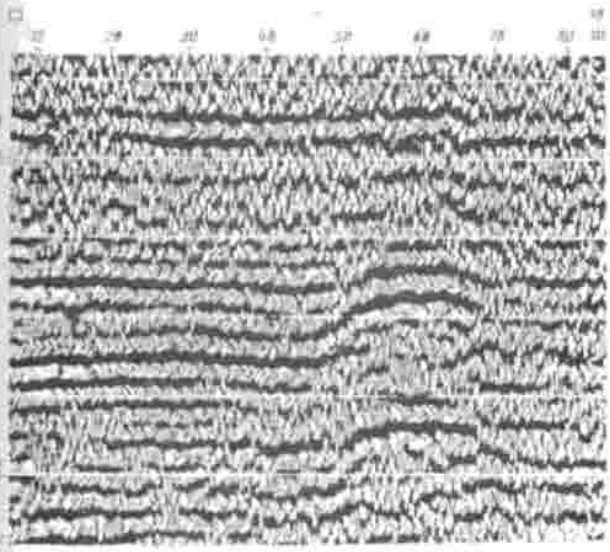


Рис.39.8. Временной сейсмический разрез по профилю, пересекающему *Ново-Ульбаевский риф в Башкирии*

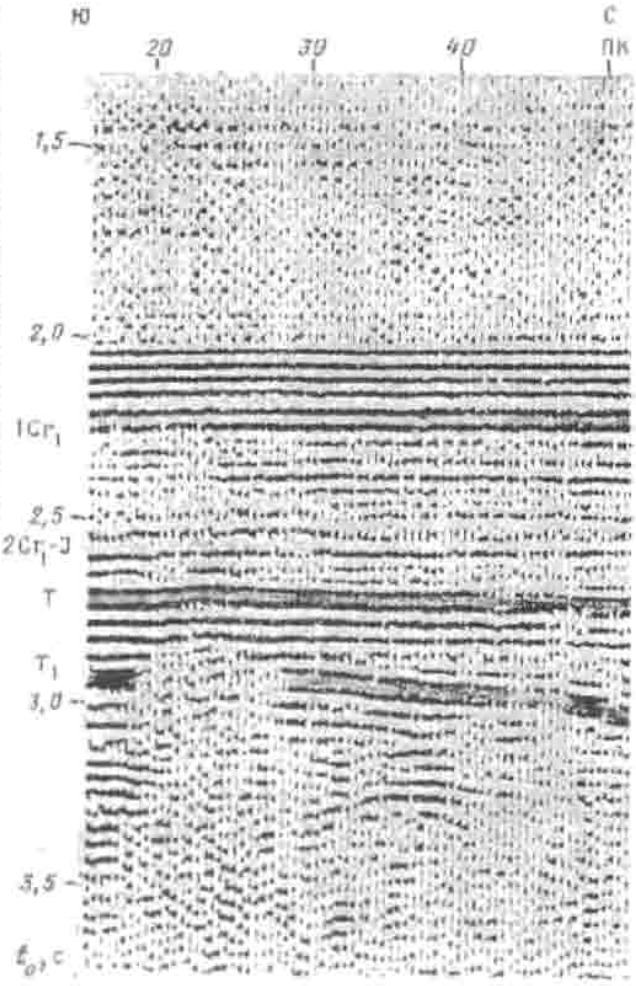


Рис.39.10. Временной сейсмический разрез по профилю, расположенному в районе Байджанского рифа Ставропольского края

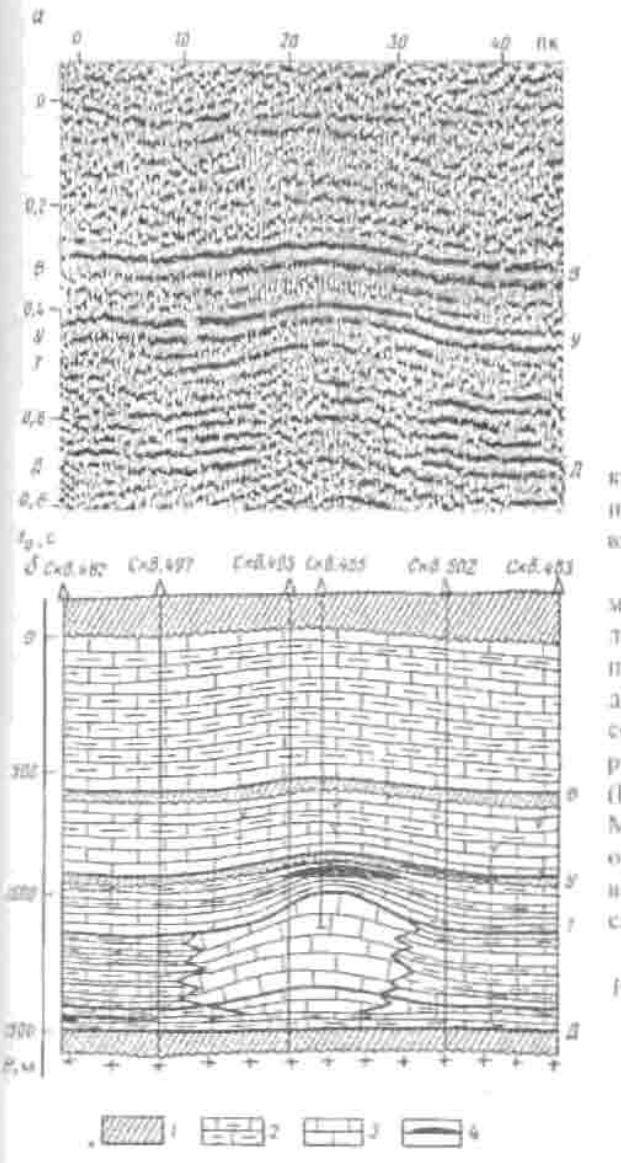


Рис.39.9. Временной сейсмический (а) и геологический разрез (б) по профилю глубоких скважин, пересекающих Быстрыкское поднятие в Татарии, связанное с верхнедевонскими рифами:
1 - терригенные породы; 2 - глинистые карбонатные породы, 3 - рифогенные карбонатные породы, 4 - залежи нефти

криволинейностью границ. При повышении кратности прослеживания отраженных волн четкость и надежность выявления таких объектов значительно возрастают.

Особо интересными объектами для поисков месторождений нефти и газа являются неантиклинальные ловушки, связанные с ограничением коллекторов по простиранию. Зоны несогласного залегания пород обычно достаточно четко фиксируются на временных сейсмических разрезах. В качестве такого примера на рис.39.14 приведен фрагмент временного разреза (Шериф и др., 1982) по одному из профилей на побережье Мексиканского залива, где поверхность несогласия $ПП_1$ образует сильные отражения. В зонах примыкания вышележащих пластов нередко обнаруживаются крупные скопления нефти и газа.

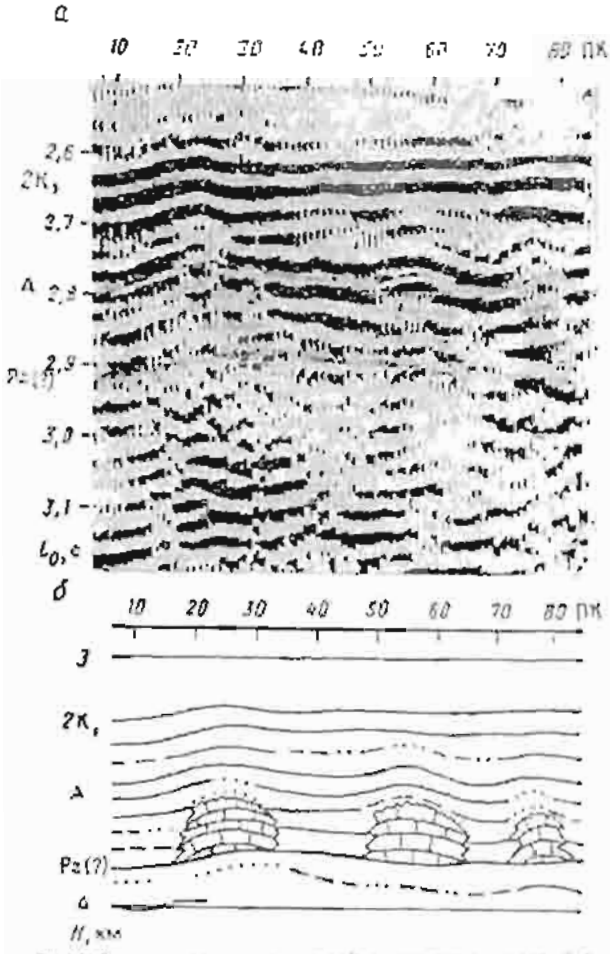


Рис. 39.11 Фрагмент временного сейсмического разреза (а) и вариант его геосейсмического истолкования (б) по профилю на Молодежном участке Прикумского нефтегазового района Ставропольского края

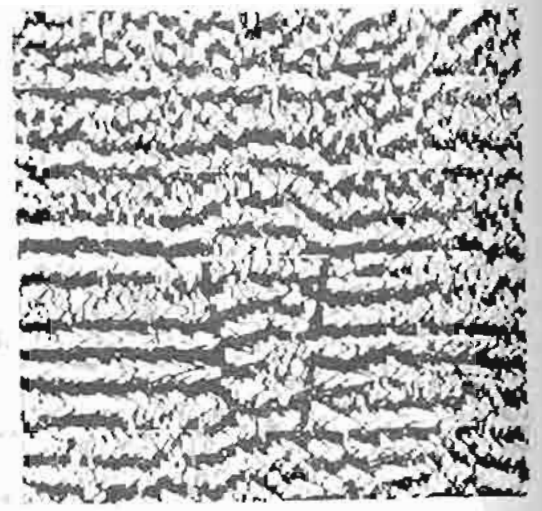


Рис. 39.12 Временной сейсмический разрез по профилю, пересекающему Сергеевско-Демский грабенообразный прогиб в Башкирии

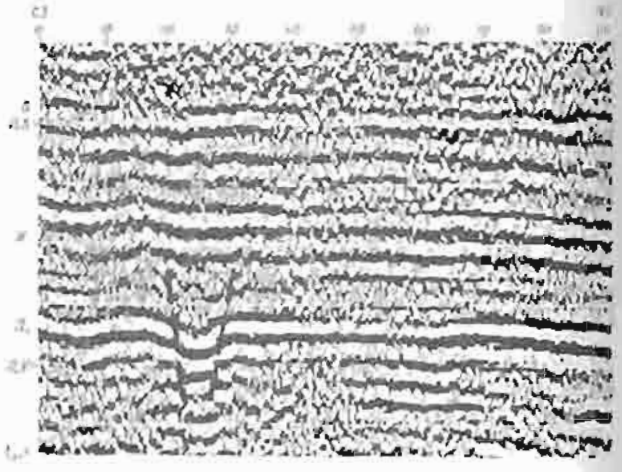
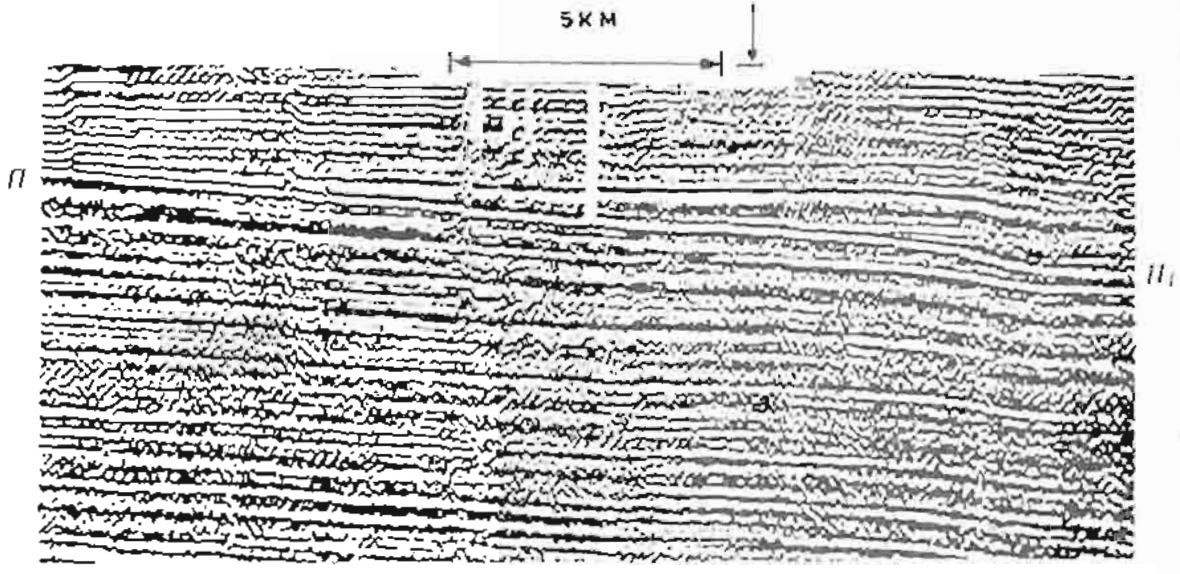


Рис. 39.13. Характер проявления Итяпченского горстовидного поднятия (Башкирия) на временном сейсмическом разрезе

Рис. 39.14. Проявление поверхности несогласия ПП, зон-х седиментационных сейсмофациальных комплексов на временном сейсмическом разрезе на шельфе Мексиканского залива



Крупная поверхность несогласия "Корсар" в Мексиканском заливе при детальных сейсморазведочных работах по методике 3D достаточно ярко отображается на временном сейсмическом разрезе (рис.39.15).

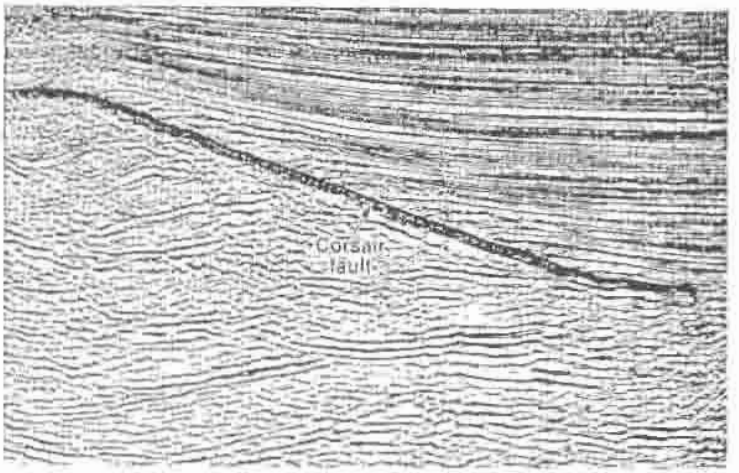


Рис.39.15. Проявление поверхности несогласия "Корсар" на временном сейсмическом разрезе по одному из профилей в Мексиканском заливе

Сейсморазведочные работы с использованием наблюдений высокой кратности открыли новые возможности по прямым поискам залежей углеводородов. Особенно успешно сейсморазведкой решаются задачи по обнаружению залежей газообразных углеводородов на основе методики выделения "яркого пятна". В качестве первого примера на рис.39.16 приведен временной сейсмический разрез, на котором достаточно четко видна амплитудная аномалия - "яркое пятно", связанная с газовой залежью в песчаниках. Результаты интерпретации данного временного разреза крупным планом показаны на рис39.17.

Для этого используются временные сейсмические разрезы, полученные с сохранением истинного соотношения амплитуд регистрируемых сигналов. Изменения в скорости распространения упругих волн, вызванные появлением в поровом пространстве породы углеводородов, часто создают амплитудные аномалии, ассоциируемые с их залежами. Поскольку аномалия чаще всего представляет собой локально увеличенную амплитуду записи, то она получила название "яркое пятно". Однако между этим индикатором углеводородов и реальными скоплениями углеводородов нет простой и универсальной зависимости. Многие "яркие пятна" вызываются целым рядом других причин. Влияние состава поровых флюидов на упругие свойства существенно выше для относительно молодых и слабо консолидированных пород. Именно поэтому методика обнаружения залежей углеводородов хорошо работает в молодых нефтегазоносных бассейнах, которые, как правило,

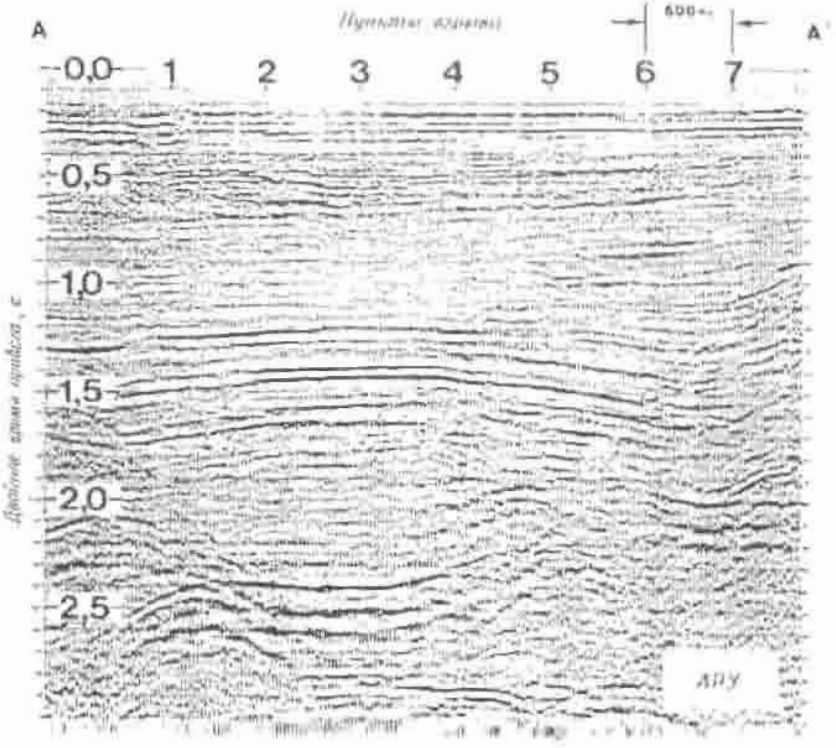


Рис.39.16. Характер проявления газовой залежи - аномалии типа *"яркого пятна"* - на временном сейсмическом разрезе по одному из профилей в *Мексиканском заливе*

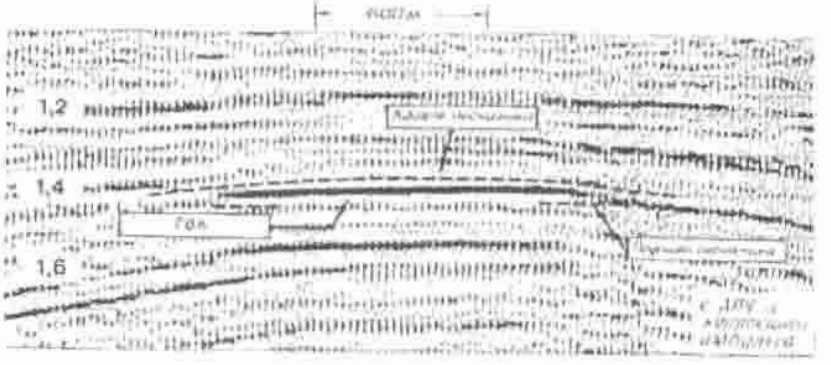


Рис.39.17. Результаты постсейсмической интерпретации фрагмента записи временного разреза с аномалией типа *"яркого пятна"*, показанной на рис.39.16

располагаются в прибрежной полосе по окраинам континентов. Замещение соленой воды углеводородами почти всегда ведет к понижению скорости распространения продольных волн. Если скорость в перекрывающих отложениях выше, чем в заполненном рассолом коллекторе, то дополнительное понижение скорости у породы - коллектора при заполнении ее углеводородами увеличивает амплитуду отражений от ее кровли. Это обстоятельство и является причиной возникновения эффекта "яркого пятна". Наоборот, если перекрывающие отложения имеют меньшие скорости, чем порода – коллектор, то наличие углеводородов уменьшит контраст и создаст "темное пятно". Такое явление иногда может наблюдаться там, где карбонатный коллектор перекрыт глинами. В отдельных ситуациях, когда межфлюидальный контакт значителен по простиранию, то могут возникать интенсивные горизонтальные отражения, которые принято называть "плоскими пятнами". Этот признак, безусловно, является наиболее информативным индикатором углеводородов. Все эти прямые признаки углеводородов обычно сопровождаются еще целым рядом других динамических особенностей на сейсмических разрезах. Только совокупность всех благоприятных признаков позволяет опытному интерпретатору давать уверенные рекомендации о местоположении залежей углеводородов.

Все вышеприведенные примеры выявления аномалий типа "яркого пятна" относятся к работам на море, где влияние неоднородностей ВЧР практически отсутствует. Однако в настоящее время уже имеются примеры успешного выделения таких аномалий и по результатам наземных сейсмических работ. На рис.39.18 приведен пример выделения на временном сейсмическом разрезе (Бинкин, 2002), полученном с использованием продольных волн (PP), амплитудной аномалии типа "яркое пятно" по ***одному из профилей Западно-Гречаной площади Западного Предкавказья. Одновременно этот же профиль был отработан*** с использованием обменных волн (PS). При сопоставлении одного и того же интервала глубин разреза обнаружено, что по данным обменных волн, в соответствии с теорией, этому интервалу глубин соответствует "темное пятно" (рис.39.19). Пространственное совпадение этих признаков является веским аргументом в пользу связи аномалии типа "яркое пятно" с газовой залежью.

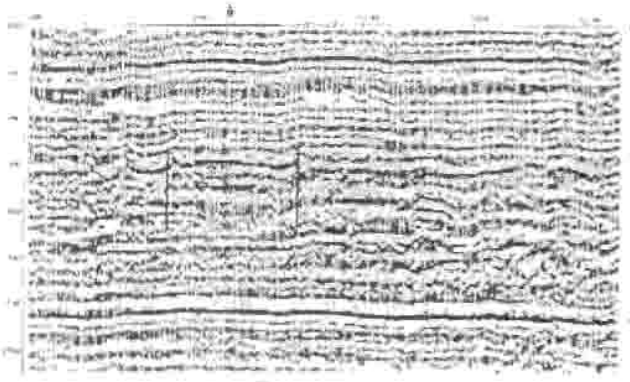


Рис.39.18. Временной сейсмический разрез по профилю 079819 на Западно - Гречаной площади (Предкавказье), отработанному с применением продольных отраженных волн типа PP ("яркое пятно")

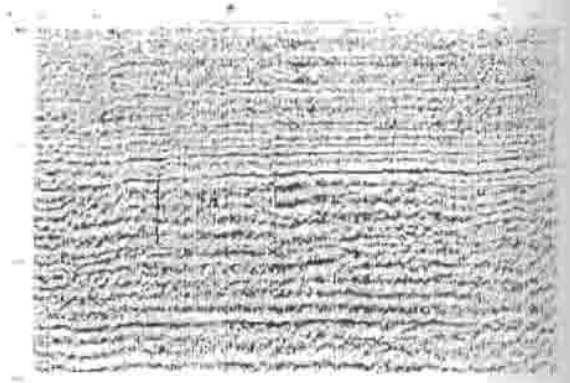


Рис.39.19. Временной сейсмический разрез по профилю 079819 на Западно - Гречаной площади (Предкавказье), отработанному с применением обменных отраженных волн типа PS ("темное пятно")

Приведенные выше примеры выделения отдельных геологических структур на временных сейсмических разрезах достаточно характерны и просты. Большинство реальных геологических *структур (объектов)* на *временных разрезах* отображаются значительно сложнее. Их истолкование требует определенных навыков и, как правило, продолжительного опыта работы в данной геологической провинции. Во всяком случае, интерпретатор всегда на основе своих знаний и представлений должен выполнять всесторонний и полный анализ временных разрезов на предмет выделения в них отдельных сейсмофациальных комплексов и сейсмофаций, элементов тектоники и установления их взаимоотношений. Эти вопросы всегда являются ключевыми при оценке качества сейсмических итоговых построений. Насколько это трудно сделать, не имея достаточно полного представления об особенностях геологического строения изучаемой части геологической среды, видно на примере временного разреза, характеризующего особенности строения западной части Баренцева моря по одному из сейсмических профилей (рис.39.20). И хотя современные интерпретационные системы, например типа DV-SeisGeo, оказывают интерпретатору существенную помощь в обнаружении и проведении разрывных нарушений на временных разрезах (Кашик и др., 2004), опыт и знания интерпретатора всегда будут решающими в объективном решении этого вопроса.

В настоящее время роль сейсморазведке на ***разведочном этапе геологоразведочного процесса*** по объективным причинам существенно возросла. Как известно (Интерпретация..1990), сейсморазведка на разведочном этапе призвана решать следующие основные задачи:

- на основе сейсмостратиграфического, динамического, палеотектонического и литофациального анализа и анализа формы сейсмической записи прогнозировать распространение коллекторов и их нефтегазонасыщения

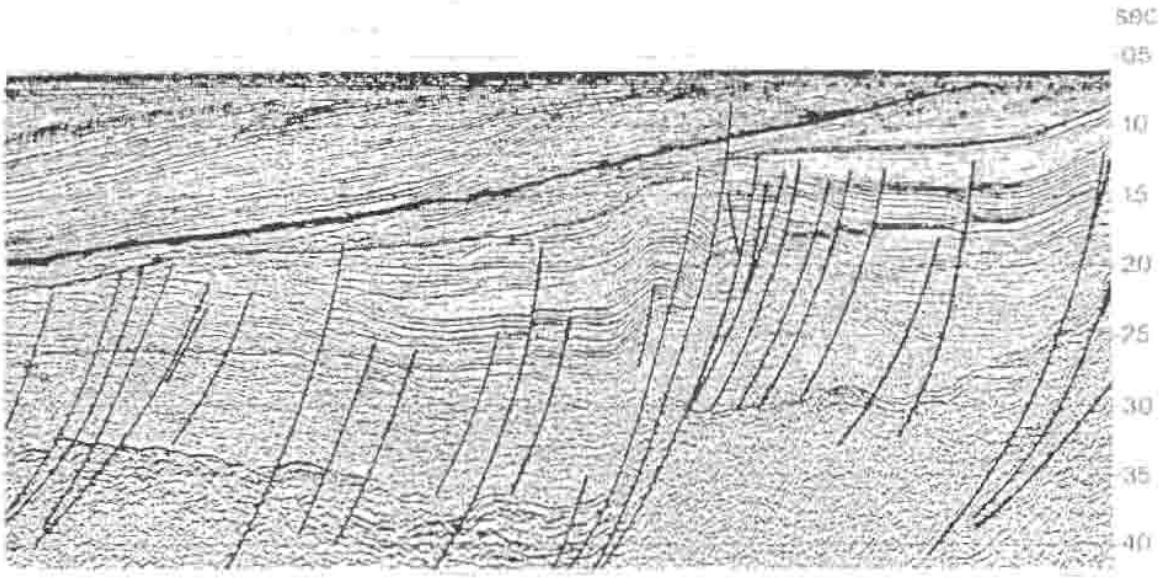


Рис.39.20. Геолого-геофизическая модель разреза по одному из профилей в западной части Баренцева моря

для оптимального размещения поисково-разведочного и эксплуатационного бурения на уже открытых месторождениях:

- выяснять, опираясь на данные бурения и ГИС, особенности поведения сейсмических (геологических) границ между буровыми скважинами;

- определять и уточнять положение контуров нефтегазоносности, опираясь на результаты сопоставления данных сейсморазведки и бурения в области внутриконтурных и законтурных скважин;

-определять параметры изучаемой части геологической среды для подсчета запасов углеводородов с целью создания объемной геологической модели как основы для последующего геолого-технологического моделирования и составления проекта разработки месторождения.

Решение этих вопросов сейсмическая разведка (наземная 3D и ВСП) может осуществлять только на основе совместного анализа данных бурения и материалов ГИС в скважинах. В последние годы особо широкое распространение получило использование сейсморазведки для получения данных, которые могут быть применены для уточнения объема запасов, распределения их по площади месторождения, оконтуривания зон запасов углеводородов категории C_1 и C_2, а также для уточнения оценки ресурсов C_3. Для этого в России сформулированы и официально утверждены технические требования к содержанию и уровню качества результатов сейсморазведочных работ 3D, которые можно использовать для подсчета запасов (Временное руководство... 2002). Этот документ, в дополнение к ранее названным в "Технической инструкции..." отчетным материалам, требует представления, в частности, следующих карт:

- использованных для прогноза подсчетных параметров атрибутов по целевым отражающим горизонтам;
- прогнозных эффективных толщин коллекторов;
- прогнозных эффективных нефтенасыщенных и газонасыщенных толщин коллекторов;
- прогнозных значений коэффициента пористости общего для коллектора и в нефтенасыщенной части пласта.

Получение численных значений параметров таких карт или их сечений (Птецов, 2002) осуществляется, в большинстве случаев, по схеме, показанной на рис. 29.21. Для этого, как это следует из приведенной схемы, необходимо иметь возможность сопоставления кубов значений различных сейсмических атрибутов и данных скважинных геофизических и геологических исследований (включая лабораторные). Выполнив качественный статистический анализ взаимосвязи нужных нам расчетных параметров с сейсмическими атрибутами, можно найти по результатам анализа соответствующих кросс-плотов наиболее тесные и устойчивые уравнения регрессии, которые и позволят нам спрогнозировать по всей площади сейсмических исследований распределение интересующих нас подсчетных параметров: эффективных толщин коллекторов, коэффициентов пористости, проницаемости, песчанистости и др. Точность и достоверность расчета подсчетных параметров для геологической модели среды не всегда может быть объективно оценена. Выполненный анализ достоверности оценки запасов и подсчетных параметров (Амплиев, 2004) на основе сравнения результатов разведки месторождений (до 1990 года) и их доразведки в период эксплуатации (с 1992 по 2002 год), показывает, что данные сейсмической разведки, заложенные в основу исходных расчетов, дают в 50% случаев вполне приемлемые по точности результаты (относительные ошибки не более 30%). Лишь в отдельных случаях (менее 10% случаев) погрешности в оценке подсчетных параметров превышают 100%. Как предполагает Ю.Н. Амплиев, это в значительной мере объясняется относительно низкой разрешенностью сейсмических данных по вертикали.

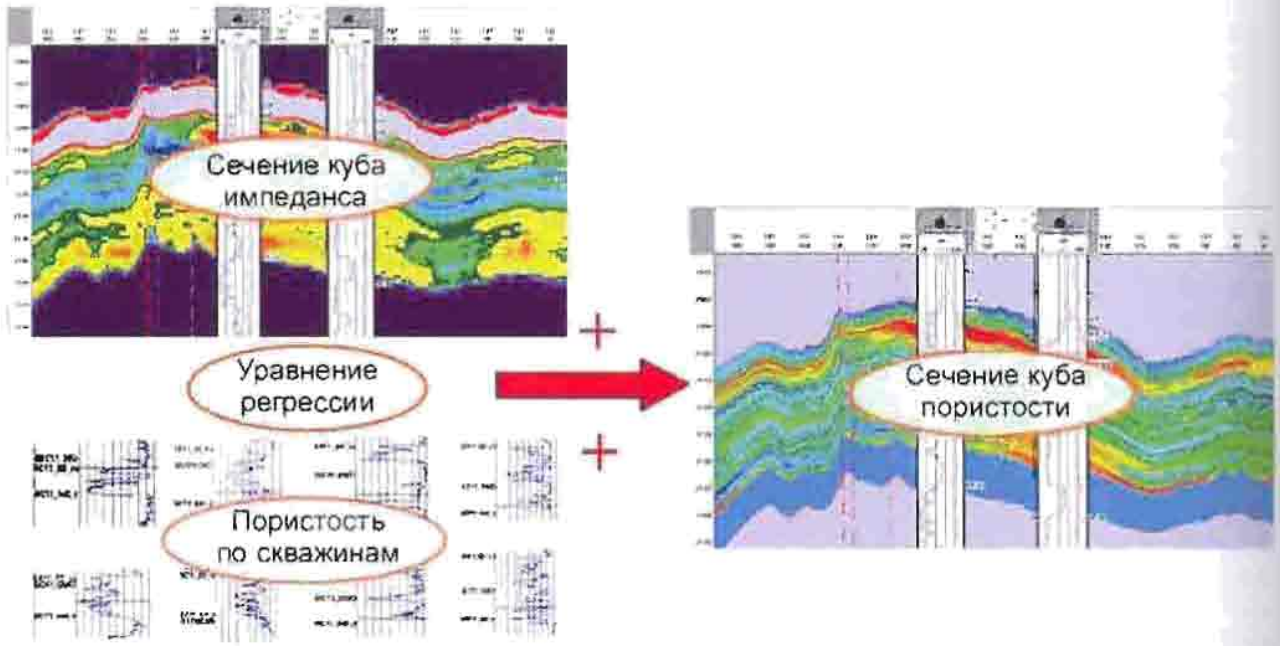


Рис. 39.21. Схема выполнения расчетов кубов пористости по данным сейсморазведки 3D, ГИС и бурения

Все вышеприведенные многочисленные примеры истолкования временных сейсмических разрезов и других материалов должны убедить читателя в том, что грамотное истолкование даже хорошо подготовленных временных сейсмических разрезов требует совокупности знаний в области геологии и геофизики, опыта работы в данной геологической провинции и умения комплексно учитывать и использовать совокупность всей имеющейся информации. Приведенные примеры лишь частично демонстрируют форму проявления многообразных геологических образований в сейсмическом волновом поле. Умение их обнаруживать на временных разрезах, правильно распознавать и интерпретировать - важнейшая задача геофизиков-интерпретаторов. Особо велика роль геофизиков-интерпретаторов в тех случаях, когда материалы сейсмической разведки используются для подсчета запасов и оценки прогнозных ресурсов при их представлении на государственную экспертизу. Навыки и квалификация интерпретаторов в этой области приобретаются многолетней и кропотливой работой с различными геолого-геофизическими материалами.

Вопросы для самопроверки

1. Перечислите основные задачи, решаемые сейсморазведкой на стадии прогноза нефтегазоносности регионального этапа геологоразведочных работ.
2. Перечислите основные задачи, решаемые сейсморазведкой на стадии оценки зон нефтегазонакопления регионального этапа геологоразведочных работ.
3. Какие задачи решает сейсморазведка на стадии выявления объектов поисково-оценочного этапа геологоразведочных работ?
4. Назовите характерные признаки проявления рифовых тел на временных разрезах.
5. Какие особенности временных разрезов характерны для районов развития соляно-купольной тектоники?
6. Какие задачи решает сейсморазведка на стадии подготовки объектов к поисковому бурению поисково-оценочного этапа геологоразведочных работ?
7. Какие задачи решает сейсморазведка на разведочном этапе геологоразведочных работ?
8. Какие дополнительные отчетные документы предусмотрены "Временным руководством..., 2002" при использовании сейсмических материалов для подсчета запасов нефти и газа?
9. Поясните схему получения подсчетных параметров геологического разреза по данным сейсморазведки 3D.

★ ★ ★ ★ ★ ★ ★



40. ПЕРСПЕКТИВНЫЕ ТЕХНОЛОГИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Введение

Основной задачей данной главы является изложение начальных представлений о новейших технологиях ведения сейсмических исследований, которые по тем или иным причинам в настоящее время еще не заняли достойного места в составе серийных производственных работ. К числу таких технологий автор относит те виды сейсмических исследований, которые находятся еще либо в стадии создания и опробования, либо в стадии эпизодического применения на производстве. Поскольку таких технологий имеется значительное количество, то при их выборе для изложения автор испытывал значительные трудности. В конечном счете, окончательное решение в этом вопросе было принято на основе субъективных представлений автора о значимости и перспективности конкретных технологий. При этом важное значение имело наличие доступных и интересных материалов открытой печати. Все это, в конечном счете, повлияло на окончательный выбор излагаемых технологий. В силу этого автор заранее приносит отдельным разработчикам свои извинения за сделанный довольно субъективный выбор при изложении содержания данного раздела.

Основным принципом, которым руководствовался автор при формировании содержания данной главы, было присутствие в излагаемых способах ведения сейсмических исследований ***существенных отличий в технологии ведения полевых работ***, в сравнении со стандартными полевыми работами по методике многократных перекрытий 2D или 3D. Эти отличия могут иметь место либо при расположении источников колебаний, либо при расположении приемников (или их типов) на площади исследований, либо тех и других одновременно. При этом в данном разделе не описываются те новые способы сейсмической разведки, которые отличаются только *иной (глубокой или последовательностью) обработки* данных стандартного метода многократных перекрытий.

40.1. Многоволновая сейсморазведка – надежда сейсморазведчиков в 21 веке

«…распространение поперечных волн является более сложным, нежели распространение продольных волн; следовательно, поперечные волны несут больше информации».
С. Крэмпин

Непрерывное усложнение задач нефтяной геологии требует адекватного совершенствования и методов их решения. В сейсморазведке эти требования в значительной мере сводятся к необходимости с ее помощью решения задач по прогнозированию вещественных характеристик геологической среды, типа флюидов и свойств трещинных коллекторов. Решение таких задач с помощью сейсмических методов разведки, как это следует из теоретических основ метода, возможно только на базе глубоких и надежных знаний характера распределения упругих и других свойств в среде. Эти данные можно получать путем изучения свойств полного волнового поля, что означает эффективное использование, наряду с продольными волнами, и волн других типов. В первую очередь это относится к поперечным и обменным волнам. Сейсмические исследования такого типа с использованием широкого спектра волн по инициативе Н.Н. Пузырева в СССР (Пузырев и др., 1985, Пузырев, 2003) стали называть ***многоволновой сейсморазведкой (МВС)***.

Начатые еще в СССР в первые послевоенные годы исследования в этой области долгое время в мире были пионерными. Такие работы выполнялись как исследовательскими (ВНИИГеофизика, Институт геологии и геофизики СО АН СССР и др.), так и производственными организациями страны (тресты "Спецгеофизика", "Татнефтегеофизика", "Башнефтегеофизика", "Иркутскгеофизика" и др.). Этими работами было доказано, что волновые поля поперечных волн типа SH обладают наибольшей простотой по сравнению с волновыми полями других типов волн (рис.40.1). По комплексу результатов скважинных и наземных наблюдений было доказано, что опорные отражающие границы, как правило, являются таковыми для всех типов волн (рис.40.2). Была экспериментально обнаружена достаточно четкая азимутальная анизотропия в скоростях распространения упругих волн. На этом основании был сделан вывод об ее определяющем влиянии на скорость распространения и поляризацию двух типов регистрируемых поперечных волн (S_1 и S_2), распространяющихся в анизотропных средах. Также был найден способ, позволяющий по на основе поляризационного анализа интерференционного поля этих двух типов поперечных волн, разделять его на "быструю" и "медленную" волны S_1 и S_2. Определен круг задач, при решении которых технология МВС наиболее эффективна. Таким образом, можно констатировать, что к началу 90-х годов в СССР в основном были разработаны физико-геологические основы технологии МВС и созданы все условия для успешного решения разведочных задач по поиску перспективных ловушек не только по морфологическим (структурным) признакам, но и по характеру изменения вещественного состава разреза, получению дополнительных сведений о внутренней структуре слагающих разрез горных пород – их

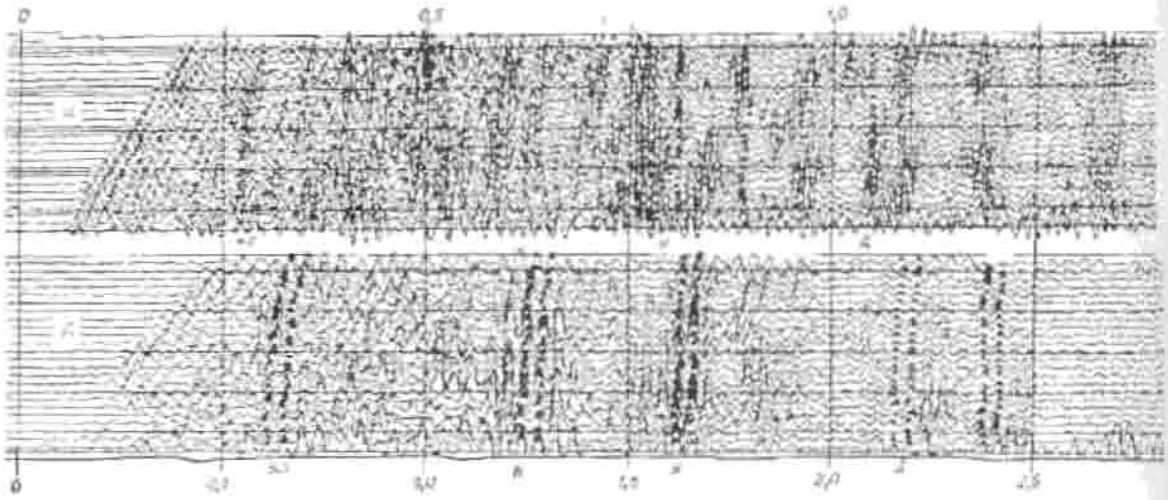


Рис. 40.1. Сравнительный вид записи продольных PP (а) и поперечных SH (б) отраженных волн на одном из сейсмических профилей МОВ Республики Татарстан, 1971 год

трещиноватости, тонкослоистости и напряженном состоянии. До 1991 года по методике МВС в СССР ежегодно работало около 20 сейсморазведочных партий, что соответствовало 10% от общего объема сейсморазведочных работ. За рубежом объемы таких работ не превышали 5%. В настоящее время объемы работ по методике МВС за рубежом уже превышают 30%, тогда как в России такие работы почти прекращены (Кузнецов В.М., 2003).

За рубежом использование поперечных и обменных волн началось значительно позднее. Однако объемы этих работ постепенно возрастали, многие результаты, полученные советскими специалистами, были независимо повторены. Постепенно произошел отказ от использования чисто поперечных волн и переход на использование обменных волн типа PS в сочетании с продольными волнами типа PP. В качестве основных интерпретационных моделей сред стали преобладать анизотропные модели. Стали регулярно применяться многокомпонентные съемки 3D/ 3C суше и особенно 3D/4C на морском дне. История формирования технологии многоволновой сейсморазведки в прошлом веке в представлении известного французского геофизика Гаротты (Garotta, 2000) выглядит так, как показано рис.40.3.

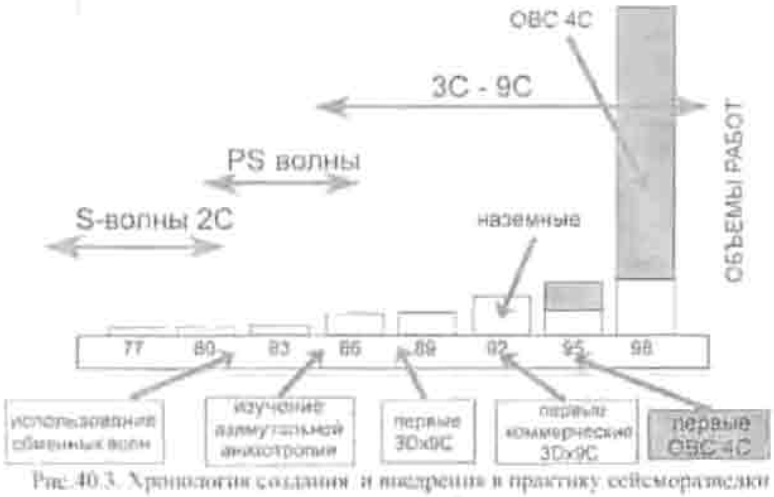


Рис. 40.3. Хронология создания и внедрения в практику сейсморазведки методов поперечных и обменных волн

Результатом таких работ стало широкое использование временных и глубинных разрезов, построенных по волнам PP и PS на базе анизотропных интерпретационных моделей сред. Получило массовое распространение построение схем и карт распределения физических характеристик (трещиноватости, пористости и др.) в среде с выходом на указание мест расположения пород-коллекторов (physical characterization). Наибольшая доля объемов работ за рубежом по технологии МВС приходится на США -42%, на Европейские страны - 35%.

В современной технологии МВС четко наметилось два направления: совместное использование отраженных продольных PP и обменных PS волн и монотипных продольных PP и поперечных SS волн. Преимуществом первого направления является применение стандартных способ возбуждения колебаний, расширение возможностей изучения отражающих границ раздела, определение петрофизических свойств отложений, включая, при благоприятных условиях, уровень трещиноватости. Сейсморазведка на монотипных волнах PP и SS волнах требует применения специальных источников колебаний, систем наблюдений и способов обработки, что существенно удорожает полевые работы.

В настоящее время в России начинается вновь проявляться интерес к использованию наземных методов МВС. Их развитие должно базироваться на результатах, которые уже были достигнуты ранее. На основе отечественного опыта опробования в разных регионах работ по технологии МВС (Ведерников и др., 2004) ранее была установлена ее высокая эффективность при решении широкого круга геологических задач:

- разведка пологих структур и малоразмерных рифов на Русской платформе;
- прогноз нефтегазоносности в районах Западной Сибири;

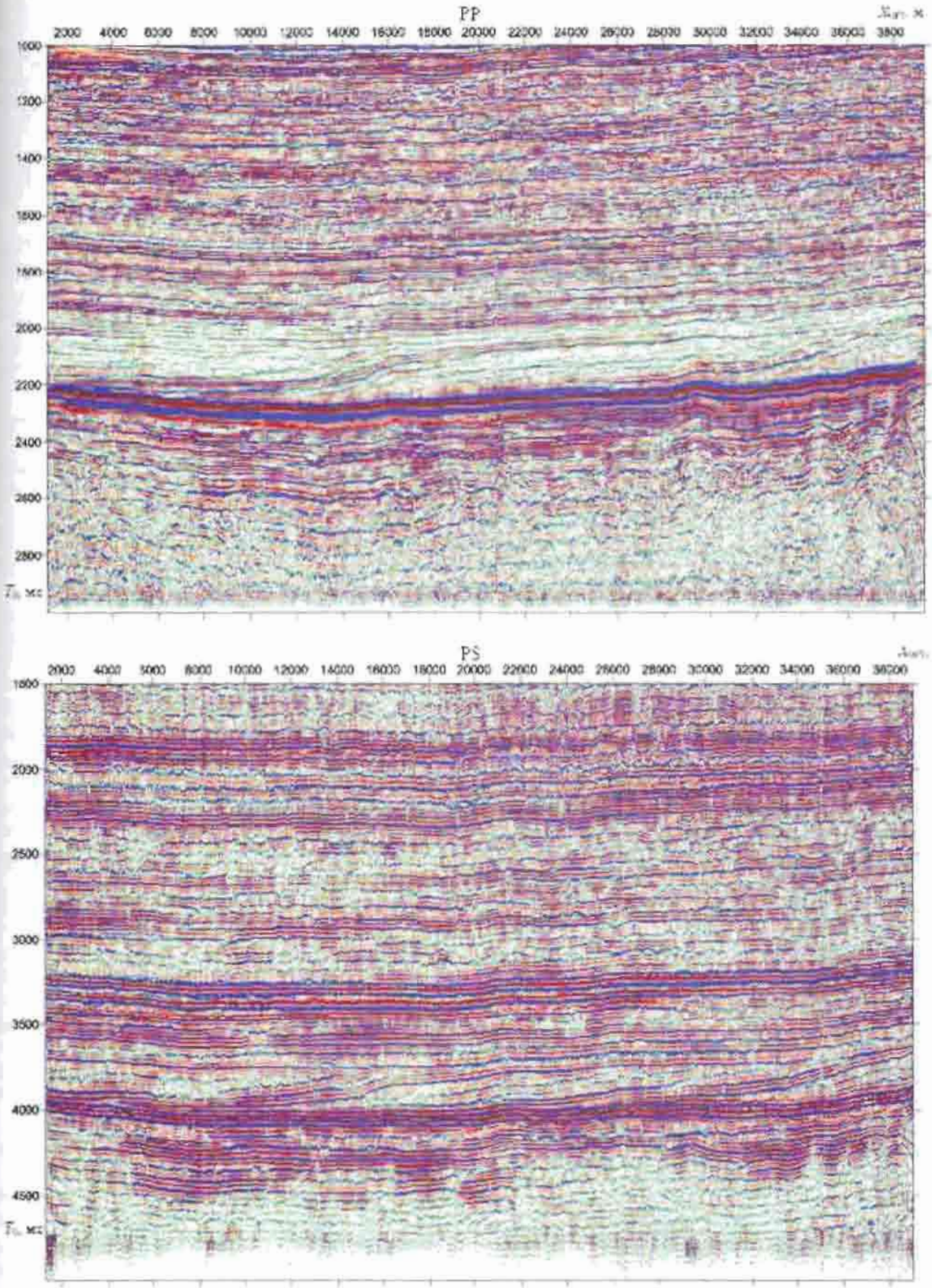


Рис. 40.2. Сравнительный вид временных разрезов по одному и тому же профилю в одном из районов Западной Сибири, построенных соответственно по данным продольных (вверху) PP волн и обменных волн PS (винтуг, 1986 год

- распознавание казье.

Западная Сибирь и др.);

- выявление анизотропных интервалов разреза по характеру поляризации поперечных и обменных волн (Прикаспийская впадина, Западная и Восточная Сибирь и др.).

Интерпретационный этап обработки данных МВС дополнительно включает ***определение природы интерпретируемых волн*** и ***отождествление волн разных типов***, приуроченных к одним и тем же геологическим объектам. Главное содержание интерпретации – определение ***новых комплексных параметров*** и ***обобщение результатов*** автономной интерпретации каждого из типов волн в отдельности для получения единого геологического результата.

Определение природы зарегистрированных волн является важнейшим этапом интерпретации и основывается на следующих факторах (Интерпретация..., 1990):

- на анализе характера поляризации сейсмических волн в точках приема;
- на изучении закономерностей изменения типа поляризации сейсмических волн в точках их регистрации при изменении направленности воздействия используемых источников колебаний;
- на сопоставлении времен регистрации сейсмических волн и их динамических характеристик с результатами теоретических расчетов для известных моделей сред.

Отождествление волн разных типов, приуроченных к одним и тем же геологическим объектам – ключевой этап интерпретации данных МВС. Именно здесь закладывается реализация преимущества этого вида сейсморазведочных исследований.

Основные разведочные преимущества МВС обобщенно состоят в том, что по данным материалам регистрации обменных или поперечных волн можно получить:

- *новое представление о структурном строении* изучаемой части среды, поскольку для этих волн физическая природа отражательной способности геологических границ отлична от аналогичных свойств для продольных волн;

- объективное *представление о распределении в среде нового упругого параметра - скорости распространения поперечных волн* и, на этой базе, представление о целом ряде других, важнейших характеристиках, дающих уже представление о строении нефтегазоносных резервуаров.

В настоящее время технологии применения МВС реализуются преимущественно *в двух модификациях*:

-вертикальное сейсмическое профилирование с регистрацией вертикальных и горизонтальных компонент поля (ПМ ВСП);

- наземные профильные (2D/2C или 2D/3C) или площадные (3D/2C или 3D/3C) исследования с регистрацией двух или трех компонент волнового поля.

Конечно, наиболее оптимальными следует считать совместное выполнение таких работ по обеим вышеназванным технологиям. К сожалению, по ряду причин это оказывается не всегда возможным.

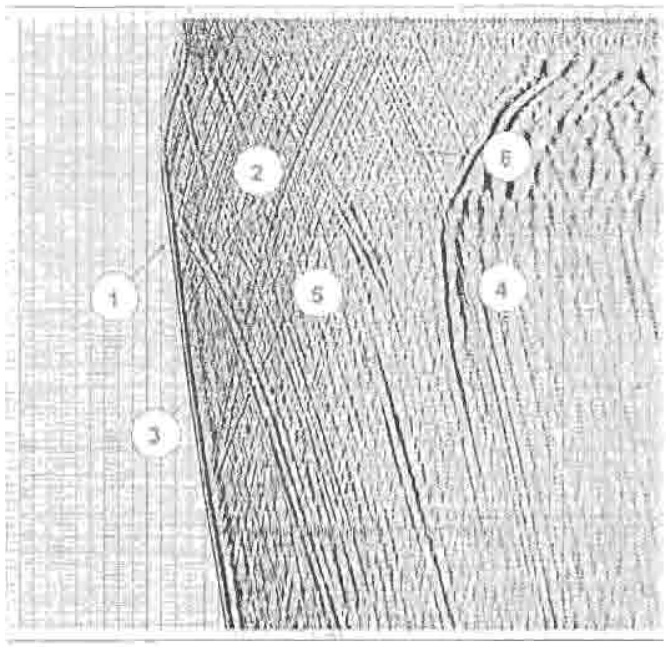


Рис.40.4. Структура волнового поля ВСП, зарегистрированного в одной из скважин на площади исследований:

1-прямая падающая продольная волна, 2 - отраженные продольные волны, 3 - продольная волна -спутник, 4 - прямая поперечная волна, 5 - падающие и восходящие обменные волны, 6 - кратные отраженные продольные волны

Вертикальное сейсмическое профилирование позволяет достаточно просто понять характер регистрируемого волнового поля в скважине и, путем его сопоставления с данными наземных наблюдений, более надежно отождествить все (большинство) регистрируемых на поверхности отраженные волны с конкретными отражающими горизонтами. Это позволяет, в конечном счете, осуществить четкую приуроченность зарегистрированных отраженных волн с конкретными геологическими образованиями (границами).

Рассмотрим для примера результаты работ ОАО "Ханты-мансийскгеофизика" по технологии ВСП на одной из площадей Западной Сибири. Наблюдения в изучаемой скважине были выполнены из серии пунктов возбуждения, которые располагались как вблизи устья скважины, так и на значительных удалениях по разным азимутам. На рис.40.4 показана одна из зарегистрированных сейсмограмм ВСП, полученная из удаленного пункта возбуждения. На сейсмограмме отчетливо видны основные типы сейсмических волн, формирующих волновое поле в данном районе исследований. Особенно следует подчеркнуть, что интенсивность прямой поперечной волны на записи

весьма значительна. Также хорошо на этой записи, наряду с отраженными продольными (PP) волнами, просматриваются и обменные (PS) отраженные волны. Интерпретация такого волнового поля, выполненная В.Я. Гидионом и М.М. Пузиковой, позволяет, в конечном счете, получить достаточно детальное представление о характере распределения в окрестности скважины скоростей распространения продольных и поперечных волн (рис.40.5). Одновременно эти материалы, обработанные по соответствующей технологии, позволяют осуществить взаимоувязку результатов скважинных и наземных работ (рис.40.6).

Таким образом, использование волн различных типов при скважинных исследованиях позволяют существенно расширить возможности сейсморазведки при изучении нефтегазоносных объектов.

Особенно ярко структура волнового поля поперечных волн видна при записи горизонтальных компонент поля. На рис.40.7 приведены материалы ВСП по скважине на месторождении Alba в Северном море (MacLeod и др., 1999). К сожалению, в зарубежных компаниях данные ВСП принято приводить в форме, отличной от принятой в России. Тем не менее, на этих материалах так же весьма отчетливо видны как падающие и восходящие поперечные, так и обменные волны.

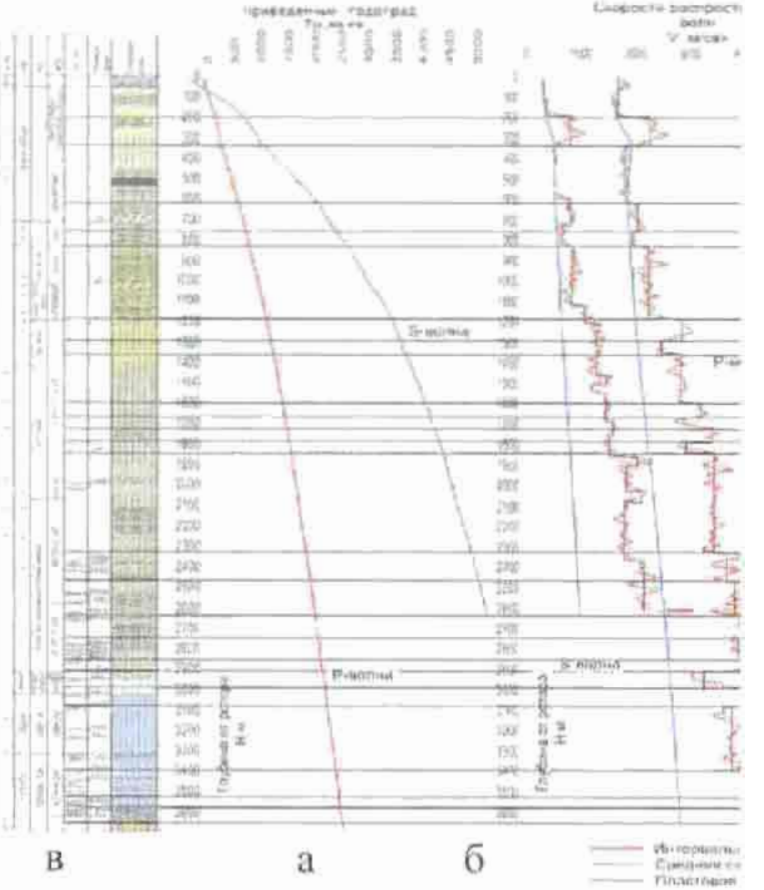


Рис.40.5. Приведенные вертикальные годографы продольных и поперечных волн (а), результаты вычислений пластовых скоростей продольных и поперечных волн (б) в сопоставлении с геологическим разрезом по скважине (в)

В настоящее время в отечественной и зарубежной сейсморазведке существует постоянный и устойчивый интерес к проведению в глубоких скважинах многокомпонентного вертикального сейсмического профилирования (ВСП) с использованием широкого круга волн различной поляризации. Отечественные технические средства и методика многокомпонентного профилирования в скважинах (ВСП) по-прежнему соответствуют мировому уровню. Получаемые при этом результаты являются прекрасным опорным материалом, позволяющим распространять в околоскважинное пространство результаты геофизических исследований в скважинах (материалы ГИС и сейсморазведки ВСП). Кроме того, эти материалы служат хорошей основой и для совершенствования наземной методики МВС.

Как уже говорилось выше, наиболее значительные объемы работ по технологии МВС выполняются зарубежными компаниями и, преимущественно, при работах на морских месторождениях углеводородов. В качестве одного из таких интересных примеров, иллюстрирующего возможности совместного использования продольных и обменных волн (MacLeod и др., 1999) рассмотрим результаты сейсморазведочных работ на одном из месторождений нефти в Северном море на месторождении Alba (рис.40.8).

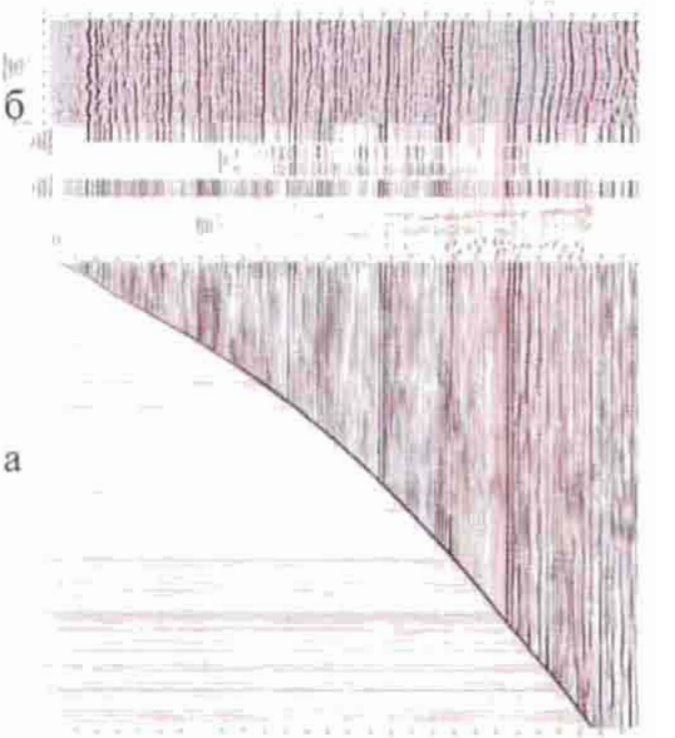


Рис.40.6. Результаты сопоставления материалов интерпретации данных ВСП по скважине (а) с наземным временным разрезом (б) по профилю, проходящему вблизи скважины

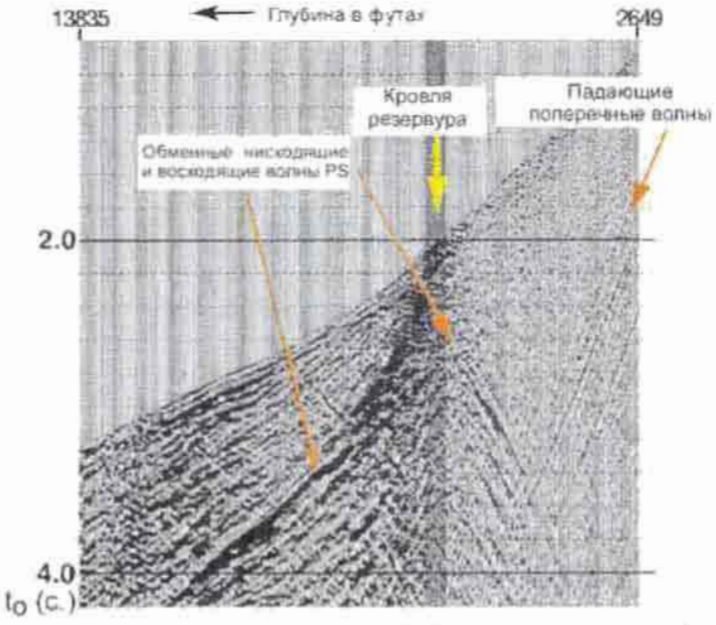


Рис. 40.7. Структура волнового поля ВСП на месторождении Alba. Отчетливо видны интенсивные падающие и восходящие поперечные обменные волны

Месторождение Alba, расположено в центральной части Северного моря и состоит из высокопористых неконсолидированных турбидитовых русловых песков эоценового возраста. Функцию покрышки выполняют низкопроницаемые глинистые сланцы. Месторождение расположено ниже уровня моря на 1900 м, средняя глубина моря - 40м. Длина основного русла – приблизительно 9 км, ширина - 1.5 км, мощность – до 100 м. Русло содержит прерывистые массы глинистых сланцев, относящихся к внутренней части коллектора, которые могут стать причиной значительных проблем при бурении, завершении и эксплуатации. Несколько скважин вскрыли маломощные прерывистые нефтенасыщенные пески, которые непосредственно перекрывают основное песчаное русло Alba.

Добыча нефти ведется из 15 горизонтальных скважин, пробуренных с одной платформы в северной части месторождения. С декабря 1993 года, было добыто 130 млн. баррелей нефти. В настоящее время, месторождение ежедневно дает приблизительно 80 000 баррелей нефти. Внутрипластовое давление поддерживается путем нагнетания воды из четырех скважин. Разработка месторождения продолжается. Планируется бурение нескольких новых скважин.

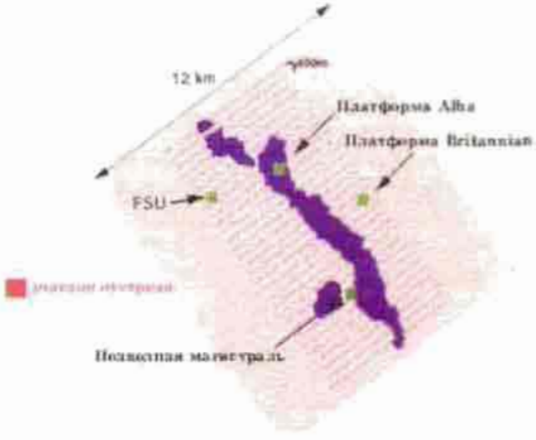


Рис. 40.8. Схема расположения сейсмических профилей при работах на месторождении Alba

Детальные сейсморазведочные работы на этом месторождении были выполнены еще в 1989 году по технологии 3D. В 1998 году, после 5 лет эксплуатации этого месторождения возникла необходимость уточнения положения водонефтяного контакта, выбора направления горизонтальных добычных стволов скважин и расположения дополнительных закачивающих скважин. Для решения этих вопросов было рекомендовано провести повторную съемку 3D. Однако при этом было решено выполнить съемку с донными косами (OBC-ocean bottom cable), т.е. выполнить съемку 3D/3C. Таким образом, по результатам такой съемки рассчитывали получить материалы как для анализа волнового поля обменных волн, так и материалы для анализа изменений волнового поля продольных волн за прошедшее с момента первой 3D сейсмической съемки время. Типичная запись двух компонент поля донным каналом показана на рис.40.9. На записи отчетливо видно, что на вертикально ориентированном сеймоприемнике регистрируются преимущественно продольные волны, а на горизонтально ориентированном (in-line) сейсмоприемнике - обменные (поперечные) волны. Всего было отработано 14 полос длиной 14 км.

По результатам интерпретации временных разрезов, полученных на продольных волнах, на времени около 2с

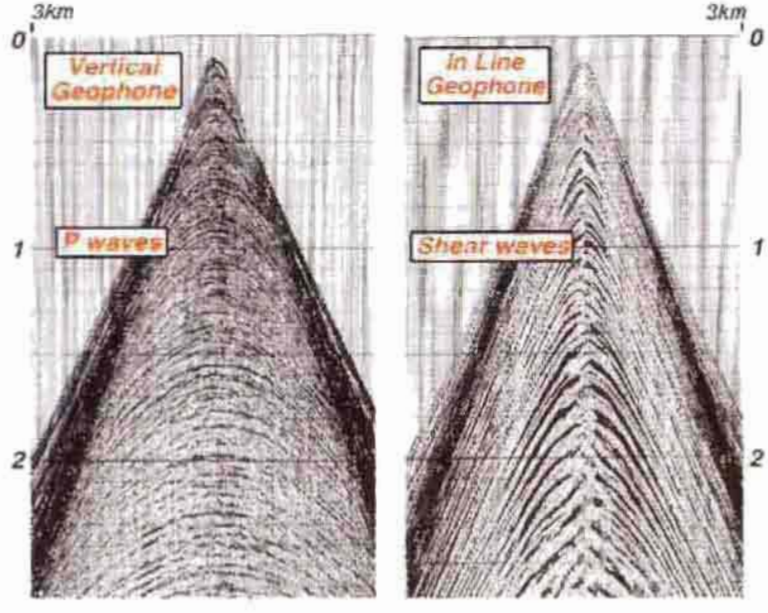


Рис. 40.9. Сравнительный характер записи волнового поля на вертикально (а) и горизонтально (б) ориентированных донных сейсмоприемниках при работах OBC на месторождении Alba

достаточно четко видна сейсмическая граница, приуроченная к водонефтяному контакту (ВНК-OWC-oil-water contact) (рис.40.10). На полученном разрезе весьма четко прослеживается интенсивное отражение от поверхности ВНК и весьма слабое отражение от кровли песчаного резервуара. На разрезе продольных волн ***практически не находит*** отображения кровля песчаного резервуара, расположенная почти на 70 м. выше. Такой характер волнового поля подтверждают материалы акустического каротажа (рис.40.11).

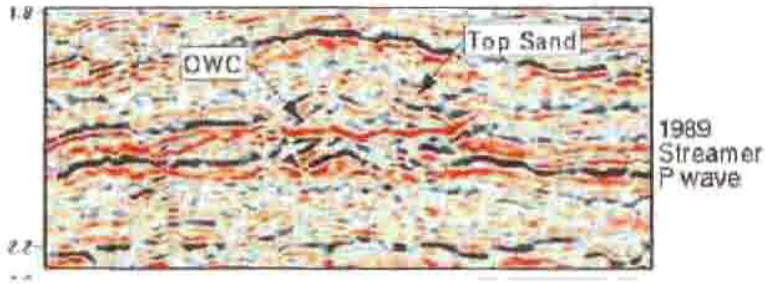


Рис. 40.10. Временной разрез по одному из сейсмических профилей, отработанных в1989г с плавающей косой, на котором четко видно отражение от ВНК

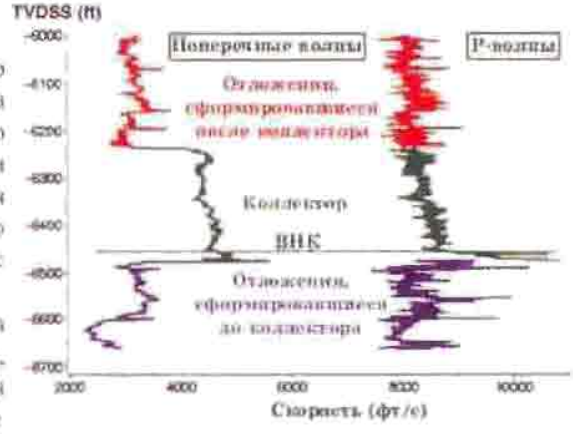


Рис. 40.11. Материалы акустического каротажа на продольных и поперечных волнах в области кровли и подошвы резервуара Alba

Наоборот, на временном разрезе, построенном по данным обменных волн по материалам OBC съемки (1998г.) на времени между 3.6 с и 3.8 с (рис.40.12) отчетливо прослеживаются отражения, которые соответствуют кровле и подошве резервуара. При этом качество изображения песчаного резервуара по данным обменных волн намного лучше, чем изображение по данным P-волн, полученных с применением плавающих кос.

Существенно более высокая информативность на этом месторождении временных разрезов на обменных волнах, зарегистрированными вблизи центральной части месторождения, хорошо видна в на уровне коллектора Alba, где изображение намного лучше изображения, полученного по данным P-волн. В более глубокой части разреза на уровне горизонта Britannia имеет место обратная картина (рис.40.13). Отсюда с очевидностью следует, что совместное использование продольных и обменных волн на этом месторождении существенно расширяет возможности сейсмической разведки.

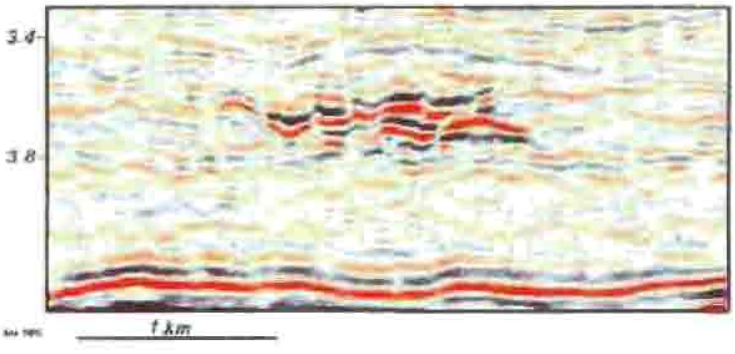


Рис. 40.12. Фрагмент временного разреза в области резервуара Alba, полученный по данным записей донной сейсмической косы (OBC). Четко прослеживается кровля и подошва песчаного резервуара

Кроме получения новых видов сейсмических изображений геологической среды, получение и использование волн различной поляризации открывает возможность реализации более универсального и объективного подхода к изучению важнейших свойств резервуаров, дающих возможность выполнять геолого-экономическую оценку открытых месторождений углеводородов. При этом решающим параметром геологической среды, извлекаемым из волнового поля обменных волн, является скорость распространения поперечных волн и ее соотношение со скоростью распространения продольных волн $\Gamma = Vp/Vs$. Этот параметр среды, или вычисляемый на его основе коэффициент Пуассона, весьма чувствителен к характеру флюидонасыщения горных пород. Поэтому изучение таких параметров среды как трещиноватость, пористость и флюидонасыщенность в настоящее время невозможно без знания скорости поперечных волн в среде. И хотя определение коэффициента Пуассона (или некоторых связанных с ним других сейсмических атрибутов по технологии AVO-анализа) возможно некоторыми косвенными измерениями, тем не менее, наиболее объективное представление о скоростях распространения поперечных волн возможно только путем прямых определений по данным МВС.

В качестве одного из примеров совместного использования продольных и поперечных волн рассмотрим результаты сейсмических работ (Margrave и др., 2001) на известном месторождении Блэкфут в пт. Альберта (Канада). Целью проведенных сейсмических работ по технологии 3D/3C было детальное изучение системы каналов (палеорусел) нижнемелового возраста на глубине около 1,4 км. Эти каналы, заполненные глауконитовыми песками или глинистыми сланцами, широко распространены по площади исследования. Поскольку было много стадий формирование каналов, то они в плане накладываются друг на друга. Ширина

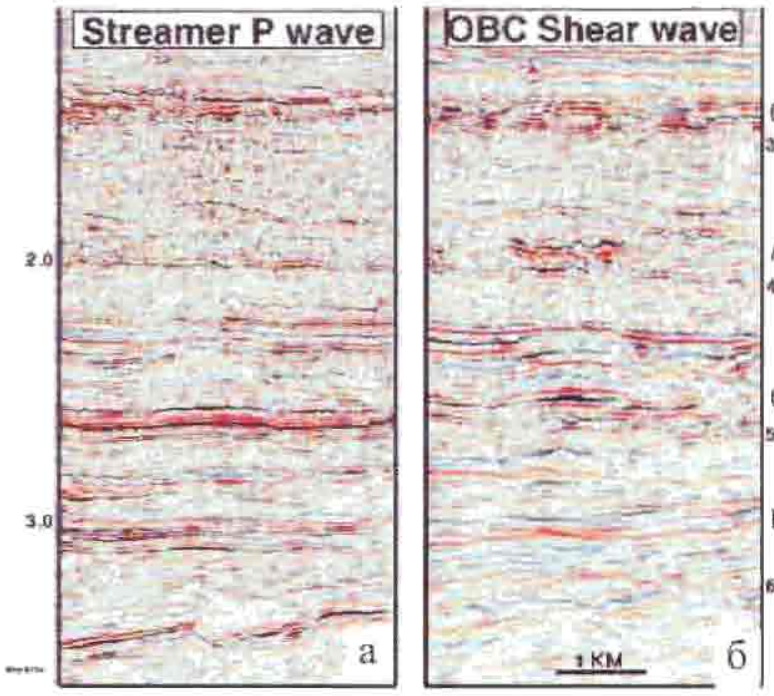


Рис. 40.13. Сравнительный вид двух временных разрезов, полученных по данным продольных волн (а) и данным обменных PS волн (б) на месторождении Alba

типичного русла около 100 метров. Пески, заполняющие эти каналы, имеют высокую пористость. Верхние по разрезу каналы, как правило, газонасыщены. Нижние по разрезу каналы либо нефтенасыщены, либо водонасыщены.

Совместное использование записей продольных (PP) и обменных волн (PS) может позволить установить различие в флюидонасыщенности этих резервуаров. По результатам обработки данных 3D/3C раздельно изучались сейсмические атрибуты, описывающие характер флюидонасыщенности, как по продольным волнам, так и по обменным волнам. Наиболее информативным при этом оказался атрибут, полученный на основе совместного анализа изменения амплитуд PP и PS-волн в зависимости от удаления "источник-приемник". Построенная карта приращений этого атрибута относительно фонового уровня на площади (рис.40.14б) существенно лучше согласуется с имеющимися данными бурения. Наоборот, карта этого же параметра, построенная только по данным продольных волн (рис.40.14а), не может однозначно объяснить распределение на площади исследований "сухих" и продуктивных скважин.

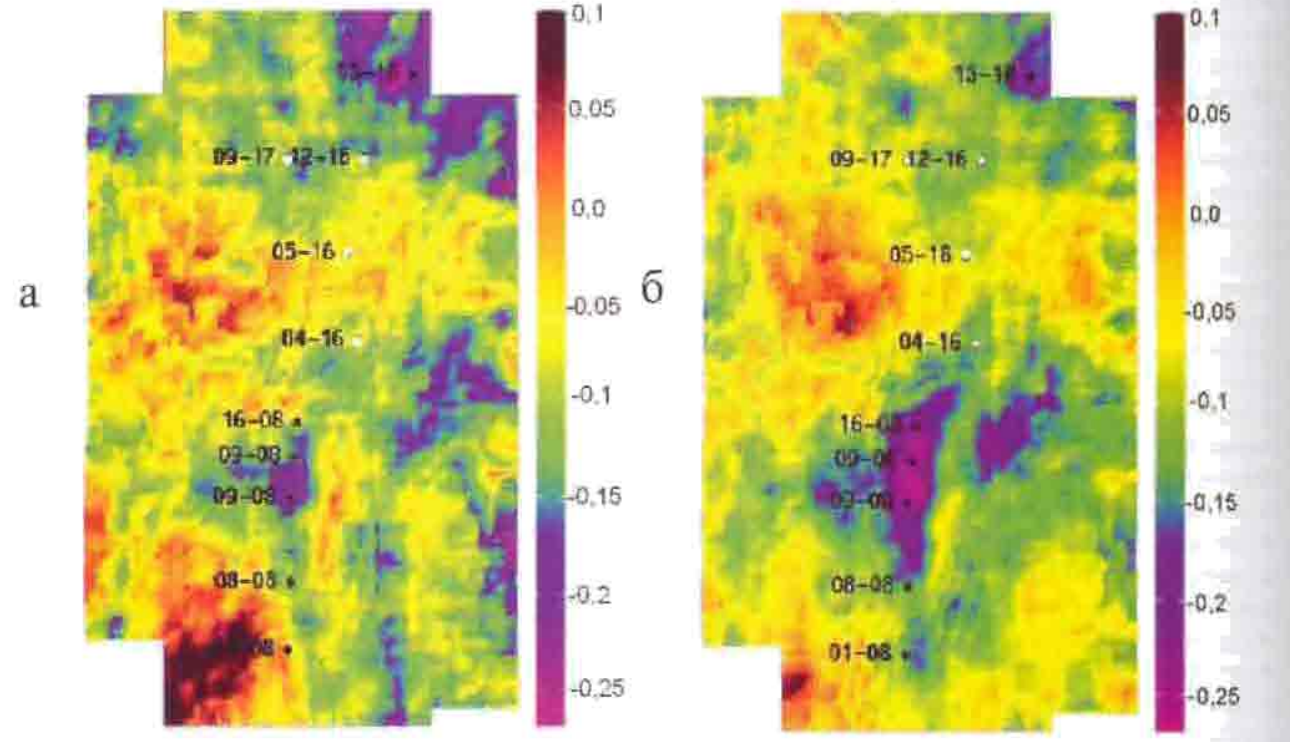


Рис. 40.14. Карта распределения комплексного атрибута на уровне кровли верхнего палеоруслa, найденного только по данным P-P волн (а) и на основе совместной обработки записей P-P волн и P-S волн (б).

Черными точками на площади исследования показаны скважины с притоками газа, белыми - показаны "сухие" скважины. Все продуктивные скважины на правом рисунке расположены в области отрицательных значений (синий цвет) рассматриваемого атрибута. На левом рисунке такая однозначная связь между расположением продуктивных скважин и распределением изучаемого атрибута отсутствует

Работы по технологии МВС не могут заменить в обозримом будущем сейсморазведку на продольных волнах. Но эта технология может и должна иметь свою нишу в комплексе работ на нефть и газ в целом ряде случаев и районов, где традиционно используемая технология дает неоднозначные и, зачастую, неопределенные результаты. Представление о месте технологии МВС на различных этапах геологоразведочного процесса можно получить из схемы (Кузнецов В.М., 2003), приводимой на рис.40.15.

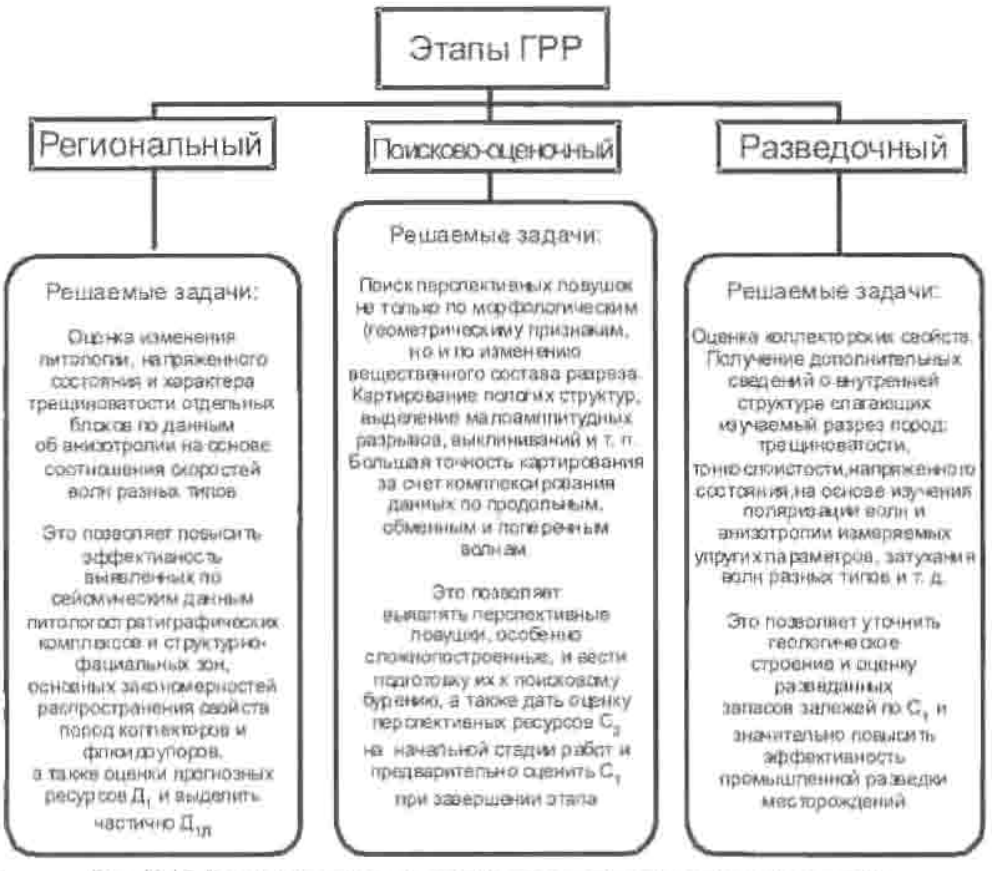


Рис. 40.15. Роль и место многоволновой сейсморазведки на различных этапах геологоразведочных работ на нефть и газ

Приведенные выше материалы свидетельствуют о том, что совместное применение продольных, поперечных и обменных волн открывает существенно новые возможности для изучения месторождений нефти и газа с помощью сейсмической разведки. Для того чтобы применение комплекса продольных и поперечных волн (МВС) стало промышленной технологией, необходимо дальнейшее совершенствование как технологии их возбуждений и регистрации, так и совместной их обработки результатов таких наблюдений. Можно надеяться, что такие задачи будут успешно решены сейсморазведчиками в XXI веке.

40.2. Сейсморазведка высокого разрешения

Во многих нефтегазоносных провинциях мира традиционная сейсморазведочная технология поисков и разведки месторождений, ориентированная на изучение крупных и средних по размерам структурных и неструктурных типов ловушек, в значительной мере исчерпала свои возможности. С другой стороны, по мнению большинства геологов-нефтяников, запасы углеводородного сырья, содержащегося в малоразмерных структурных, неструктурных и нетрадиционных мало изученных типах ловушек, не уступает по величине запасам в крупных ловушках. Отсюда следует, что изучение и освоение малоразмерных и сложно построенных залежей углеводородов представляется одним из основных резервов устойчивого и долговременного обеспечения человечества энергетическими и химическими ресурсами. Решение таких задач геофизики связывают с возможностями *повышения разрешающей способности сейсмической разведки*. При этом сейсморазведчики под *повышением разрешающей способности* сейсмического метода всегда понимают синхронное повышение как ***временной*** (***глубинной***), так и ***пространственной*** разрешенности сейсморазведки.

Вопросами усовершенствования методов сейсморазведки с целью повышения их *временной разрешающей* способности, геофизики занимаются давно. Самым первым и важнейшим достижением в этой области стало ясное понимание необходимости *расширения* диапазона регистрируемых частот сейсмических волн в сторону как более высоких, так и более низких частот. В конце 40-х гг. прошлого столетия такие исследования в России проводились под руководством Н.С. Берзон (Берзон, 1957). Ей были сформулированы следующие главные условия для регистрации высокочастотных компонент сейсмических волн:

- возбуждение волн должно быть таким, чтобы в спектре возбуждаемых колебаний высокочастотные компоненты были значительно интенсивнее низкочастотных;

- поглощающие свойства среды не должны быть слишком сильными, чтобы интенсивность проходящих

через среду волн была достаточной для их регистрации:

- сейсморазведочная аппаратура должна быть способна зарегистрировать высокочастотные колебания.

К сожалению, реализация таких условий регистрации сейсмических колебаний при существующей в то время аналоговой сейсморазведочной аппаратуре встречала большие сложности.

С начала 80-х гг. прошлого столетия с появлением высококачественной цифровой регистрирующей аппаратуры во многих геофизических организациях вновь возник интерес к совершенствованию методических приемов получения сейсморазведочных данных высокого разрешения (Бембель, 1991, Кобылкин И.А., Ужакин Б.А., Колосов Б.М. и др.,1997).

Многие годы вопросами высокоразрешающей сейсморазведки занимается ЗАО "Запприкаспийгеофизика". В результате ее сотрудникам, в частности, удалось сформировать такой комплекс методических приемов ведения сейсморазведочных работ, который обеспечивает существенное повышение разрешенности итоговых сейсмических записей на временных разрезах. Этот комплекс методических приемов получил наименование - высокоразрешающая сейсморазведка (*ВРС*).

Получаемое в технологии ВРС повышение временной вертикальной разрешенности , достигается за счет совокупного влияния следующих факторов (Мусагалиев М.З. и др., 2006(1): Мусагалиев М.З. и др., 2006(2)):

- оптимизации *параметров взрывного источника* (уменьшения диаметра взрывной скважины, массы и размеров заряда, выбора оптимальной глубины погружения заряда);

- оптимизации *геометрии расстановки* (сокращения длины годографа и интервала группирования);

- оптимизации *обработки* (выбор специальных процедур для сохранения максимально широкого спектра колебаний).

Так как в спектре колебаний сейсмических волн, возникающих при взрыве, содержатся как низкие, так и высокие частоты, то оптимальной с точки зрения авторов методики ВРС является получение спектра сигнала с диапазоном 3-4 октавы. А, как известно, чем шире спектр сигнала, тем меньше длительность сигнала.

Для обеспечения высокой разрешенности временных разрезов требуется соблюдение ряда условий, которые авторы формулируют следующим образом:

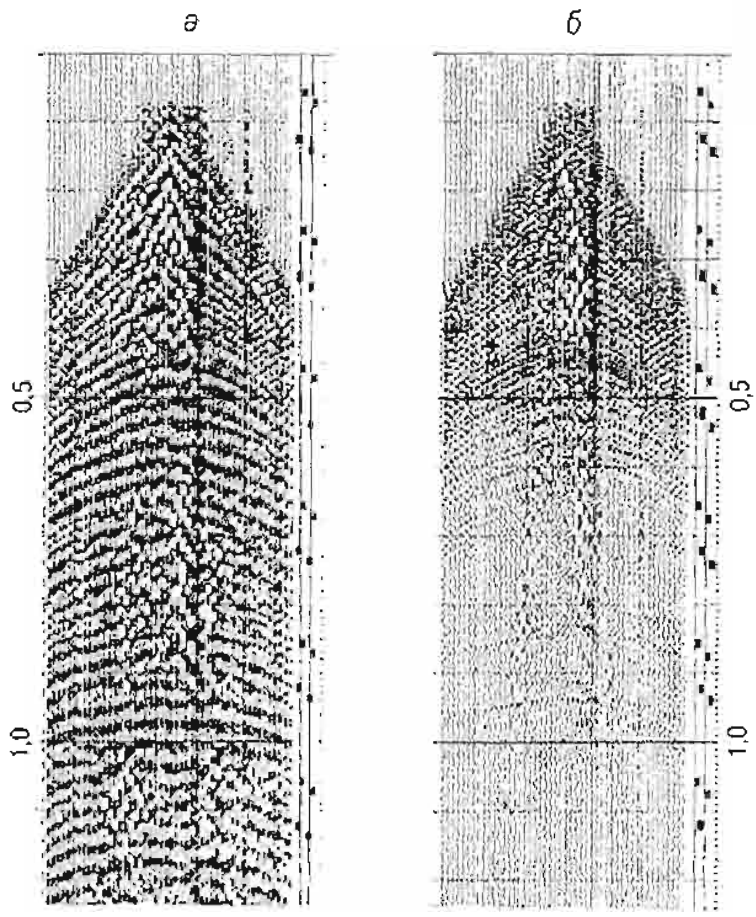


Рис.40.16. Сравнительный вид полевых сейсмограмм, полученных при использовании технологии стандартной сейсморазведки (а) и высокоразрешающей сейсморазведки (б)

- при возбуждении должно быть обеспечено ослабление низкочастотной составляющей сигнала и увеличение интенсивности относительно слабых высокочастотных составляющих;

- регистрирующая система должна обеспечивать качественную регистрацию в области максимально широкого спектра полезного сигнала, как для высоких (90-200 Гц) так и в области низких частот (6-10 Гц);

- должна быть обеспечена высокая точность топогеодезических работ и учет влияния неоднородностей верхней части разреза;

- качество и уровень обработки сейсмических материалов должен соответствовать задаче получения сигнала максимальной разрешенности.

Одним из важных факторов повышения качества сейсмических построений является более эффективное и рациональное использование энергии взрывного источника. Можно считать, что при взрывах малых зарядов зона разрушений практически отсутствует и меньшая часть энергии тратится на нагревание среды, на течение химической реакции взрыва. Большая же часть энергии взрыва направлена на образование упругих колебаний.

Опыты показывают, что оптимальными зарядами при сейсморазведочных работах являются

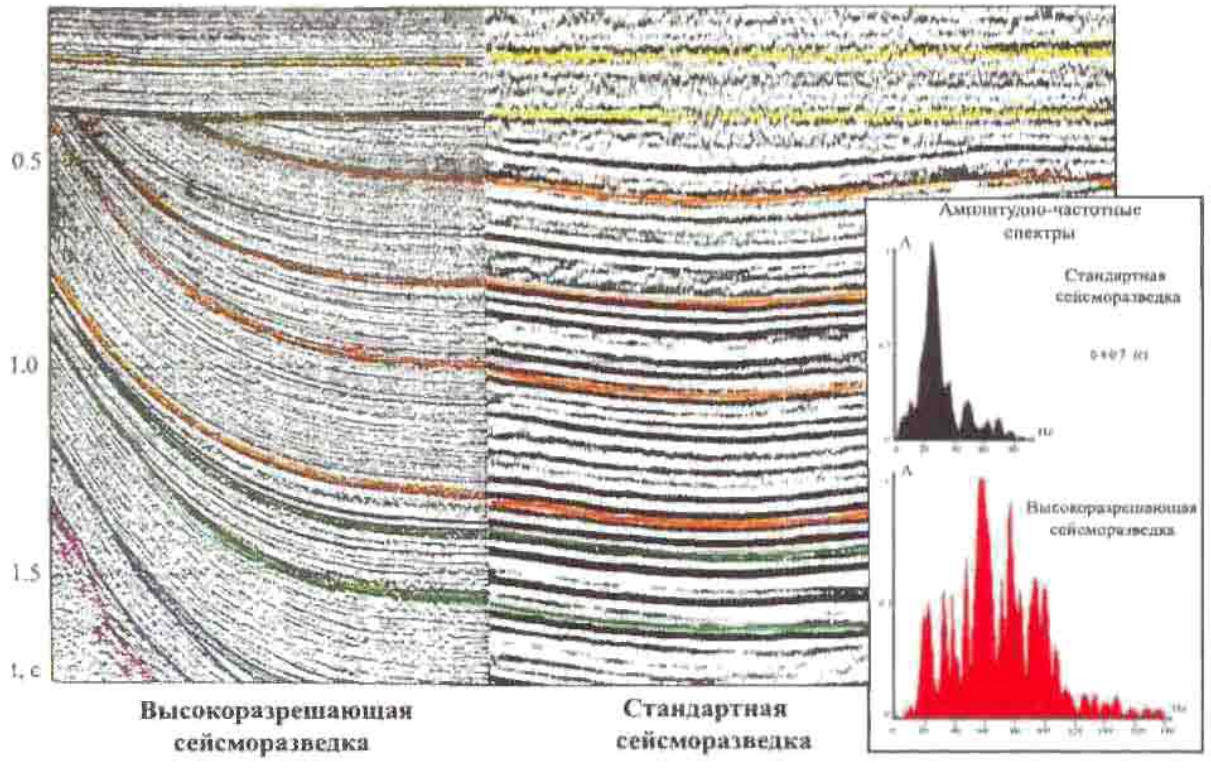


Рис.40.17. Сопоставление временных разрезов, полученных с использованием технологий высокоразрешающей сейсморазведки (а) и стандартной (б) модификации сейсморазведки МОГТ. Прикаспийская впадина, Калмыкия

заряды по массе не превышающие 100-200 г и даже меньше. Это хорошо подтверждается на рис.40.16, 40.17, где приводятся полевые записи и временные разрезы, полученные как с использованием стандартной технологии сейсморазведки (одиночный взрыв заряда массой 2 кг в скважине глубиной 18 м), так и с использованием технологии высокоразрешающей сейсморазведки (взрыв заряда массой 25 г на такой же глубине). Как видно, временные разрезы ВРС обладают гораздо более высокой разрешающей способностью и несут большую информацию. Это объясняется тем, что при уменьшении массы заряда происходит также и более быстрое, по сравнению с полезными волнами, уменьшение интенсивности регулярных волн-помех.

Повышение разрешающей способности за счет повышения частоты, сжатия формы отраженного импульса и сейсмостратиграфической интерпретации формы и амплитуды отражений, позволяет уверенно обнаруживать предельно малые мощности продуктивного интервала разреза. На рис.40.18 показаны временные разрезы стандартной модификации сейсморазведки и высокоразрешающей сейсморазведки, на которых хорошо проявляются преимущества в детальности разреза ВРС.

Трехмерная сейсморазведка высокого разрешения с использованием отраженных волн позволяет с высокой детальностью изучать целевые геологические объекты, имеющие не только сложную конфигурацию границ, но и размытые контуры, не только крупные тела, но и слабосвязные мозаичные распределения параметров среды в трехмерном пространстве. Такое видение среды открывает возможности для существенного расширения класса экономически рентабельных ловушек углеводородов сложного строения, включая малоразмерные структурные и неструктурные типы. При этом поиски и разведка этих залежей не требуют увеличения глубинности и объемов бурения, а ориентированы на использование более совершенных технологий сейсморазведки. В пользу такого подхода свидетельствует тот факт, что при доразведке и освоении открытых месторождений, как правило, обнаруживается, что большинство разрабатываемых залежей оказываются значительно более сложными по своему строению, чем это считалось на начальном этапе при составлении их технологических схем разработки.

Методика высокоразрешающей сейсморазведки нашла широкое применение при работах в таких сложных районах, как Прикаспийская впадина. На этой территории с использованием технологии ВРС открыт ряд месторождений на основе прямых признаков наличия углеводородов по горизонтальной форме отражений от газоводяного контакта (рис.40.19).

На временных разрезах ВРС при выполнении сейсмических работ в районе месторождения Аманкельды в пределах крупной газоносной провинции республики Казахстан получена новая информация о строении очень сложной поверхности соли. В результате выщелачивания соли ее поверхность является очень изрезанной, но обладает высокими акустическими свойствами. При выполнении сейсмических работ по методике ВРС удалось расширить частотный диапазон до 150 Гц (при стандартной методике работ эта частота не превышала

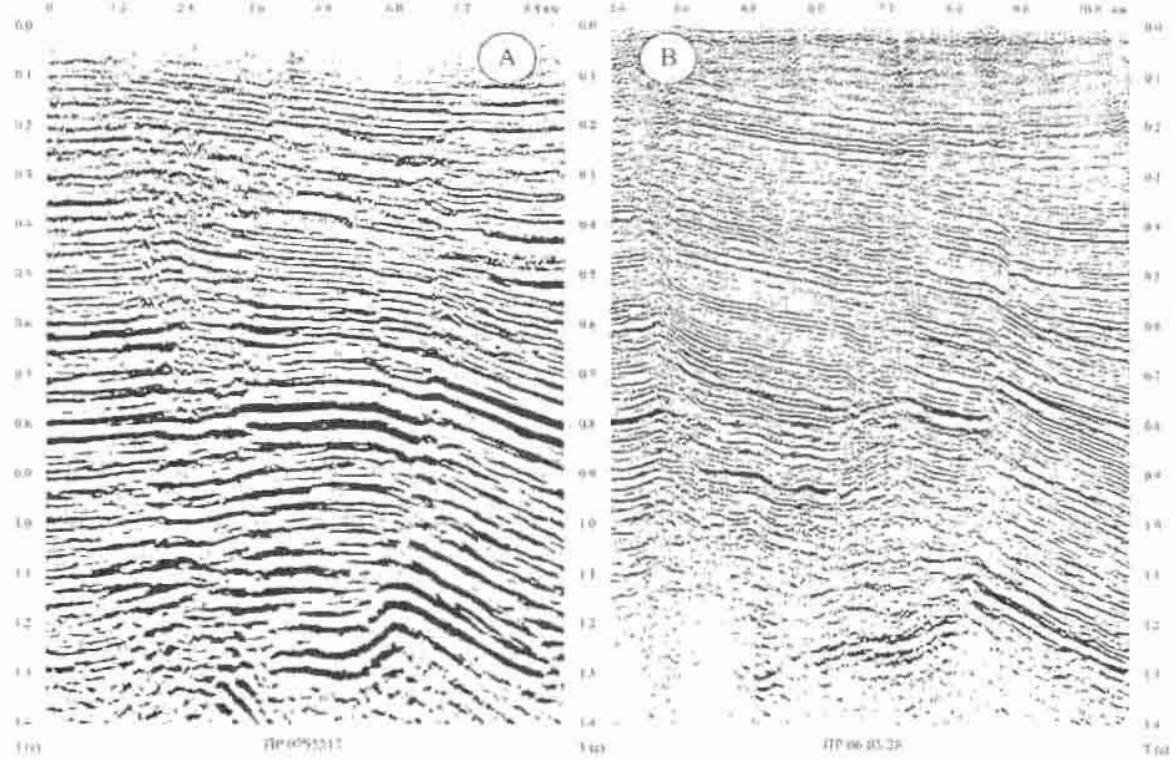


Рис.40.18. Сопоставление стандартного временного разреза (А) и временного разреза ВРС (В) по субпараллельным профилям 0795517 и 06.05.28. Казахстан. Прикаспийская впадина.

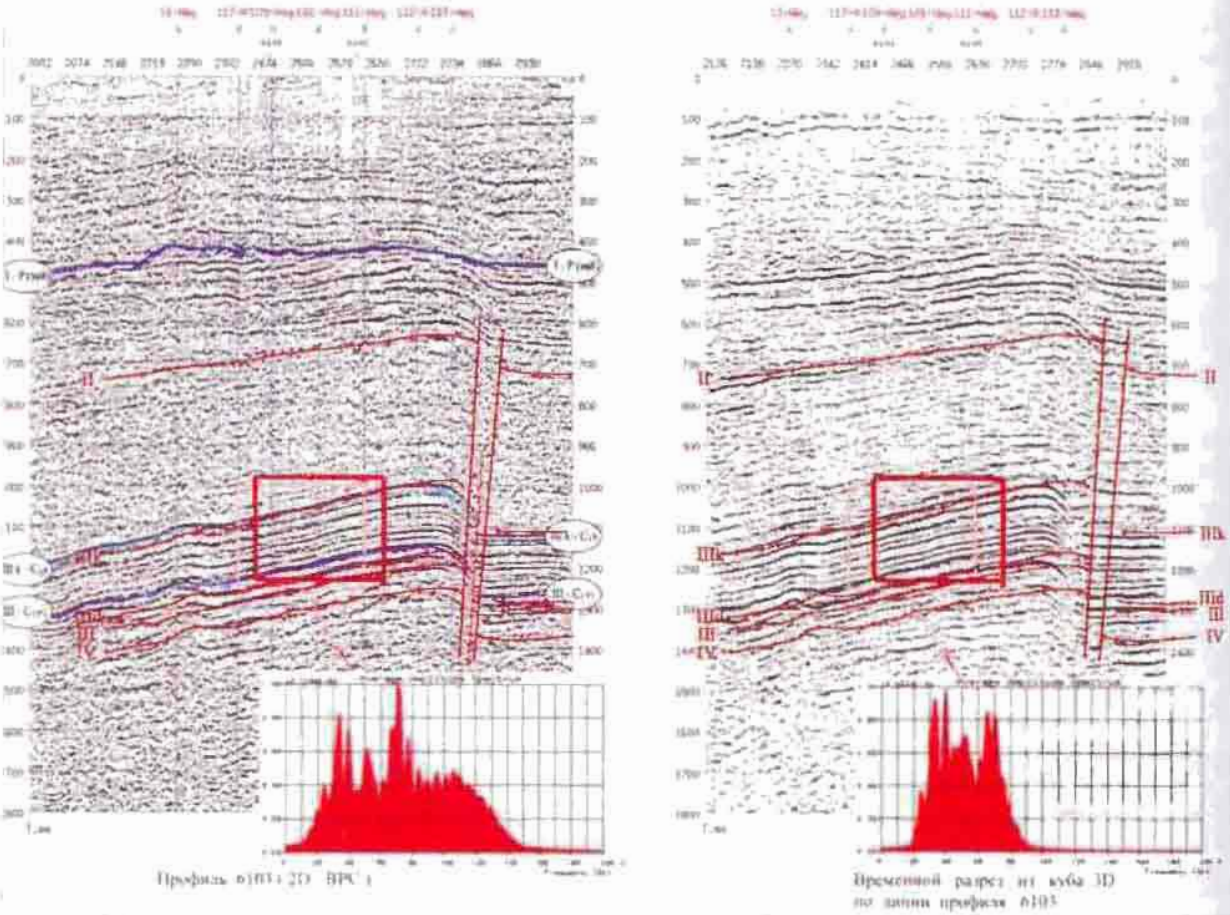


Рис.40.19. Временные мигрированные разрезы. а - по профилю 2D , отработанному по технологии ВРС, б - выборка из куба 3D по тому же профилю. Казахстан. Месторождение Амангельды

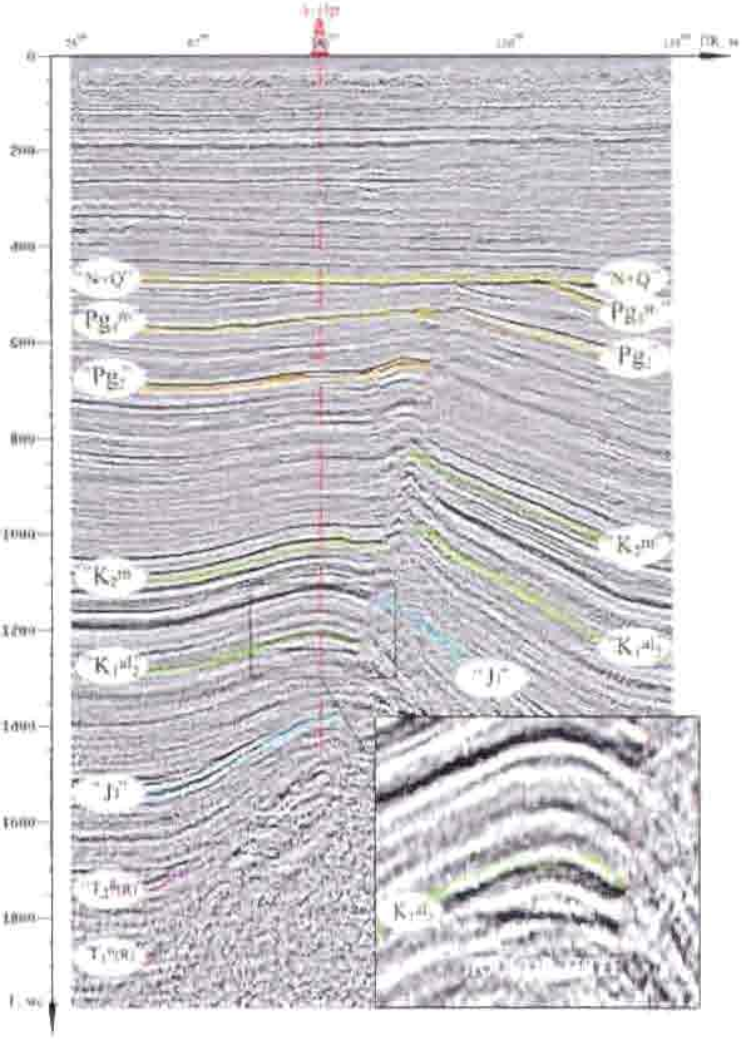


Рис.40.20. Пример выявления газовой залежи по наличию отражения от газо-водяного контакта. Саринский прогиб

85 Гц.). В результате этого на временном разрезе ВРС поверхность соли изображается со значительно более высоким разрешением. Надежно выделяются и нарушения на границе (рис.40.20). Все это позволило применить к таким сейсмическим данным процедуры AVO-анализа и ПРО, которые выдвигают достаточно высокие требования к качеству сейсмических записей.

Технология работ ВРС повышает качество первичных сейсмических материалов, информативность конечных результатов, но вместе с тем несколько увеличивает стоимость работ и продолжительность их выполнения. Она также требует применения специальных методических приемов, как при проведении полевых работ, так и при выполнении обработки и интерпретации сейсмических данных, и, следовательно, требует дополнительных затрат на обучение специалистов.

С момента разработки технологии ВРС (с 1989 года), она была успешно опробована в России - в Прикаспийской впадине; на кряже Карпинского, в южной части Русской Платформы (Волгоградская область), в западной части Китая, в Казахстане на Украине.

В работе А. Брауна (Brown A., 2004) по материалам морских работ в Мексиканском заливе также проиллюстрированы большие возможности ВРС для построения детальных карт эффективной газонасыщенной мощности в ловушках, связанных с фациальными замещениями в терригенных отложениях. Следует подчеркнуть, что по результатам ВРС шаг вертикального сечения на картах эффективной мощности для объектов на глубинах около 2000 м объективно, по данным А. Брауна, выбран весьма малым - 3 м. Столь высокая пространственная разрешенность картируемого параметра достигается в методологии ВРС не только за счет высоких частот и густой сети измерений, но и за счет калибровки амплитуды отражений от целевого интервала разреза.

40.3. Сейсмические технологии, использующие волны рассеивания

При планировании технологии добычи нефти и газа важное значение имеет знание характера распределения коллекторских свойств и, в первую очередь, пористости и проницаемости горных пород. Особенно важно знание этих свойств при освоении залежей нефти со сложно построенными и карбонатными коллекторами, где неравномерность распределения трещиноватости в продуктивной толще оказывает решающее влияние на фильтрационно-емкостные свойства коллекторов и на размеры области дренирования скважин, поскольку в таких условиях дебиты добывающих скважин во многом определяются не структурным фактором, а трещиноватостью коллекторов. Информацию о поле трещиноватости геологической среды обычно получают в результате наземных и скважинных комплексных геофизических исследований, ведущее место среди которых занимают сейсмоакустические методы.

Термином "трещиноватость" обычно характеризуют совокупность открытых макро- и микротрещин в заданном объеме горной породы. Полость открытой трещины заполнена газом или флюидом, а закрытой – каменным материалом. По происхождению трещины подразделяются на тектонические, седиментационные, эпигенетические и техногенные. Последние образуются в результате техногенных воздействий на среду, например, при гидроразрыве пластов, искусственном заводнении залежей и т.п. На интенсивность трещиноватости большое влияние оказывает литологический состав горных пород. В общем случае наибольшей трещиноватостью обладают плотные и хрупкие карбонатные породы (доломиты, известняки и др.), а наименьшей - пластичные соли и глины.

Значительная густота раскрытых трещин приводит к существенному затуханию сейсмических волн и возникновению рассеянных волн на совокупности трещин. Направленная трещиноватость приводит к появлению анизотропии механических свойств горных пород, что приводит к зависимости скорости распространения сейсмических волн от направления их распространения. Основной причиной появления трещиноватости горных пород является возникновение напряженно-деформированного состояния среды. В зависимости от характера напряженно-деформированного состояния системы трещинных зон могут развиваться в вертикальном, субвертикальном, субгоризонтальном и горизонтальном направлениях. Основное направление трещин в геологической среде - субвертикальное, близкое к углам падения в 60°- 85°. Например, на крыльях антиклинальной складки возникают максимальные касательные напряжения, которые приводят к образованию субвертикальных зон трещиноватости. В своде структуры или на ее шарнирных частях возникают горизонтальные растягивающие усилия, которые приводят к образованию воронкообразной зоны трещиноватости, состоящей в основном из вертикальных трещин отрыва. В горизонтальной проекции поле напряженного состояния этой антиклинальной складки представляет собой радиально-концентрическую структуру распределения максимальных и минимальных значений напряжения, что предопределяет формирование аналогичной по форме системы трещин.

Из сказанного ясно, что проблема достоверного обнаружения и изучения зон трещиноватости достаточно актуальна. Какие существуют методы изучения трещиноватости? Основным и наиболее эффективным методом изучения трещиноватости в разрезе скважин является акустический каротаж в широкополосной модификации. Возможно применение скважинного акустического метода, основанного на регистрации шумов сейсмической эмиссии. Однако обнаружение зон трещиноватости с поверхности возможно только путем ***детального изучения пала особых сейсмических волн***, происхождение которых связано с открытой трещиноватостью горных пород.

Известно, что при распространении упругих волн в среде на всех видах неоднородностей происходит процесс их отражения. В зависимости от среднего размера неоднородности l относительно преобладающей длины волны λ доминируют различные виды отражения:

- при $l > \lambda$ зеркальное отражение;
- при $l \approx \lambda$ рассеянное отражение;
- при $l < \lambda$ рассеянное отражение релеевского типа.

Сейсмические волны, возникающие в первом случае, принято называть отраженными волнами, во втором - дифрагированными, в третьем – собственно рассеянными. Поскольку рассеянные волны образуются на неоднородностях значительно меньших, чем длина волны, что соответствует размерам трещин, а открытая трещиноватость является наиболее жесткой в акустическом смысле неоднородностью, то именно ***рассеянные волны могут служить наиболее информативным индикатором открытой трещиноватости геологической среды.*** Тем не менее, интенсивность рассеянных волн даже в самых благоприятных условиях весьма низка. Выполненные исследования (Кузнецов и др., 2004) показали, что интенсивность рассеянных волн от локального трещиноватого объекта в толще карбонатов в 10 - 100 и более раз слабее зеркально отраженной волны от рядом расположенной границы с коэффициентом отражения 0.01 - 0.1. Отсюда следует, что для их уверенной регистрации необходима специальная методика возбуждения и приема. Наиболее важными требованиями такой методики являются:

- для создания возможности выделения энергетически слабо выраженных рассеянных волн в регистрируемом сейсмическом волновом поле необходимо создавать системы наблюдений весьма высокой кратности;

-применяемые системы наблюдений должны обеспечивать на регистрации максимально возможное кинематическое (временное) разделение зеркально-отраженных и рассеянных волн с целью подавления первых и подчеркивание вторых.

Для реализации этих условий наблюдений в ГНЦ ВНИИГеосистем (Россия) был разработан принципиально новый метод (Дьяконов и др., 1991) сейсмической разведки для изучения трещиноватости геологической среды. Этот метод получил название ***"сейсмического локатора бокового обзора - СЛБО"***. Принципиальная схема работы методом СЛБО показана на рис.40.21. Работы методом СЛБО имеют следующие основные особенности:

-на земной поверхности создается схема двухэлементного локатора, состоящая из площадных систем излучения (SA) и приема (RA);

-для достижения эффективного выделения рассеянных волн путем их накапливания доводят число независимых наблюдений (трасс) до 10000 путем использования на излучении и приеме не менее чем по 100 элементов;



Рис. 40.21. Принципиальная схема наблюдений методом СЛБО:
SA- апертура излучения; RA- апертура приема

- для исключения влияния зеркально-отраженных волн на результаты наблюдений апертуры излучения SA и приема RA располагают за пределами площади исследований, что и позволяет реализовывать боковой обзор изучаемой области геологической среды;

- для исключения влияния волн помех других типов (звуковых, поверхностных и др.) апертуры излучения и приема располагают таким образом, чтобы время их регистрации не попадало в интервал времени полезных волн.

Типичная схема выполнения полевых работ по технологии СЛБО, применяемая, например, в ОАО "Тюменнефтегеофизика" (Курьянов и др., 2004) показана на рис.40.22.

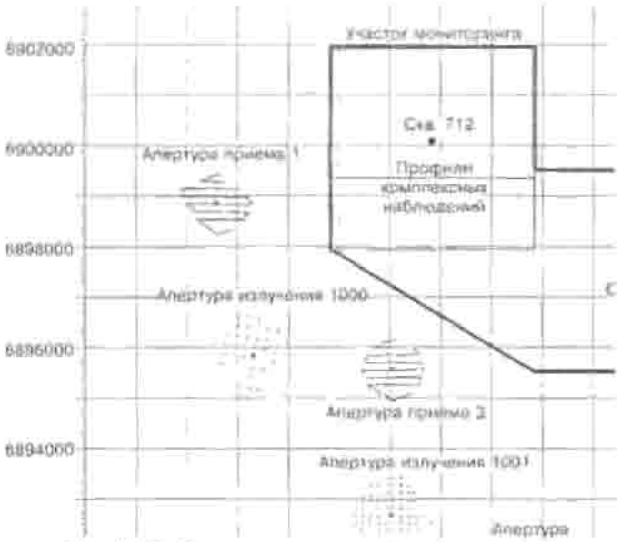


Рис. 40.22. Принципиальная схема проведения наблюдений по методу СЛБО на Рогожниковской площади в Западной Сибири

Обработка результатов таких наблюдений осуществляется в два этапа. На первом этапе осуществляется стандартная кинематическая обработка, направленная на повышение отношения сигнал / помеха и повышение разрешенности сейсмической записи. Выполняется учет расхождения сейсмического фронта, ввод и коррекция статических поправок, выбор и уточнение скоростной характеристики площади исследований и т.п. На втором этапе выполняются процедуры обработки, создающие эффект одновременного излучения из всех пунктов возбуждения SA с фокусировкой суммарного излучения в заданную точку исследуемого объема геологической среды. Создаются условия одновременного приема рассеянных волн в пунктах приема RA, сфокусированных на эту же точку среды. Такой способ суммирования записей, реализующий сопряженную фокусировку апертур излучения и приема, позволяет эффективно выделять рассеянные волны и устранять влияние зеркально – отраженных волн за счет большой кратности суммирования, достигающей 10000 и более.

Результатом обработки являются цветные изображения трехмерного поля энергии рассеянных волн (ЭРВ) в виде вертикальных и горизонтальных срезов энергии с шагом в 20 - 25 м в пространстве. В качестве примера на рис.40.23 приводятся два структурных среза поля трещиноватости вблизи отражающего горизонта А на Рогожниковской площади Западной Сибири, полученные по результатам наблюдений по схеме, показанной ранее (см. рис.40.22). По этим результатам было уточнено положение разрывных нарушений и зон повышенной трещиноватости, что позволило по-новому оценить перспективы отдельных участков площади исследований.

В качестве второго примера, показывающего высокую эффективность метода СЛБО, на рис.40.24 приводятся результаты работ на разрабатываемом Северо-Демьянском нефтяном месторождении Западной Сибири. По результатам интерпретации данных ОГТ-2D и СЛБО была обнаружена локальная антиклинальная структура, в нижней части которой была выделена мощная субвертикальная зона максимальной трещиноватости. С учетом этих

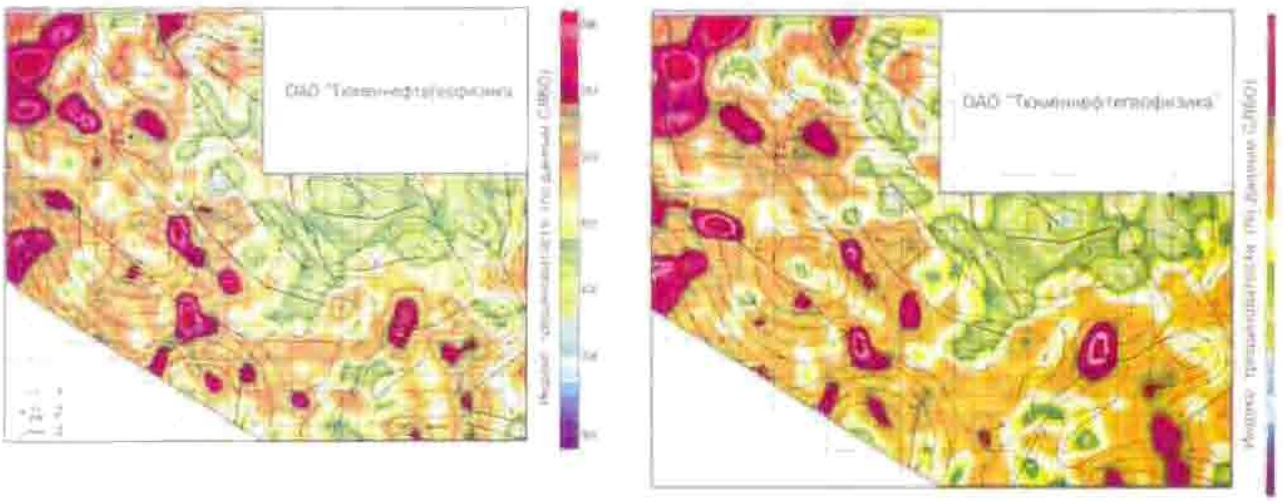


Рис. 40.23. Структурные срезы поля трещиноватости, полученные по методу СЛБО на Рогожниковской площади для отражающего горизонта А на уровне 25м ниже (а) и 100м ниже (б):
1 - изогипсы отражающего горизонта А (кровля доюрского основания), 2 – скважины (в числителе -номер скв., в знаменателе-глубина залегания доюрского основания); 3 - разрывные нарушения

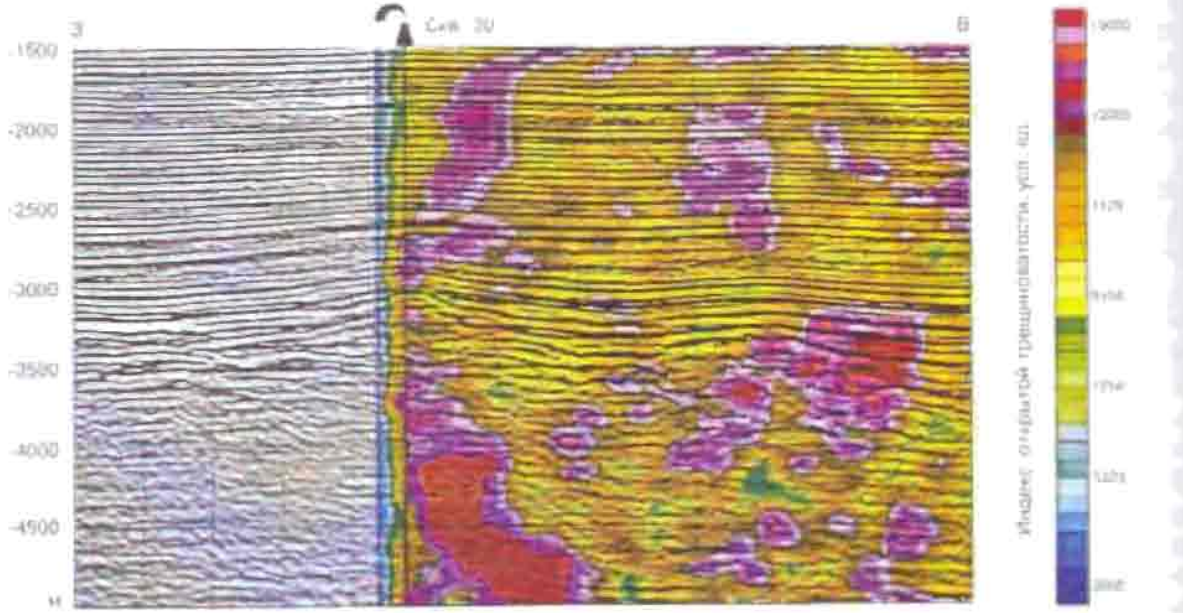


Рис. 40.24. Сопоставление глубинных вертикальных разрезов ОСТ (черно-белое изображение) и разреза индекса трещиноватости по методу СЛБО (изображение в цвете) по одному из профилей на Северо-Демьянском нефтяном месторождении, проходящем через скважину № 30

рекомендаций была пробурена скв. № 30, которая при вскрытии продуктивных отложений тюменской свиты начала фонтанировать с дебитом порядка 300 т/сутки, что явилось рекордным для этого района добычи нефти. Этот пример свидетельствует о высокой перспективности таких методов исследований, которые дают информацию о трещиноватости геологической среды.

Разрешенность метода СЛБО определяется размером элементарного объема, который формирует общий сигнал рассеянной волны. Его можно приближенно оценить размером первой зоны Френеля, имеющей форму диска с радиусом $(S \cdot \lambda)^{0.5}$ и толщиной $0,5 \cdot \lambda$, где S - половина длины пробега волны от источника до области исследования и обратно к приемнику. Центр элементарного диска располагается в точке фокусирования апертуры приема. Практически можно считать, что разрешающая способность метода СЛБО после всех необходимых процедур обработки вдоль луча составляет (в среднем) 200 – 300 м, перпендикулярно лучу – 25 - 40 м.

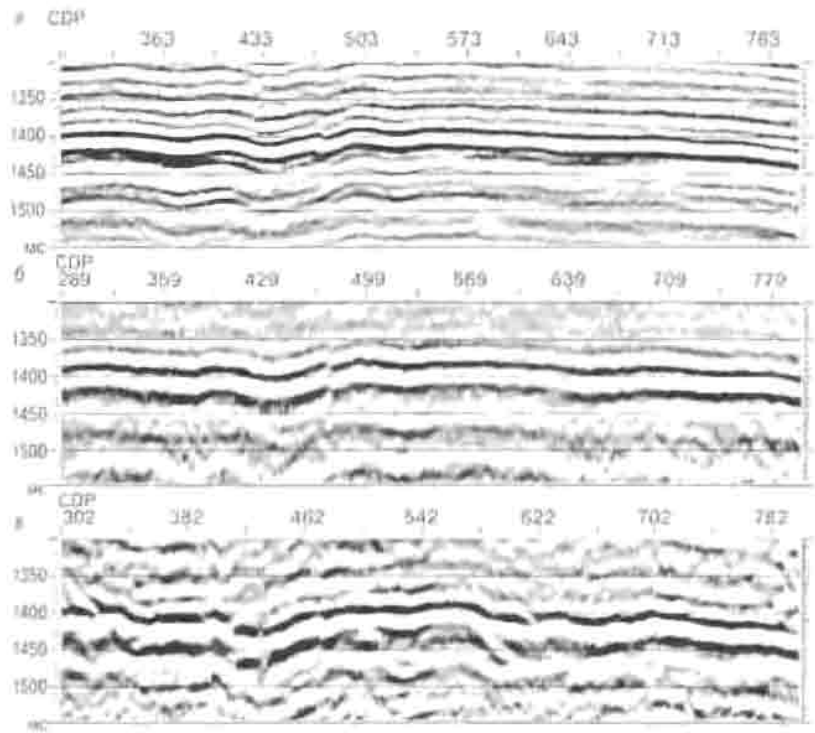


Рис. 40.25. Сравнение временных разрезов, полученных:
суммированием по ОСТ и применением миграции после суммирования (а);
с применением миграции до суммирования (б);
с применением фокусирующего преобразования (в)

Рассеянные волны могут быть полезными не только как средство обнаружения зон трещиноватости, но и как средство детализации сейсмического разреза (Гольдин и др.,.2004). Для реализации этого предложено так называемое направленное суммирование (***фокусировка***) данных многократного перекрытия путем сканирования по дифракционным гиперболоидам со скользящим окном по источникам и приемникам. На рис.40.20 приведены изображения строения среды, полученные при обработке результатов 2D наблюдений методом многократных перекрытий по стандартной технологии методом ОСТ, миграции до суммирования и фокусирующего преобразования. Изображение, полученное с помощью суммирования по стандартной методике ОСТ (рис.40.25а),

имеет выдержанное субгоризонтальное строение со слабо меняющимися по латерали амплитудами отражений. Изображение, полученное с помощью миграции до суммирования (рис.40.25 б), уже имеет зоны ослабления записи по латерали. Однако, из-за использования всех источников и приемников при построении изображения, наибольшую интенсивность все же имеют субгоризонтальные элементы строения геологической среды.

Другой вид имеет изображение среды, полученное с помощью выполнения фокусирующего преобразования с выборочным окном суммирования по источникам и приемникам. Применение данного преобразования позволило значительно увеличить латеральное разрешение изображения среды (рис.40.25в) за счет суммирования энергии волн, рассеянных на неоднородностях, находящихся в непосредственной близости от отражающей границы. Аналогичный подход возможен и к анализу данных пространственных систем наблюдений.

Еще один подход к формированию изображений геологической среды в поле рассеянных волн предложен в работе Баранского Н. Л. и его соавторов (Баранский и др., 2005). В основе этого подхода лежит идея подавления поля зеркально – отражающих границ путем проведения специально ориентированной миграции – ***миграционного изображения рассеивающих объектов*** (МИРО). Его сущность составляет весовое миграционное преобразование сейсмических записей. Весовые коэффициенты ядра (тайпера) миграционного преобразования подбираются такими, чтобы осуществлялось подавление ("мягко" или "жестко") сейсмических сигналов, связанных с областью первой зоны Френеля и практически пропускались сигналы без подавления из остальной части пространства. По свидетельству автором этого способа обработки стандартных данных сейсморазведки 3D, изображения рассеивающих объектов на горизонтальных срезах куба МИРО обладают явно большей разрешающей способностью, чем соответствующие изображения, полученные с помощью обычной миграции на сверхбольших базах (рис.40.26).

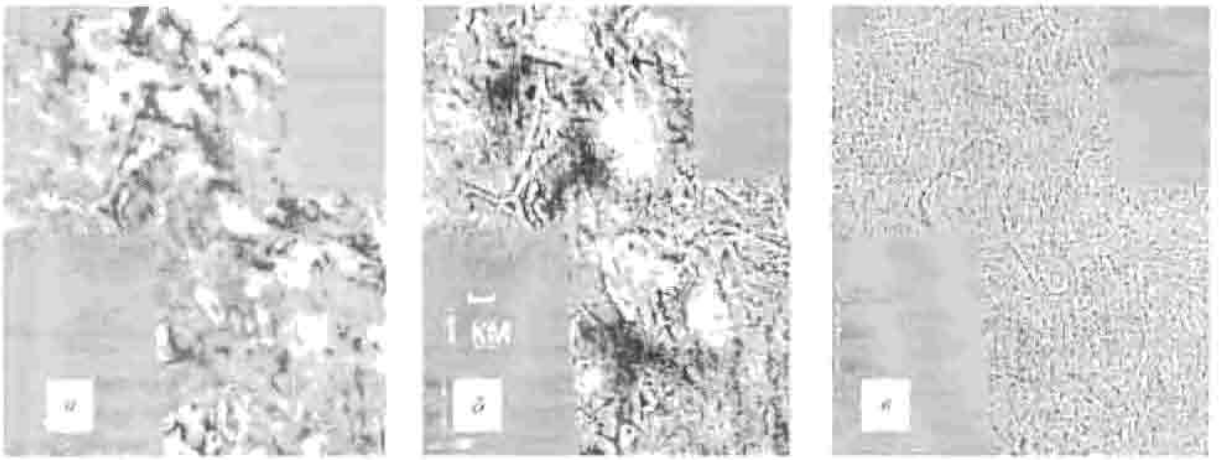


Рис. 40.26. Горизонтальные срезы кубов сейсмической информации, полученных:
при обычной глубинной миграции со сверхбольшой апертурой суммирования (а); на базе применения процедуры МИРО с "мягким" (б) и "жестким" (в) тайперами для верхов палеозоя на глубинах около 3092м.
Кубы после процедуры МИРО лучше, чем результат после обычной миграции,
передают латеральные особенности строения среды

Предложенный способ решает задачу разделения зеркальной и рассеянной компонент волнового поля и раздельного изображения зеркально отражающих и рассеивающих объектов геологической среды, что способствует заметному повышению геологической эффективности сейсмического метода разведки сложно построенных сред.

Сказанное показывает, что использование в сейсморазведке, наряду с зеркально отраженными волнами, волн рассеянного типа, генерируемых трещиноватостью различного генезиса, позволяет существенно повысить общую геологическую эффективность сейсмической разведки сложно построенных сред. Получаемые при этом новые виды изображений геологической среды дают весьма интересные и полезные материалы для геологической интерпретации данных сейсмических исследований.

40.4. Возможности сейсморазведки на стадии доразведки и эксплуатации месторождений нефти и газа

Весьма перспективной областью применения сейсморазведочных работ является сейсмический мониторинг за ходом разработки нефтяных месторождений. Для получения таких материалов необходимо на одной и той же площади работ (месторождении) выполнять повторные по времени сейсморазведочные работы по одной и той же системе профилей и при одном и том же расположении пунктов возбуждения. Очень важное значение при этом имеет сохранение эквивалентности условий повторного размещения на местности пунктов приема и возбуждения. Для условий проведения работ на суше соблюдения этих условий представляет весьма непростую технологическую задачу, поскольку в точности идентичное повторное размещение сейсмического оборудования весьма затруднительно или совсем невозможно. В силу сказанного эта технология сейсморазведочных работ получила

большее распространение при контроле за ходом эксплуатации морских месторождений. В этом случае имеется возможность размещать и оставлять на все предполагаемое время наблюдений приемную расстановку прямо на дне моря вблизи добычной платформы. Выводы от сейсмических кос можно разместить на платформе. Судно - источник может приходить через требуемые интервалы времени для отработки всей площади исследований. Примерная схема расположения приемников и источников показана на рис.40.27. Конечно, координаты местоположения источника будут каждый раз несколько отличаться между собой, но при существующей в настоящее время точности геодезических систем привязки эти ошибки, как правило, весьма незначительны. При такой организации работ повторные наблюдения могут выполняться несколько раз в год с интервалом от нескольких дней до года и более. Поскольку при такой технологии сейсморазведочных работах вводится еще одна размерность - ***календарное время***, то такие работы принято считать работами в четырех измерениях - 4D. В зарубежной литературе их обычно называют ***3D time-lapse seismic exploration.***

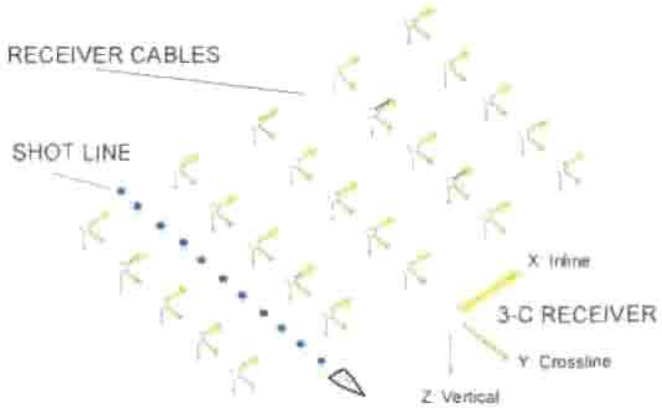


Рис.40.27. Схема расположения трехкомпонентных сейсмоприемников при морских работах по технологии донных сейсмических наблюдений (OBC)

Для повышения эффективности таких сложных работ обычно на дне моря размещают несколько приемных линий, регистрирующие каналы которых обычно содержат три ортогонально ориентированных (с помощью карданного подвеса) сейсмоприемника (геофона) и один гидрофон. В результате, как правило, проводится регистрация четырех компонент (*X*, *Y*, *Z* и *P*- компонент) волнового поля. В отдельных случаях регистрация *P*- компоненты может производиться и на поверхности моря одновременно с возбуждением колебаний судном-источником. Поэтому работы, выполняемые по такой технологии, в отечественной литературе обычно принято называть работами 4D/4C. Регистрация всех компонент волнового поля позволяет при таких морских работах осуществлять гарантированный прием и выделение обменных волн. Это открывает возможность решения целого комплекса геолого-технических задач на этапе разведки и разработки нефтяных месторождений. Работы 4D/4C наиболее эффективны, если они выполняются на следующих этапах разработки месторождения (MackBeth, 2005):

- исходная опорная сейсмическая съемка – до начала разработки месторождения;
- съемка перед началом закачки воды в пласты залежей на этапе начала падающей добычи;
-съемка для планирования уплотняющего бурения на стадии падающей добычи;
-съемка при поиске оставшихся целиков нефти и не выработанных зон на заключительной стадии эксплуатации месторождения.

При этом сейсморазведка 4D/4C может успешно решать широкий круг задач, которые весьма актуальны на стадии эксплуатации месторождений:

- обнаружение целиков нефти и зон, которые еще не охвачены законтурным обводнением;
-определение наличия и местоположения непроницаемых барьеров в резервуаре;
-мониторинг передвижения ВНК или ГНК;
-оценка участков возможного прорыва воды;
-выделение каналов с аномально высокой проводимостью;
-оптимизация размещения дополнительных скважин;
-оптимизация режимов закачки воды или газа (пара).

В качестве первого примера успешного применения сейсморазведки 4D/4C рассмотрим результаты работ на уже известном нам месторождении Alba в Северном море (см. раздел 40.1). По результатам обработки материалов съемки 1989 года по серии профилей на сейсмических разрезах на времени около 2с хорошо видны оси синфазности, которые были уверенно отождествлены с контактом нефти и воды (ВНК - OWC -oil-water contact) в залежи. Эти сейсмические работы, как уже говорилось, были проведены до начала разработки месторождения. По их результатам в 1993 году была начата разработка этого месторождения. В последующие годы в связи с падением добычи на месторождении возникла необходимость бурения новых горизонтальных стволов добывающих скважин. Для проектирования оптимальной закладки этих скважин в 1998 году была проведена новая сейсмическая съемка по технологии 4D/4C. На новых временных разрезах, полученных по наблюдениям на отраженных продольных (PP) волнах в большинстве случаев отражающая граница, соответствующая поверхности ВНК (OWC) либо почти исчезла в волновом поле, либо оказалась сильно деформированной.

На приводимых для сравнения материалах по одному из профилей на этом месторождении отчетливо видно, что на временном разрезе 1989 года эта граница (ВНК) прослеживается достаточно отчетливо, в то время как на разрезе 1998 года эта граница претерпела значительные изменения. В западной части профиля, до разлома, как

это видно из приводимого рисунка, она практически исчезла. Восточнее разлома эта же граница на временном разрезе несколько изменила свое положение и форму и стала прослеживаться заметно хуже (рис.40.28).

Это можно объяснить только тем, что к этому времени уже практически всю нефть из западной части этого резервуара была извлечена, а ее место в разрезе заняла вода. Косвенно это подтверждается также тем, что на разрезе 1998 года более отчетливо стала видна кровля песчаного пласта, являющегося резервуаром нефти. Этот пример наглядно подтверждает возможность непрерывного отслеживания хода разработки месторождения с помощью сейсмического метода разведки.

В качестве второго примера применения сейсморазведки на стадии эксплуатации месторождений, рассмотрим виды шести сечений временных кубов (рис.40.29), полученных на одном из месторождений нефти в Мексиканском заливе (Lumley, 1995; Yilmaz, 2001). Для повышения нефтеотдачи на месторождении в резервуар начали закачивать перегретый пар. Сейсмическая съемка, выполняемая с интервалом времени в несколько

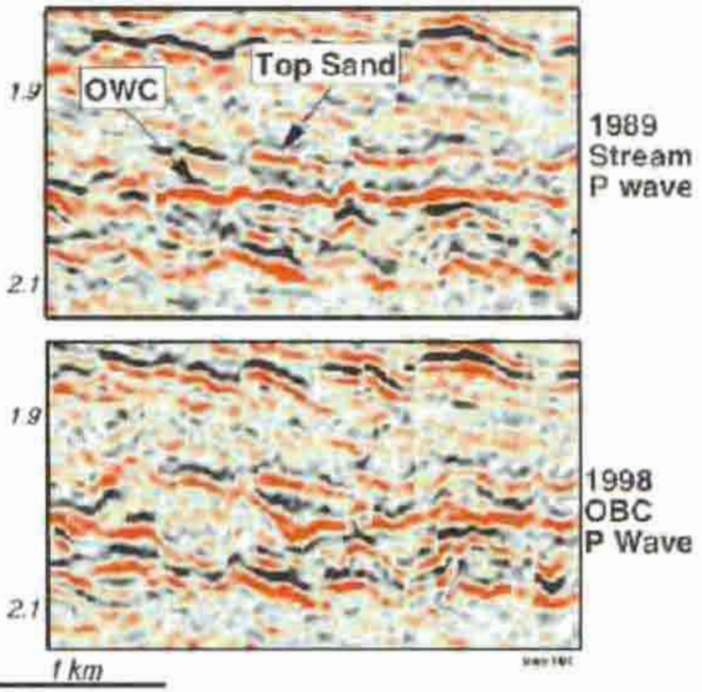


Рис. 40.28. Сравнительный вид двух фрагментов временных разрезов по одному из профилей на месторождении Alba в Северном море, полученных по данным наблюдений продольных волн:
а – с плавающими сейсмическими косами;
б – трехкомпонентных наблюдений на морском дне.
Пунктирной линией показано предполагаемое местоположение разлома

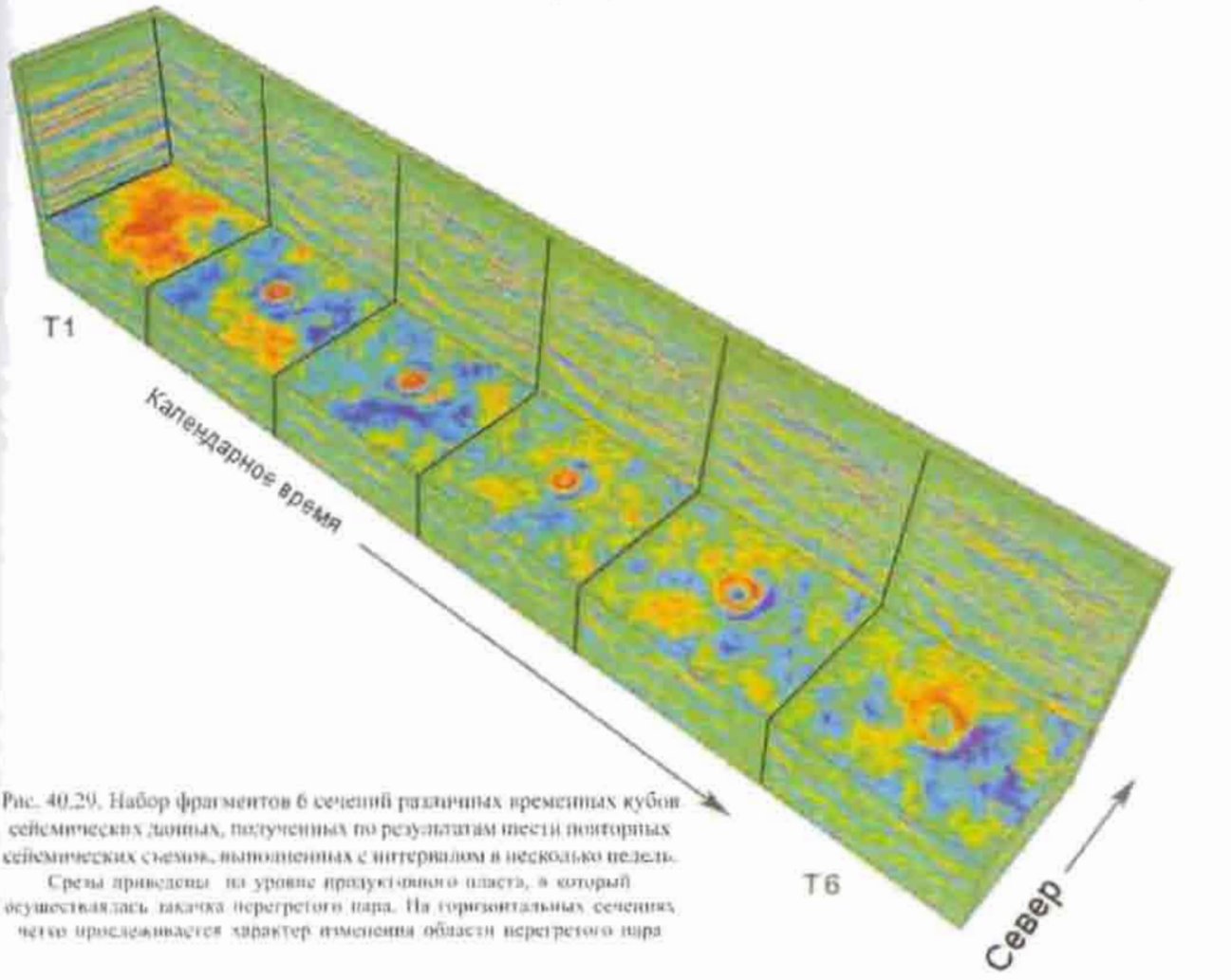


Рис. 40.29. Набор фрагментов 6 сечений различных временных кубов сейсмических данных, полученных по результатам шести повторных сейсмических съемок, выполненных с интервалом в несколько недель.
Срезы приведены на уровне продуктивного пласта, в который осуществлялась закачка перегретого пара. На горизонтальных сечениях четко прослеживается характер изменения области перегретого пара

недель, позволила проследить
пара в данном резервуаре.

Имеется много интересных и успешных примеров и других применений сейсморазведки на нефтяных месторождениях с целью решения ряда важных *технологических задач* эксплуатационного этапа. Одной из таких важных задач эксплуатационного этапа является проведение гидравлического разрыва пластов (ГРП). Искусственный гидравлический разрыв пласта – одно из наиболее эффективных мероприятий, проводимых на разрабатывающихся нефтяных месторождениях, направленных на увеличение темпов отбора нефти и более полной выработки запасов месторождения. Эти цели достигаются за счёт двух основных факторов:

- во-первых, за счет увеличения трещиноватости околоскважинного пространства и улучшения его проницаемости, что способствует более интенсивному притоку нефти из пласта в скважину через уплотнённую прискважинную зону;

- во-вторых, за счет развития техногенной трещиноватости на значительные удаления от скважины, что также способствует вовлечению частично выработанных участков залежи (различные останцы и целики) в процесс активной нефтедобычи.

Однако процесс проведения ГРП во многих случаях происходит не так, как это планируется по его проведения. Поэтому имеется серьезная необходимость контроля за ходом этого процесса на месторождении. Сейсморазведка и в этом случае может оказать существенную помощь нефтяникам на этапе контроля процесса развития эффектов трещинообразования в пласте по направлению в пространстве и размерам по простиранию.

В одном из подразделений ОАО "Ханты-Мансийскгеофизика" была разработана (Брыксин и др., 2006) оригинальная методика сейсмического мониторинга в процессе проведения гидравлического разрыва пласта. К началу 2006 года данная методика была опробована на ряде объектов в ходе производства 9-ти ГРП в Ханты-Мансийском и Сургутском районах Ханты-Мансийского автономного округа. Эта методика включала в свой состав два вида полевых работ и оригинальные процедуры обработки.

Полевые наблюдения выполнялись по системе радиальных профилей, состоящих из шести линий приема с шагом между каналами приема в 50 м. Общее число используемых каналов телеметрической системы – 390.

На первом этапе выполнения полевых работ, совпадающем по времени с проведением перфорационных работ в подготавливаемой для ГРП скважине, проводились полевые наземные наблюдения с регистрацией сейсмических эффектов от перфорации с целью уточнения на поверхности земли проекции места пересечения данной скважины с целевым пластом. Кроме того, эти измерения позволяли выполнить определения величин статических поправок за каждый пункт приема и уточнить скоростную модель изучаемой среды. В качестве примера на рис.40.30 приводится совокупность полученных после обработки сейсмограмм. В последующем расстановка приемников осуществлялась таким образом, чтобы линии приема пересекались в точке, соответствующей уточненному положению проекции на поверхность земли точки пересечения скважины с изучаемым пластом. Сейсмограммы, получаемые при проведении перфорации, позволяют также осуществить калибровку алгоритмов последующей обработки данных мониторинга.

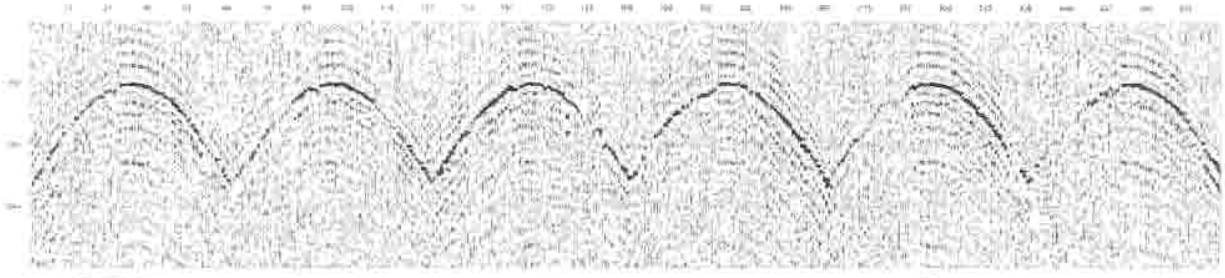


Рис. 40.30. Суммарные сейсмограммы, полученные по результатам перфорационных работ на шести линиях наблюдений: отчетливо видна прямая продольная волна, вызванная сейсмическим эффектом от перфорации скважины.

При проведении работ по сейсмическому мониторингу процесса ГРП регистрация информации начиналась за 15 минут до начала непосредственной закачки и длилась в течение до двух часов после окончания нагнетания. Собственно процесс ГРП проводится за 30 -70 минут, в зависимости от объёма закачиваемой жидкости. На рис. 40.31 показаны технологические графики проведения ГРП в сопоставлении с выявленной сейсмической активностью (приуроченной к окрестностям пластопересечения) по данным обработки результатов мониторинга. Здесь следует обратить внимание на то, что сейсмическая активность, по окончании процесса ГРП, ослабевает, но не прекращается. Данное явление объясняется релаксацией пластового давления, нарушенного в процессе проведения ГРП, приводящей к образованию и схлопыванию отдельных трещин, что влечёт за собой высвобождение сейсмической энергии. Процесс эмиссии сейсмической энергии может длиться в течение до нескольких суток, однако, наиболее существенные процессы происходят в первые часы.

Наблюдение эффектов эмиссии сейсмической энергии позволяет в полной мере оценивать техногенное воздействие на целевой интервал пласта. Результат обработки данных сейсмического мониторинга, по разработанной

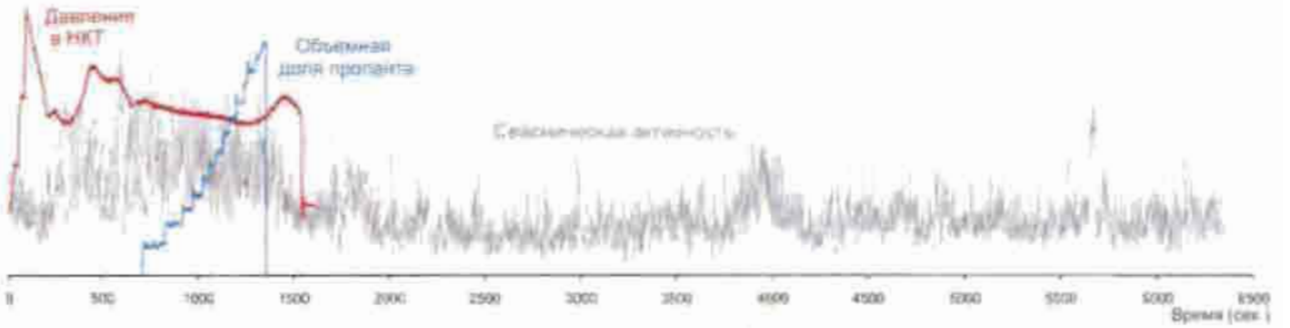


Рис. 40.31. Технологические графики проведения ГРП и сейсмической активности в одной из точек наблюдений на поверхности земли

методике накапливания сфокусированных амплитуд, позволяет увидеть в динамике весь процесс гидравлического разрыва пласта.

На рис. 40.32 представлены результаты обработки данных сейсмического мониторинга в одной из скважин. Отчетливо видно, что в пласте появляется зона техногенного воздействия с преимущественно северным и северо-западным направлением развития и протяженностью порядка 350 метров. Интенсивность выделенных аномалий накопленных амплитуд, наглядно отображает степень новообразованной трещиноватости в пласте. Привлечение данных по динамике дебитов соседних скважин независимо подтверждает достоверность полученных результатов – выявленная техногенная зона трещиноватости в северо-западном направлении устанавливает тесную гидродинамическую связь со скважиной, расположенной на северо-запад от исследуемой скважины.

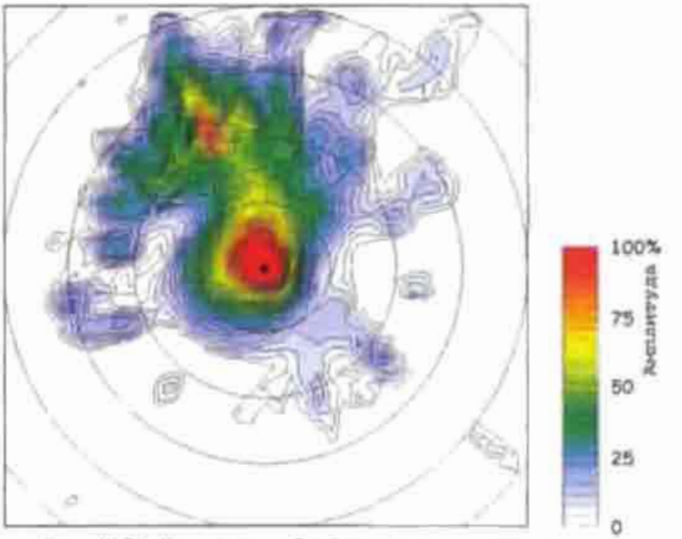


Рис. 40.32. Результаты обработки данных сейсмического мониторинга процесса ГРП (скв.1) по методике накапливания сфокусированных амплитуд
(центральная точка – пластопересечение; окружности проведены через 100 метров в плане)

Результаты проведения работ по ГРП в другой скважине, показанные на рис.40.33, демонстрируют классическую схему развития техногенной трещиноватости – развитие трещин происходит в обоих направлениях от скважины. При планировании работ ГРП считается, что такое развитие событий считается нормой. В данном случае выявленная зона техногенной трещиноватости, развитая на восток и юго-восток, установила гидродинамическую связь с другой скважиной, находящейся в 400 м на юго-востоке.

Хорошая корреляция выявляемой сейсмической активности с технологическими графиками проведения ГРП, а также привлечение независимых данных по дебитам соседних скважин позволяет сделать вывод об объективности получаемой сейсмической информации по определению пространственной ориентировки зон распространения повышенной трещиноватости.

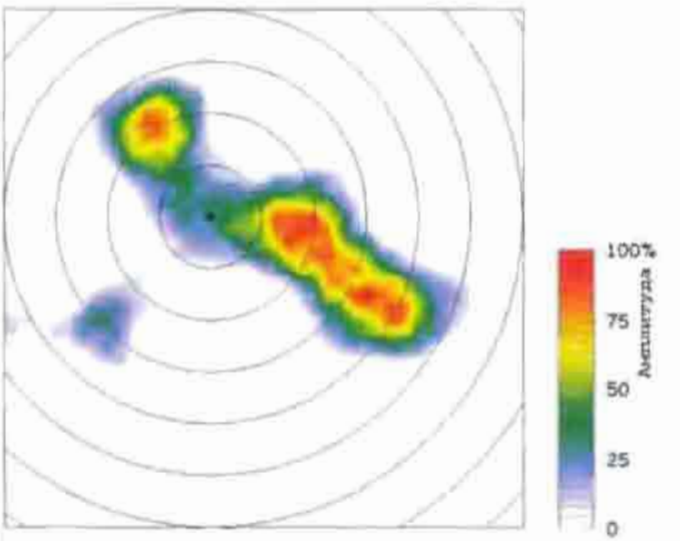


Рис. 40.33. Усредненные амплитуды регистрируемых волн, полученные в результате обработки данных сейсмического мониторинга процесса ГРП (скв.2) по методике накапливания сфокусированных амплитуд
(центральная точка – пластопересечение; окружности проведены через 100 метров в плане).

В качестве второго примера аналогичного плана рассмотрим оригинальный опыт сейсмического мониторинга за ходом развития техногенной трещиноватости нефтегазовых пластов при проведении гидроразрывов пластов. Работы выполнялись по уже описанной методике СЛБО одной из сейсмических партий ОАО "Тюменнефтегеофизика" на Ермаковском месторождении Западной Сибири (Курьянов и др., 2004). Изучались процессы релаксации зоны трещиноватости, возникающей в процессе проведения гидроразрыва пласта. Были выполнены наблюдения 29 июля (до проведения

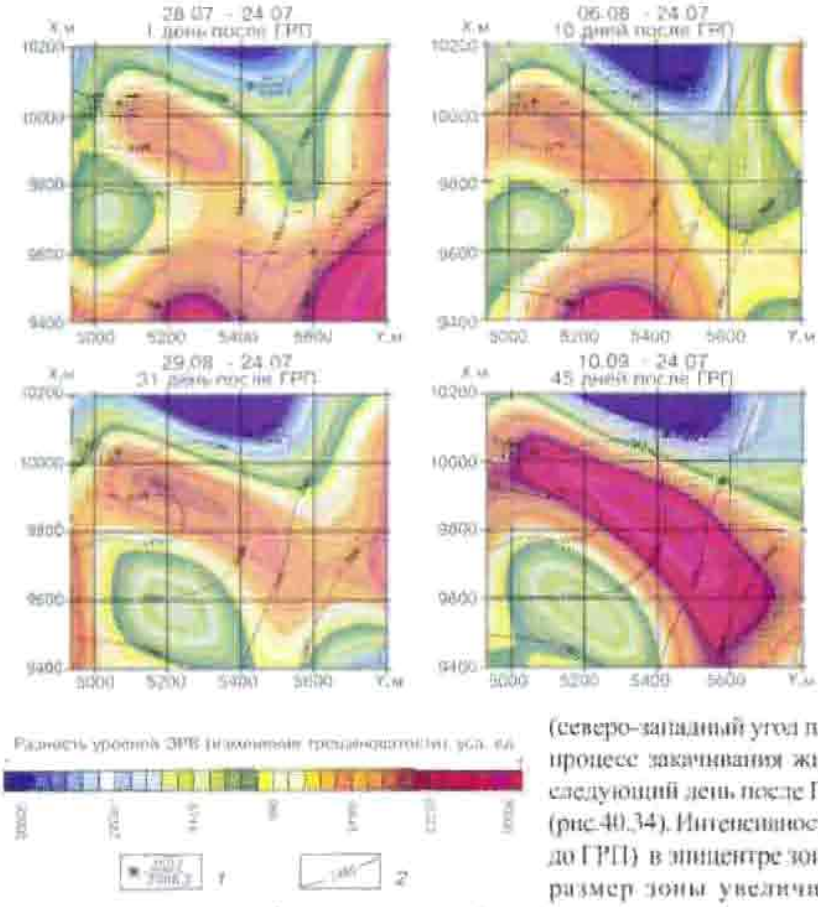


Рис. 40.34. Характер изменения трещиноватости на уровне отметки 2400м (в пласте Ю$_1$) по разности энергии рассеянных волн на участке проведения ГРП по данным метода СЛБО:
1- скважины с ГРП;
2 - изогипсы кровли продуктивного горизонта Ю1 по данным бурения и наземной сейсморазведки ОСТ

ГРП с целью измерения фоновых значений трещиноватости), 26 июля в день проведения ГРП и мониторинговые измерения 6 августа, 29 августа и 10 сентября 1999 года. В процессе обработки были получены матрицы значений энергии рассеянных волн (ЭРВ) для различных уровней среза. На рис.40.34 представлены разностные значения параметров СЛБО (разности ЭРВ и фоновых значений). По этим данным авторам работ удалось выделить зону техногенной трещиноватости, начало которой приурочено к скв. 3526 (северо-западный угол площади работ), в которой осуществлялся процесс закачивания жидкости. Как показали исследования, на следующий день после ГРП, форма зоны трещиноватости - овал (рис.40.34). Интенсивность трещиноватости (в сравнении с уровнем до ГРП) в эпицентре зоны возросла на 20%. Далее, через 9 дней размер зоны увеличился до 550 м по длинной оси. На заключительном этапе наблюдений (через 45 дней) видно, что зона техногенной трещиноватости преобразовалась в интенсивную локальную аномалию в юго-восточном направлении от скважины и размером до 1000 м. Аномалия ЭРВ в зоне трещиноватости при этом возросла до 50%.

Приведенные материалы убедительно свидетельствуют о значительных потенциальных возможностях применения сейсмической разведки как на стадии доразведки, так и на стадии эксплуатации месторождений нефти.

Описанные выше перспективные сейсмические технологии составляют лишь небольшую часть опробованного в настоящее время широкого круга существующих модификаций сейсмических исследований. Высокая востребованность сейсмической разведки в настоящее время является гарантией того, что разработка новых методов регистрации с использованием широкого круга сейсмических волн и оригинальных методов обработки материалов этих сейсмических исследований будут развиваться и далее. Можно надеяться, что молодые коллеги, изучившие курс сейсмической разведки, внесут достойный вклад в ее развитие в будущем.

Вопросы для самопроверки

1. Что понимается под термином "многоволновая сейсмическая разведка" (МВС)?
2. Какие основные преимущества дает использование поперечных и объемных волн?
3. Почему наблюдаются различия в облике временных разрезов, полученных по данным продольных и обменных волн?
4. Охарактеризуйте роль МВС на различных этапах геолого-разведочного процесса.
5. Охарактеризуйте сущность метода СЛБО.
6. Поясните принципиальные различия между зеркальными отраженными, дифрагированными и рассеянными волнами.
7. Почему при наблюдении рассеянных волн требуется особо высокая кратность наблюдений?
8. Охарактеризуйте пространственную разрешенность метода СЛБО.
9. Какие задачи решаются сейсморазведкой по технологии 3D/3C и 4D/4C?
10. Назовите наиболее рациональную последовательность сейсморазведочных работ 4D/4C в процессе эксплуатации нефтяных месторождений.
11. Поясните основные элементы двух сейсмических технологий, проводимых для контроля за ходом гидроразрыва пласта.

★ ★ ★ ★ ★ ★ ★

После прочтения книги следует помнить, что изложенные в учебнике основы современной теории и практики сейсмической разведки служат лишь фундаментом, на котором у читателя в дальнейшем могут базироваться и развиваться знания о новейших технологиях современной высокоэффективной сейсмической разведки.

Развитие и совершенствование этих технологий в современном мире непрерывно и стремительно ускоряется. Это связано, с одной стороны, с резко возросшей сложностью геолого – геофизических задач, которые ставятся нефтяниками перед сейсморазведкой сегодня. С другой стороны, этому способствуют и быстро возрастающие возможности используемой регистрирующей и обрабатывающей техники. Сейсмическая разведка в настоящее время действительно стала наиболее современным и эффективным методом поисков и разведки залежей углеводородов на суше. Особенно трудно переоценить роль сейсморазведки при поисках и разведке месторождений нефти и газа на шельфах морей и океанов - важнейших и перспективнейших территорий для человечества в 21 веке.

Классические физико-математические основы теории распространения сейсмических волн были сформулированы в далеком прошлом. Тем не менее и в настоящее время идет интенсивное совершенствование этой теории. Все активнее в сейсморазведке обсуждаются вопросы теории распространения сейсмических волн, основанные на на использовании идеально упругих, анизотропных и других, более сложно построенных моделей геологических сред. Это позволяет во многих случаях лучше понимать и объяснять целый ряд тонких особенностей наблюдаемых волновых полей, что открывает новые горизонты в познании строения геологических сред.

Технические средства современной сейсмической разведки также стремительно совершенствуются. Особенно значительным был рост возможностей сейсморазведочной регистрирующей аппаратуры в конце 20 века. Переход на широкое использование в регистрирующей аппаратуре 24 разрядных преобразователей аналог – код открыл совершенно новые и уникальные возможности перед сейсморазведкой в области использования ***динамических характеристик сейсмических волн***. В сочетании с практически ***неограниченной канальностью*** созданной телеметрической аппаратуры это дало в руки сейсморазведчиков мощнейший инструмент для эффективного изучения сложно построенных геологических сред.

Совершенствование технологии полевых работ реально открыло широкие возможности использования на практике высокоэффективных ***площадных систем наблюдений высокой кратности*** для детального изучения строения нефтегазоносных залежей. Все шире применяются площадные системы наблюдений по технологии ***3D*** на стадии ***поисков*** месторождений нефти и газа. Применение сейсмической разведки ***3D*** на стадии ***подготовки месторождений углеводородов*** к детальной разведке бурением в настоящее время считается уже обязательным и обыденным делом. Более того, в настоящее время и на ***стадии эксплуатации*** месторождений углеводородов, многие геолого-технические задачи ведения эффективной разработки месторождений нефти и газа не могут быть успешно решены без использования результатов сейсморазведки ***3D***. В этих условиях результативность и эффективность сейсморазведки ***3D*** особенно неизмеримо возрастает в случаях, когда материалы съемки ***3D*** квалифицированно обрабатываются, анализируются и интерпретируются совместно с результатами геофизических исследований скважин. Такой подход к материалам сейсморазведки ***3D*** в настоящее время позволяет успешно создавать весьма достоверные и разнообразные физико-геологические модели резервуаров по пористости, глинистости, флюидонасыщенности и другим важным параметрам. Такие модели, как правило, являются информационной базой для составления проектов разведки и доразведки месторождений углеводородов. Именно на их основе подсчитываются запасы нефти и газа по категории C_2 и ресурсы категории C_1. Детальность и достоверность построения таких моделей по вертикали почти не уступает традиционным геологическим методам, а по горизонтали - существенно их превосходит.

Все шире и активнее применяется сейсмическая разведка на этапе контроля за ходом процесса разработки нефтяных и газовых месторождений. Особенно эффективна в таких случаях сейсморазведка с использованием многокомпонентных наблюдений типа ***3D/3C***. Это позволяет уверенно говорить о больших возможностях сейсморазведки ***4D/3C*** на суше и ***4D/4C*** на море.

Несмотря на значительные и общепризнанные успехи сейсморазведки в области поисков и разведки месторождений нефти и газа, теория, методика и техника сейсмической разведки нуждается в дальнейшем совершенствовании. Можно предположить, что уже в ближайшем будущем усилия специалистов - сейсморазведчиков будут направлены на решение следующих задач:

- дальнейшее совершенствование средств сбора полевых сейсмических данных (снижение стоимости работ, сбор большего объема полезной информации путем перехода к трехмерным и / или трехкомпонентным съемкам типа ***3D/ 3C*** на суше и ***3D/4C*** на море и т.п.);
- широкое использование оптимального компьютерного планирования съемок типа ***2D/3D;*** переход на работы с применением сейсмических волн различных типов (поперечных и обменных и др.);
- более широкое совместное использование наземных и скважинных модификаций сейсморазведки – сейсморазведки ***3D*** и ***ВСП***, межскважинного прозвучивания, многоволновой сейсморазведки;

- сейсмический мониторинг за процессом разработки нефтегазовых месторождений и экологического состояния окружающей среды;
- разработка, совершенствование и широкое применение новых технологий обработки: сейсмическая томография, сейсмическая инверсия, *AVO* и *AVA* - анализ и др.;
- совершенствование способов построение высокоразрешенных глубинных сейсмических разрезов и изображений;
- разработка способов эффективного обнаружения зон повышенной трещиноватости для последующего прогнозирования на этой основе зон скопления углеводородов.

Успешное решение даже части обозначенных проблем создает предпосылки для получения на их основе новые, более эффективные геологические результаты в самых разнообразных условиях. Это позволит с помощью сейсморазведки сделать новые важные геологические открытия в 21 веке. Особенно важно отметить, что такие открытия весьма вероятны на бескрайних просторах восточных и северных районов России. Сделать их предстоит специалистам - сейсморазведчикам, чей профессиональный путь начинается в начале этого века. Оказать квалифицированную помощь в деле освоения азов профессионального мастерства – главная и единственная цель автора данного учебника.

Для эффективной реализации этих сложных задач будут требоваться высокообразованные специалисты – геофизики различных профилей: технологи-сейсморазведчики, обработчики, интерпретаторы, организаторы производства. Предложенный читателям учебник ***"Сейсморазведка"*** может послужить лишь основой для углубленной подготовки отечественных специалистов – сейсморазведчиков. Автор сочтет свою задачу выполненной, если эта книга, хотя бы частично, приоткроет перед читателями всю красоту, сложность и многообразие современных проблем теории и практики применения сейсмической разведки в России.

★ ★ ★ ★ ★ ★ ★





БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

Основной

1. Боганик Г. Н, Гурвич И. И., 2006. Сейсморазведка. Учебник для вузов.Тверь: Изд-во АИС, 744с.
2. Бондарев В. И., 2006. Сейсморазведка. Учебник для вузов. Екатеринбург: Изд-во УГГУ. Т.1. - 136с., Т.2. - 256с., Т.3. - 324с.
3. Шерифф Р., Гелдарт Л., 1987. Сейсморазведка. М.: Мир. Т.1. 447 с., Т.2. 400с.

Дополнительный (для первой части)

1. Богданов А. И., 1960. Теория сейсмических годографов. М.: Гостоптехиздат., 289с.
2. Бондарев В.И., 1972. Об эффективной толщине слоя, вовлеченного в движение поверхностной волной Релея. Свердловск: Труды Свердловского горного института, выпуск 83. Вопросы разведочной геофизики.
3. Бондарев В. И., 1995. Сейсморазведка. Екатеринбург:Изд-во УГГГА.Часть I. 94с.
4. Бондарев В. И., 1995. Сейсморазведка. Екатеринбург: Изд-во УГГГА. Часть 2. 176с.
5. Бондарев В.И., Крылатков С.М. 1998. Исследование эффективности интерференционных систем приема сейсморазведке.- Екатеринбург: Изд. - во УГГГА, 116 с.
6. Бондарев В. И., 2000. Основы сейсморазведки. Екатеринбург: Изд-во УГГГА. 252с.
7. Бондарев В. И., 2003. Основы сейсморазведки. Екатеринбург: Изд-во УГГГА. 338с.
8. Бондарев В.И , Крылатков С.М., 2001. Основы обработки и интерпретации данных сейсморазведки. - Екатеринбург: Изд-во УГГГА.-196 с.
9. Бондарев В.И., Крылатков С.М., 2002. Анализ данных сейсморазведки. - Екатеринбург: Изд-во УГГГА.-212 с.
10. Бондарев В. И., 2003. Основы сейсморазведки. Екатеринбург: Изд-во УГГГА. 338с.
11. Бондарев В. И., Крылатков С.М., 2006. Новые технологии анализа данных сейсморазведки. Екатеринбург: Изд-во УГГГА. 126с.
12. Гамбурцев Г. А., 1937, 1938. Сейсмические методы разведки. ОНТИ-НКТП СССР, М.-Л.: Т.1-222с., Т.2-189с.
13. Гамбурцев Г. А., 1959. Основы сейсморазведки. М: Гостоптехиздат, 378с.
14. Геофизики России, 2001. Информационно-биографический сборник. М.: ЕАГО. 553с.
15. Геофизики России, 2005. Информационно-биографический сборник. М.: ЕАГО. 884с.
16. Государственный образовательный стандарт высшего профессионального образования. Направление подготовки дипломированного специалиста 650200 "Технологии геологической разведки", Квалификация -Горный инженер, Москва, 2000.
17. Гольдин С.В., Смирнов М.Ю., Поздняков В.А., Чеверда В.А. 2004. Построение сейсмических изображений в рассеянных волнах как средство детализации сейсмического разреза: Геофизика. Специальный выпуск к 40 - летию ОАО "Тюменнефтегеофизика".
18. Гурвич И.И., 1954. Сейсмическая разведка. Учебник для техникумов, М.: Гостоптехиздат: 343с.
19. Гурвич И.И., 1960. Сейсмическая разведка. Учебник для вузов, М.: Гостоптехиздат: 440с.
20. Гурвич И.И., 1964. Сейсмическая разведка. Учебник для техникумов, М.: Недра. 304с.
21. Гурвич И.И., 1970. Сейсмическая разведка. Учебник для вузов, М.: Недра. 552с.
22. Гурвич И.И., 1975. Сейсмическая разведка. Учебник для техникумов, М.: Недра. 407с.
23. Гурвич И. И., Боганик Г. Н., 1980. Сейсморазведка. Учебник для вузов. М.: Недра. 551с.
24. Кашубин С.Н., 2001. Сейсмическая анизотропия и эксперименты по ее изучению на Урале и Восточно - Европейской платформе. Екатеринбург: Издательство УРО РАН, 182с.
25. Кузнецов О.Л., Курьянов Ю.А., Чиркин И.А., Шленкин С.И., 2004. Сейсмический локатор бокового обзора: Геофизика, 20-25с. Специальный выпуск к 40 - летию ОАО "Тюменнефтегеофизика".
26. Курьянов Ю.А., Кокшаров В.З., Чиркин И.А., Смирнов М. И., 2004. Трещиноватость геосреды и ее изучение сейсмоакустическими методами: Геофизика 25-32с., Специальный выпуск к 40 - летию ОАО "Тюменнефтегеофизика".
27. Методическое руководство на способ ОГТ МПВ, 1990. Ознобихин Ю.В., Голошубин Г.М., Куликов В.Н., Изд –во ЗапСибНИИГеофизика.
28. Мешбей В. И.,1985. Методика многократных перекрытий в сейсморазведке. М.: Недра. 264с.
29. Миненькина З.Р. 1967. Интерпретация рефрагированных волн при наличии вертикального и горизонтального градиентов скорости . Изв. АН СССР. Физика Земли, №4.
30. Монастырев В.К., Ознабихин Ю.В., Голошубин Г.М., 1986. Геологические результаты применения способа ОГТ МПВ в западной Сибири. -В кн. "Развитие методов сейсмических исследований на нефть и газ в условиях Западной Сибири".М: НПО "Нефтегеофизика", с 31-39.
31. Поляков М.К., 2004. Воспоминания близких, учеников, коллег, друзей. Москва, Изд-во ЕАГО, 221с.
32. Пузырев Н.Н., 1959. Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн. Москва: Гостоптехиздат, 452с.

33. Пузырев Н.Н., Мишенькина З.Р. 1969. Приближенные способы интерпретации годографов рефрагированных волн. // Методика сейсмических исследований. Москва: Наука, 5-25с.

34. Пузырев Н.Н., 1979. Временные поля отраженных волн и метод эффективных параметров. - Новосибирск: Наука, СО РАН, – 296 с.

35. Пузырев Н. Н., 1997. Методы и объекты сейсмических исследований. Новосибирск: Издательство СО РАН. 301с.

36. Сейсморазведка: Справочник геофизика, 1990 / Под ред. В. П. Номоконова. М.: Недра. Т. 1. 336 с.

37. Соколов П.Т., 1933. Физические и теоретические основы сейсмического метода геологической разведки. М.-Л.-Новосибирск: Горно-геолого-нефтяное издательство, 215с.

38. Справочник: Подготовка специалистов нефтегазового профиля в высших учебных заведениях Российской Федерации и за рубежом. 2004. /Под редакцией А. И. Владимирова/, М: Изд. "Нефть и газ" РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина. 130с

39. Шалаева Н.В., 2005. AVO-анализ: физические основы и практические аспекты (краткий курс).- Геленджик, Геомодель.- 84 с

40. Liner Christopher L., 1999. Elements of 3-D Seismology. Tulsa, Penn Well Books, 438p.

41. Hilterman F., 2001. Seismic Amplitude Interpretation, Tulsa, PennWell Books, 286p.

42. Yilmaz Oz, 2001.Seismic Data Analysis.Tulsa, Society of Exploration Geophysicists. V1-1000p. , V2-1000p.

Дополнительный (для второй части)

1. Алешохин Н.П., Насыбулин Е.Х., Оменцов Ф.И., Асан-Джалалов О.А., Гридин П.А., 2007. Источники сейсмических сигналов СВ-30/150Б. Приборы и системы разведочной геофизики. № 2. 18-20с.

2. Аникушев В.В. и др., 2004. Импульсный санный электромагнитный источник «Геотон»: особенности выбора основных силовых параметров, конструкция и применение. Геофизика, Специальный выпуск к 40 - летию «Тюменнефтегеофизики», Тверь: Изд-во ГЕРС, 120-122с.

3. Бадиков Н.В., Захаров Н.В. и др., 2003. Пневматические источники сейсмического волнового поля. Приборы и системы разведочной геофизики, № 1, Саратов: Изд-во Саратовского отделения ЕАГО, 30-31с.

4. Бескоровайный В.Л., Гнатюк А.Н., и др., 2003. Телеметрическая сейсморегистрирующая система «ПРОГРЕСС-Т2». Приборы и системы разведочной геофизики, № 2, Саратов: Изд-во Саратовского отделения ЕАГО. 11-13с.

5. Бескоровайный В.Л., Гнатюк А.Н., Тарасов Н.В., 2005. Новые возможности телеметрической сейсморегистрирующей системы «ПРОГРЕСС-Т2». Приборы и системы разведочной геофизики, № 3, Саратов: Изд-во Саратовского отделения ЕАГО, 13-14с.

6. Беспятов В.И., 1972. Методические основы повышения эффективности сейсморазведки методом отраженных волн. Труды НВНИИГГ, вып. 16. Саратов, изд-во Саратовского ун-та, 124 с.

7. Богданов А.И. 1982. Сейсморазведка методом отраженных волн. - М.: Недра,. - 279 с.

8. Бондарев В. И., 1974. Рекомендации по применению сейсморазведки для изучения физико-механических свойств рыхлых грунтов для строительных целей. М.: Стройиздат, 142 с.

9. Бондарев В.П., Рычков С.А., 1994. Полевые сейсморазведочные комплексы. Учебное пособие. - Екатеринбург: Изд. – во УГГГА. Ч.1. - 85 с., Ч.2. - 95 с

10. Бондарев В.И. 1997. Сейсмический метод определения физико – механических свойств нескальных грунтов. - Екатеринбург: Изд. - во УГГГА, 220 с

11. Бондарев В.И., Крылатков С.М. 1998. Исследование эффективности интерференционных систем приема сейсморазведке.- Екатеринбург: Изд. - во УГГГА, 116 с.

12. Бондарев В.И., Крылатков С.М. 2002. Линейные сейсморазведочные станции: вчера, сегодня, завтра. Приборы и системы разведочной геофизики. № 1. Саратов: Изд.—во Саратовского отделения ЕАГО, 9-16с.

13. Бондарев В.П., 2003. Основы сейсморазведки. Екатеринбург: Изд. - во УГГГА, 334 с.

14. Бондарев В.П., Крылатков С.М., 2007. Сейсмоприемники: история только начинается. Приборы и системы разведочной геофизики. № 1. Саратов: Изд.—во Саратовского отделения ЕАГО. 14-18с.

15. Волков Г.В. и др., 2004. Источник «Геотон» - новый инструмент при скважинных сейсмических исследованиях в Западной Сибири. Геофизика, Специальный выпуск к 40 - летию «Тюменнефтегеофизики» Тверь: Изд-во ГЕРС, 100-107с

16. Гамбурцев Г.А., 1937, 1938. Сейсмические методы разведки ч.1, ч.2. М.-Л. ОНТИ

17. Гамбурцев Г.А, Резниченко Ю.В. и др., 1952. Корреляционный метод преломленных волн. Изд-во АН СССР. 200 с.

18. Гамбурцев Г. А., 1959. Основы сейсморазведки. М: Гостоптехиздат, 378с.

19. Гальперин Е.И., 1971. Вертикальное сейсмическое профилирование. М.: Недра, 263 с.

20. Гальперин Е.И., 1977. Поляризационный метод сейсмических исследований. - М.: Недра, 319 с.

21. Геофизики России, 2001. Информационно-биографический сборник. М.:ЕАГО. 553с

22. Геофизики России, 2005. Информационно-биографический сборник. М.: ЕАГО. 884с.

23. Глумов И.Ф., 1986. Автоматизированные геофизические комплексы для изучения геологии и минеральных ресурсов Мирового океана. М.: Недра, 344 с.

24. Гольдин С.В., Смирнов М.Ю., Поздняков В.А., Череверда В.А., 2004. Построение сейсмических изображений в рассеянных волнах как средство детализации сейсмического разреза. Геофизика, Специальный выпуск к 40-летию «Тюменнефтегеофизики» Тверь: Изд-во ГЕРС, 23-29с.

25. Гурвич И.И., 1960. Сейсмическая разведка. Учебник для вузов, М.: Гостоптехиздат: 440с.

26. Детков В.А., 2005. Почему геофизическая компания занялась созданием аппаратуры? Приборы и системы разведочной геофизики, Ежеквартальное официальное издание Саратовского отделения Евро-Азиатского геофизического общества, №2, 6-7с.

27. Единые правила безопасности при взрывных работах, Сборник нормативных документов, 2001, Утверждены Госгортехнадзором России; М.: Корпорация "Трансстрой", 180с.

28. Жгенти С.А., Смирнов Д.Н., Перегудов Ю.Л., 2003. Новейшее оборудование I/O делает наземную 3-х компонентную сейсморазведку высокопроизводительной и надежной. Приборы и системы разведочной геофизики, № 3, Саратов: Изд-во Саратовского отделения ЕАГО, 21-23с.

29. Жгенти С.А., Перегудов Ю.Л., Кузнецов В.М., 2003. Многоводновая сейсморазведка.- Приборы и системы разведочной геофизики, № 3, Саратов: Изд-во Саратовского отделения ЕАГО, 5-8с.

30. Жгенти С.А., 2005. Сбор сейсмических данных и телеметрия переходных зон. Приборы и системы разведочной геофизики, № 3, Саратов: Изд-во Саратовского отделения ЕАГО, 10-12с.

31. Завьялов В.Д., 1957. Сейсморазведочные работы методикой массовых пространственных зондирований Прикладная геофизика, выпуск 17, М.: Гостоптехиздат.

32. Запорожец Б.В., Крутов А.И. 2002. Интромарин - L2 - второе поколение сейсмостанций серии "Интромарин". Приборы и системы разведочной геофизики, № 1, Саратов: Изд-во Саратовского отделения ЕАГО, 22-25с.

33. Зиновьев В.И. 2007. Уфимские сейсмоприемники: параметры, конструкция, надежность. Приборы и системы разведочной геофизики, № 1, Саратов: Изд – во Саратовского отделения ЕАГО, 25-27с.

34. Ивашин В.В., Иванников Н.А., 2005. Импульсные электромагнитные источники: особенности и перспективы совершенствования, Ежеквартальное официальное издание Саратовского отделения Евро-Азиатского геофизического общества, №2, 9-13с.

35. Инструкция по сейсморазведке. 1986. - Л.: Недра, 80 с.

36. Караев Н.А., Рабинович Г.Я. 2000. Рудная сейсморазведка – М.: ЗАО "Геоинформмарк". 366 с.

37. Кастанов А.С., 2003. Разработки Армавирского Специального конструкторского бюро испытательных машин. Приборы и системы разведочной геофизики, Ежеквартальное официальное издание Саратовского отделения Евро-Азиатского геофизического общества, №1, 33с.

38. Качагин А.А. 2007. Новые изделия ОИО - ГЕО Импульс. Приборы и системы развелочной геофизики. № 1. Саратов: Изд.—во Саратовского отделения ЕАГО, 31с.

39. Колосов Б.М., 2004. Сопоставление источников сейсмического волнового поля по тротиловому эквиваленту. Приборы и системы разведочной геофизики, №4, Саратов: Изд-во Саратовского отделения ЕАГО, 26-28с.

40. Костыгин Ю.П., 1991. Сейсморазведка на сложных зондирующих сигналах, М.: Недра, 176с.

41. Костыгин Ю.П., 2002. Сейсморазведка на сложных сигналах, Тверь: Издательство ГЕРС, 416с.

42. Кузнецов В.И., 1990. Способ пространственной сейсморазведки. Авторское свидетельство СССР №1603319, Бюл. №40.

43. Кузнецов В.И., 1993. Патент российской Федерации № 1603319 от 30 мая 1988г. Способ пространственной сейсморазведки. Государственный реестр изобретений.

44. Кузнецов В.И., Межаков В.М. 1997. Экологически щадящая 3D сейсморазведка в Западной Сибири. Геофизика, № 1.

45. Кузнецов В.И., 2004. Элементы объемной сейсморазведки. Тюмень: Изд-во «Тюмень», 272 с.

46. Кузнецов И.М., 2003. Эволюция наземных телеметрических систем регистрации сейсмических данных. Приборы и системы разведочной геофизики, № 2, Саратов: Изд-во Саратовского отделения ЕАГО, 7-10с.

47. Кузнецов О.Л. Курьянов Ю.А., Чиркин И.А., Шленкин С.И., 2004. Сейсмический локатор бокового обзора. Геофизика. Специальный выпуск к 40-летию «Тюменнефтегеофизики» Тверь: Изд-во ГЕРС, 17-22с.

48. Курьянов Ю.А., Кокшаров В.З., Чиркин И.А., Смирнов М. И., 2004. Трещиноватость геосреды и ее изучение сейсмоакустическими методами: Геофизика. Специальный выпуск к 40 - летию ОАО "Тюменнефтегеофизика", Тверь: Изд-во ГЕРС, 5-17с.

49. Клиначев Н.В., 2005. Модель сигма-дельта АЦП или о том, как Попугаю проглотить 38 Удавов – один удавский хвостик, который можно и не считать. http://www.vissim.nm.ru/, 2005

50. Методическое руководство на способ ОГТ МПВ, 1990. Ознобихин Ю.В., Голошубин Г.М., Куликов В.Н., Изд –во ЗапСибНИИГеофизика.

51. Мешбей В. И., 1985. Методика многократных перекрытий в сейсморазведке. М.: Недра. 264с.

52. Методические рекомендации по применению пространственной сейсморазведки 3D на разных этапах геологоразведочных работ на нефть и газ. - М.: ЦГЭ. 2000. 64 с.

53. Морская сейсморазведка. 2004. / Под редакцией Телегина А.Н. - М.:ООО "Геоинформмарк". 237с.

54. Милашин В.А., Храпов К.П., Мещерякова Л.Н., 1981. Методика трехмерной сейсморазведки с применением пространственных квазирегулярных систем наблюдения. Нефтегазовая геология и геофизика, вып. 4, Москва:. ВНИИОЭНГ.

55. Mongenot Denis, 2003. 3С Акселерометры на базе MEMS для Наземной Сейсмической Разведки. Пришло ли их время? Приборы и системы разведочной геофизики. № 2 Саратов: Изд-во Саратовского отделения ЕАГО, 25-3 0с.

56. Mongenot Denis, 2004. Высокопроизводительный ВиброСейс. Приборы и системы разведочной геофизики. № 3, Саратов: Изд-во Саратовского отделения ЕАГО. 9-11с.

57. Никитин В.Н., 1981. Основы инженерной сейсмики. М.: Изд-во МГУ, 175 с.

58. Опиненко С.А.,Цыганенко П.В., 2007. Некоторые аспекты практического применения вибрационных источников в условиях северных широт. Приборы и системы разведочной геофизики. № 3 Саратов: Изд-во Саратовского отделения ЕАГО, 37-39с.

59. Поздняков В.А., Сафонов Д. В., Чеверда В.А., 2000. Оптимизация параметров фокусирующих преобразований с использованием численного моделирования: Геология и геофизика, 41. 6, 930-938с.

60. Поздняков В.А, Сафонов Д.В., Ледяев А.И., 2004. Примеры объектно-ориентированного фокусирующего преобразования сейсмических данных. Сейсмические исследования земной коры: Сборник докладов Международной научной конференции. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. 172-176с.

61. Полшков М.К., 1973. Теория аналоговой и цифровой сейсморазведочной аппаратуры. М.: Недра. 200 с.

62. Полшков М.К., Козлов Е.А., Мешбей В.И. и др.,1984. Системы регистрации и обработки данных сейсморазведки. М.: Недра. 381 с.

63. Потапов О.А., 1987. Технология полевых сейсморазведочных работ. М.: Недра. 309 с.

64. Потапов О.А., 1989. Организация и технические средства сейсморазведочных работ. М.: Недра, 260с.

65. Проспект фирмы OYO-GEO IMPULSE, Ltd. 2003.

66. Пристетт У. 1999. Получение надежных данных сейсморазведки: Пер. с англ., М.: Изд - во Мир.- 448с.

67. Пузырев Н. Н., 1997. Методы и объекты сейсмических исследований. Новосибирск: Издательство СО РАН. 301с.

68. Рекламный проспект ЗАО ГЕОСВИП. 2007.

69. Ростовщиков В.Б., Кадочников А.А. 2005. Телеметрическая система ARAM-ARIES – возможности применения. Приборы и системы разведочной геофизики. № 3, Саратов: Изд-во Саратовского отделения ЕАГО, 7-8с.

70. Рыжов А.В., 2007. К теории электродинамического сейсмоприемника. Приборы и системы разведочной геофизики. № 1. Саратов: Изд.– во Саратовского отделения ЕАГО. 19-24с.

71. Савостьяов Н.А., 2007. К истории создания ООО "ОЙО - ГЕО Импульс Интернешнл". Приборы и системы разведочной геофизики. № 1. Саратов: Изд.– во Саратовского отделения ЕАГО. 6-8с.

72. Сайт - www.seg.org /2005.

73. Сайт - www.sercel.com /2005.

74. Сайт - www.i-o.com /2005.

75. Сайт - www. intromarin.ru /2005.

76. Сайт - www.aram.com /2005

77. Сайт - www.sibgeodevice.ru /2005.

78. Сайт - www.smnggeophysics.com /2005.

79. Сайт - www.smng.murmansk. /2005.

80. Сайт- www.sngeo.ru/93/

81. Сайт - www.analog.com

82. Сайт - www.geophone.com

83. Сайт - micromachine.stanford.edu

84. Сайт- bp.com/2007

85. Савич А.И., Контев В.Н. 1969. Сейсмоакустические методы изучения массивов скальных пород. - М.: Недра. 227 с.

86. Савич А.И., Яценко З.Г., 1979. Исследования упругих и деформационных свойств пород сейсмоакустическими методами. М.: Недра, 214 с.

87. Савич А.И., Куниджич Б.Д., Контев В.Н. и др. 1990. Комплексные инженерно – геофизические исследования при строительстве гидротехнических сооружений. - М.: Недра, 449 с.

88. Сагайдачная О.М., Сагайдачный А.В., Шмыков А.Н., 2003. Опыт построения российских многоканальных телеметрических станций для сейсмических исследований (СТС-24 – СТС-24Р – РОСА) Приборы и системы разведочной геофизики, № 2. Саратов: Изд-во Саратовского отделения ЕАГО, 14-18с.

89. Сейсморазведка: Справочник геофизика. 1990 / Под ред. В. П. Номоконова. М.: Недра, Т. 1. 336 с. Т.2- 400с.

90. Селезнев В.А., Матвеев В.В., Циммерман В.В. ,2007. Опыт использования вибрационных источников KZ-23 на территории Саратовской области. Приборы и системы разведочной геофизики. № 2. Саратов: Изд.–во Саратовского отделения ЕАГО, 26-27с.

91. Силаев В. А., 2002. Скважинная сейсморазведка. Пермь: Изд-во Пермского государственного университета. 204 с.

92. Спасский Б.А.,1978. Цифровая сейсморазведочная аппаратура. Пермь. Изд. - во Пермского государственного университета, 54 с.

93. Спасский Б.А. 1986. Основы цифровой обработки данных сейсморазведки. - Пермь: Изд-во ПГУ, 96 с.

94. Слуцковский А.И., 1970. Сейсморазведочная аппаратура, М.: Недра. 344с.

95. Смирнов В.П., 2005. Письмо в редакцию. Приборы и системы разведочной геофизики, № 2, Саратов: Изд-во Саратовского отделения ЕАГО, 25с.

96. Смирнов В.П., 2003. Электромагнитные источники сейсмических колебаний ряда " Енисей СЭМ, КЭМ". Приборы и системы разведочной геофизики, № 1, Саратов: Изд-во Саратовского отделения ЕАГО, 21-25с.

97. Стакло А.В. 2007. Что есть геофон? Приборы и системы разведочной геофизики. № 1. Саратов: Изд.–во Саратовского отделения ЕАГО, 9-13с.

98. Станция сейсморазведочная Прогресс Л.2001. Руководство по эксплуатации, Изд-во СО ЕАГО, Саратов, 63с.

99. Тараєов Ю.В., 1968. Некоторые вопросы теории и приложений фокусировки падающих волн: Прикладная геофизика, 51/52, 23-41с.

100. Телегин А.Н., 1991. Методика сейсморазведочных работ МОВ и обработка материалов. – Л.: Недра, 239 с.

101.Телегин А.Н., 2004. Сейсморазведка методом преломленных волн. – СПб.: Издательство С.-Петерб.университета, 187 с.

102. Теория и практика наземной невзрывной сейсморазведки, 1998. / Под редакцией М.Б. Шнеерсона, - М.: ОАО Изд-во Недра, 527 с.

103. Теплицкий В.А., 1973. Применение скважинной сейсморазведки для изучения структур в нефтегазовых районах, М.: Недра, 119 с.

104. Техническая инструкция по наземной сейсморазведке при проведении работ на нефть и газ. – М.: Министерство природных ресурсов РФ, 1999. 115 с. Проект.

105. Тимошин Ю.В., 1972. Основы дифракционного преобразования сейсмических записей. М.: Недра, 250 с.

106. Турлов П.А., Ямпольский А.М., Гольдштейн В.П., 1986. Эксплуатация цифровых сейсморазведочных станций «Прогресс», /Под ред. Б.Л. Лернера, М.: Недра, 200 с

107. Турлов П.А., 2002. Вступительное слово редактора. Приборы и системы разведочной геофизики. № 1. Саратов: Изд.– во Саратовского отделения ЕАГО, 9-16с.

108. Урупов А.К. , 2004. Основы трехмерной сейсморазведки. М.: Изд-во "Нефть и газ" РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, 584с.

109. Цветаев А.А., 1953. Методы группирования в сейсморазведке. М.: Гостоптехиздат, 65 с.

110. Цифровая обработка сейсмических данных, 1973. / Е.А. Козлов, Г.Н. Гогоненков, Б.Л. Лернер и др. - М.: Недра, 312 с.

111. Чичинин И.С., 1984. Вибрационное излучение сейсмических волн. М.: Недра, 224 с

112. Шнеерсон М.Б., Майоров В.В., 1980. Наземная невзрывная сейсморазведка с невзрывными источниками колебаний. М.: Недра, 205 с.

113. Шнеерсон М.Б., Майоров В.В., 1988. Наземная невзрывная сейсморазведка. М.: Недра, 237 с.

114. Шнеерсон М.Б., Потапов О.А. и др.,1990. Вибрационная сейсморазведка, М.: Недра. 240с.

115. Шнеерсон М.Б., Жуков, 2004. Наземная невзрывная сейсморазведка XXI века., Приборы и системы разведочной геофизики, № 3, Саратов: Изд-во Саратовского отделения ЕАГО, 5-8с.

116. Cordsen A., Galbraith M., Peirce J., 2000. *Planning Land 3-D Seismic Surveys*. Tulsa, Society of Exploration Geophysicists, 204p.;

117. Domenico N., 1996. The Mintrop mechanical seismograph.- The Leading Edge, pp. 1049-1052

118. Evans Brian J. A., 1997. Handbook for seismic data acquisition in exploration. Tulsa, Society of Exploration Geophysicists, 305p.

119. Gijs J. O. Vermeer, 2002. *3-D Seismic Survey Design*. Tulsa, Society of Exploration Geophysicists, 205p.

120. Kosonocky S. & Xiao, P. 1999. "Analog-to-Digital Conversion Architectures" *Digital Signal Processing Handbook* Ed. Vijay K. Madisetti and Douglas B. Williams, Boca Raton: CRC Press LLC,

121. *Mayne W.H., 1950.* Seismic surveying, U.S. Patent. No.2732906100.

122. Lawyer Lee, Charles C. Bates, Robert B. Rice, 2001. Geophysics in the Affairs of Mankind: Personalized History of Exploration Geophysics, Tulsa, PennWell Books, 506 p.

123. Reservoir Geophysics. Investigation in Geophysics. 1997. № 7. Edited by Robert E Sheriff. - Tulsa, Society of Exploration Geophysicists,. - 400 p.

124..Schriever W., 1952. Reflection seismograph prospecting - how it started, The Oklahoma Quarterly, University of Oklahoma Association, Vol. I, No. 4, (July 1952), pp. 27-30.

125. Seismic atlas of structural and stratigraphic features, 1991. Edited by Goudswaard W., And Jenyon M., K. Zeist, European Association of Exploration Geophysicists.

126. Schmidt Victor, 2003. Consolidation and change continue. Offshore N3, P. 46-51.

127. Sheriff Robert E., 1991. Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics. - Third Edition, p.250.

128. Training Course Manual SN-388, 1998. Материалы фирмы Sercel.

Дополнительный (для третьей части)

1. 55 лет ОАО "Ханты-мансийскгеофизика", 2006. Рекламный проспект, Ханты-Мансийск. - 40 с.

2. Аки К., Ричардс П., 1983. Количественная сейсмология. Теория и методы. Пер. с англ. - М.: Мир, Т.1.- 520 с., Т.2.-360 с.

3. Аминов Ю.П., 2004. Сейсмическая интерпретация: опыт и проблемы. - М., Геоинформмарк.-286 с.

4. Баранский Н.Л., Семенцов В.Ф., Аксенова Н.А., Козлов Е.А., 2004. Изображение рассеивающих объектов способом весовой миграции: Сборник докладов Международной научной конференции – Сейсмические исследований земной коры, Новосибирск, Изд-во Сибирского отделения РАН, 78-82с

5. Бат М., 1989. Спектральный анализ в геофизике. Пер. с англ. – М.: Недра.- 535 с.

6. Бембель Р.М., 1991. Высокоразрешающая объемная сейсморазведка. – Новосибирск: Наука. Сибирское отделение. – 150 с.

7. Богданов А.Н., 1982. Сейсморазведка методом отраженных волн. - М.: Недра. – 279 с.

8. Бондарев В.И., 1974. Рекомендации по применению сейсмической разведки для изучения физико-механических свойств рыхлых грунтов в естественном залегании для строительных целей. – М.: Стройиздат. – 142с.

9. Бондарев В. И., 2003. Основы сейсморазведки. Екатеринбург: Изд-во УГГГА. 338с.

10. Бондарев В.И., Крылатков С.М., Пушина Ж.В., Крылаткова Н.А., 1995. Интерпретация годографов первых волн в инженерной сейсморазведке. - Екатеринбург: Изд-во УГГГА. – 84 с.

11. Бондарев В.И., 1997. Сейсмический метод определения физико–механических свойств нескальных грунтов. - Екатеринбург: Изд-во УГГГА.- 220 с.

12. Бондарев В.И., Крылатков С.М., 2002. Анализ данных сейсморазведки. - Екатеринбург: Изд-во УГГГА.-212 с.

13. Бондарев В.И., Крылатков С.М., 2006. Новые технологии анализа данных сейсморазведки. - Екатеринбург: Изд-во УГГУ.-116 с.

14. Варламов С.Н., Ухлова Г.Д. 2006. Кокеосложная модель строения шельфовых пластов нижневартовского свода: ОАО "Сибнефтегеофизика" сегодня (рекламный проспект). Новосибирск.

15. Ведерников Г.В., Оболенцева И.Р., Тригубов А.В., 2004. Особенности современного этапа развития многоволновой сейсморазведки: Сборник докладов Международной научной конференции – Сейсмические исследований земной коры, Новосибирск, Изд-во Сибирского отделения РАН. 51-57с.

16. Воскресенский Ю.Н., 2001. Изучение изменений амплитуд сейсмических отражений для поисков и разведки залежей углеводородов. - М.:РГУ нефти и газа.- 68 с.

17. Воскресенский Ю.Н., 2006. Построение сейсмических изображений. - М.:РГУ нефти и газа.-116 с.

18. Гамбурцев Г.А., Резниченко Ю.В. и др., 1952. Корреляционный метод преломленных волн.-Изд-во АН СССР.-200 с.

19. Гамбурцев Г.А., 1959. Основы сейсморазведки.- М.: Гостоптехиздат. – 378 с.

20. Геологические явления в сейсмических волновых полях и прогноз неантиклинальных ловушек, 1991. - М.: Центральная геофизическая экспедиция. - 257 с.

21. Геофизика. Специальный выпуск к 55-летию "Ханты-мансийскгеофизики", 2006. -М.: ЕАГО.-112 с.

22. Гогоненков Г.Н., 1987. Изучение детального строения осадочных толщ сейсморазведкой. – М.: Недра. – 221 с.

23. Гольдин С.В., 1974. Линейные преобразования сейсмических сигналов.- М. Недра.-352 с.

24. Гольдин С.В., 1979. Интерпретация данных сейсмического метода отраженных волн. - М.: Недра. – 344 с.

25. Гольдин С.В., Смирнов М.Ю. и др., 2004. Построение сейсмических изображений в рассеянных волнах как средство детализации сейсмического разреза; Геофизика. Специальный выпуск к 40-летию ОАО "Тюменнефтегеофизика".- 23-29 с.

26. Давыдова Е.А., Ворошилова М.С., Самарин М.А., ХолмянскаяН.А. 2002. Методика выявления малоамплитудных разломов по спектрально- временным параметрам. Геофизика. №4, Москва, 7-10с.

27. Дьяконов Б.П., Кузнецов О.Л., Файзуллин И.С., Чиркин И.А. и др., 1991. Способ сейсмической разведки горных пород. Изобретение № 2008697. приоритет от 22.04.1991.

28. Дюбрул Оливье, 2002. Использование геостатистики для включения в геологическую модель сейсмических данных, *SEG / EAGE DISC Course*/. Перевод на русский язык Ковалевского Е.В. 296с.

29. Евдокимов А.А., 2004. Обработка сейсмических данных: ОАО "Сибнефтегеофизика" сегодня (рекламный проспект). Новосибирск.

30. Завадцкий Б.Р., 1994. Волновой подход к построению сейсмических изображений: Геофизика, 4. с 29-32.

31. Задоенко А.Н., Тюнегин С.П. и др., 2001. Некоторые результаты региональных сейсморазведочных работ МОВ ОГТ в Среднем Приобье: Геофизика. Специальный выпуск к 50-летию "Ханты-мансийскгеофизики". 17-29 с.

32. Игнатов А.М. и др., 2000.Способ высокоразрешающей сейсмической разведки и источник сейсмических сигналов для его реализации. Патент № 2171477. Роспатент.

33. Интерпретация данных сейсморазведки: Справочник, 1990. /Под ред. Потапова О.А.- М.: Недра.– 447 с.

34. Инструкция по сейсморазведке, 1986. - Л.: Недра. – 80 с.

35. Караев Н.А., Рабинович Г.Я., 2000. Рудная сейсморазведка.-М.: ЗАО "Геоинформмарк".- 366 с

36. Кашик А.С.,1998. Изучение многомерных многопараметровых пространств на ЭВМ. Их формирование и представление методами динамической визуализации. (Философия и идеология): Геофизика, 1, 84-95 с.

37. Кашик А.С., Федоров А.Л., Голосов С.В., 1998. Общие средства динамической визуализации: Геофизика, 1, 96-102 с.

38. Кашик А.С., Кириллов С.А., Ческис В.Л., 2003. Решение геологических задач в четырехмерном многопараметровом пространстве: Геофизика. Специальный выпуск "Технологии сейсморазведки II". 3-16 с.

39. Кашик А.С., Кириллов С.А., Сапыкин М.К., Ческис В.Л. 2004. Корреляция нарушений по данным сейсморазведки; Путь реализации нефтегазового потенциала Ханты-Мансийского Автономного округа, Том 2, Ханты-Мансийск, 14-23 с.

40. Клаербоут Дж.Ф., 1989. Сейсмические изображения земных недр. Пер. с англ. - М., Недра. – 406 с.

41. Кобылкин И.А. ,Ужакин Б.А., Колосов Б.М. и др., 1997.Способ высокоразрешающей сейсморазведки МОГТ с использованием взрывов зарядов. Патент № 2107310. Роспатент.

42. Козлов Е.А., 1986. Миграционные преобразования в сейсморазведке.- М: Недра.-247 с.

43. Козлов Е.А., 1998. Анализ состояния обработки и интерпретации сейсморазведочных данных за рубежом. - М.:- Изд-во ЕАГО. 65 с.

44. Колосов Б.М., Кобылкин И.А., Голиченко А.М., Ужакин Б.А. 2003. Высокоразрешающая сейсморазведка в Нижнем Поволжье РФ и во владении Талиму в Китае. Приборы и системы разведочной геофизики. № 2. Саратов: Изд.– во Саратовского отделения ЕАГО. 31с.

45. Кондрашков В.В., 1977. Получение временного разреза способом эллиптической развертки отражений (ЭРО): Региональная разведочная и промысловая геофизика, 29, 1-9 с.

46. Кондрашков В.В., Аникович Е.М., Ботдиков А.Н., 1998. Метод параметрической развертки отображений: от концепции до обрабатывающей системы UNISEIS.- Геофизика, 4, 21-29 с.

47. Корнев В.А., 2000. Прогнозирование объектов для поисков залежей углеводородного сырья по сейсмогеологическим данным (на примере осадочного чехла Западной Сибири). – Тюмень: - Изд-во ТюмГНГУ. – 374 с.

48. Кочнев В.А., 1988. Адаптивные методы интерпретации сейсмических данных. - Новосибирск: Наука. – 150 с.

49. Кучинов В.М. ,2003. Многоволновая сейсморазведка - новые возможности и перспективы: Приборы и системы разведочной геофизики, №3, 11-16 с.

50. Кузнецов В.М., 2003. От геологической задачи к конструированию методики МВС: Приборы и системы разведочной геофизики, №3, с. 31-35.

51. Кузнецов В.М., Жуков А.П., Шнеерсон М.Б. 2006. Введение в сейсмическую анизотропию: теория и практика. Тверь: ООО "Издательство ГЕРС" , 160 с.

52. Кузнецов О.Л. , Курьянов Ю.А., Чиркин И.А., Шленкин С.И. , 2004. Сейсмический локатор бокового обзора: Геофизика. Специальный выпуск к 40-летию "Тюменнефтегеофизики".- 17-22 с.

53. Курьянов Ю.А., Кокшаров В.З., Чиркин И.А. , Смирнов М.Ю., 2004. Трещиноватость геосреды и ее изучение сейсмоакустическими методами: Геофизика. Спец. выпуск к 40-летию ОАО "Тюменнефтегеофизика".- 9-16 с.

54. Левянт В. Б., Закревский К.Е.,Пораскун В.И., 2000. Методические рекомендации по применению пространственной сейсморазведки 3D на разных этапах геологоразведочных работ на нефть и газ: М.: ЦГЭ.- 64 с.

55. Левянт В. Б., Аммосов, Ю.П.,Гаоговский В.М., Колесов В.В., Коростышевский М.Б., Птецов С.Н., 2006. Методические рекомендации по использованию данных сейсморазведки (2D, 3D) для подсчета запасов нефти и газа: М.: ЦГЭ - 40 с

56. Макбет С., Разин А.В., 2005. Геофизика резервуаров: курс лекций в ЦППС НД ТПУ, г. Томск.

57. Макс Ж., 1983. Методы и техника обработки сигналов при физических измерениях. Пер. с франц. – М.: Мир.-Т.1. – 312 с.

58. Методические рекомендации по применению сейсморазведки ОГТ. 1975. Под ред. А.К. Урупова. - М.: Недра. – 195 с.

59. Мешбей В.И., 1985. Методика многократных перекрытий в сейсморазведке. – М.: Недра. – 264 с.

60. Морская сейсморазведка, 2004. Под редакцией Телегина А.Н. М.: ООО "Геоинформмарк", 237с.

61. Михальцев А.В., Мушин И.А., Погожев В.М., 1990. Обработка динамических параметров в сейсморазведке. - М.: Недра.- 189 с.

62. Мусагалиев М.З., Жакеыбеков А.Е., Исенов С.М. и др., 2006. Технология высокоразрешающей сейсморазведки (ВРС) при проведении доразведки месторождения Аманкельды. // НТВ "Каротажник". Тверь.Изд., АИС,. Вып. 10-11 (151-152), 31-45с.

63. Мусагалиев М.З., Жакеыбеков А.Е., Исенов С.М. и др., 2006. Опыт внедрения технологии

64. Мушин И. А., Бродов Л.Ю., Козлов Е.А., Хатьянов Ф.И.,1990. Структурно- формационная интерпретация сейсмических данных. М.: Недра.299с.

65. Неждапов А.А., 2000. Геологическая интерпретация сейсморазведочных данных.–Тюмень: Изд-во ТюмГНГУ. – 133 с.

66. Никитин В.Н., 1981. Основы инженерной сейсмики. -М.:Изд-во МГУ.-175 с.

67. Никитин А.А., 1986. Теоретические основы обработки геофизической информации. - М.: Недра.- 342 с.

68. Организация и технология обработки данных в сейсморазведке, 1987.- Матвиенко Г.В. и др.– М.:Недра.– 192 с.

69. Основы историко-геологического анализа сейсмических разрезов при поисках неантиклинальных ловушек, 1986. - Г.Н. Гогоненков, С.С. Эльманович, Ю.А. Михайлов. – М.: ЦГЭ.- 65 с.

70. Панагин В.В., Попов А.Я., Дик П.И., 1989. Сейсморазведка малых глубин. - М.: Недра. - 210 с.

71. Применение сейсмоакустических методов в гидрогеологии и инженерной геологии, 1992.:Мин-во геологии СССР, Всесоюз. науч.- исслед. ин-т гидрогеол. и инж. геол.- Под ред. Н.Н. Горянинова. - М.: Недра. 264 с.

72. Птецов С.Н., 1989. Анализ волновых полей для прогнозирования геологического разреза. - М.: Недра. – 155с.

73. Птецов С.Н., 2002. Прогнозирование коллекторских свойств продуктивных толщ по данным трехмерной сейсморазведки и ГИС. Учебный курс на научно-практической конференции "Геомодель-2002". - 62 с.

74. Птецов С.Н., 2006. Технология инверсии и прогноза коллекторов по сейсмическим данным. Учебный курс на научно-практической конференции "Геомодель-2006". - 84 с.

75. Пузикова М.М., Гидион В.Я., 2006. Уточнение геологического строения месторождения по данным комплекса ВСП и МОГТ (на примере Восточно-Рославльской площади): Презентация на научно-практической конференции, посвященной 55-летию ОАО "Ханты-мансийскгеофизика".

76. Пузырев Н.Н., 1959. Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн. – М.: Гостоптехиздат. – 452 с.

77. Пузырев Н.Н., 1979. Временные поля отраженных волн и метод эффективных параметров. - Новосибирск: Наука, СО РАН. – 296 с.

78. Пузырев Н.Н., Тригубов А.В., Бродов Л.Ю. и др., 1985. Сейсмическая разведка методом поперечных и обменных волн. – М.: Недра. - 277 с.

79. Пузырев Н.Н., 1997. Методы и объекты сейсмических исследований. - Новосибирск: Издательство СО РАН. – 301 с.

80. Рапопорт М.Б., 1993. Вычислительная техника в полевой геофизике. - М.:Недра. - 350 с.

81. Робинсон Э.А. , 1988. Метод миграции в сейсморазведке. Пер. с англ.- М.: Недра. – 110 с.

82. Савич А.И., Коптев В.И., 1969. Сейсмоакустические методы изучения массивов скальных пород. - М.: Недра. -227 с.

83. Савич А.И., Яшенко З.Г., 1979. Исследование упругих и деформационных свойств горных пород сейсмоакустическими методами. – М.: Недра. – 214 с.

84. Савич А.И., Кунджич Б.Д., Коптев В.И. и др., 1990. Комплексные инженерно – геофизические исследования при строительстве гидротехнических сооружений. - М.: Недра. - 449 с.

85. Свод Правил. СП 11-105 - 97. Инженерно-геологические изыскания для строительства. Часть 6. Правила производства геофизических работ. М:, 2004г.

86. Сейсморазведка: Справочник геофизика, 1990.- /Под ред. В.П. Номоконова.- М.: Недра.Т.1.– 336 с., Т.2. – 400 с.

87. Системы регистрации и обработки данных сейсморазведки, 1984.- / Полшков М.К., Козлов Е.А., Мешбей В.И. и др.- М.:Недра.-381 с.

88. Спасский Б.А., 1986. Основы цифровой обработки данных сейсморазведки. - Пермь: Изд-во ПГУ. – 96 с.

89. Сейсмогеологический анализ нефтегазоносных отложений Западной Сибири, 1987. / Мкртчан О.М. и др. - М.: Наука. – 126 с.

90. Структурно-формационная интерпретация сейсмических данных, 1990.-/Мушин И.А., Бродов Ю.А., Козлов Е.А., Хатьянов Ф.И.. - М.:Недра. - 299 с.

91. Телегин А.Н., 1991. Методика сейсморазведочных работ МОВ и обработка материалов. – Л.: Недра. – 239 с.

92. Телегин А.Н., Тихонова И.М.,1992. Построение динамических разрезов по сейсмическим записям преломленных волн. Доклады РАН, Т. 326,.№6, 989-993с.

93. Телегин А.Н., Тихонова И.М., Сакулина Т.С., 2003. Обработка сейсмических записей преломленных волн на основе миграции. Доклады РАН, Т. 390, № 1, 106-108с.

94. Телегин А.Н., 2004. Сейсморазведка методом преломленных волн. – СПб.: Издательство С.-Петербургского университета, 187 с.

95. Техническая документация к системе Promax (на русском языке). Руководство пользователя, 2002.

96. Техническая инструкция по наземной сейсморазведке при проведении работ на нефть и газ. – М.: Министерство природных ресурсов РФ, 1999, 115 с.

97. Тимошин Ю.В., 1966. Способ интерференционного анализа сейсмических волн. Авт. свид. № 184984: Изобретения промышленные образцы и товарные знаки, № 16, 70 с.

98. Тимошин Ю.В., 1972. Основы дифракционного преобразования сейсмических записей. –М.: Недра.-264 с.

99. Урупов А.К., 1966. Изучение скоростей в сейсморазведке. - М.:Недра.-224 с.

100. Урупов А. К., Левин А.Н., 1985. Определение и интерпретация скоростей в методе отраженных волн.– М.:Недра.

101. Урупов А.К., 2004. Основы трехмерной сейсморазведки.- М.: Изд-во "Нефть и газ" РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина.- 584 с.

102. Хаттон Л. и др., 1989. Обработка сейсмических данных. Пер. с англ. - М.: Мир. – 216 с.

103. Хведчук Н.Н., Агеев В.Н. и др., 1988. Прогнозирование нефтегазоносности на акваториях.- М.: Недра. – 168 с.

104. Цифровая обработка сейсмических данных. 1973.-/ Козлов Е.А., Гогоненков Г. Н., Лернер Б.Л. и др.- М.:Недра.-312 с.

105. Шалаева Н.В., 2005. AVO-анализ: физические основы и практические аспекты (краткий курс).- Геленджик, Геомодель-2005,- 84 с.

106. Шерифф Р., Грегори А., 1982. Сейсмическая стратиграфия. Пер. с англ. - М.: Мир. 1982. Т.1. - 373 с., Т.2. - 460 с.

107. Шнеерсон М.Б., 2003. Многоволновая сейсморазведка (краткий обзор зарубежных публикаций): Приборы и системы разведочной геофизики, 3, 9-10 с.

108. Brown A.R., 2004. Interpretation of Three-Dimensional Seismic Data.- Tulsa, AAPG Memoir 42,- 542 p.

109. Chun J.H., Jacewitz C.A., 1981. Fundamentals of frequency domain migration:Geophysics, Volume 46, Issue 5, pp. 717-733.

110. Claerbout J.F., Doherty S.M., 1972. Downward Continuation Of Moveout-Corrected Seismograms:Geophysics, Volume 37, Issue 5, pp. 741-768

111. Coffen J.A., 1986. Seismic Exploration Fundamentals. - Tulsa, PennWell Books. - 346 p.

112. Coffen J.A., 1984. Interpreting Seismic Data. - Tulsa, PennWell Books. - 260 p.

113. Connoly P., 1999. Elastic impedance.- The Leading Edge, vol. 18, N 4, 438-452 pp.

114. Costagna J.P., Swan H.W., Foster D.J., 1998. Framework for AVO gradient and intercept interpretation.- Geophysics, vol. 63, 948-956 pp.

115. Deregowski S., Rocca F., 1981. Geometrical optics and wave theory for constant-offset sections in layered media: Geophys. Prosp., 29, 374-387 pp.

116. Evans Brian J., 1997. A Handbook for seismic data acquisition in exploration. - Tulsa, Society of Exploration Geophysicists. – 305 p.

117. Gadallah M.R., 1994. Reservoir seismology. - Tulsa, PennWell Books. – 384 p.

118. Garotta R., Grander P.-Y., Dariu H., 2000. Elastic parameter derivations from multi-component data: SEG Expanded Abstracts 19, 154 p.

119. Garotta R., 2000. Shear waves from acquisition to interpretation: *SEG DISC Course Notes*.

120. Gray D., Goodway B., Chen T., 1999. Bridging the gap: Using AVO to detect changes in fundamental elastic constants: SEG Expanded Abstracts 18, 852 p.

121. Hale D.,1984. Dip-moveout by Fourier transform: Geophysics, Vol. 49, Issue 6, 741-757 pp.

122. Hilterman F.J., 1970. Three-Dimensional Seismic Modeling.- Geophysics, Vol. 35, Issue 6, 1020-1037 pp.

123. Hilterman, F.J., 2001. Seismic amplitude interpretation: Short Soc. Expl. Geophys. Distinguished Instructor Series 4,-236 p.

124. Koehler F., Taner M.T., 1977. Direct And Inverse Problems Relating Reflection Coefficients And Reflection Response For Horizontally Layered Media: Geophysics, Volume 42, Issue 6, 1199-1206 pp.

125. Liner C.L., 1999. Elements of 3 - D Seismology. - Tulsa, PennWell Books. –438 p.

126. Lumley D.E., 1995. 4-D seismic monitoring of an active steamflood: SEG Expanded Abstracts 14, 203-206 p.

127. Macleod M.K., Hanson R.A., Bell C.R., Mchugo S., 1999. The Alba Field ocean bottom cable seismic survey: Impact on development: The Leading Edge. 1306-1312 pp.

128. Margrave G.F., Stewart R.R., Larsen J.A., 2001. Joint *PP* and *PS* seismic inversion:The Leading Edge, Vol. 20, No. 9, 1048–1052 pp.

129. McGuire, D., Runyon, S., Williams, T., Paulsson, B., Goertz, A. and Karrenbach, M., 2004. Gas Hydrate Exploration with 3D VSP Technology, North Slope, Alaska, 74th Ann. Internat. Mtg: Soc. of Expl. Geophys.

130. Peletier H., Gunderson J., 2005. Application of rock physics to an exploration play: A carbonate case study from the Brazeau River 3D:The Leading Edge, Volume 24, Issue 5, 516-519 pp.

131. Paulsson, B., Karrenbach, M., Willigan, P., Goertz, A., and Hardin, A., 2004. High resolution 3D seismic imaging using 3C data from large downhole seismic arrays, *First Break, Volume 23*.

132. Pisetski, V.B., 1999. The dynamic fluid method. Extracting stress data from the seismic signal adds a new dimension to our search. *The Leading Edge, September*, Vol.18, No.9, SEG, 1084-1093 p.

133. Pisetski, V., 1998. Method for Determining the Presence of Fluids in a Subterranean Formation, *US Patent*, № 5,796, 678.

134. Reservoir Geophysics, 1992 - Investigation in Geophysics, № 7. Edited by Robert E Sheriff. - Tulsa, Society of Exploration Geophysicists. - 400 p.

135. Rocca F., Salvador L., 1982. Residual Migration: SEG Expanded Abstracts 1, 4 p.

136. Russel B., Ross C., Lines L., 2002. Neural networks and AVO: The Leading Edge. Volume 21, Issue 3, 268-314 pp.

137. Rutherford, S. R., and Williams, R. H., 1989. Amplitude-versus-offset variations in gas sands: Geophysics, 54, 680–688 pp.

138. Schneider W.A., 1978. Integral Formulation For Migration In Two And Three Dimensions: Geophysics, Volume 43, Issue 1, 49-76 pp.

139. Seismic atlas of structural and stratigraphic features, 1991.- Edited by Goudswaard W. and Jenyon M.K. - Zeist, European Association of Exploration Geophysicists. -250 p.

140. Smith, G. C., Gidlow, P. M., 1987. Weighted stacking for rockproperty estimation and detection of gas: Geophys. Prosp., 35, 993–1014 pp.

141. Smith G.C., Sutherland R.A., 1996. The fluid factor as an AVO indicator: Geophysics, Volume 61, Issue 5, 1425-1428 pp.

142. Shuey R.T., 1985. A simplification of the Zoeppritz equations: Geophysics, vol. 50, No.4, 609-614 pp.

143. Stolt R.H.,1978. Migration By Fourier Transform: Geophysics, Vol. 43, Issue 1, 23–48 pp.

144. Taner M.T., Koehler F., Sheriff R.E., 1979. Complex seismic trace analysis: Geophysics, Volume 44, Issue 6, 1041-1063 pp.

145. Thomsen L., 2002. Understanding seismic anisotropy in exploration and exploitation: *SEG DISC Course Notes*.

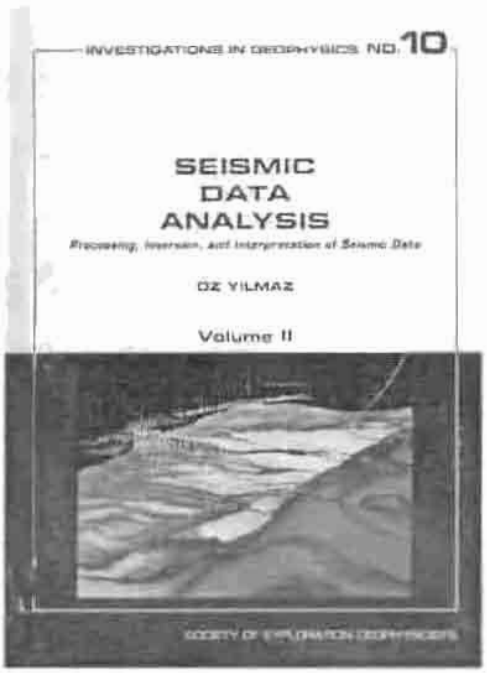
146. Thompson M., Arntsen B., Amundsen L., 2007. Experiences with full - azimuth acquisition in ocean bottom seismic. First Break, March, Volume 25, p 77-84.

147 Yilmaz O, Claerbout J.F., 1980. Prestack partial migration Geophysics, Volume 45, Issue 12, 1753-1779 pp.

148. Yilmaz Oz, 1994. Seismic Data Processing. - Tulsa, Society of Exploration Geophysicists, Seventh printing. - 526 p.

149. Yilmaz Oz, 2001. Seismic Data Analysis. - Tulsa, Society of Exploration Geophysicists. V I - 1000 p., V II – 1000 p.

* * * * * * *

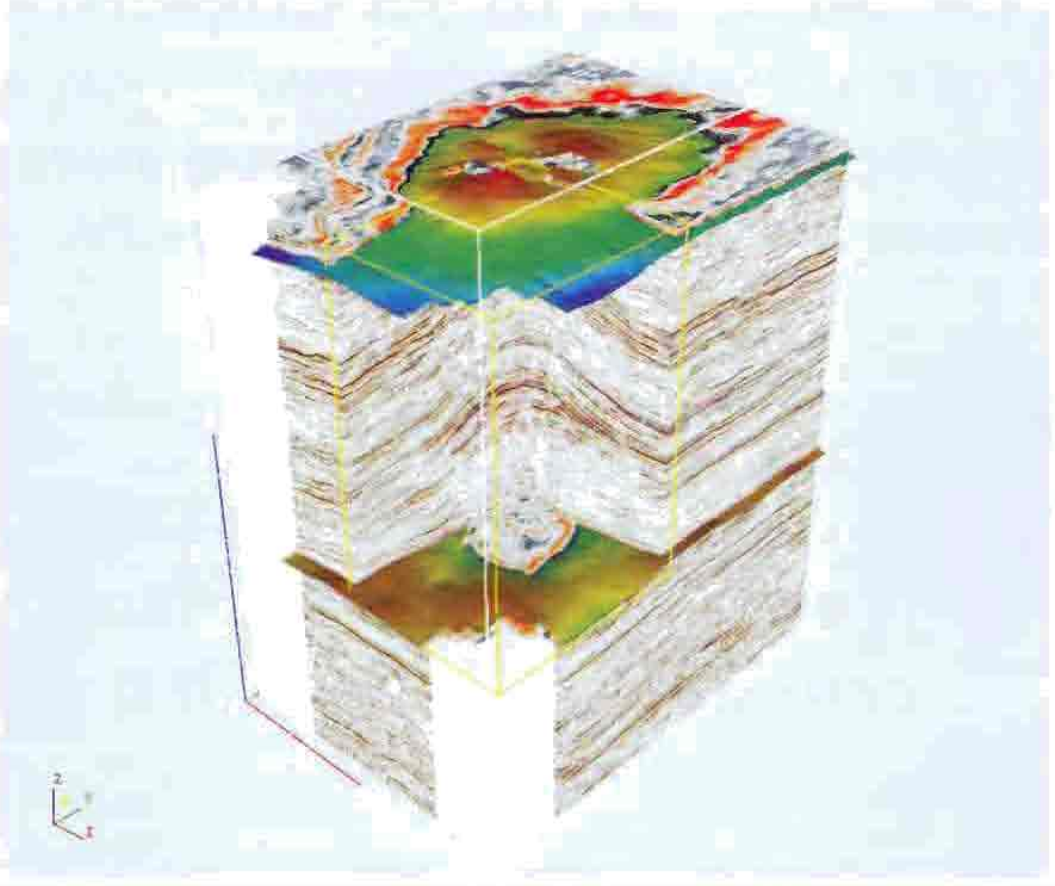




Приложения

Сейчас это возможно!

Сейсморазведка МОГТ-3D



Так умеют увидеть геологическую среду сейсморазведчики!

Объемная визуализация и интерпретация в пакете GeoProbe

Подготовка инженеров - геофизиков (с получением квалификации "горный инженер" или "геофизик") в настоящее время осуществляется в 26 вузах России.

В некоторых вузах реализуются учебные программы их углубленной специализации в области сейсмической разведки

ВОРОНЕЖСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
КАФЕДРА ГЕОФИЗИКИ

Кафедра геофизики (ранее кафедра геофизических методов поиска и разведки полезных ископаемых) была открыта на геологическом факультете Воронежского государственного университета в 1962 г. Инициатор открытия кафедры и первый ее заведующий проф. ***А.П. Тарков*** читал общий курс сейсмической разведки до 2002 г. Благодаря его неординарным организаторским способностям кафедра с момента ее открытия была оснащена новейшей по своему времени сейсмической аппаратурой, начиная от аналоговых станций с осциллографической записью и кончая станциями «Прогресс». Обработка проводилась с использованием вычислительного комплекса ПС-2000. С сейсмической аппаратурой студентов кафедры знакомили в разное время ст. преподаватели ***Нетесов А.П., Смирнов Ю.Г., Корыстин Б.Л.*** С 1964 г. по 1994 г. разделы сейсморазведки, связанные с методикой и технологией, а также с вопросами проектирования работ, читал доц. ***Генералов В.Г.***



Тарков Андрей Петрович
(1930-2002 гг.)
Доктор геолого-минералого-гических наук, профессор. Заведовал кафедрой геофизики Воронежского государственного университета с перерывами с 1962 г. по 1993 г. Читал лекции по общему курсу сейсморазведки и физике Земли. Автор более 70 научных работ.

Практически с момента образования кафедры, под руководством ***Таркова А.П.***, начаты сейсмические исследования КМПВ рудоперспективных интрузий на Воронежском кристаллическом массиве. В этих исследованиях активное участие приняли студенты первого набора на геофизическую специальность. В последующие годы эти работы продолжил один из первых выпускников кафедры ***Дубянский В.И.***, научная деятельность которого тесно связана с развитием идей сейсмической голографии. Большое внимание на кафедре геофизики было уделено изучению глубинного строения региона. По инициативе ***Таркова А.П.*** и при поддержке ***Федынского В.В.*** в 1972 году было начато планомерное изучение земной коры и верхней мантии методами взрывной сейсмологии с использованием регистраторов «Тайга». Основу методики составили дискретные наблюдения на профилях, которые радиально расходятся от пунктов карьерных взрывов. Эти работы продолжались до 1989 года, что позволило отработать более 2600 км сейсмических профилей и получить уникальную информацию о глубинном строении Воронежского кристаллического массива. Ответственными исполнителями этих исследований были выпускники кафедры ***Дубянский А.И.*** и ***Базулев И.П.***



Силкин Константин Юрьевич
Кандидат геолого-минералогических наук, старший преподаватель кафедры геофизики Воронежского государственного университета. Окончил кафедру геофизики геологического факультета ВГУ в 1994 г. Область научных интересов – сейсмическое моделирование. Читает лекции по сейсмическому моделированию, проводит практические занятия по обработке сейсмических данных на ЭВМ. Автор 15 научных работ.

Общий курс сейсмической разведки и лекции по обработке сейсмических материалов на ЭВМ читает доцент ***Дубянский А.И.*** Сейсмическое моделирование и практические занятия по обработке сейсмических данных проводит ст. преподаватель ***Силкин К.Ю.*** Кафедра в настоящее время обрабатывает сейсмический материал в системе SDS-PC, имеет в своем распоряжении сейсмостанцию «Эхо 2» и генератор сейсмических колебаний (ГСК-1П), которые используются в периоды учебно-полевых практик и при проведении хоздоговорных работ. Нормальную работу сейсмической аппаратуры поддерживает выпускник кафедры геофизики инженер ***Мещеряков В.В.***

394006, Россия, г. Воронеж,
Университетская площадь 1, office@main.vsu.ru



Антонов Юрий Васильевич
Доктор технических наук, профессор, заведующий кафедрой геофизики Воронежского государственного университета с 1993 г. Закончил в 1962 г. МГРИ по специальности геофизические методы поиска и разведки полезных ископаемых. Область научных интересов – анализ и интерпретация гравитационных и магнитных полей. Автор более 150 научных работ.



Дубянский Александр Игоревич
Кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры геофизики Воронежского государственного университета. Окончил кафедру геофизики геологического факультета ВГУ в 1966 г. Область научных интересов – глубинные сейсмические исследования, сейсмология и интерпретация сейсмических материалов. Читает лекции по общему курсу сейсморазведки, обработке сейсмических данных на ЭВМ, и физике Земли. Автор более 50 научных работ.

ИРКУТСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ
КАФЕДРА ПРИКЛАДНОЙ ГЕОФИЗИКИ И ГЕОИНФОРМАТИКИ



Дмитриев
Александр Георгиевич

Заведующий кафедрой прикладной геофизики и геоинформатики ИрГТУ. Специалист в области высокоразрешающей многоволновой малоглубинной сейсморазведки. Родился в 1951 г. в г. Иркутске. Окончил геофизическое отделение геологоразведочного факультета Иркутского политехнического политехнического института (1973). 1973-1975 гг. – инженер ВостСибНИИГиМСа. С 1975 г. – ассистент, ст. преподаватель, доцент, профессор кафедры. Доктор наук (1996), профессор (1998), член-корр. РАЕН.





В сентябре 1949 г. при кафедре разведочного дела Иркутского горно-металлургического института (ныне Иркутский государственный технический университет) по инициативе профессора Л.Н.Шаманского была открыта специальность ***«Геофизические методы разведки месторождений полезных ископаемых»*** и набраны первые две группы геофизиков. В отдельное подразделение кафедра геофизических методов разведки была выделена в сентябре 1953 г.

Первым заведующим, возглавлявшим кафедру в течение 8 лет с 1953 по 1961 гг. и много сделавшим для ее организации и становления, был ***К. Н. Анисимов*** (1921 – 1979). С 1961 по 1972 гг. кафедрой руководил канд. геол.-мин. наук, доцент ***А. А. Быстрицкий***, с 1972 по 1977 гг. – доцент ***Н. Б. Кирзнер***, а 1977 по 1999 гг. – доктор наук, профессор ***Г. С. Вахромеев***. С 1999 года кафедру возглавляет доктор наук, профессор ***А. Г. Дмитриев***.

За свою более чем полувековую историю кафедра подготовила около 2000 инженеров-геофизиков. Среди них известные руководители производства, организаторы науки и исследователи. Многие выпускники кафедры имеют высокие правительственные награды и почетные звания, а четверо - удостоены звания лауреатов Государственных премий. Значительная часть специализированных организаций Сибири и Дальнего Востока, основу геофизических технологий которых составляет сейсморазведка, укомплектованы преимущественно, выпускниками ИрГТУ.



Глотов Олег Константинович (1915 - 2003 гг.)

Первыми преподавателями блока сейсмических дисциплин были совместители, организаторы геофизической службы, стоявшие у истоков сейсмических исследований в Восточной Сибири, опытные специалисты производственники из Восточного геофизического треста (ВГТ) - ***О. К. Глотов*** и ***И. Б. Кирзнер***. В различные годы в проведении лабораторных работ и учебных сейсморазведочных практик им помогали ***Е. Д. Тагай***, ***Г. С. Вахромеев***, ***А. А. Кулавский***, ***Ю. П. Сергеев***, А. Ю. Давыденко и др.

Глотов Олег Константинович внес значительный вклад в усовершенствование сейсмических методов разведки. Им были разработаны новые, вошедшие затем в учебники, способы обработки данных сейсморазведки: способ развернутых графиков скоростей и разностных годографов; способ центровых лучей с учетом миграции; аналитическое решение обратных задач сейсморазведки МОВ для наклонных отражающих границ при линейном изменении скорости в покрывающих слоях; развит и дополнен способ смещенных годографов ОГТ и многое другое. С 1952 по 1959 г. будучи управляющим Восточного геофизического треста и совместителем кафедры, отдал много сил и души для организации и технического оснащения сейсмической лаборатории кафедры. Родился в Москве, участник Великой Отечественной войны. Окончил Московский геологоразведочный институт (1939), Академию нефтяной промышленности (1956). Кандидат наук, лауреат Государственной премии СССР, Почетный работник газовой промышленности.

Кирзнер Игорь Борисович окончил физико-математический факультет Иркутского государственного университета (1941) и Академию нефтяной промышленности (1957). В годы войны работал на Иркутском авиационном заводе и в Восточном геофизическом тресте. В 1960 году И. Б. Кирзнер переходит в штат кафедры и начинает активную научно-исследовательскую деятельность. Он занимается тестированием высокочастотной сейсмостанции ВИРГа, разработкой методики высокочастотной сейсморазведки при поисках россыпных месторождений. Внедрение сейсморазведки в комплекс гравиразведочных и электроразведочных (ВЭЗ) работ позволило повысить надежность глубинного картирования погребенных речных долин в условиях многолетней мерзлоты.



Кирзнер
Игорь Борисович
(р.1918г.)

В восьмидесятых годах, после прихода на кафедру *А. Г. Дмитриева, С. П. Никифорова, А. В. Мирошникова*, эти работы были продолжены на более современном техническом уровне с использованием цифровых сейсмостанций и многократных систем наблюдений. Именно в эти годы сформировался костяк лаборатории сейсморазведки и определились основные направления ее деятельности. Это высоко разрешающие малоглубинные многоволновые сейсмические исследования при прогнозировании верхней части геологического разреза в условиях развития многолетней мерзлоты. Коллектив лаборатории вместе со студенческими научными отрядами проводил инженерно-геологические изыскания в Такеимо, Белой Зиме, Бодайбинском районе; занимался сейсмическим микрорайонированием городов Ангарск, Усолье-Сибирское и ряда станций БАМ; изучал устойчивость золоотвалов ТЭЦ и шламохранилищ ГОК; проводил работы по гидромелиоративному устройству долины р. Мангурка и изучению погребенных золотоносных долин в Бодайбинском районе и Куранахе. В последние годы коллектив лаборатории принимает активное участие в международных проектах «Байкал – бурение» и сейсмических исследованиях по изучению мелководных бассейнов озера Байкал.

Вахромеев Гелий Сергеевич окончил геофизический факультет Свердловского горного института (1957). В 1960 принят на кафедру на должность ассистента и в течение четырех лет вел лабораторные занятия по сейсморазведке. 1955-1960 – техник, инженер, старший геофизик партий ВГТ. С 1977 по 1999 г. заведующий кафедрой. Доктор наук (1975), профессор (1979), действительный член РАЕН, Заслуженный деятель науки Российской Федерации. Один из разработчиков общих принципов комплексирования геофизических методов, основоположник теории физико-геологического моделирования, экологической геофизики и геофизики чрезвычайных ситуаций; автор ряда принципиально новых спецкурсов, которые он читал в 13 вузах России, США, Китая и Монголии.



Вахромеев Гелий
Сергеевич
(1934-2000гг.)

В настоящее время на кафедре работают 9 докторов наук, 7 кандидатов и 3 ассистента. В аспирантуре и докторантуре кафедры обучается 12 человек. Общий штат кафедры составляет 25 человек. Традиционно кафедра ведет подготовку геофизиков по двум специализациям – рудной и структурной геофизики. В 1997 г. в связи с открытием и началом подготовки инженеров по новой специальности – ***«Информационные системы в наукоемких технологиях»***, кафедра была переименована в *кафедру прикладной геофизики и геоинформатики*. На кафедре функционирует магистратура, институт стажеров, аспирантура и докторантура. В 2000 году специализированному Совету университета Д 212.073.01 дано право приема докторских диссертаций по специальностям ***25.00.10 – Геофизика, геофизические методы поисков полезных ископаемых*** и ***25.00.35 – Геоинформатика***.

Сегодня кафедра располагает шестью хорошо оборудованными специализированными учебно-исследовательскими лабораториями, прекрасно оснащенным геоинформационным центром и уникальным полигоном – базой практик, которая располагается на берегу Байкала (Приольхонье, пос. Черноруд). В рамках ФЦП «Интеграция» при кафедре действует Байкальская молодежная школа-семинар «Геофизика на пороге третьего тысячелетия». К проведению занятий по сейсморазведке привлекаются выпускники кафедры, ведущие специалисты ПГО «Иркутскгеофизика»: доктор наук В. Г. Пашков, кандидаты наук: В. И. Помник, В. П. Васильев, Н. В. Труфанова, Л. А. Барышев и др.

664074, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 83, ИрГТУ, тел: (3952) 43-23-96, E-mail: dmitriev@geo.istu.irk.ru

КАЗАНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

Кафедра геофизики



Нургалиев
Данис Карлович (р.1956 г.).
Заведующий кафедрой (с 1997 г.), доктор геолого-минералогических наук (с 1997г.), профессор.
Член Научного совета по геомагнетизму РАН. Член ЕАГО, AGU, EGS.
Научное направление исследований-совершенствование методик геофизических исследований при поисках углеводородов
Председатель докторского Диссертационного совета Университета

В 1944 году на геолого-почвенном факультете была открыта новая специальность - "***Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых***". В 1952 году была создана объединенная кафедра геологии нефти и геофизических методов разведки.

С 1954 года кафедра геофизических методов разведки полезных ископаемых существует как самостоятельная.

Научно-исследовательской работой и педагогической деятельностью на кафедре занимаются 2 доктора и 9 кандидатов наук.

Кафедра готовит инженеров-геологов по трем специализациям: ***геофизические методы поисков и разведки твердых ископаемых, сейсморазведка, геофизические методы исследования скважин***.

Основное направление кафедры - изучение геофизических методов обнаружения полезных ископаемых или условий, благоприятных для их скопления, на основании изучения на поверхности земли физических полей - магнитного, гравитационного, электрических и др.



Коллектив кафедры геофизики Казанского государственного университета

420008, Казань, ул. Кремлевская,18
тел.: (8432) 92-69-77факс: (8432) 92-44-48
Email: public.mail@ksu.ru

Кафедра геофизики
геологического факультета Кубанского госуниверситета

Кафедра геофизики открыта в Кубанском госуниверситете в 1993 г. Осуществляет подготовку кадров по специальности **020302 – Геофизика**. Специализации: *разведочная геофизика, геофизические исследования скважин, геоинформационные технологии.* Ежегодный набор 25-30 студентов. На кафедре геофизики работают 6 докторов наук, профессоров, восемь кандидатов наук, доцентов. При кафедре функционируют аспирантура и докторантура, работает диссертационный совет Д 212.101.09 (специальности 25.00.10.«Геофизика, геофизические методы поисков полезных ископаемых» - по физико-математическим, техническим и геолого-минералогическим наукам.

Первый выпуск студентов геофизиков состоялся в 1998 году, за период с 1998г. по 2007г. выпущено более 200 специалистов, в том числе 30 выпускников получили дипломы с отличием. Выпускники кафедры работают в геолого-геофизических, научно-исследовательских и конструкторских организациях Краснодарского края, Западной и Восточной Сибири, Поволжья и в других регионах Российской федерации. Целевая подготовка специалистов учитывает запросы морских геологоразведочных и геолого-геофизических организаций региона ФГУГП ГНЦ «Южморгеология», ОАО «Краснодарнефтегеофизика», КОМЭ ПО «Союзморгео», а также учреждений охраны природы, рационального недропользования и экологической безопасности.



Дембицкий Станислав Иосифович.

Зав.кафедрой геофизики, к.т.н., профессор, Заслуженный работник Минтопэнерго РФ, Заслуженный работник высшей школы РФ. Окончил МИНХ и ГП им. Губкина в 1965г.

Работал в геофизических организациях Таджикистана (1965-1972г.г.), с 1993г. – в Кубанском госуниверситете.

Область научных интересов – нефтепромысловая геофизика, геоэкология. Автор 3 монографий, 140 научных публикаций, 3 изобретений. Член ЕАГО и ассоциации АИС.



Гуленко Владимир Иванович. Профессор кафедры геофизики, д.т.н., Заслуженный деятель науки Кубани. Окончил геологический факультет МГУ им. Ломоносова в 1972 г. Работал в Тихоокеанской экспедиции НПО «Южморгео», в Краснодарском филиале ВНИИГеофизики, в ННИМоргеофизики ВМНПО «Союзморгео», ОАО «НПО Нефтегеофизприбор». Участвовал в океанических рейсах. С 1996 г. работает на кафедре геофизики Кубанского госуниверситета.

Область научных интересов – технология морской сейсморазведки, разработка и исследование невзрывных источников упругих волн, математическое моделирование сейсмических волновых полей, сейсмический мониторинг тектонической активности земной коры. Автор 2 монографий и около 100 научных публикаций, в т.ч. 15 изобретений. Ведет общий курс сейсморазведки, а также спецкурсы по теории сигналов, морской и инженерной геофизике, сейсморегистрирующим комплексам, компьютерный практикум, а также учебную практику по сейсморазведке.



Куропкин Александр Григорьевич

К.т.-м.н., окончил Грозненский нефтяной институт им. Миллионщикова в 1965г. Работал в КФ ВНИИГеофизики, НПО «Южморгео», в ННИМоргеофизики» НПО «Союзморгео». Участвовал в 5 океанических рейсах. Работал в Алжире. С 1997 г. преподает в КубГУ. Область научных интересов – методика обработки сейсмических данных, AVO-анализ. Автор 40 научных работ.



Учебная практика студентов по сейсмоакустике на Азовском море



Куценко Эрнест Яковлевич.

Доцент кафедры геофизики, к.т.н. Окончил МИНХ и ГП им. Губкина в 1959 г.

Работал в тресте Краснодарнефтегеофизика (1959-1997 г.г.). С 1997г. – доцент кафедры геофизики КубГУ.

Область научных интересов – сейсмические исследования в скважинах. Автор более 60 научных публикаций. Ведет спецкурсы по ВСП, источникам возбуждения упругих волн, инженерной геофизике, организации и планированию сейсморазведочных работ, прострелочно-взрывным работам, участвует в проведении учебных геофизических практик.



Земцова Джемма Павловна. Доцент кафедры геофизики, к.г.-м.н., окончила Азербайджанский нефтяной институт им. Азизбекова в 1955 г. Ведущий специалист треста Краснодарнефтегеофизика, КФ ВНИИГеофизики, НПО «Южморгео», НИИМоргеофизики ВМНПО «Союзморгео», КОМЭ ПО «Союзморгео».

На кафедре геофизики КубГУ преподает с 1997 г. Область научных интересов – пространственная сейсморазведка, детализация и подготовка объектов к бурению. Автор более 60 публикаций, 4 патентов, 13 изобретений. Ведет спецкурс по пространственной сейсморазведке.



Борисенко Юрий Дмитриевич. Доцент кафедры геофизики, к.ф.-м.н. Окончил МФТИ в 1972 г. Работал в НПО «Южморгео», НИИМоргеофизики ВМНПО «Союзморгео», КОМЭ ПО «Союзморгео» ЗАО «Интеловектор». Участвовал в океанических рейсах. На кафедре геофизики КубГУ преподает с 1997 г.

Область научных интересов – разработка и создание программных средств для решения обратных задач геофизики с целью поиска нефтегазовых залежей. Автор около 70 научных работ. Ведет курсы теории поля, уравнения математической физики, читает спецглавы высшей и вычислительной математики, теоретические основы обработки геофизической информации, спецкурс по цифровой обработке сейсмических данных, ведет учебные практики на ЭВМ.



Долинин Александр Григорьевич. Старший преподаватель кафедры геофизики. Окончил геологический факультет МГУ им. Ломоносова в 1973 г. Работал в НПО «Южморгео», НИИМоргеофизики ВМНПО «Союзморгео», КОМЭ ПО «Союзморгео». На кафедре геофизики КубГУ преподает с 1998 г.

Область научных интересов – современные технологии цифровой обработки сейсмических данных 2D, 3D. Автор 18 научных публикаций. Ведет спецкурсы по компьютерной обработке и автоматизированной интерпретации сейсмических данных.



350040 г. Краснодар, ул. Ставропольская, 149. Тел/факс: (861) 2199-634
E-mail: geophysic@fpm.kubsu.ru

Пермский государственный университет
Геологический факультет
КАФЕДРА ГЕОФИЗИКИ

Кафедра геофизики основана в 1954 г. ***Маловичко Александром Кирилловичем*** (1911-1996), ставшим позднее доктором технических наук, профессором, Заслуженным деятелем науки и техники Российской Федерации. Профессор А.К. Маловичко руководил кафедрой с 1954 г. по 1989 г. и создал известную в России школу пермских геофизиков.

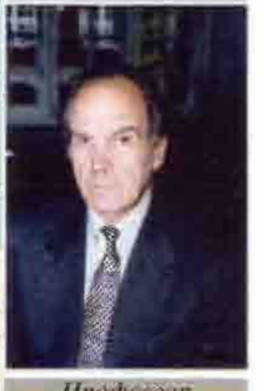


Зав.кафедрой геофизики *Костицын Владимир Ильич* (р.1945г.)

С 1995 г. кафедру возглавляет доктор технических наук, профессор **Владимир Ильич Костицын**. С 1956 г. подготовлено более 3000 специалистов-геофизиков, из них 20 стали докторами наук, 100 – кандидатами наук. Подготовка кадров ведется по очной и заочной формам обучения, по программам бакалавриата (степень **«Бакалавр геологии»**), дипломированного специалиста по специальности 020302 "Геофизика" (квалификация **«Геофизик»**) и магистерской подготовки (степень **«Магистр геологии»**). Имеется аспирантура и докторантура (ученая степень -кандидат и доктор геолого-минералогических или технических наук). Работает ДИССЕРТАЦИОННЫЙ СОВЕТ по защите докторских и кандидатских диссертаций по специальности ***25.00.10 «Геофизика, геофизические методы поисков полезных ископаемых»***.

Многие выпускники занимаются научно-исследовательской, преподавательской работой, возглавляют научные или производственные организации: Ю. А. Быков, В. В. Коритин, В. Ф. Ланцев, А. П. Лаптев, В. М. Мегеря, В. Н. Огородов, А. Д. Савич, Н. М. Скумбин, М.С. Чалаев (председатель ГАК), С. А. Шихов, П. Г. Шкабарня и многие другие. При кафедре работают 2 филиала кафедры:

- в ОАО «Пермнефтегеофизика», заведующий – генеральный директор Е.С. Килейко,
- в Горном институте УрО РАН, заведующий – доктор технических наук, Заслуженный деятель науки РФ А.А. Маловичко.



Профессор Спасский Борис Алексеевич (р.1937г.)

Постановка сейсмического направления на кафедре принадлежит профессору ***Урупову Адаму Константиновичу*** с учениками: ***Бяковым Ю. А.*** (кандидат г.-м.н.), и ***Кивокурцевым В. Н.***, а позже ***Спасским Б.А.*** (д.г.-м.н.), ***Лапиным С.Н.*** (к.г.-м.н.), ***Неволиным Л.П.*** (к.г.-м.н.).

Значительный вклад в развитие кафедры внесли преподаватели сейсморазведки ***Савелов Р.П.*** (д.г.-м.н.), ***Скумбит И.М.*** (к.г.-м.н.), ***Березнев В.А.*** (к.г.-м.н.), ***Митюнина И. Ю.*** (к.г.-м.н.), ***Маловичко А.А.*** (д.г.н., член-корреспондент РАН), ***Орлов Л.К.*** (к.г.-м.н.), а также ***Меновщиков В.Д.***, ***Виноградов А.В.***, ***Верхоланцев Ф.Г.***, ***Герасимова И.Ю.*** (к.г.-м.н.), ***Огородова И. В.***

В настоящее время сейсморазведку преподают штатные сотрудники: профессор ***Спасский Б.А.***, доцент ***Митюнина И.Ю.***, доцент ***Герасимова И.Ю.***, ассистент ***Огородова И.В.***, а также ***Сулаев В.А.*** (д.г.н., профессор, генеральный директор нефтедобывающего предприятия ЗАО «Институт РОСГЕОС»), ***Сапфиров И.А.*** (к.г.-м.н., зам. директора по научным вопросам Горного института УрО РАН), ***Бабкин А.И.*** (к.г.-м.н., Горный институт УрО РАН).

В порядке реализации инновационной образовательной подпрограммы в рамках приоритетного национального проекта «Образование» лаборатория сейсморазведки в 2006-2007 г.г. полностью обновилась компьютерной техникой, современными сейсмостанциями и программным обеспечением для обработки и интерпретации данных сейсморазведки (**безвозмездно передано для обучения студентов Центральной геофизической экспедицией** г. Москва).

Спасский Борис Алексеевич окончил геологический факультет ПермГУ (1961). Доктор геолого-минералогических наук (1992), профессор. В 1961 – 63 годах работал в полевых сейсморазведочных партиях треста «Пермнефтегеофизика», участвовал в открытии Ножовского месторождения нефти. С 1963 г. – в Пермском государственном университете. В 1970 – 1973 г.г. преподавал в Алжире геофизические методы. Опубликовано более 150 научных работ, в т.ч. 4 монографии и учебных пособия. Научные интересы: сейсморазведка, обработка и интерпретация данных отраженных и преломленных волн, изучение и учет верхней части разреза. Ведет лекционные курсы: «Теоретические основы обработки геофизических данных», «Сейсмическая аппаратура», «Цифровая обработка и интерпретация сейсмических данных».



Митюшина Ирина Юрьевна окончила в 1975 году с отличием геологический факультет ПермГУ. С 1979 года работает на кафедре геофизике ПермГУ, кандидат геолого-минералогических наук (1995), доцент.

Автор 95 печатных работ по вопросам изучения верхней части разреза в сейсморазведке, обработке и интерпретации временных полей первых волн. Ведет курсы по использованию геофизических компьютерных технологий и системам обработки данных сейсморазведки, комплексированию геофизических методов.





Герасимова Ирина Юрьевна

Окончила геологический факультет ПермГУ (1994). С 1998 г. работает на кафедре геофизики, ассистент, к.г.-м.н. Автор 16 печатных работ. Научные интересы: изучение верхней части разреза сейсморазведкой, изучение процессов карстообразования.

Санфиров Игорь Александрович

Окончил в 1977 году с отличием геологический факультет ПермГУ.

С 1988 г. работает в Горном институте УрО РАН, заведующий лабораторией (с 1993 г.).

С 1997 г. ведет педагогическую деятельность в должности профессора на кафедре геофизики ПермГУ.

Доктор технических наук (1997). Область научных интересов – теоретические и методические основы сейсмических и акустических исследований состояния горного массива. Прикладная направленность их в основном связана с обеспечением безопасной эксплуатации эксплуатации крупнейшего в Европе Верхнекамского месторождения калийных солей. Им опубликовано более 90 печатных работ.



614600, Пермь. ГСП,ул. Букирева,15,
ПГУ, кафедра геофизики. Тел 3422 396595, E- mail: geophys@psu.ru

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Геологический факультет

Отделение геофизики

Кафедра сейсмометрии и геоакустики



Калинин Аркадий Васильевич (1935-2002гг.). Окончил геологический факультет МГУ (1959). Доктор физико-математических наук (1977), профессор. Заслуженный работник высшей школы РФ. Лауреат премии Ленинского комсомола. Автор более 150 научных публикаций

Кафедра создана в 1975 году по инициативе В.В. Федынского. Первым заведующим кафедрой стал один из основателей отечественной сейсморазведки профессор ***Михаил Константинович Поликов***. Основным генератором идей в научной области и в области обучения сейсморазведке на кафедре в вплоть до 2002 года был **профессор *Калинин Аркадий Васильевич***, заведовавший кафедрой более 20 лет. Под его руководством коллектив кафедры провел многие десятки экспедиций на суше и на море, обучив сотни студентов, собрав материалы для множества научных работ и публикаций по вопросам сейсмометрии и геоакустики на акваториях, поверхности земли и в скважинах при решении широкого круга задач от инженерных до глобальных. Большое место в научной работе кафедры и в области преподавания занимают вопросы сейсмики при поисках и разведке нефтегазовых месторождений.

В настоящее время коллектив кафедры состоит из 28 человек. Здесь преподают как заслуженные профессора и видные ученые – ***Оболгина Татьяна Ивановна, Калинин Виктор Васильевич, Пийп Валентина Борисовна, Ефимова Елена Андриановна***, так и молодые преподаватели – Степанов П.А., Пензнер Р.Л. и другие. Ряд дисциплин по специальности ведут крупнейшие специалисты в разных областях из других институтов – чл.-корр. РАН ***Николаев А.В.***, профессор ***Шнеерсон М.Б.*** профессора ***Михайлов В.А.*** и ***Аминов Ю.И.***



Хмелевской Виктор Кимович (р.1934г.). Заслуженный геофизическим отделением геологического факультета МГУ. Доктор геолого-минералогических наук (с 1983г.), профессор. Заслуженный деятель науки России. Академик РАЕН. Председатель научного совета по инженерной и экологической геофизике Объединенного совета РАН. Автор свыше 200 научных публикаций.

В настоящее время кафедра проводит обучение по трем ступеням. Это бакалавры (4 года), специалисты (5лет) и магистры (6 лет). Специалисты обучаются по программам трех специализаций: «Сейсмометрия и сейсмология», «Морская геофизика» и «Геолого-геофизические исследования нефтяных и газовых месторождений».

На кафедре проводится обучение по 4 магистерским программам: «Геофизика», «Геофизические методы исследования земной коры», «Геолого-геофизические исследования нефтяных и газовых месторождений» и «Геология и геофизика мегаполисов и крупных городских агломераций». В области приповерхностной, инженерной сейсмики и геофизики вообще кафедра сейсмометрии и геоакустики является признанным лидером. Здесь впервые в России оформились как самостоятельные учебные дисциплины сейсморазведка на мелководных акваториях, комплексные геофизические исследования неглубоких скважин и подповерхностная георадиолокация.

В процессе обучения студенты проходят учебную практику после третьего курса. Это комплексная практика по геофизическим методам исследования, она проходит на учебно-научных базах факультета и территории МГУ.

Широкий спектр фирм, приглашающих наших студентов на производственные практики, позволяет каждому выбрать себе подходящую со всех точек зрения работу с перспективой на распределение после окончания университета.

Начиная с 1998 года практически все выпускники кафедры находят достойную работу по специальности или продолжают обучение в аспирантуре Геологического факультета и аспирантурах зарубежных университетов. География распределения выпускников кафедры чрезвычайно широка. Окончившие кафедру 10-15 лет назад и выпускники старших возрастов занимают сейчас ключевые позиции в известных геофизических компаниях в России и за рубежом.



Владов Михаил Львович (р.в1949г.). Заведующий кафедрой, профессор, д.ф.-м.н., автор более 50 научных работ, член EAGE

Россия, Москва 119899, Воробьевы горы, МГУ, Геологический факультет.
Телефон: +7 495 939-33-42), (095) 939-2970 Факс: (095)932-8889, E-mail: admin@geol.msu.ru

Российский Государственный Геологоразведочный Университет

КАФЕДРА СЕЙСМИЧЕСКИХ И СКВАЖИННЫХ МЕТОДОВ ПОИСКОВ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ



Зинченко Владимир Степанович
(р. 1946г.)
Заведующий кафедрой сейсмических и скважинных методов исследований. Профессор, доктор технических наук. Председатель УМС по геофизическому образованию в технических вузах России. Автор более 80 научных работ, 4 монографий и 8 учебников и учебных пособий.

РГГУ - единственный вуз России, имеющий специализированный ***геофизический факультет***.
Деканом факультета является профессор, д.т.н.
Зинченко Владимир Степанович



Кафедра создана в 1930 году. Ее возглавляли последовательно профессор ***В.Ф. Бончковский*** и до 1948 года академик ***Г.А. Гамбурцев***. С 1989 года по 2007г. кафедру сейсмических и скважинных методов возглавлял кандидат технических наук, профессор ***Боганик Г.Н.***, с 2007- профессор д.т.н. ***Зинченко Владимир Степанович.***

В последние годы на кафедре преподавали и преподают профессора И. И. Гурвич, Г.Н. Боганик, В.П. Номоконов, В.С. Зинченко и доценты С.Н. Билибин, Ю.В. Кондратович, В.П. Орлов.

Долгие годы на кафедре работали ***известные профессора Гурвич И.И.*** и ***Номоконов В.П.*** - автор вузовских учебников по сейсморазведке и известный редактор и составитель справочника геофизика-сейсморазведчика.

Кафедра ведет подготовку инженеров-геофизиков по специальности 130201 "Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых" По специализации "Сейсморазведка" ежегодный выпуск составляет от 10 до 20 человек.

Они определяли и формировали уровень сейсморазведочного образования на кафедре



Номоконов Владимир Петрович
(1923 -2002 гг.) -
профессор, кандидат технических наук. Широко известен в России и за рубежом как соавтор и редактор нескольких изданий томов "Сейсморазведка" в серии "Справочник геофизика". Автор свыше 50 научных работ, в том числе 4 монографий, изданных на английском и болгарском языках. Был экспертом ООН в Индии и Непале.

117485, г. Москва, ул.Миклухо-Маклая, 23,
Тел./факс:
(095) 438-14-38,
E-mail: ggaggf@glasnet.ru



Гурвич Илья Исидорович
(1910- 1983гг.)
Автор основных учебников в СССР для вузов - "Сейсмическая разведка" (три издания - 1960, 1970, 1980 гг.) и техникумов - "Сейсморазведка" (три издания - 1954, 1964, 1975 гг.). Работал экспертом ЮНЕСКО в Китае, Индии, Германии и на Кубе. Опубликовал свыше 120 научных работ, в том числе более 20 - на иностранных языках. Награжден орденом "Знак Почета", рядом медалей СССР. Основные направления научных исследований - разработка физико-геологических основ сейсморазведки, методики полевых работ, теории обработки и интерпретации их данных.



Боганик Генри Николаевич
(1935-2007гг..)
Профессор, кандидат тех. наук. Область научных интересов - малоглубинная высокоразрешающая сейсморазведка (методика, обработка и интерпретация материалов).
Опубликовано свыше 40 научных статей и два учебника для вузов "Сейсмическая разведка" (1980г.) и "Сейсморазведка" (2006г.) (в соавторстве с И.И.Гурвичем).



Российский Государственный Университет НЕФТИ И ГАЗА им. И. М. ГУБКИНА

Факультет Геологии и геофизики нефти и газа (ФГГНиГ)
Кафедра разведочной геофизики и компьютерных систем
130201 "Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых"

Специализации:

130201.01 "Нефтегазовая разведочная геофизика"
130201.02 "Геофизические методы исследования нефтяных и газовых скважин"
130201.04 "Компьютерные системы и технологии"
130201.05 "Геофизические методы контроля разработки нефтяных и газовых месторождений"

В Российском государственном университете нефти и газа имени ***И. М. Губкина*** впервые начали подготовку инженеров-геофизиков с осени 1940 г., когда была образована кафедра "Геофизических и геохимических методов разведки нефтяных и газовых месторождений", которую сначала возглавил проф. ***В.Н. Дахнов*** , а затем проф. ***В. М. Сеньков***.

С осени 1943 г. возглавлять кафедру стал видный ученый, зав.кафедрой гравиметрии МГУ проф. ***Л. В. Сорокин***. Первый выпуск инженеров-геофизиков состоялся в 1947 г.

В связи с возросшей потребностью в геофизических кадрах бурно развивающейся нефтегазовой отрасли, осенью 1951 г. на базе этой кафедры были образованы две геофизические кафедры: ***полевой и промысловой геофизики.*** Кафедру ***полевой геофизики*** возглавил проф. ***Л.В. Сорокин*** (1943-1953 гг.). В последующем заведующими кафедрой полевой геофизики были профессора: ***Л. А. Рябинкин*** (1953-1980 гг.) и ***А.К. Урупов*** (1980-1994 гг.).
С 1994 г. кафедру возглавляет ***С. А. Серкеров***.

С широким внедрением в учебный процесс измерительно-информационных систем и компьютерных технологий и созданием новых специализаций, учитывающих потребности современной нефтегазовой промышленности, изменилось содержание обучения на кафедре и с 1995 г. она стала называться кафедрой ***"Разведочной геофизики и компьютерных систем"***.

В настоящее время на кафедре читаются дисциплины:

- Общий курс разведочной геофизики и ГИС (Полевая геофизика)
- Геофизические методы и аппаратура:
  - сейсморазведка
  - гравимагниторазведка
  - электроразведка
  - сейсмические регистрирующие комплексы
- Геологическая интерпретация геофизических данных
- Геолого-геофизические методы поисков и разведки нефти и газа
- Теория геофизических полей
- Вычислительная техника и компьютерные технологии в геофизике
- Теория цифровой регистрации и обработки геофизической информации
- Трехмерная сейсморазведка
- Алгоритмы и системы геофизической обработки и интерпретации



Серкеров Серкер Акберович (р.1937г.). Доктор технических наук 1982), профессор, Академик РАЕН. Прошел путь от ассистента до заведующего кафедрой. Основная научная деятельность связана с разработкой вопросов применения теории случайных функций при анализе потенциальных полей. Автор свыше 130 научных работ, ряда учебников и учебных пособий. Член EAGO, SEG, EAGE.

Методика и содержание преподавания сейсморазведки на кафедре в значительной мере сформировалась под влиянием идей крупнейшего специалиста - сейсморазведчика советской эпохи- ***Рябинкина Л. А.***

- Доп. главы разведочной геофизики
- Линейные преобразования (высшая математика по выбору)
- Взрывные работы и источники сейсмических колебаний
- Прогнозирование геологического разреза
- Комплексирование геофизических методов
- Теория упругости (техническая механика)
- Программные средства и компьютерные технологии
- Проблемы специальности
- Компьютерное моделирование

(Для специальности прикладная математика)

- Основы технологий и моделирование в н/г отрасли
- Мат. моделирование процессов (геофизические методы)



Рябинкин Лев Алексеевич (1910-1985гг).

Окончил Московский геологоразведочный институт (1932г). Доктор технических наук, профессор. Заведующий кафедрой полевой геофизики МИНХ (1953-1980г). При его участии в СССР впервые были получены записи отраженных волн (на озере Байкал, 1934г.). Важнейший результат его научных исследований- создание метода регулируемого направленного приема (МРНП) сейсмических волн. Высокая геологическая эффективность метода РНП способствовала открытию ряда месторождений нефти и газа во многих регионах страны. За создание этого метода разведки во главе группы специалистов стал Лауреатом Государственной премии СССР. Автор более 150 научных публикаций, 20 изобретений, ряда учебников по разведочной геофизике. Его именем названо научно-исследовательское судно ГУП "Севморнефтегеофизика" - НИС "Профессор Рябинкин ".

В настоящее время на кафедре работает большое количество высококвалифицированных специалистов: 4 профессора-доктора наук, 10 доцентов-кандидатов наук. Среди них наиболее известными в области сейсмической разведки являются профессора, докт.ора наук ***Урупов Адам Константинович***, ***Рапопорт Мирон Бурихович***, ***Завалишин Борис Родионович*** и др.



Урупов Адам Константинович (р.1923г).

Окончил Московский Нефтяной Институт (1950), доктор геолого-минералогических наук (1966), профессор, Заслуженный геолог Российской Федерации. Работал в Пермском государственном университете (1954-1966). В 1966-1979 годах главный консультант по геофизике и руководитель советских геофизиков в ГДР. Читал лекции во Фрайбергской горной академии. С 1970 по 1980 год - заместитель директора ВНИИгеофизики, руководитель лаборатории методики сейсморазведки. С 1980 по 1994 год - заведующий кафедрой полевой геофизики, с 1994г- профессор кафедры РГУ нефти и газа им. И.М.Губкина. Автор свыше 200 научных публикаций, в т.ч. 6 монографий , 6 изобретений. Награжден орденом Красной Звезды, Отечественной войны I степени, медалями СССР, орденом ГДР.

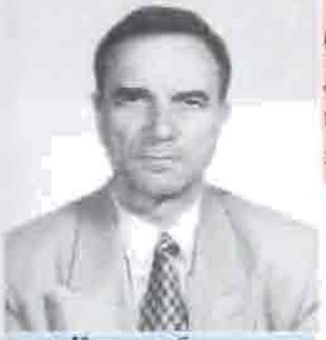


Рапопорт Мирон Бурихович (р.1932 г.).

Окончил Львовский политехнический институт (1954г.), доктор технических наук (1978г.), профессор, Лауреат Государственной премии СССР (1986г.). С 1982 года профессор кафедры полевой геофизики. Внес существенный вклад в методы изучения скоплений углеводородов по эффекту сейсмической неупругости, теорию конструирования специализированных вычислительных устройств, в создание систем программных пакетов ,для обработки сейсмической информации. Автор свыше 170 научных публикаций, в том числе 6 монографий и 60 изобретений. Член EAGO,EAGE, SEG.

117917, г. Москва, Ленинский проспект.65. Тел. 135-70-26

Саратовский государственный университет имени Н. Г. Чернышевского
КАФЕДРА ГЕОФИЗИКИ



Конценебин Юрий Петрович, доктор геолого-минералогических наук, профессор, член - корреспондент РАЕН РФ, Заслуженный геолог РФ

Кафедра геофизики основана в 1949 году. Первым заведующим был доцент ***Илья Яковлевич Фурман***, затем долгие годы ее возглавлял доцент ***Анатолий Савинович Грицаенко***. С 1973 по 1985 год кафедрой заведовал профессор ***Геннадий Иванович Барулин***, а с 1985г. и по ныне – профессор ***Юрий Петрович Конценебин***

Сейсморазведочное направление традиционно было основным. Значительный вклад в его становление внесли такие известные геофизики как А.И.Храмой, Н.Л.Гущин, Д.Н.Орлов, Г.П.Барышников, В.Б.Гаврюшин, Н.А.Никонова, В.И.Чащин. Нынешний коллектив преподавателей сейсморазведчиков формировался ***Г. И.Барулиным***, который впервые в 1975 г. начал читать для студентов курс цифровой обработки сейсморазведочной информации.



Михеев Сергей Иванович, профессор, доктор геолого-минералогических наук, заместитель директора Нижне-Волжского научно-исследовательского института геологии и геофизики

Сейчас курсы, связанные с сейсморазведкой, читают профессор ***С.И.Михеев*** (спектральные и статистические представления в сейсморазведке, сейсмостратиграфия и прогнозирование геологического разреза), доцент ***В. Г. Балабанов*** (основной курс сейсморазведки, методические основы сейсморазведки), доцент ***Э. С. Шестаков*** (общий курс сейсморазведки, теоретические основы обработки геофизической информации, методические основы сейсморазведки). Заметную роль сыграли работавшие в свое время на кафедре по совместительству специалисты-производственники ***А.В. Мичурин, Ф.Б.Гутерман, П.А.Турлов*** и др.

При активном участии спонсоров (ОАО «Саратовнефтегеофизика», Нижне-Волжский научно-исследовательский институт геологии и геофизики, Саратовская геофизическая экспедиция НВ НИИГГ и др.) на кафедре создан учебно-научный вычислительный центр, кафедре передана современная компьютеризированная сейсмостанция Прогресс-Л, активно используемая в учебном процессе.

В настоящее время по специальности ***«Геофизика» (020302)*** на каждом курсе обучается две группы как на очном, так и на заочном отделениях. При кафедре работает аспирантура и докторантура. Студенты активно участвуют в научно-исследовательской работе кафедры, публикуют научные труды, выступают с докладами на научных конференциях разного уровня.



Кандидаты геолого-минералогических наук, доценты Шестаков Эдвард Серафимович (слева) и Балабанов Валентин Георгиевич.

Основные направления научно-исследовательских работ по сейсморазведке:

- оптимизация методики сейсморазведки в сложных условиях;
- разработка статистических способов интерпретации сейсмических данных;
- динамическая интерпретация сейсморазведочных материалов;
- параметрическая обработка сейсморазведочной информации.

410026, г. Саратов, ул. Астраханская, 83, тел: (8452 51-69-52), E-mail: konsenebin@geol.sgu.ru



УРАЛЬСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГОРНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

КАФЕДРА ГЕОФИЗИКИ НЕФТИ И ГАЗА



Впервые самостоятельный курс сейсмической разведки в Свердловском Горном Институте (СГИ) был прочитан для студентов геолого-геофизической специальности в 1938 году доцентом ***Бугайло В. А.*** Важнейшим достижением его и других преподавателей и студентов военного и первого послевоенного времени следует считать их активное участие в 1947 году в производственном опробовании на стыке территорий Свердловской и Тюменской областей первых отечественных сейсморазведочных станций ЭХО-1. Преподаватели, а также студенты и выпускники Свердловского горного института под руководством ***В.А. Бугайло*** и ***Букова А.М.*** активно участвовали в освоении этих сейсморазведочных станций.



Бугайло Владислав Аполлонович (1911-1996гг.). Доцент кафедры и декан ГГФ в период с 1937 по 1948 год. Внес существенный вклад в теорию обработки годографов ОВ для сложных сред, автор более 90 научных публикаций.



Буков Александр Михайлович (1920-1993гг.). Преподавал сейсмическую разведку в СГИ с 1946 по 1954 год, СНС, к.г.-м.н. Специалист по глубинным сейсмическим зондированиям, автор более 50 научных работ.

Среди выпускников ***СГИ*** того времени, которые внесли большой вклад в развитие и становление отечественной сейсморазведки, прежде всего следует назвать ***Шмелева А.К.***, Героя социалистического труда и лауреата Ленинской премии ***Цыбулина Л.Г.***, лауреата Государственной премии ***Иванова Л.И.*** и многих других.



Дорофеев Борис Васильевич (1920-1997гг.). Окончил СГИ (1944г.), аспирантуру при МИНХ и ГП (1953г.). Преподавал в СГИ с1953 по1988г. Активно содействовал становлению рудной сейсморазведки на Урале. Автор свыше 25 научных публикаций.

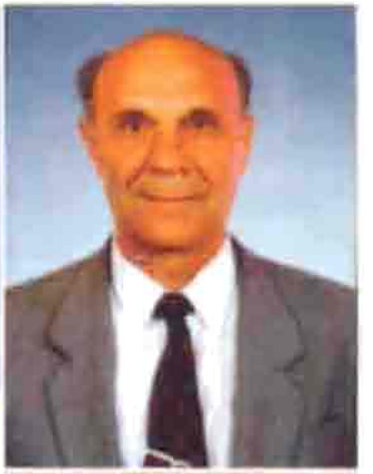
В начале 50-х гг. основные курсы лекций по сейсморазведке начали читать кандидат геол.-мин. наук ***Дорофеев Б. В.*** и ***Шмаков В. Н.*** Именно они в конце пятидесятых годов начинают активную деятельность по формированию нового направления в сейсморазведке - ***рудной сейсморазведки***. Экспериментальные работы по рудной сейсморазведке были начаты при поддержке Уральской геофизической экспедиции треста "***Башнефтегеофизика***".



Шмаков Владислав Николаевич (1927-1991гг.) Преподавал в СГИ с 1955 по 1991годы, к.г.-м.н, доцент. Основоположник рудной сейсморазведки на Урале. Дал впервые свое представление по сейсмическим данным о глубинном строении Урала. Автор около 30 научных публикаций.

В эти же годы осуществлялись весьма крупные выпуски (до 120 человек в год) геофизиков-разведчиков, из которых впоследствии выросли крупные специалисты в области сейсморазведки. Особенно много выпускников того времени были направлены на работу в геофизические геофизические организации Тюменской области. Среди выпускников этого периода следует назвать ныне хорошо известных управленцев и специалистов – сейсморазведчиков - ***Гогоненкова Г. Н.*** (д.т.н., главный инженер Центральной Геофизической Экспедиции в г. Москве), лауреата Ленинской премии ***Краева А. Г.***, ***Нургалеева Р. М.***, ***Бевзенко Ю. П.***, ***Чемякина Ю. М.***, ***Рещикова Г. М.***(ныне первый заместитель Председателя комитета по нефти и газу при правительстве Ханты Мансийского Автономного Округа) и многих, многих других.

В шестидесятые годы курс сейсмической разведки читают доценты ***Шмаков В. Н.*** и ***Бондарев В. И.*** Практические занятия ведет ассистент ***Гордиенко Ю. М.*** В эти же годы на кафедре были начаты работы по изучению поляризации сейсмических волн, регистрируемых в методе преломленных и отраженных волн при работах на нефть и газ. Эти работы также проводились в содружестве с трестом "***Башнефтегеофизика***". По результатам выполненных научных работ ***Шмаков В.Н.*** (1965 г.) и ***Бондарев В.И.*** (1966 г.) впервые в СГИ защитили кандидатские диссертации в области сейсмической разведки.



Бондарев Владимир Иванович
(р.1935г.)
Профессор, д.г.-м.н., заведующий кафедрой геофизики нефти и газа, академик РАЕ, Заслуженный геолог РФ, член геофизических сообществ России, США, Европы. Автор более 175 научных публикаций и более 25 учебных и научных монографий.

Конец шестидесятых годов ознаменовался дрейфом научных интересов сейсморазведчиков СГИ к проблемам инженерной сейсморазведки на нескальных грунтах. Сейсморазведчики кафедры под руководством доцента Бондарева В.И. в эти годы выполняют большой объем *экспериментальных сейсмических исследований* на целом ряде крупнейших промышленных строек СССР: Сургутская ГРЭС, Армянская АЭС, Чернобыльская АЭС, КАМАЗ, Тобольский нефтехимический комбинат и др. Большой объем экспериментальных материалов позволил провести их серьезное теоретическое обобщение. На этой основе рядом сотрудников и аспирантов кафедры были защищены кандидатские диссертации (***Агеев В. П.***, ***Писецкий В.Б.***, ***Теряев Н.И.***, ***Крылатков С.М.*** и др.). ***Бондаревым В.И.*** по материалам этих работ впервые в истории СГИ была защищена докторская диссертация в области сейсморазведки (1978 г.).

В начале 80 х годов преподаватели - сейсморазведчики обратили свои научные интересы в область техники и технологии цифровой обработки данных. Работы в этом направлении возглавил доцент ***Писецкий В.Б.*** Чтение лекций по сейсморазведке в эти годы ведут доценты ***Шмаков В.Н.*** и ***Писецкий В.Б.*** В проведении практических занятий начал участвовать ассистент ***Крылатков С.М.*** В эти годы начали широко использовать обрабатывающие сейсмические системы СЦС - 3 и СОС - ПС. На базе применения этих систем под руководством Писецкого В.Б были начаты исследования в области динамики сейсмических волн.

Писецкий Владимир Борисович
(р.1946г.)
Заведующий кафедрой геоинформатики, профессор, д.г.-м.н. Окончил аспирантуру в СГИ (1976г.). Известный специалист в области обработки данных сейсмической разведки, автор более 50 научных публикаций, в том числе в зарубежных изданиях. Обладатель ряда зарубежных патентов на способы обработки сейсмической информации.





Крылатков Сергей Михайлович
(р.1948г.)
Доцент, к.г.-м.н.
Окончил Свердловский горный институт в 1973 г.
Автор более 40 научных публикаций, в том числе 4 учебных и научных монографий. Специалист в области теории и практики применения методов обработки сейсмической информации.

В 1991 г. кафедру возглавил проф. Бондарев В.И. Благодаря его усилиям был сделан резкий крен в сторону углубленной подготовки выпускников в области сейсморазведки. На этапе подготовки инженеров-сейсморазведчиков читается уже целый спектр специальных сейсмических дисциплин: "***Техника и технология сейсморазведочных работ***" (100 ч.), "***Обработка и интерпретация сейсмических данных***"(100 ч.), "***Маркетинг геофизических услуг в нефтяном бизнесе***"(60 ч.), "***Компьютерные технологии в сейсморазведке***"(120 ч.), "***Технология и безопасность взрывных работ в сейсморазведке***"(120 ч.). Их общий объем достигает более 500 часов.

В это время к процессу подготовки специалистов - сейсморазведчиков привлечены высококвалифицированные работники производства – профессор, д. г. - м. н. ***Кашубин С.Н.*** и начальник партии обработки сейсмических материалов ***Рябков В.В.*** Практические и лекционные занятия стала проводить старший преподаватель ***Крылаткова Н.А.***



Крылаткова Надежда Анатольевна

Старший преподаватель кафедры геофизики нефти и газа. Окончила геофизический факультет Свердловского горного института в 1979 году. Работала в Уральском отделении института Теплоэлектропроект , автор ряда алгоритмов обработки геолого-геофизических данных инженерно-геологических изысканий. Автор свыше десяти научных публикаций



Рябков Владимир Викторович
(р. 1942 г.)

Доцент кафедры геофизики нефти и газа. Окончил геофизический факультет Свердловского горного института в 1962 году. Работал во ВНИИГИСе (г. Октябрьский), в Уральской геологоразведочной опытно-методической экспедиции. Известный специалист в области обработки сейсмической информации, автор ряда изобретений



Кашубин Сергей Николаевич
(р.1956г.)

Доктор геолого-минералогических наук (1994), профессор кафедры геофизики нефти и газа, Председатель Комитета природных ресурсов по Свердловской области. Руководитель и ответственный исполнитель ряда отечественных и международных проектов по изучению глубинного строения Урала и Восточно-Европейской платформы. Автор более 100 научных публикаций, член EAGO и AGU.

В настоящее время кафедра геофизики нефти и газа ведет подготоку инженеров - геофизиков по специальности 130201 "Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых ", специализация 130201.02 "Сейсморазведка".

В рамках этой подготовки на кафкдре читаются следующие дисциплины:

•Сейсморазведка; •Техника и технология сейсморазведочных работ; •Технология и безопасность взрывных работ в сейсморазведке; •Компьютерные технологии в сейсморазведке; •Обработка и интерпретация сейсмических данных; •Маркетинг геофизических услуг в нефтяном бизнесе; •Математические модели в нефтяной геофизике; •Теория упругих волн; •Физико-геологические модели нефтяных и газовых месторождений; •Введение в специальность.

После окончания 9 семестра (конец января) студенты - сейсморазведчики проходят 2 - 3 месячную стажировку - практику в сейсморазведочных партиях, работающих в Западной Сибири. В трудное для геофизики и всей страны время неоценимую помощь в организации проведения такой стажировки оказывают дальновидные руководителя таких организаций как ОАО "Хантымансийскгеофизика" (Ген. директор Муртаев Н.С.), ОАО "Сибнефтегеофизика"(Ген. директор Мехед Л. П.), ОАО "Башнефтегеофизика" (Ген. директор Адиев Я.Р.) и др. За последнее десятилетие, когда подготовка сейсморазведчиков ведется по новой схеме с углубленным изучением специальных сейсморазведочных дисциплин, выпущено 220 специалистов. Значительная их доля работает в сейсморазведке. Достигнутый в УГГУ уровень качества подготовки специалистов – сейсморазведчиков, в сравнении с общероссийским уровнем, многими специалистами производства оценивается как достаточно высокий. Об этом свидетельствует, в частности тот факт, что ***кафедра геофизики нефти и газа*** признана ***базовой кафедрой*** по подготовке специалистов - сейсморазведчиков для крупнейших производителей сейсморазведочных услуг в России –ОАО "***Хантымансийскгеофизика*** " и ОАО "***Сибнефтегеофизика***".





Студенты кафедры геофизики нефти и газа на стажировке в сейсморазведочных партиях, работающих на территории Западной Сибири

620144, г. Екатеринбург,
ул. Куйбышева 30, УГГУ,
Институт геологии и геофизики
Кафедра геофизики нефти и газа
Тел/факс: 8(343)- 257-65-58.
E-Mail: bondarev_v@mail.ru,
krylatkov@yandex.ru

Крупнейшие сервисные сейсморазведочные компании России

В 2007 году (зима 2006/07 - лето 2007) в России силами свыше 200 сейсмических отрядов выполнено примерно

80 тыс. км профилей 2D

и более 15000 км^2 сейсморазведки 3D

Более 95% объемов этих объемов работ производится примерно 50 сейсморазведочными компаниями различной формы собственности.

Свыше 75% всех объемов сейсморазведочных работ в ***России*** приходится на ***шесть*** крупнейших компаний:

ОАО "Хантымансийскгеофизика"
ОАО "Башнефтегеофизика"
ОАО "Тюменнефтегеофизика"
ОАО "Сибнефтегеофизика"
ООО "ТНГ-Групп" (*"Татнефтегеофизика"*)
ОАО "Ямалгеофизика"

Эти компании - бесспорные лидеры отечественной сейсморазведки!

ОАО "Башнефтегеофизика"- 75 лет!
(1932г. - 2007г.)



БАШНЕФТЕГЕОФИЗИКА

ОТКРЫТОЕ АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО



Адиев Явдат Равилович, к.т.н. Генеральный директор ОАО "Башнефтегеофизика"

ОАО "Башнефтегеофизика" (БНГФ) - одно из крупнейших и старейших геофизических предприятий России. Основано в 1932 году с началом открытий месторождений в Волго-Уральской нефтегазовой провинции.

Основные направления деятельности БНГФ:
- наземная сейсморазведка в современных модификациях;
- исследования скважин промыслово -геофизическими методами.

В состав БНГФ сегодня входят:

15 сейсмических партий, выполняющих поисково-разведочные работы на нефть и газ на территории Башкортостана и Западной Сибири (широтное Приобье и Приполярье),

3 сейсмокаротажных партии,

3 промыслово-геофизических Управления,

объединяющие свыше 120 каротажных отрядов, которые проводят ГИС в Башкортостане, Татарии, Удмуртии, Пермской и Тюменской областях.



Ахметшин Ильдар Нугамирович, к.г-м.н. Первый заместитель генерального директора, главный инженер

Общее оперативное руководство полевыми работами по сейсморазведке в ОАО "Башнефтегеофизика" осуществляется первым заместителем генерального директора, главным инженером Ахметшиным И.Н.

Основными районами работ ОАО "Башнефтегеофизика" являются:

Волго-Уральский регион (республика Башкортостан, Оренбургская, Самарская, Саратовская, Пермская, Свердловская области); Западная Сибирь (Ханты-Мансийский АО, Ямало-Ненецкий АО); Восточная Сибирь (Таймырский АО, Красноярский край); Зауралье (Курганская, Челябинская области) и некоторые зарубежные страны.

Постоянными Заказчиками работ являются:

Министерство природных ресурсов РФ; АНК «БАШНЕФТЬ»; НК «ЛУКОЙЛ»; НК «ТНК-ВР»; НК «РОСНЕФТЬ»; ОАО «ГАЗПРОМ» и многие другие нефтегазовые компании.

Ежегодные объемы сейсмических работ 2D превышают 8000 км профилей и около 1000 км2 съемки 3D.

Техническое оснащение сейсморазведки сегодня:

*- сейсмостанции **VECTORSEIS SYSTEM FOUR VC, I/O SYSTEM FOUR, I/O IMAGE SYSTEM (США), SN388 и U1408** (Sercel, Франция), одновременное развертывание более 4000 активных каналов приема*

*- наряду со взрывными источниками используются вибраторы нового поколения **NOMAD-65** (Sercel -Франция); **СВС24/РС27** ("Геосвип"- Россия); **СВТ 27/ДТ** на базе двухзвенного транспортера **"Витязь ДТ-30"** ("Геосвип" - НЗТМ); **P23/M27 AMG, M27/Камаз.***

*- Спутниковая топопривязка системами - **GPS GEO Explorer 5700(RTK), 4700(RTK)** Компании Trimble (США), **Manpack, Scorpio 6500** компании DGPS (Франция).*



Оперативное руководство полевыми сейсморазведочными работами и работа с Заказчиками сегодня осуществляется под патронажем таких ведущих специалистов в ОАО "Башнефтегеофизика" как Белошицкий А.В., Гарайшин Ш.Г., Гафаров Р.М., Цветков С.Д.



Белошицкий Алексей Васильевич
Заместитель генерального директора по экономике



Гарайшин Шамиль Гилемшинович
Заместитель генерального директора по внешним связям



Гафаров Радий Марсович
Главный геофизик



Цветков Сергей Дмитриевич
Начальник отдела разведочной геофизики

Сейсморазведчики ОАО "Башнефтегеофизика" сегодня успешно решают целый ряд задач: от изучения геометрии целевых горизонтов до построения трёхмерной петрофизической модели месторождения и его мониторинга в процессе разработки. Обработка геолого-геофизических материалов при этом осуществляется в специализированном дочернем предприятии ООО "Геостра" (*Центр обработки информации*).

Геологическую результативность и контроль за исполнением геологических заданий Заказчиков выполняется заместителем генерального директора, главным геологом ОАО "Башнефтегеофизика" Валеевым Г.З.

Управление работой специализированным дочерним предприятием ООО "Геостра" осуществляется его директором - Адиевым Р.Я.



Валеев Галим Закиевич
Заместитель генерального директора, главный геолог



Адиев Рустем Явдатович, к.т.н.
Директор ООО "Геостра" - Центра обработки информации

Для решения всех возникающих задач по обработке данных сейсморазведки и ГИС ООО "Геостра" оснащено самой современной техникой:

2 кластерами из : *23-х узлов 1U серверов Intel с 2-умя процессорами Xeon 3,06 MHz; 20 – ти узлов 1U серверов Intel с 2-умя процессорами Xeon 3,40 MHz;*

Unix-серверами: *Sun Fair V880 (8 CPU/16 Gb RAM); Sun Enterprise 3500(8 CPU/4 Gb RAM); RISC 6000 IBM 591*

Рабочими станциями типа (всего- более 30): *IBM IntelliStation Pro Z (2xXeon 3,06/2 Gb RAM); Sun Blade 1000, 100; Sun UltraSparc 80,60,10;*

Рабочими местами на базе персональных компьютеров: всего - более 200;

Дисковая память *на дисковых массивах с интерфейсами SCSI и FiberChannel объемом более 30 Tb.*

Периферийные устройства ввода-вывода *(магнитофоны, сканеры и др.), включая полный спектр ленточных устройств: DDS-4, Exabyte; IBM 3490 E; 3590 E; DLT 8000; LTO-3 Ultrium IBM 3580;* ***Устройства вывода на печать*** *(принтеры, плоттеры): HP 1055C; HP 750C; OYO - 24; Xerox 8825; HP 480; HP 8550; HP 5000; Oki 9300;*

Локальная сеть Ethernet *100/1Gb, WiFi и FDDI на базе оборудования Cisco, 3COM, IBM и D-Link*

В составе ООО "Геостра" работает более 250 инженерно- технических специалистов геолого-геофизического и технического профиля.



Васильев Сергей Михайлович
Технический руководитель - Главный инженер
ООО "Геостра"

Основными видами деятельности ООО "Геостра" является выполнение следующих видов сервисных услуг:

- обработка и интерпретация геолого-геофизической информации, включая геофизические (сейсмические и другие) исследования на поверхности, сейсмические и промыслово-геофизические исследования в скважинах;

- методико-технологический контроль качества проведения геофизических (сейсмических и других) съемок на поверхности, сейсмических и промыслово-геофизических исследований в скважинах, обработки и интерпретации геолого-геофизических данных;



Зал обработки геофизической информации ООО "Геостра"

- разработка проектно-сметной документации на производство геофизических (сейсмических и др.) работ, на строительство поисково-разведочных и эксплуатационных скважин;

- экспертиза дизайна геофизических съемок, методик и технологий проведения геофизических работ на поверхности и в скважинах, обработки и интерпретации геолого-геофизических данных;

- создание и сопровождение геологических и гидродинамических моделей разработки месторождений;

- управление информацией, включая создание банков данных геолого-геофизической и другой информации, учет и ответственное хранение массивов информации, оперативное предоставление информации пользователям, мониторинг по поддержке и управлению данными и другие информационно-управленческие услуги;

- консалтинг в областях обработки и интерпретации геолого-геофизических данных, в информационных технологиях, а также в смежных областях;



Балдин Виктор Аркадьевич, к.т.н.
Руководитель геофизической службы - Главный геофизик
ООО "Геостра"



Основные вычислительные мощности **ООО "Геостра"** - кластеры

-комплексные исследования и стратегический анализ перспектив территорий на нефть, газ и другие виды минерального сырья, разработка проектных решений по освоению территорий;

- разработка программного обеспечения в области геолого-геофизических исследований и информационных технологий;

-сервисное обслуживание и ремонт вычислительной техники, средств связи, программного обеспечения.

На поисковом и поисково - оценочном этапах в ООО "Геостра" накоплен опыт успешного решения следующих задач на разных этапах геологоразведочного процесса:

Поисковый этап:

-выделение и картирование крупных и мелких нефтегазоперспективных объектов различных типов в терригенных и карбонатных отложениях, включая как структурные, так и разнообразные неантиклинальные ловушки (стратиграфические, тектонические, литологические и их различные комбинации); -определение генетической природы ловушек нефти и газа; - прогнозная оценка ресурсов нефтегазоперспективных объектов; – ранжирование масштабов возможных открытий и очередности ввода ловушек УВ в поисковое бурение по степени перспективности; - оптимальное размещение поисковых скважин.

Поисково-оценочный этап:

-детальное изучение строения нефтяных и газовых месторождений в карбонатных и терригенных отложениях с созданием объемных геологических моделей; -уточнение контуров нефтегазоносности;

-трассирование линий глинизации пластов-коллекторов в терригенных отложениях; -изучение коллекторских свойств пластов и уточнение зон их распространения; -выделение зон нефтегазонакопления с улучшенными коллекторскими свойствами;

-трассирование малоамплитудных тектонических нарушений, контролирующих уровень ВНК; -оценка фильтрационно-емкостных свойств пластов-коллекторов на основе данных МОГТ и ГИС; -подсчет запасов промышленных категорий; -оптимальное размещение разведочных и эксплуатационных скважин.



Республика Башкортостан, 450025, г. Уфа, ул. Ленина 13, ОАО "Башнефтегеофизика", Тел.: (3472) 226024, E-Mail: bngf@ufanet.ru
internet: http://www.bngf.ru

Крупнейшее сейсморазведочное предприятие России - *ОАО "Хантымансийскгеофизика"*

основано в 1951 году





Производственный коллектив компании - это более чем 5000 сотрудников, в том числе специалистов с высшим образованием около 800, из них более ***200 инженеров - геофизиков.***

Муртаев
Иса Султанович
Генеральный директор
ОАО "Хантымансийскгеофизика",
горный инженер - геофизик

Сегодня в состав ***ОАО "Хантымансийскгеофизика"*** входят:

Экспедиции (филиалы):

- ***Тромаганская*** (г. Ноябрьск);
- ***Югорская*** (г. Ханты-Мансийск);
- ***Многопрофильная*** (г. Ханты-Мансийск);
- ***Туринская*** (г. Тюмень);
- ***Геофизическая экспедиция обработки информации*** (г. Ханты-Мансийск);



Зоммер
Борис Куьмич
Заместитель генерального директора,
Главный инженер ОАО
"Хантымансийскгеофизика"

Дочерние предприятия:

- ***ОАО "Енисейскгеофизика"***, г. Енисейск,
- ***ОАО "Центральная геофизическая экспедиция"***, г. Новосибирск,
- ***ОАО "Оренбургская геофизическая экспедиция"***, г. Оренбург,
- ***ОАО "Богучанская геофизическая экспедиция"***, п. Богучаны,
- ***ЗАО "Ханты-мансийск-геофизикосервис"***, г. Ханты-Мансийск,
- ***ЗАО "Сейсмические технологии"***, г. Тверь.



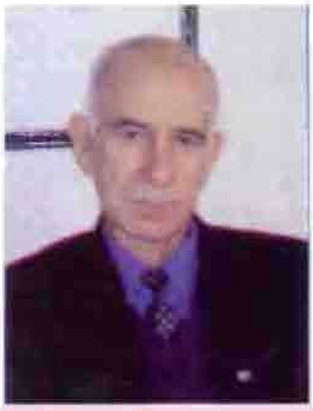
Мегеря
Владимир Михайлович
Председатель Совета Директоров ОАО
"Хантымансийскгеофизика"



Савин
Владимир Георгиевич
Заместитель генерального директора,
Главный геолог ОАО
"Хантымансийскгеофизика"

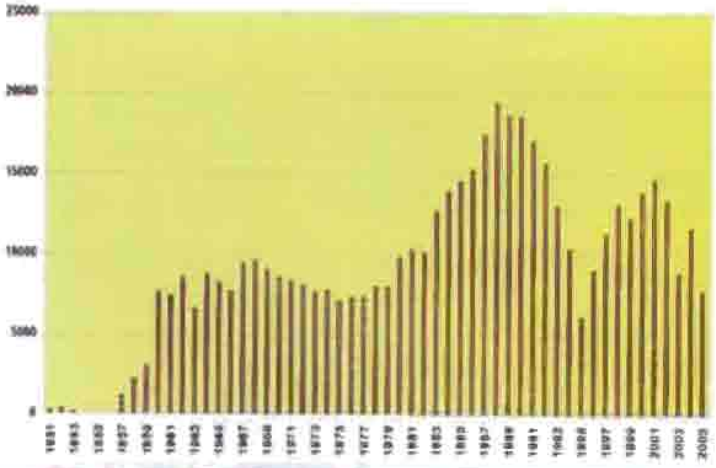
Технические оснащение компании сегодня это:

- более 45 современных телеметрических сейсморазведочных комплексов, в том числе 28 систем **I/O SYSTEM TO, I/O SYSTEM IMEG**, 10 систем **SN-388, UL 408** и др.;
- все виды сейсмических взрывных и невзрывных источников колебаний, в том числе отечественные и зарубежные вибрационные (**СВ-5-150, М-27** и др.) и импульсные (типа **"Енисей"**);
- современные средства геодезической привязки, включая спутниковые системы ;
- шесть крупных вычислительных центров, оснащенных современными рабочими станциями высокой производительности с общим числом рабочих мест свыше 120;
- самые ***современные версии*** отечественных и зарубежных систем обработки и интерпретации сейсмической информации (***Geovecteur, Integral Plus, Promax, Focus, СИС-5, Инпресс*** и др.).



Киреев Геннадий Николаевич
Начальник производственного отдела ОАО
"Хантымансийскгеофизика"

ОБЪЕМ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ 2Д
1951 - 2005 г.г.



За время деятельности коллективом ОАО "Хантымансийскгеофизика":

- ✓выполнено сейсмических работ 2D более 500000 км профилей;
- ✓проведены 3D сейсмические исследования на площади 15000 км2;
- ✓подготовлено к разведке более 2200 перспективных геологических объектов и открыто свыше 400 нефтяных и газовых месторождений;
- ✓проведены работы СК и ВСП более чем в 500 скважинах.





628002, Тюменская обл., Ханты-Мансийский автономный округ - Югра, г. Ханты-Мансийск,ул. Сутормина, 16,тел./факс +7 (346-71) 3-74-36/93
E-mail INFO@KMG.RU; WWW.KMG.RU

Югорская геофизическая экспедиция - крупнейший филиал ОАО " Хантымансийскгеофизика"

Экспедиция организована в 1984 году.

В настоящее время в составе экспедиции имеется 16 сейсмических партий, оснащенных самыми современными регистрирующими системами типа I/O SYSTEM TWO, SN-388,408UL и др.

В экспедиции освоено возбуждение упругих колебаний как взрывным способом, так и с помощью невзрывных источников вибрационного и импульсного типа.

Специалистов - полевиков высокого класса (топокенеры, операторы, механики - водители, взрывники, топографы и др.) в экспедиции насчитывается более 600 человек.

За годы существования выполнила более 150 тыс. км профилей 2D и более 4500 км² съемки 3D.На отработанных площадях открыто более30 месторождений нефти.



Муртаев Рашид Исаевич
Директор филиала "Югорская геофизическая экспедициях"

628007, Тюменская обл., Ханты-Мансийский автономный округ - Югра, г. Ханты-Мансийск, ул. Мира, 151, тел./факс +7 (346-71) 3-03-08

Тромоганская геофизическая экспедиция - филиал ОАО " Хантымансийскгеофизика"

Тромоганская геофизическая экспедиция является самой северной из всех экспедиций ОАО "Хантымансийскгеофизика". Организована в 1978 году. Проводит работы на территории как Ханты-Мансийского, так и Ямало-Ненецкого округов.

В составе экспедиции в настоящее время работает 10 сейсмических партий. За время работы экспедиция выполнила более 90 тыс. км сейсмических профилей и более 3000 км² съемки 3D. Открыто более 20 месторождений нефти и газа. Оснащена новейшей сейсморегистрирующей техникой.



Чиркков Николай Игоревич
Директор филиала "Тромоганская геофизическая экспедициях"

628002, Тюменская обл., Ханты-Мансийский автономный округ - Югра, г.Ноябрьск, Панель №1 "а",тел./факс +7(349-64), 5-47-65

Многопрофильная геофизическая экспедиция - филиал ОАО " Хантымансийскгеофизика"

Многопрофильная геофизическая экспедиция создана в 1997 году.

В разные годы выполняла опробование новых методик проведения полевых работ в труднодоступных территориях.

В настоящее время основной объем работ силами 5 сейсморазведочных партий с вибрационными источниками выполняет на территории Якутии. Оснащена новейшей сейсморегистрирующей аппаратурой зарубежных фирм.



Огородов Владимир Иванович
Директор филиала "Многопрофильная геофизическая экспедициях"

628002, Тюменская обл., Ханты-Мансийский автономный округ - Югра, г.Ханты-Мансийск,ул. Чехова, 86, тел./факс +7 (346-71) 3-74-93

Геофизическая экспедиция обработки геофизической информации-ГЭОИ филиал ОАО " Хантымансийскгеофизика"



Киселев Владимир Александрович
Директор филиала "*Геофизическая экспедиция обработки информации*", инженер геофизик



Производственный Зал вычислительных машин ***Геофизической экспедиции обработки информации***



Бобрышев Александр Николаевич
Заместитель директора ГЭОИ



Завьялов Владимир Яковлевич
Главный геофизик ГЭОИ



Гидион Владимир Яковлевич
Главный геолог ГЭОИ, к.г-м.н.

ГЭОИ создана в 1986 году. По результатам работ экспедиции открыты десятки месторождений. Написаны более 1000 технических отчетов.

628002, Тюменская обл., Ханты-Мансийский автономный округ - Югра, г. Ханты-Мансийск, ул. Сутормина, 29, тел./факс +7 (346-71) 3-74-07

ГЭОИ сегодня - это

- *свыше 100 высококласных специалистов в области обработки и интерпретации сейсморазведочных материалов;*
- *более 70 многоэранных рабочих мест на современной компьютерной технике;*
- *самые совершенные отечественные и зарубежные системы обработки и комплексной интерпретации сейсмической и скважинной информации;*
- *ежегодная обработка данных сейсморазведки свыше 15 тыс. км 2D и 3000 км² 3D;*
- *написание и защита у заказчика отчетов по более чем 20 объектам исследований ежегодно;*
- *опробование ряда предлагаемых специалистами новейших технологий сейсморазведки, адаптация и разработка собственных программных продуктов.*

Старейшему геофизическому предприятию Западной Сибири - 60 лет!

(1947г. - 2007г.)

ОАО «Центральная геофизическая экспедиция»

дочернее предприятие ОАО "Хантымансийскгеофизика"

Образовано 11 декабря 1947 года приказом Министерства геологии СССР №452 как «Союзный сибирский геофизический трест» с местом базирования в г. Новосибирске. За прошедшее время организация неоднократно меняла название и подчинялась различным министерствам и ведомствам, всегда оставаясь на передовых позициях в проведении геофизических работ.

1947 год	СОЮЗНЫЙ СИБИРСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ТРЕСТ
1949 год	СИБИРСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ТРЕСТ
1954 год	ТРЕСТ «СИБНЕФТЕГЕОФИЗИКА»
1958 год	НОВОСИБИРСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ТРЕСТ
1969 год	ЦЕНТРАЛЬНАЯ КОМПЛЕКСНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ
1980 год	ЦЕНТРАЛЬНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ
1995 год	ОТКРЫТОЕ АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО «ЦЕНТРАЛЬНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ»

С 1947 года отработаны миллионы погонных километров аэромагнитных маршрутов, сотни тысяч квадратных километров гравиметрической съемки, сотни тысяч погонных километров сейсморазведки 2D и электроразведки различных модификаций.В настоящее время на вооружении ОАО «ЦГЭ» состоят современные:- телеметрическая аппаратура (I/O SYSTEM TWO, SN-388, 408UL),- различные источники возбуждения сейсмических колебаний (взрывные и невзрывные),- средства геодезической привязки,- вычислительные комплексы на платформах SUN, PENTIUM III, IV,- системы обработки и интерпретации (GEOVECTOUR, GEOCLUSTER, INTEGRAL). В настоящее время экспедиция выполняет полевые работы силами 5 сейсморазведочных партий.



Белоус Владимир Николаевич
Генеральный директор ОАО «ЦГЭ»



Слепокурова Людмила Дмитриевна
Главный геолог ОАО «ЦГЭ»



Пинаев Валерий Сергеевич
Главный инженер ОАО «ЦГЭ»

На структурах, выявленных геофизиками ЦГЭ, открыто большое число различных месторождений полезных ископаемых на территории Тюменской, Томской, Новосибирской и Омской областей, в том числе одно из первых нефтяных месторождений в Тюменской области - Мегионское.





630099, г. Новосибирск, ул. Советская, 12,
тел. (факс) (3832)23-74-11;
E-mail: cge@online.sinor.ru

ОАО "ЕНИСЕЙГЕОФИЗИКА" -
дочернее предприятие ОАО "Хантымансийскгеофизика "



Детков
Владимир Алексеевич
Генеральный директор
ОАО "ЕНИСЕЙГЕОФИЗИКА"

ОАО "Енисейгеофизика"

(ранее ПГО "*Енисейгеофизика*") было создано в 1979 году для выполнения поисковых геофизических работ на территории Красноярского края и сопредельных территорий. За это время ОАО "*Енисейгеофизика*" и вошедшими в его состав геофизическими экспедициями на территории края отработано более 200 тыс.км сейсмических профилей 2D и свыше 1200км² съемки 3D. Выявлено более 100 структур и перспективных объектов на нефть и газ, на которых открыто свыше 30 месторождений нефти и газа. В настоящее время ежегодно работает более 12 сейсмических партий как со взрывными, так и с невзрывными источниками различного типа. Сегодня ОАО "*Енисейгеофизика*"- это сочетание богатого опыта высококвалифицированных специалистов, современной регистрирующей телеметрической аппаратуры, систем спутникового позиционирования, мощный аппаратурный и программный комплекс для обработки и интерпретации геофизических данных.

Специалисты ОАО "Енисейгеофизика" работают в районах со сложным геологическим строением - глубоким залеганием перспективных горизонтов, широким распространением траповых формаций, крайне неоднородной верхней частью разреза.

Несомненным преимуществом и отличительной особенностью ОАО "*Енисейгеофизика*" является собственное производство уникальных невзрывных электромагнитных источников типа "Енисей". Источники типа "Енисей" - это не только экологически чистое направление при проведении сейсморазведочных работ, но и надежный и высокоэффективный источник упругих колебаний как по глубине исследований, так и по спектру возбуждаемых колебаний.







Корсунов
Игорь Васильевич
Главный геофизик
ОАО "ЕНИСЕЙГЕОФИЗИКА",
инженер геофизик



663180, Красноярский край, г. Енисейск, ул.Кирова, 81.
тел: 8-391115-221-63; тел/факс:8-391115-254-30 ; E-mail: postmaster@egf.krasnoyarsk.su

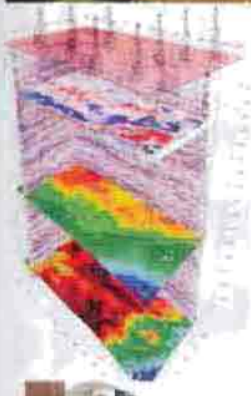
ОАО "Оренбургская геофизическая экспедиция"

(дочернее предприятее ОАО "Хантымансийскгеофизика")





В августе 2006 года исполнилось 65 лет с момента создания геофизической службы в Оренбуржье. В начале войны, 8 августа 1941 года на базетрех эвакуированных геофизических организаций- Украинской, Ленинградской и Грозненской-в г.Бугуруслане Оренбургской области было создано Средне - Волжское отделение Государственного Союзного геофизического треста с целью поисков и подготовки к бурению нефтегазоносных площадей, послужившее начало созданию геофизики Поволжья и Урала: отсюда отделились, а затем развились: Куйбышевнефтегеофизика, Саратовнефтегеофизика и ОАО "Оренбургская геофизическая экспедиция". В настоящее время ОАО "ОГЭ" входит в состав крупной фирмы ОАО Хантымансийскгеофизика "



За 65 лет работы на объектах, подготовленных коллективом "ОГЭ" открыто более 160 месторождений нефти и газа, в том числе уникальное Оренбургское газоконденсатное - крупнейшее в Европе, с утвержденными начальными запасами 1,8 трлн.м.куб. газоконденсата. Это месторождение явилось началом зарождения крупнейшего газового гиганта "Газпром".

В настоящее время Оренбургская область по добыче газа занимает II место в РФ и вышла на III место по годовой добыче нефти.



*На рынке геофизических услуг ОАО "ОГЭ" представляет сервис как самостоятельно,так и совместно с крупнейшими фирмами - ОАО "ХМГ" и "CGG" по следующим направлениям: -**полевые сейсморазведочные работы по 2Д, 3Ш,3Д-технологиям; - обработка и переобработка геофизической информации; - интерпретация и переинтерпретация геолого-геофизических материалов.***



При полевых работах применяются современные телеметрические системы Sercel 408UL. В качестве источников возбуждения используются вибраторы AMG P23 M27, с системой управления и контроля в реальном времени Pelton VIB PRO. CB-5-150M2. оснащенные системой управления и контроля Pelton, а так же импульсные источники "Енисей КЭМ 2".

Топогеодезические работы проводятся на самом современном уровне. Оренбургская область характеризуется сложными условиями проведения сейсморазведочных работ, обусловленными развитием соляно - купольной, дизъюнктивной тектоники, зон развития выклиниваний, сейсмофациальных замещений, что диктует необходимость тщательного изучения ВЧР, применение методики пространственной 3Д сейсморазведки или ПШ при отработке региональных профилей

*Обработка и интерпретация сейсмического материала проводится на вычислительном центре экспедиции, где имеется самое современное оборудование и программы: - для обработки - **Geovecteur Plus** и **Geocluster H100/3100** компании CGG. - для интерпретации - "**IntegralPlus**" и "**DV-I Discovery**"*



Парамонов Владимир Константинович Генеральный директор



Чернов Василий Михайлович Главный геофизик



Чивилев Борис Алексеевич

В экспедиции имеется комфортабельное, современное общежитие для молодых специалистов.

Россия,460027, г.Оренбург,ул.Гагарина,14, тел/факс: (3532)760009, e-mail: oge@mail.esoo.ru











Открытое акционерное общество

"Сибнефтегеофизика"

Основано в г. Новосибирске в 1971 году



Дроздов Анатолий Петрович. Генеральный директор ОАО "Сибнефтегеофизика" Первооткрыватель Восточно-Тарского месторождения в Новосибирской области. Член ЕАГО.

ОАО "Сибнефтегеофизика"-

одна из ведущих геофизических компаний России- сегодня обладает современными техническими средствами и технологиями для выполнения полевых сейсморазведочных работ любой сложности и модификаций как со взрывными, так и с вибрационными источниками - **2D, 2.5D, 3D, ВСП.**

В состав ОАО "Сибнефтегеофизика" сегодня входят: Группа сейсморазведочных партий; Геофизическая экспедиция цифровой обработки информации (ГЭЦОИ); Сибирская опытно- методическая геофизическая экспедиция геофизических исследований скважин - (СОМГЭИС)

Вся работа Группы сейсмических партий осуществляется под руководством главного инженера и главного геофизика ОАО "Сибнефтегеофизика"



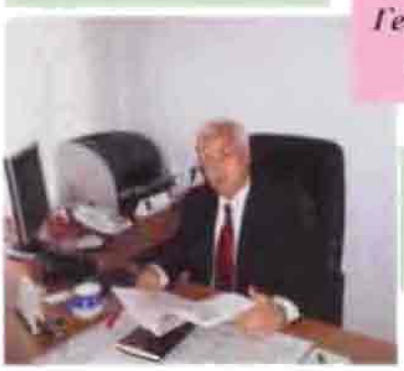
Иванов Александр Иванович Главный геофизик ОАО "Сибнефтегеофизика"



Ильин Юрий Львович Главный инженер ОАО "Сибнефтегеофизика"

18 полевых сейсморазведочных партий оснащены: *современными регистрирующими системами типа SN-388, INPUT/OUTPUT SYSTEM TWO, INPUT/OUTPUT SYSTEM 2000, 408 UL, взрывными и невзрывными источниками сейсмических колебаний,* в том числе *вибраторами* типа *СВ-10-180, СВС-27/РС-24, космонавигационными средствами привязки*

Вся работа в ОАО "Сибнефтегеофизика" по выполнению Геологических заданий Заказчиков осуществляется под общим руководством и контролем Главного геолога Житова А.В.



Житов Александр Васильевич Главный геолог ОАО "Сибнефтегеофизика"

Обработка геофизических материалов в ОАО "Сибнефтегеофизика" **осуществляется в Геофизической экспедиции цифровой обработки информации (ГЭЦОИ)**

Геофизическая экспедиция цифровой обработки информации (ГЭЦОИ) сегодня это:
1. Партия цифровой обработки; 2. Партия цифровой интерпретации;
3. Партия методики полевой геофизики; 4. Тематическая партия.



Сысоев Анатолий Петрович Начальник ГЭЦОИ ОАО "Сибнефтегеофизика" Окончил НГУ (1974г.), начальник ГЭЦОИ с 1987г., доктор наук с 2005г., член Совета директоров ОАО "Сибнефтегеофизика"



Лебедев Михаил Валентинович Главный геолог ГЭЦОИ, К.г.-м. н.



Евдокимов Александр Алексеевич Главный геофизик ГЭЦОИ, Начальник партии цифровой обработки ГЭЦОИ

Партия цифровой обработки в настоящее время имеет следующее программное оснащение: *систему Geocluster компании SGG (11 лицензий) и разработанные в ГЭЦОИ программные средства: ASPIS – полный пакет обработки 2D, 3D данных, BONUS - пакет специализированных программ.*

ASPIS -W - это автоматизированная система высокоразрешающей обработки, интерпретации, анализа и моделирования сейсмических полей.

Основные обрабатывающие модули:

- *высокоточный скоростной анализ и суммирование сейсмограмм;*
- *интерактивная и автоматическая коррекция статики 2D/3D данных;*
- *фильтрация и деконфолюция с оптимальным выделением сигналов;*
- *волновая миграция и ЛМО;*

Пакет программ BONUS *- это комплекс программных средств собственной разработки, позволяющий реализовывать нужную технологию обработки, отсутствующую в применяемых стандартных системах обработки:*

- *гармонизация амплитудного спектра сейсмограмм REDSP;*
- *поверхностно-согласованная нормировка амплитуд FAR3D;*
- *автоматическая коррекция статических и кинематических поправок FAKOR3D;*
- *вычитание кратных волн REMUL3D;*
- *коррекция переменных по времени остаточных фазовых сдвигов ASTACK3D и др.*

Партия цифровой интерпретации -
начальник партии – ***Калгин Виктор Петрович.***



В состав партии входят региональные группы интерпретации, топографический отдел, группа динамической инверсии. Программное оснащение: *интерпретационные пакеты* ***The Kingdom Suite (Seismic Micro-Technology, Inc.), ИНПРЕС-5 (ЦГЭ)****, пакет динамической интерпретации* ***Hampson Russell (Hampson Russell Software Services Ltd.)****, система визуальной интерпретации данных ГИС "****ВИДГИС****", графические пакеты* ***Surfer 8.02, Grapher 4.01 (Golden Software, Inc.).***

Объемы обработки и интерпретации в 2007году составили: ~1500 км² 3D и ~11000 км 2D сейсморазведки. По результатам работ защищено 13 производственных отчетов.





630005, г. Новосибирск
ул. Ломоносова, 57
тел./факс (383-2) 24-73-88
e-mail: sibngf@sibngf.ru
Сайт-www.sibngf.ru

Предприятие Группы компаний ИНТЕГРА

ОАО «ТЮМЕННЕФТЕГЕОФИЗИКА»

ИНТЕГРА

История

Геофизический трест «Тюменнефтегеофизика» был организован в 1964 году в составе объединения «Тюменнефтегаз». С 2006 года ТНГФ входит в Группу компаний ИНТЕГРА.

За период работы ОАО «Тюменнефтегеофизика» с 1964 по 2006 гг. выполнено 167,024 тысяч километров сейсмопрофилей по методике 2D и 14 558 км2 по методике 3D, подготовлено 489 структур и объектов с извлекаемыми ресурсами нефти 907,856 миллионов тонн. По результатам проведенных работ на подготовленных структурах и объектах открыто 69 нефтяных месторождений и 155 залежей.

Сегодня в ТНГФ работает свыше 1300 человек, функционирует 23 сейсмические партии.



Основные направления деятельности

ТНГФ специализируется на следующих видах деятельности:

- *детальные полевые геофизические работы по методике 2D и 3D;*
- *мониторинг месторождений (сейсморазведка 4D);*
- *обработка сейсморазведочных данных;*
- *комплексная интерпретация геолого-геофизической информации;*
- *построение модели месторождения;*
- *выдача рекомендаций на разведочное бурение;*
- *научно-исследовательские, опытно-конструкторские и тематические работы;*
- *весь комплекс геофизических исследований в скважинах (исследования методами многоволновой сейсморазведки, в том числе на рассеянных волнах, исследования методом вертикального сейсмического профилирования, инженерные геофизические исследования, постановка «пассивной» сейсморазведки);*
- *планирование, контроль качества и экспресс-обработка полевого материала.*

Сотрудничество

ТНГФ сотрудничает с:

ОАО «Сургутнефтегаз», ОАО «Юганскнефтегаз», ОАО «Тюменская нефтяная компания», ОАО «Славнефть-Мегионнефтегаз», ОАО «Тюменнефтегаз», ОАО «Нижневартовское нефтегазодобывающее предприятие», ОАО «ТНК-Нягань», ОАО «Сиданко», ОАО «Ханты-Мансийскнефтегазгеология», ОАО «Варьеганнефтегаз», ОАО «Мазма», ОАО «Черногорнефть», ОАО «Негусснефть», ТПП «ЛУКОЙЛ-Урайнефтегаз», ОАО «Варьеганнефть», ОАО «Восточнефтегаз», ОАО «Сибнефть-Ноябрьскнефтегаз», ОАО «Пурнефтегаз», ООО «Уренгойгазпром», ОАО «Оренбургнефть», «КалмНефтеГаз» и другими.

ОАО «Тюменнефтегеофизика» имеет опыт работы с зарубежными компаниями: SHELL, AMOKO, BLAK SEA ENERGY LTD., НПО «ДАИК», ОАО «Казахстанкаспийшельф» на территориях Ханты-Мансийского АО, юга Тюменской области и Республики Казахстан.



Применяемые технологии

При проведении полевых сейсморазведочных работ используются современные телеметрические сейсмостанции SN388, SN 408, I/O 2, I/O 2000, I/O 4, системы тестирования и техобслуживания телеметрического оборудования TMS (Франция), RTS (США), системы спутникового позиционирования GPS, электронные тахеометры Geodimeter 510, 608 (Швеция) и буровые установки ЭЛМБ-2. Все сейсмопартии имеют спутниковую или телефонную связь. Общая численность каналов составляет более 20 000. В начале работ составляется дизайн съемок с применением программы MESA Компании GMG. В период проведения сейсморазведочных работ первичный материал проходит экспресс-обработку с применением обрабатывающего комплекса «ФОКУС» версии 5.1.1, либо ProMAX 2D/3D. В обрабатывающей сети, сгенерированной на базе двух серверов IBM RS-6000/R50, SGI ORIGIN 3400 и 20 рабочих станций различных моделей, функционируют рабочие места для обработки данных 2D сейсморазведки и данных 3D сейсморазведки (по наличию соответствующих лицензий ProMAX). Объем дискового пространства составляет порядка 4000 гигабайт.

Для базовой обработки полевых сейсморазведочных материалов используется программное обеспечение известных зарубежных компаний: – ProMAX 2D/3D – версия 7.2 (2001 г.) компании Landmark Graphics Inc. – Focus 2D/3D – версия PG2 (2005 г.) компании Paradigm Geophysical. Дополнительно используются программные продукты других производителей.

Для интерпретационных работ внедрены и освоены интерпретационные комплексы фирмы Landmark на 18 двухэкранных рабочих станциях SGI Octane и Sun Ultra в интерпретационной вычислительной сети, объединенной с обрабатывающей сетью, что обеспечивает быстрый экспорт результатов обработки на информационное пространство интерпретации.

География

ОАО «Тюменнефтегеофизика» располагается в городе Тюмени. За последние 10 лет сейсмические исследования проводились на территориях Ханты-Мансийского, Ямало-Ненецкого автономных округов, юга Тюменской области (Уватский и Тобольский районы), Иркутской, Оренбургской областей, Красноярского края, Якутии, Калмыкии, Казахстана, Азербайджана, Мавритании.

Сертификация

В ОАО «Тюменнефтегеофизика» функционирует система менеджмента качества, которая соответствует международным стандартам ISO 9000. Это подтверждено сертификатом на соответствие требованиям стандарта ГОСТ Р ИСО 9001-2001 (ИСО 9001: 2000) в Системе сертификации ГОСТ Р. Регистре система качества (РОСС RU.0001.13.ПК.26К №13496 от 12 мая 2004 г.). ОАО «Сейсморазведка» получен аттестат аккредитации СТТП.01.8.068 от 25 октября 2004 г. Центрального сертификационного органа Системы сертификации геофизической продукции Евро-Азиатского геофизического общества на соответствие требованиям к производственным организациям, установленным стандартами СТ ЕАГО-038-01 «Система сертификации геофизической продукции. Аккредитация производственных организаций на проведение геофизических исследований и работ в скважинах. Порядок подготовки и проведения» и СТ ЕАГО-050-01 «Система сертификации геофизической продукции. Аккредитация предприятий, выполняющих полевые геофизические работы».

КОНТАКТНАЯ ИНФОРМАЦИЯ

625023, г. Тюмень, ул. Республики, 173,
тел.: (3452) 32 1727 / 32 1630, факс: (3452) 32 3100 / 32 3080,
e-mail: tngf@tmn.ru, web: www.tngf.ru

Открытое акционерное общество "Ямалгеофизика"

основано в г. Лабытнанги в 1967 году



ОАО "Ямалгеофизика" сегодня - это

Филиалы:

Ямсовейская ГЭ (п. Уренгой) - 8 сейсмических партий;
Пуровская ГЭ (п. Тарко-Сале) - 5 сейсмических партий;
Департамент полевых работ - 3 сейсмические партии.

Техническое оснащение полевых сейсмических партий:

Регистрирующие системы:

- I/O System Two - 6 шт. и System Image - 1 шт. (до 12000 каналов);
- SN-338 UL 1 - 7 шт. и SN-448 UL (FDU 1-4) - 3 шт. (до 10200 каналов).

Вибрационные комплексы:

NOMAD 65 (Франция) - 10 шт.;MERTZ-18/NODVEL-320 (Канада 5 шт.; MERTZ-27/PC-27 (Франция) -10 шт.;импульсные источники "Геотон" - 77 шт.

Связь:

радиостанции GM-300, 340, 350 (стационарные),P-040, 080, GP 140 (мобильные); спутниковый терминал в системе СС "Глобал Стар"в каждой полевой партии; мобильная наземная станция (МНСС) по технологии Via Sat-11шт.

Обработка и интерпретация материалов:

Департамент обработки геофизической информации (г. Лабытнанги).

Обрабатывающие и интерпретирующие системы: PROMAX, INSIGHT, JASON, GEOVECTEUR PLUS, INTEGRAL, INTERVELL.

Руководство компании:

Управляющий директор
ОАО «Ямалгеофизика» -
Никопов
Евгений Олегович
Первый заместитель
управляющего директора -
Затуловский
Роман Евгеньевич
Исполнительный директор
Жмур
Владимир Владимирович

С августа 2006 г. ОАО "Ямалгеофизика" входит в ЗАО "Интегра Менеджмент" (образовано в 2004 г.) - одну из крупных высокотехнологичных российских нефтесервисных и машиностроительных групп, поставляющую услуги и оборудование предприятиям нефтегазового сектора российской экономики.

За 40-летнюю историю существования ОАО "Ямалгеофизика" было выполнено более 430000 **пог. км** сейсмических профилей по методике 2D и более 8300 **кв. км** по методике 3D; подготовлено к поисково-разведочному бурению свыше 630 нефтегазоперепективных объектов общей площадью около **110 тыс. кв. км**, на которых открыто более 146 месторождений газа, газоконденсата и нефти с геологическими запасами газа более **20 трлн. куб. м** и нефти более **4 млрд.**

Современная геофизическая компания - это:

- устойчивая деловая репутация, надежность и гарантированность выполнения контрактов с максимально высоким качеством, безопасностью и имеющимися резервами снижения себестоимости;
- высокое качество полевого материала, оригинальные авторские продукты по обработке, интерпретации и построению моделей месторождений;
- опыт проведения геофизических работ в различных регионах страны и земного шара;
- привлечение высококвалифицированных и молодых кадров, достойная зарплата и социальный пакет;
- укрепление научно-технического потенциала, обеспечение полевых подразделений современной аппаратурой, оборудованием, транспортом и связью;
- глубокое знание местных условий, традиций, интересов и жизненного уклада коренного населения, установление с ним дружеских контактов, а также делового сотрудничества с органами государственной власти и местного самоуправления.



629400, ЯНАО, г. Лабытнанги,
ул. Бокаенко, 31а
т. 8 (34992) 5-16-07, ф. 5-94-83
сайт: www.yamalgeofizika.ru
e-mail: second2@ygf.ru

ООО "ТНГ-ГРУПП" ("Татнефтегеофизика")

(г. Бугульма, основано в 1953 году)

Основными направлениями деятельности ООО "ТНГ-Групп" является выполнение сервисных геофизических услуг в области полевой и промысловой геофизики.

Работами в области ***полевой*** (***разведочной***) геофизики руководит ***Дирекция разведочной геофизики.*** *В сферу управления Дирекции разведочной геофизики входят: * **Отдел разведочной геофизики; * Отдел топографо-геодезических работ; * ООО "ТНГ-Геотранс" (Татарстан, г.Бугульма); *Управление производственно-технического обеспечения геофизических работ ; * ООО "ТНГ-Казаньгеофизика" ; *ООО "ТНГ-Востокгео" ; *ООО "ТНГ-Юграсервис" ; *ООО "ТНГ-Комигео" (Республика Коми); *ООО "ТНГ-Геосейс" (в различных регионах СНГ); * Геофизическая экспедиция "ВСП-Сервис" (Татарстан)***

Основным видом разведочных полевых работ является ***сейсморазведка.***



Харисов
Рипат Гатинович
Генеральный директор
Академик Международной Академии Минеральных ресурсов

Основным видом деятельности дирекции является проведение полевых геофизических разведочных работ методами объемной и линейной сейсморазведок и методами вертикального сейсмического профилирования. На вооружении сейсмических партий ***ООО "ТНГ-Групп"*** находится современные французские и американские телеметрические системы сбора сейсмической информации SN-408C MXL, SN408UL, SN-388, Input/Iutput System 2 и отечественные линейные станции типа Прогресс-Л. Используются как взрывные, так и невзрывные источники сейсмических колебаний. Основными типами невзрывных источников являются сейсмические вибраторы Hemi - 50, AMG-28 и СВ18/120. Бурение взрывных скважин осуществляется с помощью буровых установок типа УРБ-2А2, УШ-2Т, УРБ-4Т, ПБУ-2 и нескольких типов мобильных или переносных буровых станков отечественного и импортного производства. Топографо-геодезическое обеспечение сейсморазведочных работ осуществляется с помощью 22 систем спутникового позиционирования GPS и электронных тахометров японского и швейцарского производства. Сейсморазведочные партии, входящие в состав Дирекции разведочной геофизики ООО "ТНГ-Групп", работают в Татарстане, Оренбургской, Ульяновской и Самарской областях, в Западной и Восточной Сибири, в Республике Коми и в Казахстане, Алтае, Тунисе, Габоне.



Зарипов
Салават
Миннегарович
Зам. генерального директора
Директор по разведочной геофизике

Конечным продуктом деятельности любого геофизического предприятия являются полученные геологические результаты, которые должны в полной степени отвечать потребностям Заказчиков. Решение этих задач возложено на ***Дирекцию по геологии***. В сферу ее деятельности входит совместно с Заказчиками выбор объектов исследований, постановка задач перед ***Дирекциями разведочной и промысловой геофизики*** через геологические задания, обработка и интерпретация геофизической и геологической информации, представление полученных результатов Заказчику, а также текущий контроль за соблюдением технологий исследований и интерпретации на всех этапах. В состав ***Дирекции по геологии*** входят: ***Геологический отдел, *Центр "Геософорм" (ЦГИ), * Интерпретационные группы 1-9, * Тематическая партия, *Центр геолого-гидродинамического моделирования нефтегазовых и нефтегазоконденсатных месторождений; * Группа комплексной интерпретации материалов ГИС; * Группа обработки и интерпретации данных ВСП и НВСП.***



Екименко
Валентина
Александровна
Зам. генерального директора
Главный геолог
Руководитель дирекции по геологии

138 рабочих станций, объединенных в единую сеть с сервером, обеспечивают доступ к самым сложным процедурам обработки и интерпретации фирм "Landmark", "Schlumberger", "Paradigm Geophysical", "WesternGeco" и решение самых тонких геологических задач сейсморазведки и промысловой геофизики.

Обработка и интерпретация выполняются в вычислительном центре, оснащенном 20-процессорным сервером SUN Enterprise 10 000 с оперативной памятью 8 Гбайт и 8-процессорным Linux-кластером с общим дисковым пространством более 7100 Гбайт, системой архивации данных 1500 Гб. Это позволяет проводить обработку не менее 10 000 пог. км в год 2D и 2000 км² 3D сейсморазведки.

За более чем 50 лет работы коллектив ***ООО "ТНГ-Групп"*** (***"Татнефтегеофизика"***) подготовил к глубокому бурению ***640 структур, опоисковано 533 структуры, доразведано 137 месторождений***, подготовлено перспективных ***ресурсов углеводородов категории C_1 142,7 млн*** т, приращено перспективных площадей на поиски углеводородов 1917 км².

423236, Россия, Республика Татарстан, г. Бугульма, ул. Ворошилова, 21,
Тел.: (85514) 3-85-33, 3-19-26, Факс: (85514) 7-12-34

ЗАО „ПОЛЯРНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ" (ЗАО „ПОЛЯРЭКС")

Создана в 1987 г. в г. Новый Уренгой ЯНАО Тюменской области,как вахтовая Украинская геофизическая экспедиция ПГО "Укргеофизика". С 1999 г. - ЗАО "Полярная геофизическая экспедиция" .

С момента создания выполняет вахтовым методом в Западной Сибири на территории ЯНАО сейсмические и промыслово-геофизические исследования, направленные на поиски и разведку месторождений нефти и газа.



Генеральный директор ЗАО „ПОЛЯРЭКС" **Валерий Яковлевич Цыганенко**







Исполнительный директор ЗАО „ПОЛЯРЭКС" **Владимир Федосович Левкович**



Зам.ген.директора ЗАО „ПОЛЯРЭКС" **Валерий Георгиевич Бородулин**



Главный инженер ЗАО „ПОЛЯРЭКС" **Павел Валерьевич Цыганенко**

В настоящее время в составе производственных подразделений экспедиции имеются: 7полевых сейсморазведочных партий (в т.ч.3 из них выполняют работы МОГТ по методике 3D с применением, как взрывных так и не взрывных источников возбуждения); партия обработки и интерпретации геофизических материалов; отряд ВСП, два комплексных отряда по геофизическим исследованиям скважин; два отряда ГТИ и ГК, лаборатория измерительной техники.

Полевые сейсморазведочные партии оснащены передовой техникой и оборудованием. Регистрация полевых сейсмических данных выполняется современными высокоточными сейсморазведочными станциями SN-388, 408/UL с использованием взрывных источников возбуждения и вибрационных KZ-23B и Nomad-65.





Начальник ПГО ЗАО „ПОЛЯРЭКС" **Иван Петрович Мищенко**



Главный геофизик ЗАО „ПОЛЯРЭКС" **Сергей Аркадьевич Онищенко**



Партия обработки и интерпретации ЗАО "Полярная геофизическая экспедиция " производит полную обработку 2D и 3D сейсморазведочных данных с использованием обрабатывающих пакетов Geovekteur + (CGG) и SPS-PS (Россия).

Высококачественная интерпретация в комплексе Kindom Suite 7.5(SMT) завершает полный цикл выполняемых сейсморазведочных исследований с выдачей рекомендаций для бурения.

Сегодня ЗАО "Полярная геофизическая экспедиция" продолжает проводить геофизичесие исследования уже не только на территории Большого Уренгоя.

Экспедицией накоплен огромный опыт по решению разнообразных геологических задач от изучения общего геологического строения площади до создания модели залежи. За это время отработано более 35 тыс. км. сейсмических профилей МОГТ по методике 2D, а также около 3000 кв.км. съемки 3D. Выполнены исследования ВСП в 25 скважинах и большой объем ГИС. Успешно продолжаются работы на региональных профилях со смешанной методикой МОГТ и ОГП МПВ по изучению геологического строения до глубин 20-22 км.и оценке нефтегазоперспективности палеозойского осадочного чехла севера Западной Сибири от Урала до Красноярского края. С целью изучения глубинного строения впервые на территории ЯНАО выполнены уникальные работы по зондированию МПВ и получены волновые поля на базе приема 40 км. По результатам сейсморазведочных работ в неокомских отложениях нижнего мела и средне-верхнеюрских отложениях подготовлено около 4000 кв. км. перспективных объектов. Заказчиками работ на выделенных объектах пробурено свыше 20 скважин. На этапе доразведки существующих месторождений подтверждаемость практически стопроцентная, на поисковом коэффициент успешности бурения составил 0.8 (в том числе , на ранее не опробованной бурением площади впервые открыта газоконденсатная залежь в отложениях средне-верхней юры).







629300, ЯНАО, г.Новый Уренгой, а/я 107
ул. Промысловая, 30
тел./факс (34949) 4-89-89,4-89-87
4-84-70, 4-84-71
e-mail: polexp-rll @ sgaice. ru
shiefpol @ sgaice. ru
polges @ sgaice. ru





ОАО "Севергеофизика"

ведет свою историю с августа 1941 года, когда в Коми АССР начались первые сейсморазведочные работы



Ростовщиков
Владимир Борисович
Генеральный директор
ОАО "Севергеофизика"

Сегодня ***ОАО "Севергеофизика"*** является единственным действующим в республике специализированным предприятием по разведочной геофизике. Главные усилия предприятия направлены на дальнейшее развитие топлино-энергетического комплекса ***Республики Коми.***

В настоящее время на рынке геофизических услуг ***ОАО "Севергеофизика"*** представляет сервис по следующим направлениям:



Кадочников
Анатолий Андреевич
Главный инженер
ОАО "Севергеофизика"

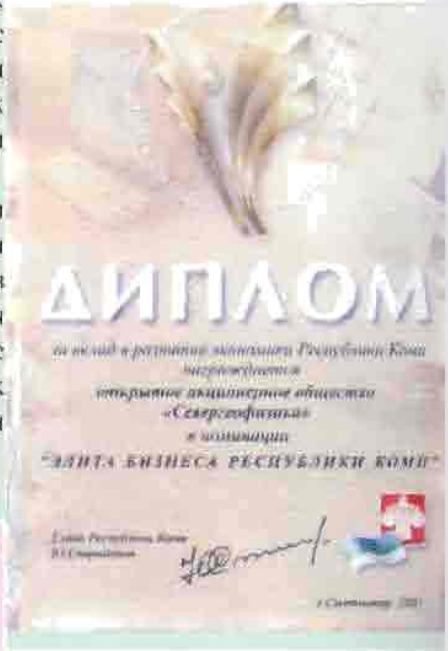
- проведение сейсморазведочных работ ***2D*** и ***3D*** с целью поисков месторождений нефти и газа на всех стадиях включая, региональные, поисковые, разведочные и детализационные исследования;
- обработку и интерпретацию геофизических данных на современных вычислительных комплексах;
- переобработка и переинтерпретация старых геофизических материалов в районах, интересующих заказчика, с выдачей рекомендаций по перспективам их нефтегазоносности;
- научно-исследовательски и тематические работы по совершенствованию методик и технологий проведения геофизических исследований.

Сегодня в состав ***ОАО "Севергеофизика"*** входит восемь полевых сейсморазведочных партий, вычислительный центр и две базы материально-технического обеспечения.

За все годы работ в Тимано-Печерской нефтегазовой провинции (с 1941г.) выполнено более 270 тыс. км сейсмических профилей. При полевых работах применяются телеметрические системы типа INPUT/OUNPUT TWO, SN-388, ARAM-ARIES и компьютеризированные станции Прогресс-Л. Возбуждение упругих воли осуществляется как взрывными, так и невзрывными источниками колебаний.



При обработке и интерпретации полевых материалов используются современные комплексы ведущих отечественных и зарубежных фирм.



169300, Республика Коми, г. Ухта, проезд Строителей,10.
Тел: 82147- 6-10-00, Факс: 82147- 6-34-35.
E-mail: geofizik@online.ru

ОАО "КАЛИНИНГРАДГЕОФИЗИКА"





ОАО "Калининградгеофизика" проводит сейсморазведочные работы и промыслово-геофизические исследования скважин с целью изучения геологического строения осадочного чехла и поверхности фундамента, выявления нефтеперспективных структур, подготовки их к бурению, построения структурно-тектонических моделей месторождений, выдачи рекомендаций под бурение эксплуатационных скважин, изучения физ.свойств горных пород по разрезу скважин, определения интервалов нефтенасыщения, контроля за разработкой месторождений, определения технического состояния стволов скважин.

Основными заказчиками являются: ОАО "ЛУКОЙЛ", ООО "ЛУКОЙЛ-Калининградморнефть", ОАО "Калининграднефть", Администрация Калининградской области, а также нефтяные компании Республики Литва - UAB "MINIJOS NAFTA", AB "GEONAFTA", UAB "MANIFOLDAS".

За время существования ОАО "Калининградгеофизика" отработано более 26 тыс. пог.км 2D на суше, 12 тыс. пог.км 2D на акватории Балтийского моря и выполнено 560 кв. км съёмки 3D; исследовано более 400 скважин глубокого бурения.



Виды сейсморазведочных работ, которые выполняет ОАО "Калининградгеофизика":

1. Сейсморазведочные работы МОГТ-2D на суше, море и в транзитной зоне.
2. Площадные сейсморазведочные работы МОГТ-3Д на суше, море и в транзитной зоне.
3. Вертикальное сейсмическое профилирование (ВСП), непродольное вертикальное сейсмическое профилирование (НВСП).
4. Проведение сейсморазведочных работ по методу МВС.



Полевые работы МОГТ на суше выполняются в разнообразных сейсмогеологических и поверхностных условиях. Поставленные геологические задачи решаются на современном технико-методическом уровне с применением телеметрических комплексов компании INPUT/OUTPUT, Inc с привлечением в условиях хорошей проходимости виброисточников AHV-IV 362 PLS. Виброисточники оснащены GPS приёмниками - DSM 212 компании Trimble, с помощью которых проводится их позиционирование. В условиях сплошного леса и сильно заболоченной местности используется взрывная методика. Изучение скоростной характеристики ВЧР проводится методами МСК и МПВ.

На море и в транзитной зоне при проведении сейсморазведочных работ применяется телеметрическая регистрирующая система Aram-Aries (Geo-X System, Ltd, Канада) с использованием донных кос с гидрофонами MP-25-250 (GEOSPACE TECHNOLOGIES, L.P, США) и пневмоисточников G.Gun (SERCEL) при возбуждении упругих колебаний. Позиционирование гидрофонов проводится с помощью акустической системы TZ/OBC (Sonardyne International, Ltd, Англия).

В состав ОАО "Калининградгеофизика" входят две полевые сейсмические партии, морская партия и четыре промыслово-геофизических партий, которые укомплектованы необходимым производственным персоналом, транспортом, аппаратурой и оборудованием.

Сейсмический материал обрабатывается и интерпретируется на вычислительном центре ОАО "Калининградгеофизика", который оснащён современным оборудованием и программным обеспечением компании Paradigm Geophysical Ltd.







Генеральный директор -Хакимов Лаги Габбасович.

Россия, 236025, г.Калининград, пос.Прегольский. Тел. - 8 (4012)538081; Факс -8 (4012)451818

ЗАОр НП «Запприкаспийгеофизика»



Глазков Александр Михайлович
Генеральный директор



Голиченко Алексей Михайлович
Главный геофизик

ЗАОр НП "Запприкаспийгеофизика" **проводит** региональные, поисковые и детальные сейсморазведочные работы МОГТ- 2D, 3D, включая проектные, полевые работы, обработку полевых материалов, интерпретацию, подготовку паспортов (рекомендаций) на бурение поисковых или разведочных скважин.

Имеющиеся ресурсы позволяют проводить полевые сейсморазведочные работы и обработку и интерпретацию их результатов в объемах около 6000 п.км профильных работ МОГТ-2D и более 600 км.кв.работ МОГТ 3D в год .

Работы выполняются с применением как взрывного способа возбуждения упругих волн на базе собственной технологии – "способа шнуровых зарядов" (СШЗ) для «высокоразрешающей сейсморазведки» (ВРС), так и с применением вибраторов AMG. Обработка выполняется с в комплексах iXL, Focus, Power EM, включая глубинные преобразования до и после суммирования по ОГТ, использование которых очень важно для районов с соляно-купольной тектоникой. Проводится также обработка материалов МОВ ОГТ по «палеотехнологии», разработанной в ЗАОр НП "Запприкаспийгеофизика". Интерпретация выполняется с использованием программ прогнозирования геологического разреза, AVO анализа, псевдоакустических преобразований, инверсии, частотно-энергетического анализа и др. в комплексах НИПРЕС-5 и Geographix Landmark.

ЗАОр НП "Запприкаспийгеофизика" **проводит геодезические работы, а также бурение и каротаж скважин структурного бурения**

Собственные Патенты на изобретения:

«Способ высокоразрешающей сейсмической разведки МОГТ с использованием взрывов зарядов», 1997г.; «Способ высокоразрешающей сейсмической разведки и источник сейсмических сигналов для его реализации», 2000г.; "Способ сейсмической разведки для изучения осадочного чехла при наличии сильно изрезанных акустических границ"2003 г.; "Способ сейсмической разведки с использованием шнуровых зарядов", 2003г.

Полевые партии имеют следующее оснащение:

Телеметрические с/станции - 5 шт. (I/O «System Four» «Scorpion» на 1200 каналов - 1 шт., I/O «System-2» на 1100 каналов - 1 шт., SN-388 на 372 канала - 2 шт., I/L-408 на 384 канала - 1 шт.)

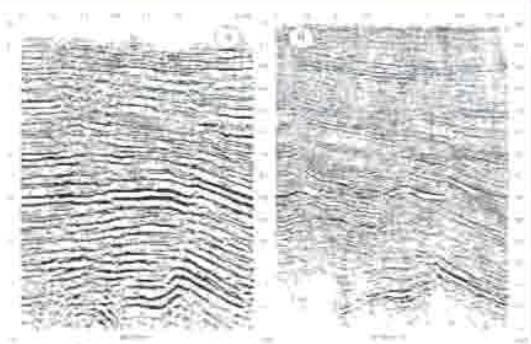
Линейные сейсмостанции - 6 шт. («Прогресс-L» -3 шт, «Прогресс-96» - 1 шт., «Эхо-3»- 2 шт.)

Сейсмические вибраторы AMG R23 M27, с системой синхронизации SERSEL - 5 шт.

Спутниковые системы GPS для ведения топогеодезических работ - 5 шт.

Буровые станки на шасси автомобилей ЗИЛ и КАМАЗ - 21шт.

Имеется полевой обрабатывающий центр, оснащенный системой полевой обработки и контроля качества сейсмических 2D/3D данных *Focus QC, Power Personal*



Программное обеспечение:

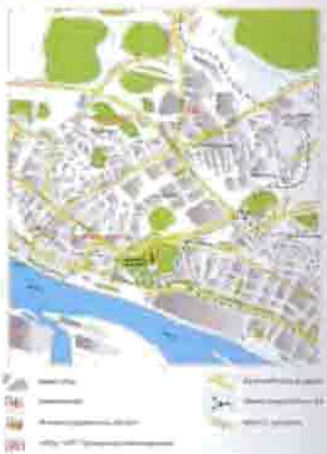
Программные комплексы для обработки IXL-7.0 для SGI ORIGIN 2000, Focus 2D-3D, POWER EM GeoDepth, Vanguard комплекс построения модели резервуара, комплекс AVO - анализ PROBE, SDS-PC, Интерпретационный комплексы Geographix Landmark, «Шлюмберже-5»

Вычислительный центр имеет в своем составе:

Серверы -SGI ORIGIN (4-х процессорный), INTEL PENTIUM-III (2-х процессорный), PENTIUM-IV;;

Рабочие станции SGI OCTANE/SE 2 CPU., SGI 02;;

Плоттеры - Черно-белый ATLANTEK-36.,Черно-белый OYO-24 ,Цветной HP 755 CM, Цветной HP 1050 CM



Россия, 400075, г. Волгоград, проезд Геофизиков, 3
тел./факс: (8442) 356-086 e-mail: mail@npzpg.ru

Открытое акционерное общество
"СЕВМОРНЕФТЕГЕОФИЗИКА"

основано в г. Мурманске в 1979 году

"Севморнефтегеофизика" (СМНГ) - лидер российской морской геофизики и одна из немногих геофизических компаний России, активно действующих на мировом рынке геофизических услуг. Предприятие располагает флотом из 7 научно-исследовательских судов, оборудованных современными сейсмическими телеметрическими комплексами и навигационными системами.



Долгунов Константин Александрович
Генеральный директор ОАО "Севморнефтегеофизика"



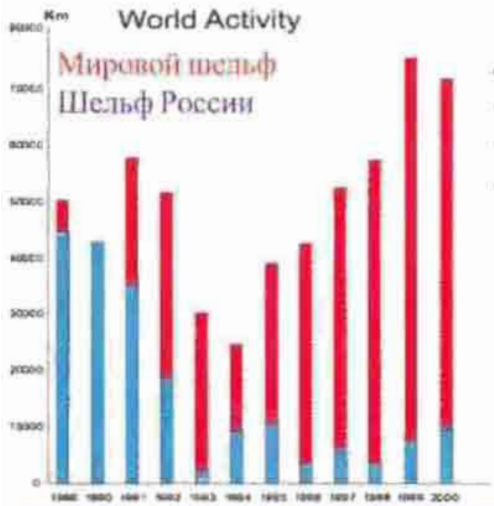
Научно-исследовательское судно "Академик Немчинов"

За все время работы выполнено более 450 тыс.км.сейсмических профилей на шельфе СССР (России) и зарубежных стран.

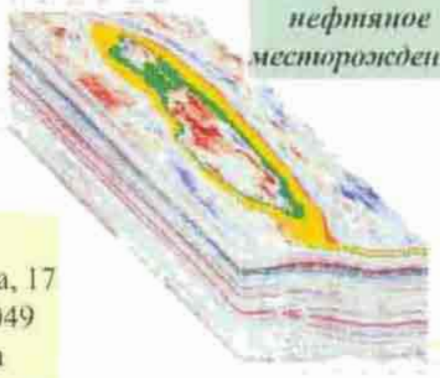


Сапожников Борис Григорьевич
Заместитель генерального директора

СМНГ имеет в своем составе три крупных обрабатывающих центра в Мурманске, Москве и Геленджике. Обработка и интерпретация выполняется на базе платформ ***RISC-6000, SUN ENTERPRISE-4000, SGI Octane*** с использованием современного программного обеспечения фирм ***Landmark, Paradigm Geophysical*** и др.



Приразломное нефтяное месторождение





Мартиросян Валерий Николаевич
Главный геолог

ОАО "Севморнефтегеофизика"
г. Мурманск,183025, ул.Карла Маркса, 17
Тел. 8152-476-397.Факс:8152-456-049
E-mail: smng@smng-geophysics.com

ОТКРЫТОЕ АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО

«МОРСКАЯ АРКТИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ»



ОАО «МАГЭ» - одна из ведущих российских компаний, предоставляет широкий спектр геолого-геофизических услуг по изучение геологического строения недр шельфа и Мирового океана в рамках Федеральных программ России и внешнеэкономических проектов.



Казанин Геннадий Сергеевич
Генеральный директор

Приоритетные направления деятельности:

- Комплексные морские исследования с целью выявления нефтегазоперспективных районов шельфа и поиска объектов УВ накопления.
- Геологическое картирование шельфа РФ м-ба 1:1 000 000.
- Геоэкологические исследования и мониторинг.

Основные виды работ:

- Сейсморазведка МОВ ОГТ 2D.
- Сейсморазведка МПВ.
- Дифференциальная гидромагнитометрия.
- Надводная гравиметрия.
- Сейсмоакустическое профилирование.
- Гидролокация бокового обзора.
- Геологический пробоотбор.

Научный флот:

- НИС «Геолог Дмитрий Наливкин»,
- НИС «Профессор Куренцов»,
- НИС «Геофизик»,
- специализированный л/к «Янтарь».

•Выполнена геологическая съемка шельфа морей западного сектора Российской Арктики на площади более 1,5 млн. кв. км, подготовлены к изданию листы Государственной геологической карты России м-ба 1:1 000 000 по Баренцеву и Карскому морям.

• Создана уникальная база геолого-геофизическихданных по Арктическим морям (Баренцево, Карское и море Лаптевых), Атлантическому, Тихому, Индийскому и Северному Ледовитому океанам, Антарктиде (море Росса и море Уэдделла). Изданы «Сейсмостратиграфический Атлас по морю Росса» и «Атлас моря Лаптевых».

•Выполнена гравиметрическая съемка и составлена Государственная гравиметрическая карта м-ба 1:1 000 000 морей западного сектора Российской Арктики.

• За последние 5 лет Экспедицией выполнено 35600 п.км сейсмических работ МОВ ОГТ 2D в Арктических морях и 95800 п.км в Мировом океане, 31400 п.км надводной гравиметрии, 37200 п.км дифференциальной гидромагнитометрии, 38100 п.км сейсмоакустического профилирования, 1100 ст. донного опробования.

В 2006 г. авторскому коллективу ОАО «МАГЭ» присуждена премия Правительства РФ в области науки и техники. за разработку, научное обоснование и внедрение прогрессивных технологий для создания эколого-геологических основ недропользования Западно-Арктического шельфа России.





России, 183038, Мурманск, ул. С. Перовской, 26
Тел: +8 (8152) 45-07-09 Факс: +8 (8152) 45-89-97
e-mail: info@mage.ru http://www.mage.ru

ОАО ЗСК "ТЮМЕНЬПРОМГЕОФИЗИКА"



Малания
Тристан Гвадиевич
Генеральный директор





Казак
Владимир Георгиевич
Председатель Совета директоров, директор по перспективному планированию и управлению проектами

"Тюменьпромгеофизика" *сегодня - это одно из самых крупных в Российской Федерации независимых геофизических предприятий. Основными направлениями производственной деятельности "Тюменьпромгеофизики" являются:*

- *выполнение полного комплекса геофизических исследований в бурящихся поисковых, разведочных и эксплуатационных скважинах;*
- *проведение прострелочно-взрывных работ;*
- *геолого-технологические исследования в процессе бурения скважин и газовый каротаж с контролем и документированием процесса цементажа обсадных колон;*
- *проведение геофизических исследований при контроле за разработкой месторождений;*
- *контроль качества цементирования обсадных колонн скважин;*
- *разработка и изготовление скважинной аппаратуры и регистрирующих комплексов, разработка программного обеспечения для новых геофизических приборов;*



Бутолин
Сергей Львович
Директор по экономике и финансам



Заславский
Богдан Борисович
Директор по управлению производством

На сегодняшний день сервисная компания ТПГ это:

- ***11 производственных геофизических экспедиций в городах: Мегион, Сургут, Нягань, Тарко-Сале, Новый Уренгой, Пыть-Ях, Радужный, Красноярск, Нижневартовск, Ханты-Мансийск;***
- ***три дочерних предприятия*** *(Киевский, Тюменский и Новосибирский приборостроительные комплексы);*
- ***трудовой коллектив численностью около 2000 человек****, половину из которых составляют инженерно-технические работники.*



Удачное географическое расположение производственных подразделений позволяет оперативно выполнять геофизические работы на территории даже самых удаленных и труднодоступных месторождений. Каждое из производственных подразделений оснащено самым современным оборудованием и способно самостоятельно решать любые задачи по регистрации и обработке результатов геофизических исследований. "Тюменьпромгеофизика" работает практически на всей территории Ханты-Мансийского, Ямало-Ненецкого автономных округов, на юге Тюменской области, Европейском Севере России и в Восточной Сибири, а также на месторождениях Восточного Прикаспия в Казахстане.



Приборостроительной комплекс "Тюменьпромгеофизики", включающий два завода, расположенных в городах Тюмень и Киев, а также опытно-конструкторское бюро в городе Новосибирске, практически полностью обеспечивает потребности предприятия в скважинных приборах, устьевом оборудовании и регистрирующих комплексах.



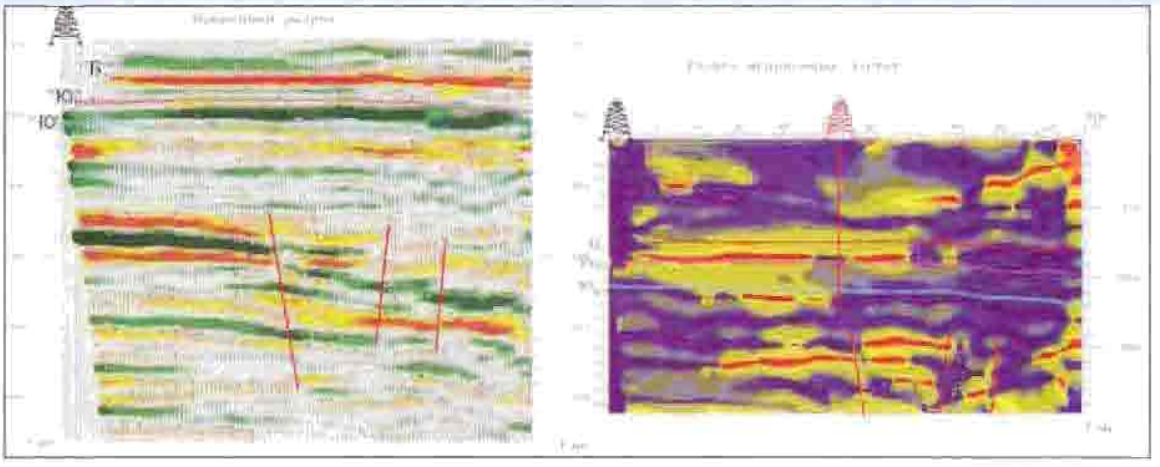




Расширяя спектр геофизических услуг, компания ТИГ предлагает своим заказчикам (а это более 30 крупных и средних нефте- и газодобывающих предприятий) геолого-геофизические услуги экспедиции вертикального сейсмического профилирования, выполнение работ ВСП на новейшем оборудовании и обработку данных с привлечением специалистов вычислительных центров Екатеринбурга и Уфы.

Основными решаемыми задачами при интерпретации ВСП являются:

- ***Расчленение геологического разреза на литолого-стратиграфические объекты с разрешением не хуже пространственных и физических оценок комплекса ГИС до удаления от ствола скважины 300-500 м;***
- ***Построение тектоново-физической модели с выделением структуры современной блоковой динамики;***
- ***Построение флюидодинамической модели (ДФМ) целевого интервала;***
- ***Оценка отклонения параметров ДФМ при повторных наблюдениях;***
- ***Моделирование процессов разработки залежи при различных технологиях бурения и вариантах размещения добывающих и нагнетательных скважин.***









Сервисная компания "Тюменьпромгеофизика":
628681, Россия, ХМАО, г. Мегион, Южная промзона, АБК ЗСГК.
Тел./факс: (34663) 3-14-87, 3-36-71. E-mail: megion@tpg.ru

Открытое Акционерное Общество

Центральная геофизическая экспедиция

ОАО "Центральная Геофизическая Экпедиция" - 40лет!
(1967 г. - 2007 г.)



Кашик
Алексей Сергеевич
Генеральный директор
ОАО "ЦГЭ"
Окончил МГРИ в 1961г. Доктор технических наук, академик РАЕН. Лауреат Государственной премии СССР. Член ЕАГО, SPWLA, SEG, EAGE.

ОАО "ЦГЭ" была создана в 1967 году как научно-производственный центр в системе предприятий Министерства нефтяной промышленности СССР с целью перевода отечественной нефтяной геофизики на цифровую регистрацию и обработку первичной сейсмической и каротажной информации.

В короткие сроки в ЦГЭ было создано новое поколения отечественного матобеспечения СЦС-3 для сейсморазведки и АСОИГИС для промыслово геофизики для ЕС ЭВМ. К 1978 г. этими программными комплексами оснащаются все геофизические тресты страны. В конце 70-х г.г. начинает разрабатываться новое направление в обработке и интерпретации геофизических данных - "Прогнозирование геологического разреза" (ПГР).

В 1997 году создается новое поколение матобеспечения, основанное на принципах интерактивной динамической визуализации (DV)-геолого-геофизических данных. В 1998 году разработан пакет *DV-Discovery* для интерпретации сейсмических данных 3D и 2D. В ЦГЭ организуется отделение проектирования и мониторинга разработки нефтяных месторождений. С этого момента ЦГЭ предоставляет нефтяным компаниям полный спектр услуг по информационному обеспечению процессов поисков, разведки и разработки нефтяных месторождений - от проектирования геофизических работ, через контроль их проведения, обработку и интерпретацию, построение сеточных моделей и подсчет запасов до гидродинамических расчетов и проектирования разработки.



Гогоненков
Георгий Николаевич.
Первый зам. генерального директора ОАО ЦГЭ
Окончил Свердловский горный институт (1960). Доктор технических наук, академик РАЕН. Лауреат Государственной премии СССР. Член ЕАГО, SEG, EAGE.

При выполнении различных видов услуг наряду с собственными разработками (ИНПРЕС, DV-Discovery, DV-Geo, DV-SeisGeo, Гемма, ЮНИВЕРС - совместная разработка ОАО "ЦГЭ" и ООО "Геоверс") используются программные продукты и технологии других российских и западных компаний: MESA, GEOSCRIBE (GMC); GEODEPTH (Paradigm Geophysical); OMEGA (Western Geophysical); GEOVECTEUR PLUS (CGG); CHARISMA-S, CHARISMA-RM, ECLIPSE (Schlumberger); IRAP-RMS, MORE (Roxar); TIGRESS (PGS); ATHOS (Beicip-Franlab); GSK (ГеоСейсКонтроль) и другие.

Выполнение сервисных работ по интегрированной интерпретации обеспечивает распределенная сеть из 400 персональных компьютеров, среди них - 15 серверов специального назначения. Общий объем дискового пространства, занятого под интерпретацию, более 4000 Gb. Пиковая производительность ОАО "ЦГЭ" обеспечивает выполнение работ по обработке и интерпретации материалов сухопутной сейсморазведки 2D до 40000 пог.км и материалов сейсморазведки 3D до 5000 кв.км. в год, а также обработку данных ГИС и ГДИС практически для неограниченного количества скважин. На всех этапах работ используется программное обеспечение ведущих мировых производителей и собственные уникальные программные разработки современного уровня.



Лаврик
Александр Сергеевич
Зам. генерального директора по геологии
Окончил геологический факультет Московский государственный университет (1980).
Член ЕАГО, SEG, EAGE.



Кириллов Сергей Александрович
Зам. генерального директора – главный геофизик
Окончил Ивано-Франковский институт нефти и газа (1972), кандидат физико-математических наук, доцент.

В последние годы в ОАО "ЦГЭ" идет быстрое развитие программного обеспечения и технологий, обусловленное резким повышением требований к качеству построения моделей, как к аккумулятору всего комплекса знаний о пласте, его строении и запасах. Разрабатываются и оперативно внедряются специальные технологии, обеспечивающие повышение эффективности обработки и интерпретации геолого-геофизической и нефтепромысловой информации.

Сегодня ОАО "ЦГЭ" выполняет самые ложные комплексные проекты по детальному изучению месторождений нефти и газа. Для этого используются собственные и выполненные совместно с партнерами оригинальные и хорошо зарекомендовавшие себя технологии и программно- методические комплексы:

DV-ТЕХНОЛОГИЯ - технология динамической интерпретации в режиме непрерывной визуализации, реализована в следующих программных приложениях:

- DV-1 Discovery - пакет программ для построения сейсмической модели залежи на основе кинематической и динамической интерпретации данных 2D/3D в сопоставлении со скважинными данными.

- DV-Geo - программный комплекс для создания детальной геологической модели залежи на основе интерпретации больших объемов скважинной, петрофизической и промысловой информации;

- DV-SeisGeo -интегрированный программный комплекс для создания, поддержки и анализа трехмерной структурно-параметрической модели залежи на основе комплексной интерпретации данных сейсморазведки 2D/3D, геологии и скважинной геофизической, петрофизической и промысловой информации;

- DV-ГИС-контроль - программное средство для обобщения промыслово-геофизических данных по площади месторождения и контроля за разработкой с целью локализации невыработанных запасов.

ИНПРЕС- технология интегрированной геологической интерпретации данных сейсморазведки, каротажа и бурения

ЮНИВЕРС-3D+ВСП - технология детального изучения межскважинного пространства

Программный пакет геологического моделирования ***DV-Geo*** включает в себя ***интегрированную базу геолого-геофизических и промысловых данных***, возможности ***графического представления*** объектов размерности 1D, 2D, 3D и 4D, ***динамической селекции*** для подготовки скважинной выборки и создания профиля для визуализации скважинных данных, ***корреляции разрезов скважин, моделирования поверхностей, построения кубов*** физических свойств, ***объемной визуализации продуктивных тел***, выполнения ***седиментационного анализа***, проведения ***подсчета запасов, подготовки данных для гидродинамического моделирования***, создания ***твердых копий*** в процессе графического изображения результатов.

За последние 4 года по заказам отечественных и зарубежных компаний в ЦГЭ выполнено более 300 проектов, включая такие уникальные, как построение геологической модели месторождения Самотлор (17000 скв. и более 20 продуктивных пластов), Комсомольское (около 1000 скв и более 60 продуктивных пластов), Узень Республики Казахстан (более 6000 скв. и более 30 продуктивных горизонтов) и многих других.



Группа разработчиков программного комплекса - ***DV-Geo***



123298, г. Москва, ул. Народного Ополчения, д. 38, корп. 3, Метро "Октябрьское поле".
Телефон: (495)192-6415, Факс: (495)192-8088
Сайт: www.cge.ru

ООО " МЕГАЦЕНТР - ПЛЮС"



Генеральный директор ООО "Геопетроцентр" ***Милашин Владимир Алексеевич***. Кандидат геолого-минералогических наук (с 1981г.), Почетный нефтяник. Автор свыше 70 печатных работ, 5 изобретений, член ЕАГО, SEG, EAGE

Представляет :

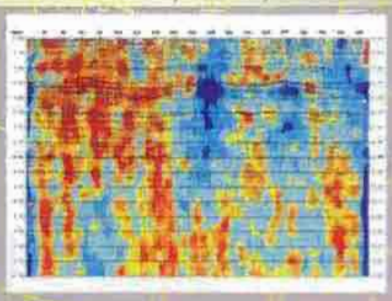
1. ***Высококачественную обработку по технологии RAP на базе комплекса OMEGA компании WESTERN GECO.***
2. ***Высокоточную интерпретацию на базе отечественных продуктов ДФМ и ВРС-Гео***

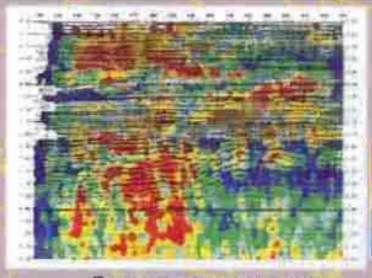
Динамико-Флюидный Метод

ДФМ - прогноз флюидодинамических параметров:

- Определение блоковой структуры района исследований;
- Изучение околоскважинного пространства ближних и дальних зон;
- Прогноз зон с пониженным Горностатическим давлением;
- Определение направления миграции флюидов.

Эффективность использования атрибутов ДФМ в различных типах структур

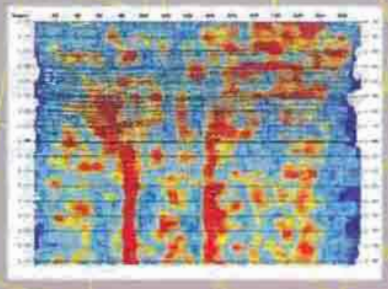




Карбонатный бассейн

Терригенный бассейн

Выявленная аномалия по ДФМ

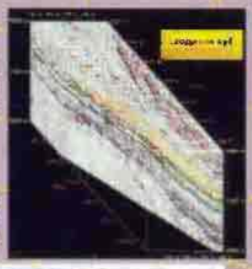


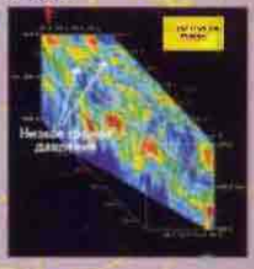
Терригенно-карбонатный бассейн

Аномалии давления

Низкое

Высокое

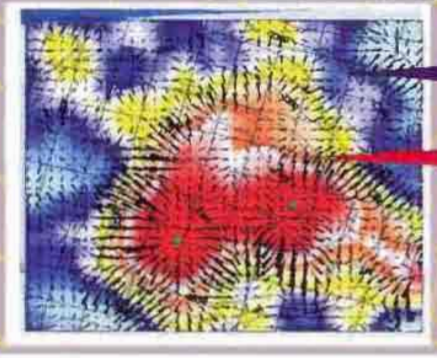




Аномальное флюидное давление

скорость флюидопотока

продуктивные скважины

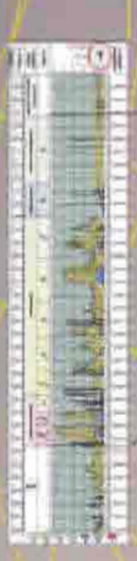


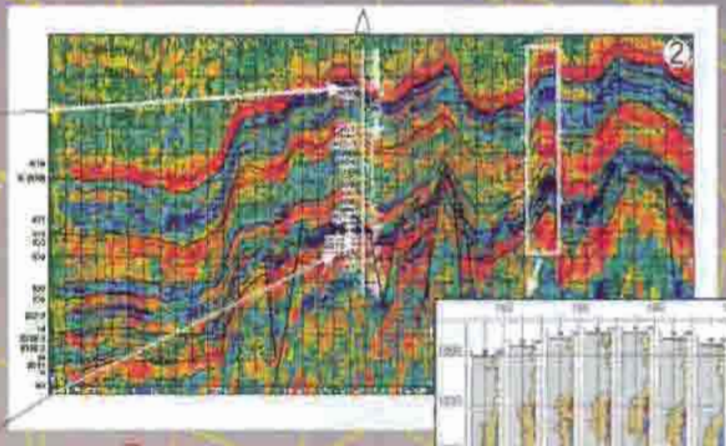
Высокое давление

Низкое давление

123298, Москва, ул. Народного Ополчения, 40/3
Тел.: (095)1926365, факс: (095)1926356, e-mail:milashin@pcntr.msk.ru

Технология ВысокоРазрешающей Сейсмики





2 - разрез эффективных акустических жесткостей



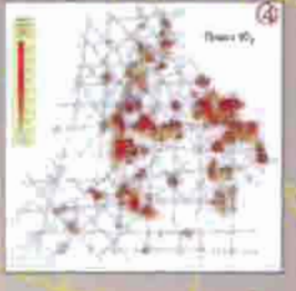
3 - прогнозные литолого-стратиграфические колонки

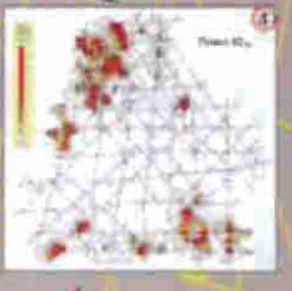
1 - непрерывная обработка данных ГИС

ВРС-Гео:

- оригинальная технология решения обратных динамических задач:

- Прогноз геолого-геофизических параметров в целевых интервалах разреза: литологического состава, ФЕС, характера и степени флюидонасыщения пород коллекторов;
- Оценка невыявленных (пропущенных) ресурсов углеводородного сырья;
- Оценка прогнозной плотности распределения углеводородов в продуктивных горизонтах и пластах

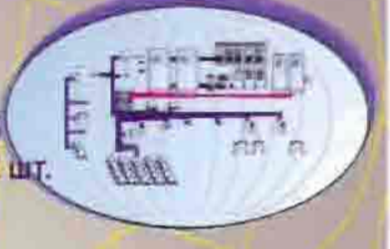




4 - прогнозные значения нефтенасыщенности

Оборудование:

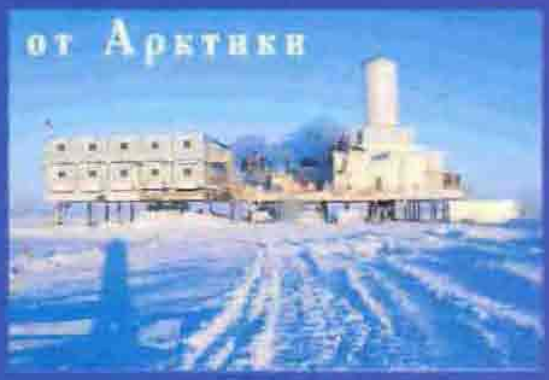
IBM 44P-270 - 4-х процессорная станция
Кластер - 32 нода. Объем дисковой памяти - 30.0Тб
Двухпроцессорные рабочие станции, Intel Xeon, 3,6 Hz - 12 шт.





Руководитель Екатеринбургского филиала ООО "Геопетроцентр"
Писецкий Владимир Борисович.
Доктор геолого-минералогических наук, заведующий кафедрой геоинформатики Уральского государственного горного университета, автор оригинальной технологии выявления структуры и параметров современной блоковой динамики осадочных бассейнов (ДФМ- технология)

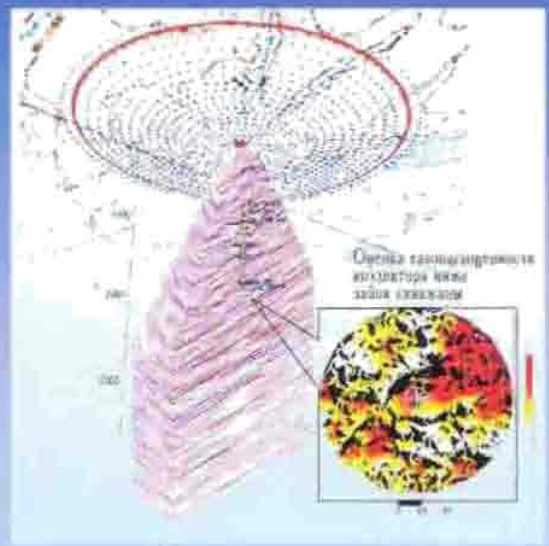
СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИЗОБРАЖЕНИЯ ОКОЛОСКВАЖИННОГО ПРОСТРАНСТВА МЕТОДОМ 3D VSP











Многоканальная жесткая конструкция на трубах (до 400 трехкомпонентных прижимных элементов) позволяет осуществить прием сейсмических сигналов в диапазоне до 250 Гц и получить высококачественный 3D массив сейсмических атрибутов в зоне с радиусом 1/2 глубины забоя скважины (максимальная глубина скважины 6 тысяч метров с любым наклоном траектории бурения)

ОАО "ХАНТЫМАНСИЙСКГЕОФИЗИКА"

P/GSI™

Контакты:
Савин Владимир Георгиевич, гл. геолог ОАО ХАНТЫМАНСИЙСКГЕОФИЗИКА 8-9028142173
Писецкий Владимир Борисович, профессор УГГУ 8(343) 2576661, 8-9122420826, pisetski@mail66.ru
Paulsson Biorn, президент Paulsson Geophysical Services Inc. www.paulsson.com

Основные производители сейсморазведочной аппаратуры и оборудования в России

Саратовское конструкторское бюро сейсмического приборостроения

Входит в состав

ОАО "САРАТОВНЕФТЕГЕОФИЗИКА"

СКБ СП сейсмического приборостроения организовано на основе Постановления Совета Министров СССР № 763 от 23 июля 1962 года. В 1994 году СКБ СП преобразовано в ОАО "СКБ сейсмического приборостроения" - ОАО "СКБ СП"

1962-2007

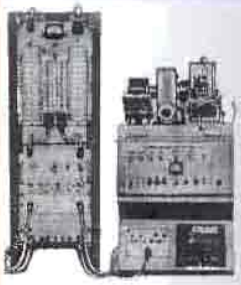
45лет

СКБ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРИБОРОСТРОЕНИЯ



На первом этапе работы СКБ СП (1962-1970гг.) был разработан и внедрен в производство первый в отечественной практике комплекс аналоговой аппаратуры для записи и автоматизированной обработки сейсморазведочных данных, включающий в себя:

- миниатюрные сейсмоприемники типа СМГ-010., СМВ -15, СМВ-20, СМВ- 30;
- гамму полевых сейсморазведочных станций второго поколения с воспроизводимой магнитной записью : СМ-245, СМ-48, СС-24-61М, СС-24МН, СС-48М, СС-48МН, СМП-24;
- устройства для обработки аналоговых магнитных записей ПСЗ-1, ПСЗ-2, ПСЗ -2М, ПСЗ- 4, МС-1, МС-2;
- устойства для предетавления сейсмической информации в форме, удобной для геологической интерпретации ФБ-1, ФБ-2, ФБ-3, ФБ-4, ФЫШД.



За создание комплекса аналоговой аппаратуры для записи и обработки данных сейсморазведки группа специалистов – разработчиков в 1970 году получила Государственную премию СССР в области науки и техники.



На ***втором этапе*** деятельности (1970-1975) явилось создание и массовое внедрение в производство комплексов специализированных вводно- выводных устройств типа "Поток" к универсальным ЭВМ второго поколения.Это обеспечило возможность широкого применения в производственных организациях цифровых вычислительных центров для обработки сейсморазведочных данных.

Сейсморазведочная станция Прогресс-Л



Содержанием ***третьего этапа*** деятельности СКБ СП (с1975года) явилось создание цифровых сейсморазведочных станций ряда "Прогресс". За период с 1978г по 1982 год были разработаны и успешно внедрены в производство цифровые сейсморазведочные станции Прогресс-1, Прогресс-2 и Прогресс-3, предназначенные для работы с различными и сточниками и сточниками возбуждения. Дальнейшим развитием станций ряда " Прогресс 1-3" явились станции типа Прогресс-96 (1978г) и Прогресс-96В (1988г.)

За создание и успешное внедрение в производство сейсморазведочных станций типа "Прогресс" группе ведущих специалистов СКБ СП была присуждена премия Совета Министров СССР.

Дальнейшим развитием сейсморазведочных станций ряда прогресс является сейсморазведочная станция нового поколения Прогресс –Л с числом каналов от 65 до 512 и 24 –х разрядным АЦП. Впервые в отечественной практике СКБ СП представляет на эту сейсморазведочную станцию 5-и летнюю гарантию.Начат выпуск первой совершенной отечественной телеметрической системы "Прогресс Т"

410019, г. Саратов, ул. Крайняя,129.
Тел:(8452)64-14-52
E-mail: skbsp@san.ru

ГЕОфизические Системы ВИбрационного Поиска

ЗАО "ГЕОСВИП"

ЗАО «ГЕОСВИП» является ведущей отечественной фирмой-производителем сейсморазведочной техники - вибрационных источников сейсмических сигналов (т.н. сейсмических вибраторов) для нефтяной и газовой промышленности. Выпускаемая ЗАО «ГЕОСВИП» техника успешно работает в различных геолого-климатических и поверхностных условиях России (Урало-Поволжье, Север Европейской части, Ямало-Ненецкий и Ханты-Мансийский национальные округа, и т.д.), в странах ближнего (СНГ) и дальнего (напр., в Индонезии) зарубежья.



Специалисты ЗАО «ГЕОСВИП» имеют почти 30-летний опыт создания техники для полевой и промысловой геофизики, что позволяет им создавать современные виброисточники с использованием оптимальных конструкторских и производственных решений и лучших отечественных и зарубежных достижений механики, гидравлики и электроники.



Транспортные базы источников - это новые разработки на основе серийно выпускаемых заводами КрАЗ, МоАЗ, КАМАЗ и УРАЛ шасси, а также специализированные шасси для работы по глубокому снежному покрову в условиях низких, до -50°С, температур.



Возбудители вибрации развивают усилие на грунт от 14 до 30 тс и могут устанавливаться на любые транспортные базы. Все вибраторы комплектуются электронной системой управления «ВИКОНТ СвипМастер», разработанной ЗАО «ГЕОСВИП». Разумное сочетание зарубежных и отечественных комплектующих позволяют увеличить надежность эксплуатации и снизить стоимость обслуживания источников при оптимальном соотношении цена-качество. Все вибраторы сертифицированы Госстандартом РФ. Технические параметры вибраторов и систем управления позволяют использовать практически все современные методы сейсморазведки (линейные, нелинейные, псевдослучайные сигналы, и т.д.).



Алелюхин Николай Петрович
Генеральный директор



В настоящее время ЗАО "ГЕОСВИП" выпускает следующие модели вибраторов и самоходных шасси: **СВ-14/150** на шасси УРАЛ (6х6), **СВ-20/150МТК** на шасси КрАЗ (6х6), **СВ-27/150-362** на шасси МоАЗ (с рулевым управлением типа «краб»), **СВ-27/150К** на шасси КАМАЗ (8х8), **СВ-27/150БКГ** на колесном/гусеничном шасси, **СВ-30/150Б** на шасси типа «багги» усилием, **СВС24/РС27** на гусеничном снегоболотоходном шасси, а также **Шасси ШКГ-101**, специальное, колесное/гусеничное и **Шасси МТ-81** гусеничное, снегоболотоходное.







Учебный центр ЗАО "ГЕОСВИП" обеспечивает подготовку технического персонала для эксплуатации и обслуживания вибраторов отечественного и зарубежного производства, включая системы управления, а также оказывает услуги по пуско-наладке, ремонту и техническому сопровождению оборудования в ходе полевых работ.



107140 Москва, ул. Н. Красносельская, д.
Телефон: (499) 264-6787, Факс: (499) 264-6621
E-mail: info@geosvip.ru

"ОЙО-ГЕО Импульс Интернешнл" г. Уфа



Предприятие создано в декабре 1990 года в г. Уфе. Учредителями стали: завод "Геофизприбор" (г.Уфа, Россия), корпорация "Геоспейс" (США) и фирма "Чори"(Япония). За один год был освоен выпуск сейсмоприемников GS-20DX. Конструкция и технология по выпуску данного типа сейсмоприемников была предоставлена корпорацией "ОЙО Геоспейс" из США.

Сегодня предприятие оснащено современным технологическим, контрольно-тестирующим оборудованием, большая часть из которого была поставлена из США. За 10 лет работы изготовлено и реализовано более 5 млн. сейсмоприемников геофизикам России и СНГ.



Козловский Николай Кириллович
Директор
ЗАО
"ОЙО-ГЕО Импульс Интернешнл"

В настоящее время предприятие производит свыше 500 тыс. штук GS-20DX. В связи с выходом на международный рынок в ближайшее время планируется удвоение объема выпуска.



На предприятии внедрена комплексная система контроля качества. Тщательный контроль качества позволяет давать 3-х летнюю гарантию на преобразовательный блок - сейсмоприемник GS-20DX. Обычный срок службы приемника составляет 10 лет полевой эксплуатации. Качество изделий обеспечивают инженерно-технические работники, прошедшие подготовку в фирме "ОЙО Геоспейс" (США). В настоящее время начато освоение новых сейсмоприемников типа GS-32CT и GS-30CT. Эти изделия соответствуют лучшим мировым образцам. В скором будущем эти приемники будут предложены геофизикам России.



Сегодня ООО "ОЙО-ГЕО Импульс Интернешнл" изготовляет и реализует геофизикам России и СНГ:



1.Сейсмоприемники различных модификаций для работы:
-в полевых условиях;
-на болотах и на мелководье;
-в скважинах (до+200°С);
-с улучшенными характеристиками.

2. Разъемы для подключения групп сейсмоприемников к косам; разъемы для телеметрического кабеля.

3. Секции телеметрического кабеля для различных систем сбора данных I/O I и II, SN-388, Прогресс Т. Секции из многожильного кабеля для линейных систем с числом жил от 6 до 256.

4. Блоки питания для систем I/O II.

5.Оснащение и ремкомплекты для ремонта телеметрического кабеля и групп сейсмоприемников в полевых условиях.

6. Тестеры для групп геофонов и кабеля.

Услугами "ОЙО-ГЕО Импульс Интернешнл" пользуются свыше 100 различных организаций России и СНГ!

450001, Республика Башкортостан,
г. Уфа, ул. Комсомольская, 2, корпус 26.
E-mail: geoimp@ufanet.ru

научно-производственная компания

Сиб Геофиз Прибор

Научно-производственная компания «СибГеофизПрибор» специализируется на разработке и изготовлении геофизической аппаратуры, предназначенной для проведения профильных и площадных сейсморазведочных и электроразведочных работ, а также региональных глубинных геофизических исследований земной коры.

Основная продукция «СибГеофизПрибор» - системы синхронизации и управления источниками сейсмических колебаний:



SGD -SB - для взрывных и невзрывных источников



SGD -SP - для электромагнитных импульсных источников возбуждения сейсмических колебаний типа «ГЕОТОН» и «ЕНИСЕЙ».

Система синхронизации предназначены для работы совместно с многоканальными сейсмическими станциями отечественного и зарубежного производства:ПРОГРЕСС, ИНТРОМАРШ, SN-368, SN-388, 408UL, I/O SYSTEM TWO, G-DAPS-4 и т.д.

Сейсморазведочные станции

Разработаны и подготовлены к выпуску многоканальная телеметрическая сейсмическая станция SGD–SET, сейсмическая станция для инженерных работ SGD-SEL на базе 24-х разрядного АЦП



Электроразведочные станции



Малогабаритная электроразведочная станция SGD-E

для работы методом МТЗ

Телеметрическая электроразведочная станция SGD-TEM для работы методом ЗС

Электроразведочная станция *SGD-EM* для работы методом ДНМЭ



Сейсмологическая малогабаритная автономная станция SGD-SR

Россия 630058 г. Новосибирск, ул. Русская 41а тел: (383-2) 33-96-21, тел/факс:8 (383-2) 33-71-75
E-mail: sgd@sibgeodevice.ru www.sibgeodevice.ru

СИ Технолоджи



Гера

Предприятие «СИ Технолоджи» было создано в 1992 году на базе ПО "Южморгеология" и уже около 10 лет на российском рынке геофизического оборудования. В 1995 году была изготовлена и поставлена Заказчику первая линейная сейсмостанция «Интромарин-L» из большого ряда «Интромарин®». По техническим характеристикам в своем классе она не уступала зарубежным образцам, но имела существенно меньшую стоимость. Наибольшим спросом на производстве пользовался 120 канальный вариант станции.



Запорожец Борис Владимирович
Директор
СИ Технолоджи
Инструменте





Коллектив СИ Технолоджи

К 1999 году было выпущено и уже работало в полевых условиях около 25 станций. В этот период на базе выпускавшейся станции была разработана более совершенная модель – сейсморазведочная станция "Интромарин - L2". Станции этой серии работают с любыми сейсмическими источниками, имеют высокую производительность сейсморазведочных работ и обладают относительно малой стоимостью при высокой функциональности.

Применение в системах "Интромарин-L2" цифровой коррекции во время регистрации сейсмических сигналов позволило добиться исключительной амплитудной и фазовой идентичности каналов системы с точностью, близкой к точности самого аналого-цифрового преобразователя.

В зависимости от задач "Интромарин-L2" выпускается в двух модификациях: стоечной - «Гера» и портативной - «Калипсо». Несмотря на свой малый размер, вся станция размещена в одном блоке стандарта 8U (560x590x300 мм) и весит не более 40 кг, портативный вариант "Калипсо" по своей функциональности ничем не уступает стоечному варианту.

Фирмой "СИ Технолоджи" выпускается система синхронизации сейсмических источников "Интромарин-С", которая состоит из трех модулей - модуля регистрации, модуля источника и программатора. Для привязки источников применяются приемники GPS.

Калипсо





К безграничным возможностям сейсморазведки с телеметрическими системами XZone® *от SI Technology!*







В настоящее время компания "СИ ТЕХНОЛОДЖИ" приступила к выпуску нового поколения сейсморегистрирующих телеметрических систем семейства XZone, которое включает следующие системы:

* ***Marsh Line*** – для работы на мелководье (глубина 3 - 10 м), в переходных зонах и прилегающей суше на различных поверхностях (снег, песок, трава, грязь); это цифровая телеметрическая система на базе высокопрочного кабель-троса со встроенными датчиками (геофонами и гидрофонами) и встроенной полевой электроникой.

* ***Bottom Fish*** – для работы на акваториях; это цифровая телеметрическая система на базе маслонаполненной косы; исполняется в двух вариантах - буксируемом (плавающем) и донном.

* ***Fly Lander*** – для работы на суше; является перспективной разработкой компании "СИ Технолоджи", выпуск первого опытного образца системы ожидается в 2007 году.

Системы предназначены как для поисково-разведочных работ на нефть и газ так и для изучения верхней части разреза.

Во всех системах семейства XZone используется единая Центральная станция регистрации, что обеспечивает их единую архитектуру. Регистрирующие электронные модули построены на базе 24- разрядной Дельта-Сигма технологии и обеспечивают низкий уровень шумов и широкий динамический диапазон регистрации сейсмических сигналов. Асинхронный протокол передачи данных с квитированием гарантирует их доставку, даже при сбоях на линии передачи, со скоростью 16 Мбит/с.









353477, РОССИЯ,
Краснодарский край,
г. Геленджик, ул.Ручейная, 6

Отдел опытного производства и сервисного обеспечения:
service@intromarin.ru
Начальник отдела внешних связей,
Жгенти Сергей Анатольевич:
zhgenti@intromarin.ru
тел: (86141) 2 66 15, 2 65 11
факс: 2 66 01
МТС 89184605024
e-mail: office@intromarin.ru
Internet: www.intromarin.ru

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ 3
ВВЕДЕНИЕ 5
В.1. Сущность сейсморазведки 5
В.2. История возникновения сейсморазведки 7
В.3. Объемы сейсморазведочных работ, направленных на поиски месторождений нефти и газа 9
В.4. Научные исследования и высшее образование в области сейсморазведки в СССР (России) 11
Вопросы для самопроверки 14



ЧАСТЬ 1. ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

РАЗДЕЛ 1.1. МАТЕМАТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

1. УПРУГИЕ ВОЛНЫ В БЕЗГРАНИЧНОЙ СРЕДЕ 15
1.1. Общие понятия 15
1.2. Сферические волны 16
1.3. Основные постулаты теории распространения сейсмических волн 17
1.4. Распространение сейсмических волн в не абсолютно упругих средах 19
Вопросы для самопроверки 20

2. ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ В ТЕОРИИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ УПРУГИХ ВОЛН 21
2.1. Основные понятия теории упругости 21
2.2. Волновое уравнение для изотропных сред 23
2.3. Методы решения динамических задач сейсморазведки 24
2.4. Примеры решения волнового уравнения 25
2.5. Однородные плоские волны в изотропной безграничной среде 27
2.6. Понятие о распространении плоских волн в анизотропных средах 28
Вопросы для самопроверки 30

3. ОТРАЖЕНИЕ И ПРЕЛОМЛЕНИЕ ПЛОСКИХ ВОЛН НА ГРАНИЦЕ РАЗДЕЛА ДВУХ СРЕД 31
3.1. Законы отражения и прохождения 31
3.2. Перераспределение энергии сейсмических волн в процессе отражения и прохождения 33
3.3. Понятие о головных волнах 35
3.4. Дифракция и рассеяние упругих волн 36
Вопросы для самопроверки 38

4. ПОВЕРХНОСТНЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ ВОЛНЫ 39
4.1. Исходные понятия 39
4.2. Поверхностные волны Релея 39
4.3. Поверхностные волны Лява 43
Вопросы для самопроверки 46

РАЗДЕЛ 1.2. СЕЙСМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СРЕД

5. СКОРОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ГОРНЫХ ПОРОДАХ 47
5.1. Скорости распространения сейсмических волн и литология горных пород 47
5.2. Взаимосвязь скорости и плотности 48
5.3. Влияние пористости и порового флюида 49

5.4. Влияние глубины залегания, давления, возраста и температуры 52
5.5. Влияние особых условий залегания горных пород 52
5.6. Понятие о математическом моделировании процесса распространения упругих волн в горных породах и методах определения в них скоростей распространения 53
Вопросы для самопроверки 54

6. МОДЕЛИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СРЕД И ВОЛНОВЫХ ПОЛЕЙ, ПОЛЯ ВРЕМЕН И ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ СЕЙСМОГРАММЫ 55
6.1. Модели сред и сейсмические границы 55
6.2. Интегральные характеристики сейсмических сред 56
6.3. Волновое поле сейсмических источников 57
6.4. Спектральные особенности волнового поля и форма сейсмического импульса 59
6.5. Поля времен и сейсмические годографы 61
6.6. Способы получения уравнений полей времен, расчета сейсмических лучей, годографов и теоретических сейсмограмм 64
Вопросы для самопроверки 66

РАЗДЕЛ 1.3. ГОДОГРАФЫ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

7. КИНЕМАТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ДВУХСЛОЙНЫХ СРЕДАХ 67
7.1. Вывод уравнения годографа однократной монотипной отраженной волны для двухслойной модели среды 67
7.2. Годографы кратных отраженных волн 69
7.3. Уравнения годографов обменных отраженных волн 71
7.4. Вывод уравнения годографа дифрагированной волны 72
7.5. Годографы головных волн 73
7.6. О взаимоотношении годографов прямых, отраженных и головных волн 76
Вопросы для самопроверки 76

8. КИНЕМАТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В МНОГОСЛОЙНЫХ, ГРАДИЕНТНЫХ И СЛОИСТО-ГРАДИЕНТНЫХ СРЕДАХ 77
8.1. Годографы однократно отраженных волн в горизонтально-слоистой среде 77
8.2. Годографы головных волн в многослойной среде 79
8.3. Вывод уравнения лучей и поля времен в градиентных средах 80
8.4. Уравнение годографа рефрагированной волны 82
8.5. Уравнение годографа рефрагированной волны для случая линейного закона возрастания скорости с глубиной 82
8.6. Годографы рефрагированных волн для других зависимостей скорости $V(z)$ от глубины 83
8.7. Годографы рефрагированных волн в двумерно-неоднородных средах 84
8.8. Годографы отраженных и преломленных волн при наличии сейсмических границ в градиентном полупространстве 85
Вопросы для самопроверки 86

9. ГОДОГРАФЫ ОСТ (ОГП) ОТРАЖЕННЫХ, ДИФРАГИРОВАННЫХ И ГОЛОВНЫХ ВОЛН
9.1. Введение 87
9.2. Вывод уравнения годографа ОСТ однократно отраженных волн 88
9.3. О положении в разрезе общей глубинной точки 89
9.4. Понятие о кинематических поправках 90
9.5. О форме годографов ОСТ в сложно построенных средах 92
9.6. Годографы ОСТ многократно отраженных волн 93
9.7. Уравнения годографов ОСТ для пространственных систем наблюдений 95
9.8. Уравнение годографов дифрагированных волн на сейсмограммах ОСТ 96

9.9. Уравнение годографа ОСТ (ОГП) головной волны 97
Вопросы для самопроверки 98



ЧАСТЬ 2. МЕТОДЫ, АППАРАТУРА И ТЕХНОЛОГИЯ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

РАЗДЕЛ 2.1. КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТОДОВ И ТЕХНИЧЕСКИХ СРЕДСТВ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ. ВОЗБУЖДЕНИЕ И ПРИЕМ УПРУГИХ КОЛЕБАНИЙ

10. МЕТОДЫ И МОДИФИКАЦИИ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ 99
10.1. Классификация методов сейсморазведки 99
10.2. Метод отраженных волн 102
10.3. Метод преломленных волн 104
10.4. Метод проходящих волн (скважинная сейсморазведка) 106
Вопросы для самопроверки 108

11. ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА СЕЙСМОРАЗВЕДКИ 109
11.1. Классификация технических средств 109
11.2. Системы записи и предварительной обработки сейсмической информации 110
11.3. Источники упругих волн 112
11.4. Вспомогательные технические средства 115
Вопросы для самопроверки 118

12. НАЗЕМНЫЕ НЕВЗРЫВНЫЕ ИСТОЧНИКИ УПРУГИХ ВОЛН В СЕЙСМОРАЗВЕДКЕ 119
12.1. Введение 119
12.2. Элементы теории невзрывного способа возбуждения колебаний 120
12.3. Основы теории вибрационного способа возбуждения колебаний 122
12.4. Технические средства невзрывных способов возбуждения колебаний 126
Вопросы для самопроверки 138

13 ПРИЕМНИКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ 139
13.1. Краткая история создания сейсмоприемников и общие принципы их работы 139
13.2. Основы теории механического сейсмоприемника 143
13.3. Современные сейсмоприемники, используемые в России 146
Вопросы для самопроверки 152

РАЗДЕЛ 2.2. РЕГИСТРИРУЮЩАЯ АППАРАТУРА ДЛЯ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

14. КРАТКАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ОТЕЧЕСТВЕННОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРИБОРОСТРОЕНИЯ (1934-1992 ГОДЫ)
14.1. Введение 153
14.2. Сейсморазведочная аппаратура первого поколения 153
14.3. Сейсморазведочные станции с промежуточной аналоговой магнитной записью 155
14.4. Сейсморазведочные станции с цифровой магнитной регистрацией 159
14.5. Сейсморазведочные станции типа "Прогресс" 162
Вопросы для самопроверки 164

15. ОСНОВЫ ЦИФРОВОЙ РЕГИСТРАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ
15.1. Принцип цифровой магнитной записи 165
15.2. Принципы квантования сигналов по времени 166
15.3. Квантование сигналов по амплитуде 167
15.4. Сейсмические форматы 175
Вопросы для самопроверки 180

16. СОВРЕМЕННЫЕ ЛИНЕЙНЫЕ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫЕ СТАНЦИИ 181
16.1. Введение 181
16.2. Цифровая сейсморазведочная станция „Нитромарин L2" 182
16.3. Сейсморазведочная станция Прогресс - Л 186
16.4. Сейсморазведочные станции других типов, использующиеся в России 188
16.5. Линейные сейсморазведочные станции: что впереди? 190
Вопросы для самопроверки 192

17. ТЕЛЕМЕТРИЧЕСКИЕ СЕЙСМОРЕГИСТРИРУЮЩИЕ СИСТЕМЫ 193
17.1. Общие принципы построения телеметрических систем сбора сейсмической информации 193
17.2. Телеметрические сейсморегистрирующие системы фирмы "INPUT/OUTPUT, INC" 196
17.3. Телеметрические сейсморегистрирующие системы фирмы „SERCEL" 209
17.4. Телеметрические станции других фирм, использующиеся в России 223
Вопросы для самопроверки 230

РАЗДЕЛ 2.3. СИСТЕМЫ НАБЛЮДЕНИЙ, ПРОЕКТИРОВАНИЕ И ОРГАНИЗАЦИЯ ВЫПОЛНЕНИЯ НАЗЕМНЫХ И МОРСКИХ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

18. ОСНОВЫ ТЕОРИИ ИНТЕРФЕРЕНЦИОННОГО ПРИЕМА И ВОЗБУЖДЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ 231
18.1. Элементы теории интерференционных систем приема 231
18.2. Группирование приемников и источников 233
18.3. Регулируемый направленный прием и излучение 241
18.4. Криволинейное суммирование 242
Вопросы для самопроверки 244

19. ПРОФИЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ НАБЛЮДЕНИЙ 2D В НАЗЕМНОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКЕ
19.1. Прием и возбуждение упругих колебаний 247
19.2. Общая характеристика систем наблюдений 247
19.3. Типы систем наблюдений 247
19.4. Основы методики и технологии работ методом общей средней (глубинной) точки 248
19.5. Профильные системы наблюдений 252
19.6. Выбор параметров системы наблюдений 2D 255
19.7. Сети наблюдений 256
Вопросы для самопроверки 258

20. НАЗЕМНЫЕ ПЛОЩАДНЫЕ СИСТЕМЫ НАБЛЮДЕНИЙ 3D
20.1 Введение 259
20.2. Основные понятия теории проектирования систем наблюдений 3D 261
20.3. Теоретические основы проектирования регулярных систем наблюдений 3D 265
20.4. Современные системы наблюдений 3D в сейсморазведке 273
20.5. Пример расчета параметров системы наблюдений для съемки 3D 282
Вопросы для самопроверки 292

21. МОРСКАЯ СЕЙСМОРАЗВЕДКА 293
21.1. Перспективы добычи углеводородов на море 293
21.2. Суда для сейсморазведочных работ 296
21.3. Морские сейсмические косы и набортные сейсморазведочные станции 299
21.4. Источники упругих колебаний 305
21.5. Спутниковые интегральные навигационные системы 306
21.6. Особенности методики морских сейсмических исследований 308
Вопросы для самопроверки 312

22. ОРГАНИЗАЦИЯ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ 313
22.1. Проектирование сейсморазведочных работ 313
22.2. Организация полевых работ 316
22.3. Организация обработки сейсмических материалов 318
22.4. Камеральные работы и составление отчета 318
Вопросы для самопроверки 320



ЧАСТЬ 3. ОБРАБОТКА И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

РАЗДЕЛ 3.1. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ОБРАБОТКИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ СЕЙСМИЧЕСКОЙ РАЗВЕДКИ

23.НАЧАЛЬНОЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЕ О СОСТАВЕ И СОДЕРЖАНИИ ЗАДАЧ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ СЕЙСМИЧЕСКОЙ РАЗВЕДКИ
23.1. Введение 321
23.2. Общая схема решения обратных задач сейсмической разведки 323
23.3. Цели и этапы цифровой обработки сейсмических записей 325
23.4. Понятие о последовательности выполнения процедур обработки при решении обратных задач сейсморазведки 327
23.5. Краткая история формирования современной технологии анализа данных сейсморазведки 330
Вопросы для самопроверки 334

24. СПЕЦИАЛЬНЫЕ МАТЕМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕДУРЫ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ПРИ ОБРАБОТКЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ
24.1.Введение 335
24.2. Преобразования Фурье 336
24.3. Свертка 341
24.4. Корреляция 343
Вопросы для самопроверки 344

25. ОСНОВНЫЕ НАЧАЛЬНЫЕ ПРОЦЕДУРЫ ОБРАБОТКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ
25.1. Демультиплексация, подготовка и редактирование сейсмических записей 345
25.2. Программная и автоматическая регулировка амплитуд 348
25.3. Расчет и ввод априорных статических поправок 349
25.4. Расчет и ввод априорных кинематических поправок 352
25.5. Коррекция статических поправок 354
25.6. Коррекция кинематических поправок 359
Вопросы для самопроверки 360

РАЗДЕЛ 3.2. ОСНОВНЫЕ ПРОЦЕДУРЫ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ СЕЙСМИЧЕСКОЙ РАЗВЕДКИ

26. ФИЛЬТРАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ 361
26.1. Общие понятия о фильтрации сейсмических колебаний 361
26.2. Классификация основных видов 361
26.3. Общие принципы построения фильтров различного назначения 363
26.4. Принципы синтезирования фильтров 366
26.5. Одноканальные фильтры 369
26.6. Одноканальные оптимальные фильтры 371
26.7. Многоканальные фильтры 371
Вопросы для самопроверки 374

27. ДЕКОНВОЛЮЦИЯ 375
27.1. Задачи деконволюции 375
27.2. Модель сейсмической трассы и обратная фильтрация 376
27.3. Деконволюция сжатия 379
27.4. Предсказывающая деконволюция 381
27.5. Другие виды деконволюции 382
Вопросы для самопроверки 384

28. МИГРАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ЗАПИСЕЙ 385
28.1. Общие сведения о миграционных преобразованиях и принципах их реализации 385
28.2. Дифракционные способы миграционных преобразований 391
28.3. Спектральные методы миграции 393
28.4. Конечно-разностные способы миграции 397
28.5. О миграционных преобразованиях до суммирования по ОСТ 399
28.6. О миграции в трех измерениях 406
Вопросы для самопроверки 408

29. ПРИМЕРЫ ОБРАБОТКИ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ПОЛУЧЕНИЯ ИЗОБРАЖЕНИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ
29.1. Общая характеристика процесса обработки 409
29.2. Обработка полевых материалов до этапа суммирования записей 410
29.3. Обработка сейсмических изображений после суммирования 424
29.4. Контроль качества в процессе обработки 432
Вопросы для самопроверки 438

РАЗДЕЛ 3.3. ПОЛУЧЕНИЕ АТРИБУТНЫХ ИЗОБРАЖЕНИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ (*ИНТЕРПРЕТАЦИОННАЯ ОБРАБОТКА ДАННЫХ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ*)

30. ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТЕЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ УПРУГИХ ВОЛН В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЕ 439
30.1. Скорости распространения упругих волн и их роль в сейсморазведке 439
30.2. Определение скоростей распространения упругих волн по измерениям на образцах горных пород 440
30.3. Определение скоростей распространения упругих волн по данным сейсмического и акустического каротажа 441
30.4. Определение эффективной скорости в покрывающей толще по годографам головных и отраженных волн 442
30.5. Вертикальные и горизонтальные спектры скоростей 444

30.6. Общие принципы получения представления о пластовых скоростях распространения упругих волн слоистой среде 452
Вопросы для самопроверки 456

31. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ МЕТОДА ПЕРВЫХ ВОЛН 457
31.1. Общие положения 457
31.2. Интерпретация годографов головных волн на основе использования модели однородно-слоистой среды с плоскими границами раздела 457
31.3. Интерпретация головных волн, соответствующих одной криволинейной границе раздела двух однородных сред 459
31.4. Построение временных динамических разрезов по данным МПВ 461
31.5. Интерпретация годографов рефрагированных волн 463
Вопросы для самопроверки 466

32. АТРИБУТЫ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЗАПИСИ 467
32.1. Общее представление об атрибутах сейсмических записей 467
32.2. Определение мгновенных характеристик (атрибутов) волнового поля на основе использования преобразования Гильберта 483
32.3. Прогнозирование геологического разреза и прямые поиски залежей углеводородов 488
Вопросы для самопроверки 494

33. АНАЛИЗ ЗАВИСИМОСТИ АМПЛИТУДЫ ОТРАЖЕННОЙ ВОЛНЫ ОТ ВЕЛИЧИНЫ УДАЛЕНИЯ "ИСТОЧНИК – ПРИЕМНИК" 495
33.1. Введение 495
33.2. Теоретические основы выявления зависимости амплитуды отраженной волны от величины удаления "источник – приемник" 496
33.3. Различные приближенные формулы для практического AVO-анализа 499
33.4. Экспериментальный анализ зависимости амплитуды отраженной волны от величины удаления "источник – приемник" 502
Вопросы для самопроверки 508

34. ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА, СИСТЕМЫ И ГРАФЫ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ
34.1. Современные средства вычислительной техники 509
34.2. Основные современные системы обработки сейсмической информации 516
34.3. Системы интерпретации сейсмических данных 520
34.4. Графы обработки сейсмических данных 525
Вопросы для самопроверки 528

РАЗДЕЛ 3.4. ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ СЕЙСМИЧЕСКОЙ РАЗВЕДКИ

35. ЭЛЕМЕНТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА И ОСОБЕННОСТИ ИХ ОТОБРАЖЕНИЯ В СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛНОВЫХ ПОЛЯХ 529
35.1. Введение 529
35.2. Принципы и виды корреляции сейсмических волн 530
35.3. Распознавание и особенности корреляции отраженных волн 531
35.4. Особенности корреляции преломленных и рефрагированных волн 533
35.5. Элементы геологического разреза и возможности их изучения сейсмическим методом 535
Вопросы для самопроверки 540

36. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ
36.1. Общие принципы геологической интерпретации сейсмических данных 541
36.2. Этапы и стадии поисков залежей углеводородов 543

36.3. Основные типы ловушек залежей углеводородов 549
Вопросы для самопроверки 552

37. ГРАФИЧЕСКОЕ ОТОБРАЖЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ 553
37.1. Введение 553
37.2. Цвет и его роль в сейсмических изображений 553
37.3. Основные виды изображений результатов сейсмических работ 558
37.4. Построение отражающих границ, сейсмических разрезов, структурных карт и схем 565
Вопросы для самопроверки 570

РАЗДЕЛ 3.5. ПРИМЕРЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПРИМЕНЕНИЯ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ ПРИ РЕШЕНИИ РАЗЛИЧНЫХ ПРИКЛАДНЫХ ЗАДАЧ

38. ПРИМЕНЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ РАЗВЕДКИ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ, В РУДНОЙ И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ
38.1. Глубинные сейсмические зондирования земной коры и региональные исследования осадочных бассейнов 571
38.2. Примеры применения сейсмического метода при решении задач рудной геологии 577
38.3. Возможности сейсмической разведки при решении задачи инженерной геологии 579
Вопросы для самопроверки 586

39. ПРИМЕРЫ ПРИМЕНЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ РАЗВЕДКИ ПРИ ПОИСКАХ И РАЗВЕДКЕ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ 587
Введение 587
39.1. Региональные работы 587
39.2. Примеры применения сейсморазведки на поисковом - оценочном этапе 589
Вопросы для самопроверки 598

40. ПЕРСПЕКТИВНЫЕ ТЕХНОЛОГИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ
Введение 599
40.1. Многоволновая сейсморазведка – надежда сейсморазведчиков 21 века 599
40.2. Сейсморазведка высокого разрешения 607
40.3.Сейсмические технологии, использующие волны рассеивания 611
40.4. Возможности сейсморазведки на стадии доразведки и эксплуатации месторождений нефти и газа 615
Вопросы для самопроверки 620

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 621

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ ПЕРЕЧЕНЬ 623

ПРИЛОЖЕНИЯ: 633

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 - ВЫПУСКЮЩИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ КАФЕДРЫ ВУЗОВ 634
Воронежский государственный университет 635
Иркутский государственный технический университет 636
Казанский государственный университет 638
Кубанский государственный университет 639
Пермский государственный университет 641
Московский государственный университет 643

Российский государственный геологоразведочный университет 644
Российский государственный университет нефти и газа 645
Саратовский государственный университет 647
Уральский государственный горный университет 648

ПРИЛОЖЕНИЕ 2 - СЕРВИСНЫЕ ГЕФИЗИЧЕСКИЕ КОМПАНИИ 651
ОАО "Башнефтегеофизика" 652
ОАО "Ханты-мансийскгеофизика" 655
ОАО "Центральная геофизическая экспедиция", г. Новосибирск 659
ОАО "Енисейгеофизика" 660
ОАО "Оренбургская геофизическая экспедиция" 661
ОАО "Сибнефтегеофизика" 662
ОАО "Тюменнефтегеофизика" 664
ОАО "Ямалгеофизика" 666
ООО "ТНГ-Групп" ("Татнефтегеофизика") 667
ЗАО "Полярная геофизическая экспедиция" 668
ОАО "Севергеофизика" 670
ОАО "Калининградгеофизика" 671
ЗАОр НП "Заприкаспийгеофизика" 672
ОАО "Северморнефтегеофизика" 673
ОАО "Морская Арктическая геологоразведочная экспедиция" 674
ОАО ЗСК "Тюменьпромгеофизика" 675
ОАО "Центральная геофизическая экспедиция", г. Москва 678
ООО "МЕГАЦЕНТР- ПЛЮС" 680

ПРИЛОЖЕНИЕ 3 - ОТЕЧЕСТВЕННЫЕ КОМПАНИИ - ПРОИЗВОДИТЕЛИ ГЕФИЗИЧЕСКОЙ АППАРАТУРЫ И ОБОРУДОВАНИЯ 683
ОАО "ОЙО-ГЕО Импульс Интернешнл" 684
ОАО "СКБ СП" 685
ЗАО "ГЕОСВИП" 686
НПК "Сиб Геофиз Прибор" 687
ООО "СИ Технолоджи" 688

ОГЛАВЛЕНИЕ 690

Заявки на книгу направлять по адресу:
620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30
Уральская государственный горный университет
Кафедра геофизики нефти и газа
Тел./Факс (8 - 343) – 257– 65 - 58
Электронная почта
bondarev_v@mail.ru

Владимир Иванович Бондарев

СЕЙСМОРАЗВЕДКА

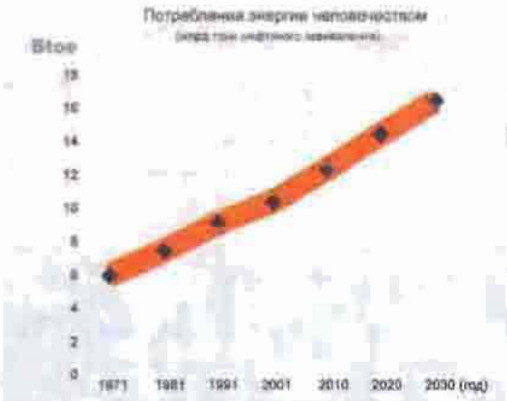
УЧЕБНИК
для студентов высших учебных заведений России, обучающихся по специальности 130201 "Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых"

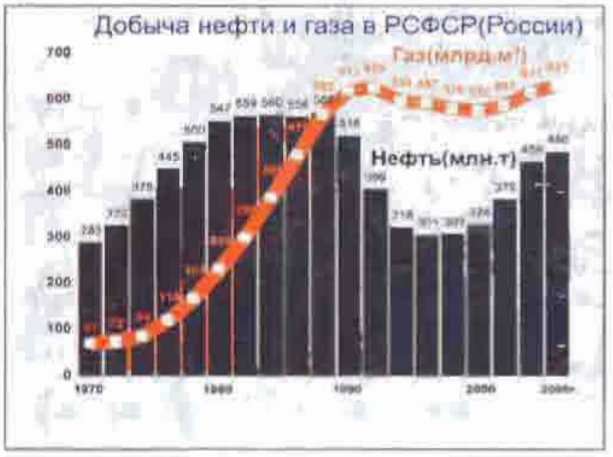
Редактор: Л.В. Устьянцева
Компьютерный набор и верстка С.М. Крылаткова и В.И. Бондарева

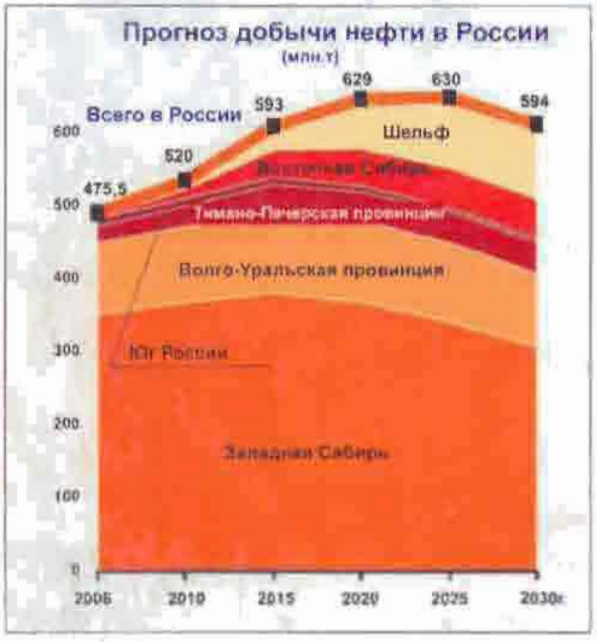
Подписано в печать 15 августа 2007 г. Формат 60 x 84 1/8
Усл. печ. л. 80. Уч. - изд. л. 80. Печать офсетная.
Бумага мелованная. Тираж 600. Заказ №86

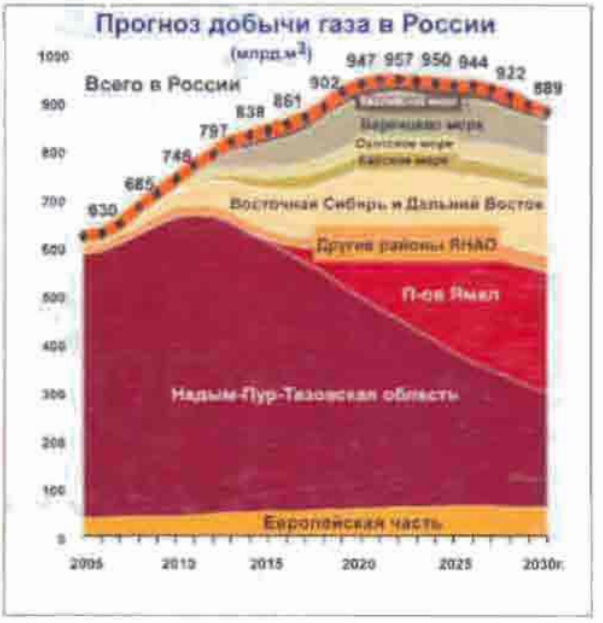
Информационно-издательский центр
620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30, УГГУ.

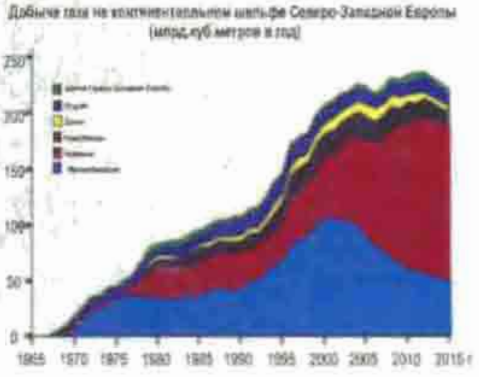
Отпечатано в типографии ООО "ИРА УТК"
620219, г. Екатеринбург, ул. Карла Либкнехта, 42

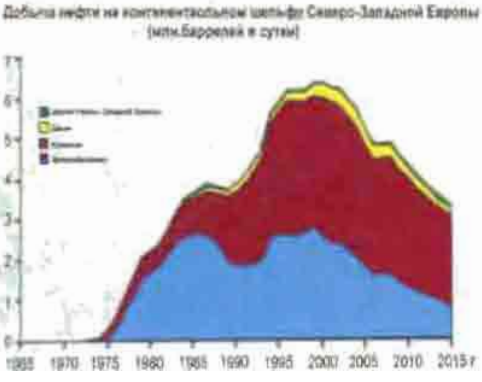

Потребление энергии человечеством
(млрд тонн нефтяного эквивалента)
Втое
0
2
4
6
8
10
12
14
16
18
1971
1981
1991
2001
2010
2020
2030 (год)

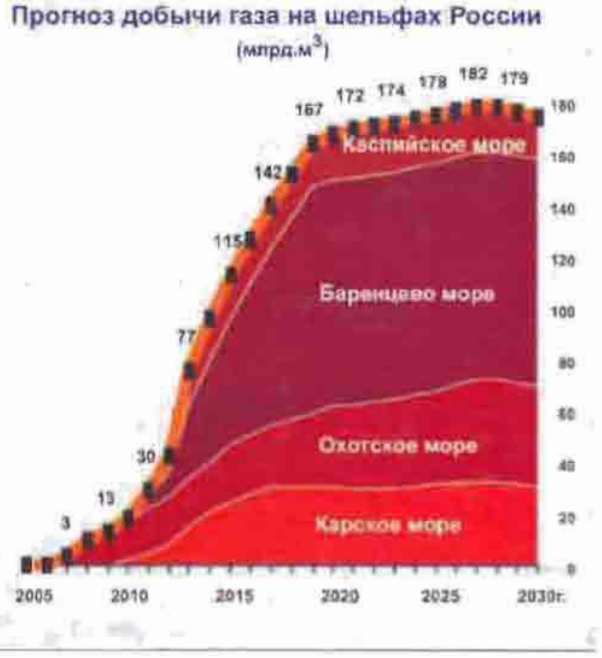

Добыча нефти и газа в РСФСР(России)
Газ(млрд.м³)
Нефть(млн.т)
0
100
200
300
400
500
600
700
1970
1980
1990
2000
2006г.


Прогноз добычи нефти в России
(млн.т)
Всего в России
Шельф
Восточная Сибирь
Тимано-Печерская провинция
Волго-Уральская провинция
Юг России
Западная Сибирь
475,5
520
593
629
630
594
0
100
200
300
400
500
600
2005
2010
2015
2020
2025
2030г.


Прогноз добычи газа в России
(млрд.м³)
Всего в России
Баренцево море
Охотское море
Карское море
Восточная Сибирь и Дальний Восток
Другие районы ЯНАО
П-ов Ямал
Надым-Пур-Тазовская область
Европейская часть
930
685
748
797
838
861
902
947
957
950
944
922
889
0
100
200
300
400
500
600
700
800
900
1000
2005
2010
2015
2020
2025
2030г.


Добыча газа на континентальном шельфе Северо-Западной Европы
(млрд.куб.метров в год)
0
50
100
150
200
250
1965
1970
1975
1980
1985
1990
1995
2000
2005
2010
2015г.


Добыча нефти на континентальном шельфе Северо-Западной Европы
(млн.баррелей в сутки)
0
1
2
3
4
5
6
7
1965
1970
1975
1980
1985
1990
1995
2000
2005
2010
2015г.


Прогноз добычи газа на шельфах России
(млрд.м³)
Каспийское море
Баренцево море
Охотское море
Карское море
3
13
30
77
115
142
167
172
174
178
182
179
0
20
40
60
80
100
120
140
160
180
2005
2010
2015
2020
2025
2030г.

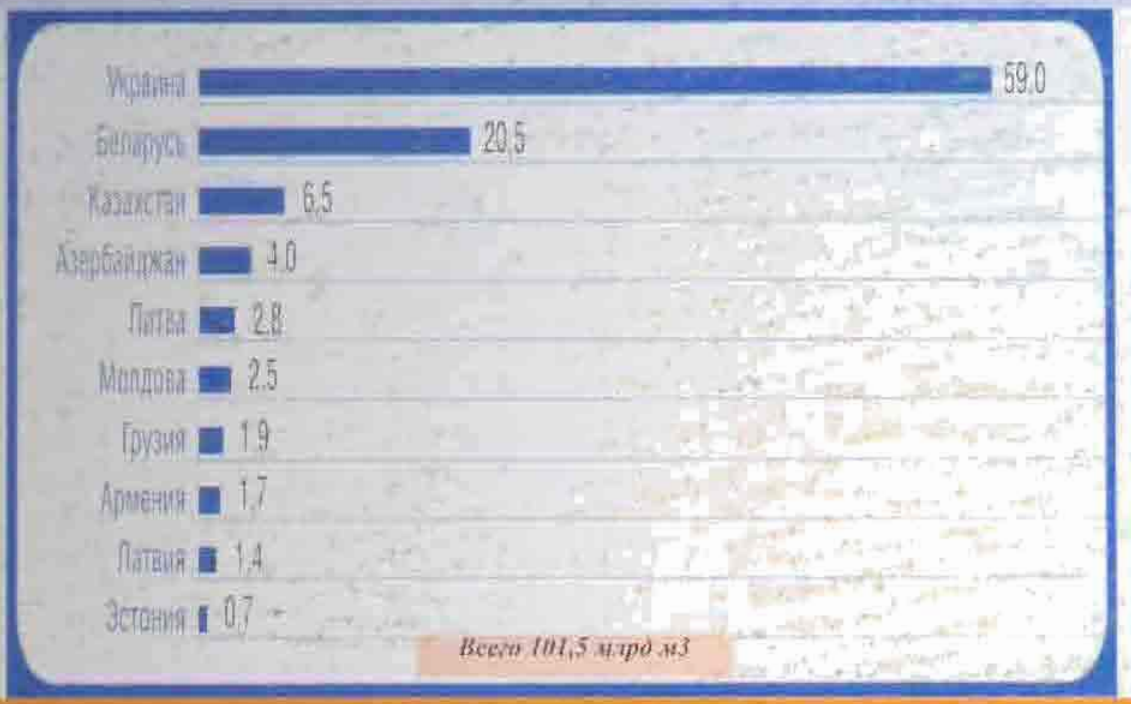
Страны - лидеры по добыче нефти
(млн. баррелей/сутки, июнь 2007г.)
Россия- 9,660
Саудовская Аравия- 8,485
США- 5, 128
Иран-3,900
Китай- 3,861
Мексика -3,206

Весь мир- 71,87

Страны- лидеры по добыче газа
(млрд.м3 в сутки, июнь 2007г.)
Россия - 2,13
США - 2,03
Канада - 0,61
Алжир - 0,34
Иран - 0,32
Норвегия - 0,27

Весь мир- 71,87

Продажа российского газа в страны СНГ и Балтии в 2006 году в млрд. м3



Продажа «Газпромом» российского газа в дальнее зарубежье



Всего - 147 млрд. куб. м



БОНДАРЕВ ВЛАДИМИР ИВАНОВИЧ

Доктор геолого - минералогических наук, профессор, заведующий кафедрой геофизики нефти и газа Института геологии и геофизики Уральского государственного горного университета. Окончил в 1959 г. с отличием геофизический факультет Свердловского горного института им. В.В. Вахрушева. Кандидат технических наук (с 1966 г.), доцент по кафедре геофизических методов поисков Свердловского горного института (с 1969 г.), профессор по кафедре поисковой геофизики (1982 г.).

В 1966 г. защитил диссертацию на соискание ученой степени кандидата технических наук на тему "Разработка методики анализа материалов сейсмических работ по результатам количественных наблюдений", а в 1978 году - диссертацию на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук на тему: "Сейсмический метод определения упругих физико-механических свойств осадочных грунтов" по специальности 04.00.12 "Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых"

На кафедре геофизических методов поисков и разведок Свердловского горного института в 1986 г. прошел путь от ассистента до заведующего кафедрой. С 1988 г. был заведующим кафедрой полевой геофизики Ивано-Франковского института нефти и газа (г. Ивано—Франковск, Украина).

С 1983 по 1989 гг. работал заместителем генерального директора по геофизике Всесоюзного морского научно-производственного объединения по морской инженерной геологии и геофизике и заместителем директора Всесоюзного научно-исследовательского института по морской геологии и геофизике (ВНИИМОРГЕО) в г. Рига. Под его руководством впервые в СССР разработана аппаратура, методики и технологии полевых и камеральных морских многоканальных цифровых сейсмоакустических исследований на шельфах морей и океанов.

Заслуженный геолог РФ, Академик Российской академии естествознания, Заслуженный деятель науки и образования (РАЕ), член - корреспондент Международной академии минеральных ресурсов (МАМР). Награжден медалью "За заслуги в разведке недр". Член Евро - Азиатского геофизического общества (EAGO), Общества геофизиков-разведчиков (SEG, США), Европейской ассоциации геоученых и инженеров (EAGE). Автор и соавтор свыше 175 печатных работ, в том числе более 25 монографий.









