В. И. СМИРНОВ

ГЕОЛОГИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

ИЗДАНИЕ ТРЕТЬЕ,
ПЕРЕРАБОТАННОЕ И ДОПОЛНЕННОЕ



МОСКВА «НЕДРА» 1976

УДК 553

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Изд. 3-е, перераб. и доп. М., «Недра», 1976. 688 с.

В книге рассмотрены природные физико-химические и геологические условия формирования в недрах и на поверхности земли важнейших полезных ископаемых. Приведена характеристика трех серий месторождений — эндогенной, экзогенной и метаморфогенной, разделенных на группы, которые, в свою очередь, расчленены на генетические классы. Описаны общие условия возникновения месторождений полезных ископаемых в процессе развития земной коры, а также геологические закономерности их размещения в региональных и локальных тектонических структурах.

Книга основана на новейших достижениях в области геологии, геохимии, экспериментальных и расчетных физико-химических данных, относящихся к генезису месторождений полезных ископаемых.

Книга предназначена для геологов и горных инженеров широкого профиля, научных работников, аспирантов и студентов, изучающих курс «Геология полезных ископаемых».

Табл. 53, ил. 424, список лит. — 340 назв.

С $\frac{20803-295}{043(01)-76}$ 66—76

© Издательство «Недра», 1976

Предисловие к третьему изданию

Учение о полезных ископаемых развивается неравномерно. По одним направлениям бурно накапливается новая содержательная информация, по другим существенного обновления не происходит. Поэтому при подготовке третьего издания книги одни ее главы подверглись существенной переработке, другие остались неприкосновенными. Наиболее заметную модернизацию претерпели следующие главы книги. В третью главу («Геологические условия образования месторождений полезных ископаемых») введены данные не только о месторождениях континентов, но и о полезных ископаемых океанов. Углублены представления о соотношении геосинклинальных и платформенных процессов рудообразования посредством объединения их в металлогенический комплекс. Изложены новейшие данные, касающиеся источников вещества эндогенных месторождений и оценки рудообразующей роли магматических пород. По-новому освещены подходы к характеристике физико-химических полей устойчивости рудообразующих минералов. Расширена классификация геологических структур эндогенных месторождений полезных ископаемых — в нее введен раздел о вулканогенных структурах. Усилена роль метаморфогенного минералообразования, особенно в части, касающейся древних пегматитов. Усовершенствован показ механизма формирования россыпей и первичных преобразований всех групп экзогенных месторождений.

Генетическая классификация месторождений полезных ископаемых не претерпела изменений, за исключением замены телетермального класса гидротермальной группы на амагматогенный класс, как более соответствующий общей группировке гидротермальных образований, его объему и содержанию. Однако при описании всех групп и классов введены новые многочисленные частные дополнения, учитывающие по возможности полно новейшие факты и теоретические сдвиги в сфере геологии полезных ископаемых. Некоторые иллюстрации заменены новыми более выразительными. Обновлены списки литературы.

При подготовке третьего издания приняты во внимание материалы лиц, принимающих участие в переводе книги на болгарский (проф. М. Желязкова-Панайотова), немецкий (проф. Л. Бауманн), японский (проф. Т. Ватанабе) и английский (проф. К. Данем и проф. А. Беус) языки.

Автор с признательностью рассмотрел и учел замечания и пожелания, полученные от С. Иванова, В. Казанского, М. Максимова, И. Рожкова, Н. Скрипченко.

Неоценимое значение для обновления книги имеет напряженный труд большой армии геологов, открывающих новые месторождения, повседневно накапливающих новые данные, позволяющие совершенствовать теории возникновения и развития всех групп и классов месторождений полезных ископаемых.

Предисловие ко второму изданию

Со времени первого издания этой книги прошел сравнительно небольшой срок. Но в наше время — время высоких темпов накопления новых фактов и идей — каждый год обильно обогащает учение о полезных ископаемых свежим материалом. Поэтому при подготовке второго издания по возможности были учтены и рассмотрены все заметные явления последних лет из области геологии минерального сырья. Особенно внимательно были изучены высказывания о первом издании книги, опубликованные в геологических журналах нашей страны и за рубежом, письма и устные пожелания, полученные автором от большого числа геологов. Конечно, нет гарантии, что при этом удалось с исчерпывающей полнотой охватить и отразить все то новейшее, что характеризует прогресс наших знаний в проблеме формирования месторождений полезных ископаемых. Но уже одно стремление к этому оправдывало подготовку очередного издания книги.

По сравнению с первым выпуском несколько изменилась структура книги. Для нее составлены две новые главы, посвященные характеристике альбитит-грейзеновых и колчеданных месторождений, получивших в последнее время широкое признание в качестве достаточно независимых групп рудных месторождений. Во все остальные главы введены частные коррективы, касающиеся как текста, так и иллюстраций, отражающие достижения прикладной геологии последних лет или основанные на новом восприятии ранее известных данных.

Предисловие к первому изданию

В основу книги положен материал лекций автора на геологическом факультете Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова.

Кроме общих сведений из области учения о геологии полезных ископаемых в ней рассмотрены природные условия формирования магматической, пегматитовой, скарновой, карбонатитовой, гидротермальной, выветривания, россыпной, осадочной и метаморфогенной групп месторождений, а также структурные условия и региональные закономерности их размещения. Автор ставил целью выяснить как геологическую обстановку возникновения и развития месторождений полезных ископаемых разных генетических классов, так и физико-химические показатели этих процессов, сведения о которых в большинстве случаев, к сожалению, крайне ограничены. Таким образом, в книге дается оценка геологических и физико-химических условий образования эндогенных и экзогенных месторождений полезных ископаемых, возникающих на различных этапах сложных и длительных преобразований земной коры.

Как во всяком учебном руководстве, в одних разделах книги, где говорится о месторождениях, которыми автор занимался лично, преобладает оригинальный материал, в других — систематизированы результаты прежних и современных исследований, учитывающие по возможности достижения нашей страны и материалы зарубежных геологов.

При подготовке книги принималось во внимание, что будущие читатели уже знакомы с главными разделами геологии и с основами физической химии, поэтому многие базисные понятия и определения этих наук здесь не повторяются.

Книга освещает первый раздел учения о полезных ископаемых, вслед за которым читаются описательные курсы геологии рудных, нерудных и горючих полезных ископаемых, в которых рассматривается большой фактический материал, иллюстрирующий строение типичных месторождений. В этой работе месторождения описаны в ограниченных размерах лишь в качестве необходимых примеров.

Всем пятнадцати главам книги предпосланы эпиграфы, в большинстве случаев взятые из работ крупнейших советских геологов, достигших особенно значительных успехов в областях, освещаемых в той или иной главе; иногда эпиграфом служат цитаты из трудов выдающихся русских мыслителей.

Подготовка книги заняла у автора четыре года. Заново проработанный за это время обширный материал показал, как много уже сделано для понимания условий возникновения богатств недр нашей планеты. Вместе с тем он раскрыл перспективы грандиозной работы, которую предстоит еще сделать для выяснения многих гипотетических сторон учения о геологии полезных ископаемых,

для создания совершенной общей теории формирования месторождений минерального сырья. Поэтому автор рассматривает данную книгу с двух позиций: с одной стороны, в ней зафиксировано состояние наших знаний, с другой — приподнимается завеса в мир неизвестного в области генезиса полезных ископаемых.

За помощь в подборе некоторых материалов для книги автор благодарит Ю. С. Бородаева, Г. И. Бочарову, И. О. Брода, Е. М. Захарову и А. К. Матвеева. Автор с признательностью отмечает полезные советы, полученные при обсуждении рукописи этой книги от Г. Ф. Яковлева.

Глава первая

ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ И ИСТОРИЯ

Процесс научного творчества, озаренный сознанием отдельных великих человеческих личностей, есть вместе с тем медленный и вековой процесс общечеловеческого развития.

В. Вернадский, 1910 г.

Месторождения полезных ископаемых представляют важнейшую составную часть естественных производительных сил человеческого общества. Советский Союз располагает мощной минерально-сырьевой базой. Однако нарастающие темпы добычи полезных ископаемых, настоятельная необходимость выявления значительных дополнительных ресурсов, сосредоточенных в крупных и высококачественных месторождениях, надобность обнаружения новых видов и разновидностей минерального сырья потребуют дальнейшего расширения и углубления геологических исследований. При этом увеличение запасов всех видов минерального сырья будет происходить во все усложняющихся условиях выявления новых и расширения границ старых месторождений, на возрастающих глубинах, в обстановке сложных геологических структур. Советских геологов ждет напряженная творческая работа.

ПРОМЫШЛЕННОЕ РАЗДЕЛЕНИЕ

Месторождением полезного ископаемого называется участок земной коры, в котором в результате тех или иных геологических процессов произошло накопление минерального вещества, по количеству, качеству и условиям залегания пригодного для промышленного использования. Полезные ископаемые бывают газообразные, жидкие и твердые. К газообразным принадлежат скопления в недрах Земли горючих газов углеводородного состава и негорючих, инертных газов, таких, как гелий, неон, аргон, криптон и др. К жидким относятся месторождения нефти и подземных вод. К твердым принадлежит большинство полезных ископаемых, которые используются как месторождения элементов или их соединений (железа, золота, бронзы и др.), месторождения кристаллов (горный хрусталь, алмаз и др.), месторождения минералов (ископаемые соли, графит, тальк и др.) и месторождения горных пород (гранит, мрамор, глина и др.).

По промышленному использованию месторождения полезных ископаемых разделяются на рудные, или металлические; нерудные, или неметаллические; горючих ископаемых или каустобиолиты, и гидроминеральные.

Рудные месторождения, в свою очередь, подразделяются на месторождения черных, легких, цветных, редких, радиоактивных и благородных металлов, а также рассеянных и редкоземельных элементов.

Промышленная систематика место
По *Н. Ермакову*

Металлические	Неметаллические месторождения			
Месторождения элементов или их соединений	Месторождения минералов		Месторождения кристаллов	
Руды	Металлургическое и теплоизоляционное сырье	Химическое и агрономическое сырье	Техническое сырье и драгоценные камни	Пьезооптическое сырье
Черных металлов Fe, Ti, Cr, Mn Легких металлов Al, Li, Be, Mg Цветных металлов Cu, Zn, Pb, Sb, Ni Редких и малых металлов W, Mo, Sn, Co, Hg, Bi, Zr, Cs, Nb, Ta Благородных металлов Au, Ag, Pt, Os, Ir Радиоактивных металлов U, Ra, Th Рассеянных элементов Sc, Ga, Ge, Rb, Cd, In, Hf, Re, Te, Po, Ac Редкоземельных элементов La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tu, Yb, Lu	**Флюсы** Плавиковый шпат Кальцит и доломит Полевой шпат и кварц Нефелин **Огнеупоры и теплоизоляторы** Графит Хромит Хризотил-асбест Вермикулит Тальк и талько-вый камень Магнезит Кварцит Боксит **Высоко-огнеупоры** Андалузит Силлиманит Кианит (дистен) Диаспор Дюмортьерит	**Химическое сырье** Галолиты (соли) Сера самородная Серный колчедан Арсенопирит Реальгар Аурипигмент Флюорит Барит Витерит Алунит Целестин Стронцианит Кальцит Арагонит Мумиё **Агрономическое сырье** Апатиты Фосфориты Калийные соли Селитры Бораты Датолит Глауконит	**Диэлектрики** Мусковит Флогопит **Абразивы** Алмаз Корунд Топаз Гранаты Кварц **Кристаллы-самоцветы** Алмаз Изумруд Аквамарин Александрит Рубин Сапфир Шпинель Топаз Аметист и др.	**Пьезокристаллы** Пьезокварц Турмалин **Оптические минералы** Оптический флюорит Исландский шпат Оптический кварц

Таблица 1

рождений полезных ископаемых
(с дополнениями)

Горючие					Гидро- и газоминеральные
Месторождения аморфных и скрытокристаллических веществ	Месторождения горных пород		Месторождения жидкостей и газов		
Поделочное сырье и цветные камни	Строительные материалы и стекольно-керамическое сырье	Твердое топливно-химическое сырье	Топливно-химическое сырье	Рассолы, воды и газы	
Агаты Опалы Обсидиан Халцедон Яшма Родонит (орлец) Малахит Лазурит Нефрит (и жадеит) Агальматолит Селенит Ангидрит Янтарь (и каури)	**Строительные материалы** Строительные камни (стеновые, кровельные, дорожные, бутовые) Облицовочные камни (мраморы, граниты, лабрадориты и др.) Каменные кислотоупоры (андезиты, фельзиты и др.) Сырье для каменного литья (диабазы, базальты и др.) Вяжущие материалы (мергель, известняк, глина, гипс) Наполнители (гравий, песок и др.) Гидравлические добавки (трассы, пемза, диатомиты и трепелы, менилитовые сланцы и др.) Минеральные краски (мел, охра, мумиё и др.) **Стекольно-керамическое сырье** Стекольные пески Пегматиты Глины и каолины Лёсс и суглинки	Гуммиты Торф Лигнит Бурый уголь Каменный уголь Антрацит Полусапропелиты Гагат Полубогхед Сапропелиты Богхед Горючие сланцы Асфальтит Антраксолит Озокерит	Нефть тяжелая нафтеновая Нефть легкая парафиновая Горючий газ	Пресные воды питьевого и технического снабжения Минеральные бальнеологические воды (углекислые, сероводородные, радиоактивные и др.) Соляные воды источников Нефтяные воды с Br, I, B, Ra и др. Озерные рассолы Минеральные грязи и илы Негорючие, инертные газы He, Ne, Ar, Kr и др.	

Нерудные месторождения распадаются на месторождения химического, агрономического, металлургического, технического и строительного минерального сырья.

Месторождения горючих полезных ископаемых принято разделять на месторождения нефти, горючих газов, углей, горючих сланцев и торфа.

Гидроминеральные месторождения разделяют на подземные воды питьевые, технические, бальнеологические, или минеральные, и нефтяные, содержащие ценные элементы в количестве, пригодном для их извлечения (бром, йод, бор, радий и др.).

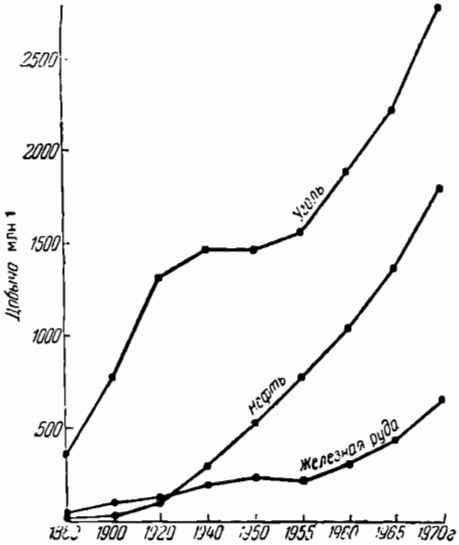


Рис. 1. Мировая добыча железной руды, нефти и угля (в млн. т)

Сводная схема промышленной систематики месторождений минерального сырья приведена в табл. 1.

Минеральное сырье используется для нужд промышленности как непосредственно, без предварительной переработки, так и для извлечения из него ценных, необходимых народному хозяйству природных химических соединений или элементов. В последнем случае оно называется рудой.

Руда представляет собой минеральный агрегат, в котором содержание ценного компонента (или компонентов) достаточно для их промышленного извлечения. Не всякое природное скопление минерального сырья является месторождением полезного ископаемого. К ним относятся только такие, которые обладают минимальным количеством этого сырья в недрах и соответствующим качеством руды. Количество минерального сырья в недрах называется его запасами. Качество минерального сырья, идущего на переработку, определяется содержанием в нем ценных компонентов. Для промышленной оценки некоторых видов полезных ископаемых имеет значение также наличие в них вредных компонентов, затрудняющих переработку и использование руд. Чем выше содержание ценных и чем ниже концентрация вредных компонентов, тем больше ценность руды.

Минимальные запасы и содержание ценных компонентов, а также допустимое максимальное содержание вредных примесей в минеральном сырье, при которых возможна эксплуатация месторождений полезных ископаемых, называются промышленными кондициями. Промышленные кондиции не являются строго определенными и раз навсегда заданными.

Во-первых, с развитием потребности человечества в минеральном сырье, а эти потребности растут необычайно бурно, они исторически изменяются. Согласно В. Вернадскому, человек употреблял в древние века только 18 элементов, до 18 в. — уже 25 элементов, в 18 в. круг их расширялся до 29 элементов, в 19 в. в него входило 47 элементов, в начале 20 в. он состоял из 54, а в середине 20 в. — из 80 элементов таблицы Менделеева, не считая 12 трансурановых элементов, выявленных к 1970 г.

В течение первой половины 20 в. из недр Земли извлечено полезных ископаемых намного больше, чем за всю предыдущую историю человечества (рис. 1). В разработку вовлекались массы все более и более бедных руд, одновременно снижались и требования к качеству минерального сырья. Так, например, среднее содержание меди в добываемой руде падало следующим образом (в %):

начало 19 в.	10
1881—1890 гг.	5
1891—1900 гг.	3,8
1901—1910 гг.	2
1911—1920 гг.	1,6
1921—1930 гг.	1,5
В настоящее время близко к 1 (минимальное 0,3)	

Во-вторых, промышленные пределы уменьшаются благодаря совершенствованию техники добычи и переработки минерального сырья.

В-третьих, промышленные кондиции на минеральное сырье различны для разных природных условий нахождения месторождений полезных ископаемых и определяются экономическими расчетами (табл. 2).

Таблица 2

Примерные минимальные промышленные кондиции для коренных рудных месторождений

Металлы	Типичные представители	Минимальные запасы, т	Минимальное содержание металла, %	Запасы крупных месторождений, т
Черные	Железо, марганец	Сотни тысяч	20—25	Миллиарды
Цветные	Медь, свинец, цинк, никель	Тысячи — десятки тысяч	0,4—1	Десятки миллионов
Редкие	Вольфрам, молибден, олово, ртуть	Десятки — сотни	0,1—0,2	Сотни тысяч
Радиоактивные	Уран, торий	То же	0,05—0,1	То же
Благородные	Золото, платина	Килограммы	0,0005	Десятки тысяч

Следовательно, чем выше ценность минерального сырья, тем ниже промышленный кондиционный минимум как по требованиям к запасам, так и по содержанию ценных компонентов. Однако это содержание всегда больше среднего содержания ценных элементов в горных породах земной коры (их кларков). Для свинца оно выше кларка в 600 раз, для молибдена и урана — в 200—250 раз, для меди и золота — в 100 раз, для никеля, ванадия и цинка — в 50 раз, для олова — в 25 раз, для железа — в 8—10 раз. Следовательно, месторождения полезных ископаемых представляют собой всего лишь местную повышенную концентрацию тех или иных элементов и их природных химических соединений на общем фоне их широкого рассеяния в земной коре. Многообразие факторов, сочетание которых необходимо для образования месторождений полезных ископаемых, приводит к тому, что вероятность их возникновения, вычисленная В. Богацким, составляет всего лишь 1 : 5120, или 0,02%. В соответствии с этим количество ценных элементов, сконцентрированных во всех месторождениях земной коры, несопоставимо меньше их общего количества, рассеянного в горных породах Земли.

Таблица 3

Объем горной породы, содержащей рассеянный металл в количестве, равном запасам месторождения мира (без СССР)

Металл	Кларк	Количество металла в 1 км³ горной породы, тыс. т	Мировые запасы металла, тыс. т	Объем горной породы (в км³), содержащей соответствующее количество металла
Ванадий	0,02	500	50	0,1
Олово	0,008	200	5 300	26,5
Никель	0,02	500	20 000	40
Молибден	0,001	25	5 000	200
Уран	0,0004	10	2 000	200
Цинк	0,02	500	100 000	200
Медь	0,01	250	200 000	800
Свинец	0,0016	40	60 000	1500

Сопоставление мировых запасов некоторых металлов с объемом горных пород (в км³), в которых в рассеянном состоянии находится то же количество этого металла, вскрывает ничтожность объема минерального сырья месторождений полезных ископаемых по сравнению с грандиозными массами его, рассредоточенными в земной коре (табл. 3).

Таким образом, любое месторождение полезных ископаемых — исключительное природное явление, и задача геолога сводится к определению тех особых геологических и физико-химических условий, которые привели к локальной концентрации минерального сырья на фоне его регионального рассеяния.

ИСТОРИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Развитие материальной культуры человеческого общества немыслимо без освоения полезных ископаемых. Еще в эпоху первобытнообщинного строя человек применял глыбы горных пород и примитивные изделия из них в качестве повседневного орудия мира и войны. Каменный век продолжался от 800 тыс. лет назад до 6 тыс. лет до н. э. на Древнем Востоке и до 4 тыс. лет до н. э. в Европе. В палеолите и мезолите человек использовал только обломки горных пород, в неолите появились первые лепные глиняные сосуды. Одним из первых металлов, добываемых человеком, было золото, находки которого известны за 12 тыс. лет до н. э. В бронзовый век, приблизительные границы которого определяются от 4 тыс. до 1 тыс. лет до н. э., человек открыл способ получения легкоплавких сплавов меди с оловом, свинцом, сурьмой и серебром и занялся добычей руд этих металлов. В последующий железный век наши предки начали ковать изделия вначале из метеорного железа, а затем из металла, выплавлявшегося из железной руды. Метод получения железа из руды был разработан на Древнем Востоке — в Египте и Месопотамии — во 2-ом тысячелетии до н. э.; в остальных странах (Америка, Австралия, острова Тихого океана) железо начали получать значительно позже — в начале нашей эры.

Нефть в качестве топлива применялась уже в бронзовом веке. Раскопки на берегу Евфрата установили существование нефтяных промыслов за 6—4 тыс. лет до н. э. Позднее в обиход человека вошел каменный уголь. Промышленное использование каменного угля впервые было, по-видимому, осуществлено еще до н. э. В Европе уголь существенную роль начал играть в Англии, а затем в других странах Европы лишь с 17 в.

Интерес к природе полезных ископаемых появился у человека очень давно — на заре предыстории человечества. Однако во все времена и у всех народов геология как наука особенно расцветала тогда, когда она была тесно связана с насущными запросами человеческого общества.

Первые представления об условиях образования месторождений полезных ископаемых были высказаны философами Фалесом и Зеноном. Фалес (624—547 лет до н. э.) считал воду наиболее важной стихией на Земле, первоисточником всего живого и мертвого; его можно считать отцом нептунистов. В спорах с ним Гераклит (544—474 лет до н. э.) утверждал, что основой всего земного является огонь, поэтому Гераклит был прародителем плутонистов. Эти две линии представлений о природе вещей в дальнейшем определили генеральные направления развития науки о полезных ископаемых, рождающейся в острых, нередко жестоких спорах между как явными, так и скрытыми поборниками лагеря нептунистов и защитниками идей плутонистов.

Наивные суждения о горных породах, рудах и минералах содержатся в работах Аристотеля (4 в. до н. э.), Зенона (3 в. до н. э.), в 36-томной «Естественной Истории» Плиния Старшего (1 в. до н. э.), Кая Плиния Секунды (1 в. н. э.), Стробона (1 в. н. э.), Тита Лукреция Кара (1 в. н. э.), китайского ученого Ли Си-цина, выпустившего в 950 г. книгу о минералах, растениях и животных. Более интересные сведения о рудах, минералах и самоцветах приведены в более поздних трудах мусульманских ученых Средней Азии и Азербайджана: Ибн-Сины, или Авиценны («Книга исцеления», 1023 г.), Аль-Бируни («Собрание сведений о познании драгоценных металлов», 1048 г.), Мухаммеда Насирэддина, или Туси («Ученье о минералах»).

Среди исследователей месторождений полезных ископаемых средних веков выдающейся личностью был Агрикола. Под этим псевдонимом скрывался Георгий Бауэр, живший с 1494 по 1555 г. в Центральной Европе и изучавший месторождения, горное дело и металлургию Рудных гор. Это был человек реалистического склада ума, составивший ценное описание условий разработки месторождений полезных ископаемых в начале 16 в. Он уже различал горные породы и минералы, считал, что рудные жилы образованы растворами, циркулирующими в недрах Земли (соками земли), классифицировал месторождения по форме, выделяя жилы сложные и простые (vena profunda). Совершенно противоположными были представления другого крупного мыслителя Рене Декарта, жившего уже в 17 в. (1596—1650) преимущественно в Голландии. Он считал, что Земля не что иное, как остывающая звезда с раскаленным ядром; по его убеждению, рудное вещество извлекалось из недр инъекциями и растворами и отлагалось в остывшей оболочке планеты.

Противоречия между плутонистами и нептунистами достигли высшего накала в 18 в. Лидер плутонистов — геолог-любитель из Шотландии Джемс Хеттон (1726—1797) опубликовал в 1788 г. на английском языке книгу «Теория Земли». Он связывал формирование рудных жил с внутренними процессами Земли, считая, что они образованы двумя типами магматических расплавов — кремнистыми и сернистыми. Глава школы плутонистов, популярный профессор Фрайбергской Горной Академии в Саксонии Абраам Готлиб Вернер (1749—1817) выпустил в 1791 г. на немецком языке книгу «Новая теория образования жил», в которой стремился доказать, что рудные жилы формируются из водных растворов, притекающих сверху по трещинам горных пород, размывающих эти трещины и осаждающих в них рудообразующие минералы.

Борьба нептунистов и плутонистов продолжалась во второй половине 18 в. и первой половине 19 в. Но постепенно она сглаживалась, так как становилось

все яснее и яснее, что существуют месторождения, образованные как в связи с магматическими процессами внутренних глубинных частей Земли, так и созданные в результате воздействия внешних геологических сил на поверхности планеты. Крайние гипотезы, претендующие на универсальное объяснение генезиса всех месторождений внутренними или внешними геологическими процессами, были оставлены, а дискуссия о глубинном или поверхностном происхождении локализовалась вокруг отдельных более или менее узких, хотя и важных групп полезных ископаемых.

К концу 19 — началу 20 в. в области теории формирования месторождений полезных ископаемых сложилось несколько мировых научных школ. Наиболее отчетливо выделяются пять основных школ: американская, немецкая, французская, японская и советская.

Американское направление изучения месторождений полезных ископаемых отличалось явно выраженным креном в сторону анализа геологических структур, контролирующих процесс формирования и локализацию скоплений минерального сырья. В последнее время оно пополнилось значительными экспериментальными и расчетными исследованиями, стремящимися воспроизвести природные физико-химические условия формирования полезных ископаемых. Ряд американских геологов внесли существенный вклад в дело развития учения о геологии полезных ископаемых. В области рудообразования наиболее значительны труды А. Бэтмана, Дж. Бэйна, Л. Грейтона, В. Линдгрена, Т. Ловеринга, В. Ньюхауза, Дж. Спурра, С. и В. Эммонсов и др.

Немецкая школа рудообразования отличается тщательным изучением минерального вещества месторождений, обычно при довольно равнодушном и поверхностном отношении к проблеме геологического пространства и структурным условиям формирования рудных тел. Фундаментальные труды представителей этой школы по теории рудообразования связаны с именами В. Гольдшмидта, Ф. Зандбергера, Н. Магнусона, П. Ниггли, В. и В. Петрашеков (ст. и мл.). П. Рамдора, А. Циссарца, И. Фогта, Г. Шнейдерхена, О. Эльснера и др.

Французское направление разработки теории рудообразования знаменательно стремлением к региональному анализу металлоносности, заложенному трудами Л. де Лоне. Выдающиеся работы по рудным месторождениям принадлежат также Т. Бельту, Эли де Бомону, И. Фурне, П. Рутье и др.

Японская школа отличается особенно содержательными исследованиями в области вулканогенного рудообразования (Т. Като, Т. Ватанабе, Т. Татсуми и др.).

Советская геологическая школа, ориентирующаяся на анализ всесторонних естественноисторических связей процессов формирования месторождений полезных ископаемых с геологической средой, будет кратко охарактеризована ниже.

Учение о геологии угля в зарубежных странах развивали В. Готан, А. Даннеберг, М. Прюво, Г. Потонье, М. Стопс, Р. Тиссен и др. Крупные работы по геологии нефти и горючих газов принадлежат Д. Вельте, У. Гассоу, К. Кнейчиграфу, А. Леворсену, М. Тайхмюллеру, Б. Тиссо, Д. Уайту, Дж. Ханту и др.

Историю развития научных представлений об условиях образования месторождений полезных ископаемых в Советском Союзе с известной долей условности можно разбить на шесть периодов: 1) древний — от древнейших времен до 17 в. включительно; 2) петровский период организации горной промышленности — от 1700 до 1730 г.; 3) ломоносовский период заложения теоретических основ учения о полезных ископаемых — с 1730 по 1775 г.; 4) период деятельности первых русских горных инженеров — с 1775 г. до конца первой

половины 19 в. включительно; 5) период развития капитализма в России — примерно со второй половины 19 в. до Великой Октябрьской социалистической революции 1917 г.; 6) советский период

Древний период развития горного дела на территории Советского Союза уходит далеко в глубь веков. О нем свидетельствуют археологические данные и следы горной деятельности наших далеких предков, сохранившиеся в виде полузасыпанных древних горных выработок и остатков примитивных установок по переработке минерального сырья. По археологическим сведениям разработка золота, серебра, меди, олова и ртути производилась в Западной Сибири, Казахстане, Средней Азии и Закавказье за 3—2 тыс. лет до н. э

Древние горные выработки и развалины старинных горнотехнологических установок известны во всех районах распространения полезных ископаемых в СССР. В Сибири, на Урале и на Алтае это так называемые «чудские» разработки, а на Кавказе — «греческие» древние выработки. Остатки древних металлургических заводов («крицы») и железных шлаков обнаружены в городищах 5—12 вв. на Волге, в Беломорье, в центральных районах европейской части России и на Северном Кавказе. Изучение их показывает, что периоды подъема экономической жизни народов совпадали с расцветом горного дела и не раз сменялись потерей интереса к нему в эпохи материального упадка и разорения, особенно в связи с набегами диких племен.

В средневековый период на территории Советского Союза примитивным способом разрабатывался уже довольно широкий круг полезных ископаемых. Это повсеместно добывающиеся различные каменные строительные материалы, каменные жернова, болотные и озерные, а также более глубоко залегающие осадочные лимонитовые и сидеритовые железные руды Русской равнины, руды золота, серебра, свинца, сурьмы и ртути Кавказа и Средней Азии, золота, меди и олова Казахстана и Западной Сибири, соли Урала и Двины, сера на Волге, а позднее пирофиллит Волыни, янтарь Днепра и слюда («московит») Карелии. На Апшеронском полуострове Каспийского моря еще до начала н. э. огнепоклонники строили храмы, в которых «вечным огнем» горели выходящие из недр Земли нефтяные газы. Бакинская нефть добывалась в колодцах и вывозилась иноземцами начиная с 6 в.

Никакой науки о геологии полезных ископаемых в этот период, естественно, не существовало, хотя сведения о них приводятся во многих старинных исторических документах. Так, например, о выделке железных руд на Руси упоминается в Договоре Игоря (944 г.), в «Русской Правде» Ярослава (11 в.), в летописи Нестора, или «Повести временных лет» (12 в.), в «Русском Хронографе» (середина 15 в.). По оброчной книге известно, что в 1495 г. у Ильменского озера Новгородской области добывали железную руду до 700 «копачей». Размеры натурального налога с соляных варниц Двинской земли определены Уставной грамотой Святослава Ольговича в 1137 г. Иван III в 1488 г. писал: «В моей земле руда золотая и серебряная есть». В «Книге Большого чертежа», составленной в 16 в. и содержащей описание всего Московского государства с прилегающими к нему странами, имеются указания о ряде известных к тому времени месторождений полезных ископаемых. Сведения о сокровищах недр нашей Земли имеются также в арабских, персидских и греческих письменных источниках, плохо, к сожалению, изученных с этой стороны.

Поиски, разведка и разработка месторождений осуществлялись на добровольных началах инициативными группами лиц. Во главе их находились предприимчивые мастера разного социально-общественного уровня, много ходившие по рудным местам и набившие глаз на рудных приметах, так называемые «рудознатцы».

История сохранила сведения о целых династиях таких рудознатцев: Бабины, Светешниковы, Свешниковы, Строгановы, Трубкины, Тумашевы и др. А весь период их активной деятельности иногда называют «периодом рудознатцев».

В 1584 г. в Москве был организован и просуществовал около 200 лет Государев приказ Каменных дел, призванный в основном обеспечивать строительными материалами сооружение дворцов, храмов и крепостей. Примерно с этого времени по челобитным рудознатцев стали снаряжаться государственные экспедиции для поисков различных ценных полезных ископаемых. Первая правительственная экспедиция по поискам серебра была направлена Иваном III на Печору в 1491 г. под руководством Андрея Петрова и Василия Болотина. В 1617 г. туда же была послана экспедиция Бертеньева и Левонтьева, обнаружившая в 1620 г. в пермских песчаниках медные руды. В 1623 г. томский воевода Шаховской посылал «кузнеца Федьку Еремеева проведывать и копати железной руды на Томи реки». В 1636—1640 гг. экспедиция Хрипунова на Ангаре занималась поисками серебряных руд. В 1640 г. письменный голова Яналей Бахтеяров вел розыск руд по Витиму и в других районах Сибири. Василию Пояркову, выехавшему в 1643 г. из Якутска на Зею и Шилку, было наказано «серебряные руды велеть при себе плавить и сколько руды весом будет и то записывать».

В 1661 г. дьяку Василию Шпилькину был дан указ «для сыску серебряной руды» отправиться на Канин Нос и на р. Косьву, «тое де руду знал мезенец Алешка Маштуков». В 1663 г. экспедиция стрельцов Ивашки Блинова, Ивашки Харитонова, Треньки Иванова и Макидонки Котова была направлена проверять известие о серебряных рудах «в Перми Великой в Чердыни, за горою прозвище Полоненного, меж Вагран-озером на болоте». В Олонецкий уезд для розыска медных руд в 1666 г. выезжала экспедиция Новгородского гостя Семена Гаврилова. В 1672 г. за Урал в Сибирь на поиски серебряных руд была направлена крупная группа Якова и Венедикта Хитровых.

Петровский период отвечает времени укрепления феодально-абсолютистской монархии на Руси, общему политическому и экономическому подъему государства и связанному с этим развитию горного дела и металлургии, призванных удовлетворять резко возросшие мирные и военные нужды страны в рудах и металлах. Для руководства ими Петром I в 1700 г. был создан Приказ Рудокопных дел, в 1717 г. реорганизованный в Государственную Берг- и Мануфактур-коллегию. С целью поощрения поисков и разработки месторождений полезных ископаемых была издана серия правительственных актов, сведенных в 1719 г. в «Горную привилегию», просуществовавшую до 1782 г. и позволяющую вести розыск минерального сырья на любой земле. «Соизволяется всем и каждому дается воля, каково б чина и достоинства не был, во всех местах, как на собственных, так и на чужих землях, искать, копать, плавить, варить и чистить всякие металлы, сиречь — злато, сребро, медь, олово, свинец, железо, також и минералов, яко селитра, сера, купорос, квасцы и всяких красок потребные земли и каменья».

С другой стороны, лица, скрывающие свои открытия, привлекались к суровому наказанию. В одном из пунктов «Горной привилегии» по этому поводу со свойственной петровской эпохе жестокостью указывалось: «Мы уповаем, что каждый наш верный подданный сими прибыточными привилегиями и сими жалованными грамотами к собственному своему всенародному российскому обогащению подвижен будет оные подземные богатства приискывать и заводы заводить. Против же того, тем, которые изобретенные руды утоят и доносить о них не будут или другим в сыскании, устроении и расширении тем заводам запрещать

будут, объявляется наш жестокий гнев и неотложное телесное наказание и смертная казнь и лишения всех имений, яко непокорливому и презирателю нашей воли и врагу общенародной пользы».

Берг-коллегии было предписано «оказывать желающим всю возможную помощь и всякие способы показать, каким образом с той рудою и минералами наилучше поступати, и в доброе и неубыточное состояние произвести». Берг-коллегия издавала инструкции по поискам месторождений полезных ископаемых и их разработке, а с 1720 г. при ней была открыта пробирно-химическая лаборатория для оценки качества обнаруженных минеральных залежей.

Одновременно с развитием частной инициативы организуются крупные государственные экспедиции для поисков полезных ископаемых. Только в пределах Урала с 1623 по 1699 г. работало 106 поисковых отрядов. Указом 1697 г. «послан грек Леводиас с 10 товарищами отыскивать в Сибири серебряные руды». «В сем 1702 г. сыскана в Нерчинске серебряная руда и первая была выплавка серебра» (А. Пушкин История Петра). В отличие от экспедиций 17 в. они ориентируются не только на открытие серебра и золота, но также на обнаружение и оценку других более прозаических видов минерального сырья. Можно отметить серию походов Григория Капустина в разные районы страны для поисков угля, князя Бековича-Черкасского в Бухару за «песошным золотом», И. Гмелина и С. Крашенинникова в Сибирь и на Камчатку (в составе группы В. Беринга) и ряд других «хорошо оснащенных и от ворогов защищенных экспедиций».

В 1721 г. на Урале при Кунгурском, Уктусском и Алапаевском заводах были открыты первые горнозаводские школы.

Интересы общества к открытиям сокровищ недр были столь велики, что в первом же номере первой русской газеты, называвшейся «Ведомости о военных и иных делах, достойных знания и памяти, случившихся в Московском Государстве и в иных окрестных странах», вышедшем 2 января 1703 г., была напечатана статья о месторождениях нефти и меди на р. Соку.

В 1718 г. состоялось открытие Кунсткамеры, в минералогическом отделе которой была экспонирована коллекция минералов и руд, купленная Петром I за границей и послужившая основой для отечественных минералогических музеев.

В 1724 г. была учреждена Российская Академия наук, в научном журнале которой, называвшемся «Исторические, генеалогические и географические примечания» (начал выходить в свет в 1728 г.), печатались статьи о металлургии и рудокопной науке, месторождениях нефти, асбеста, минеральных вод и других полезных ископаемых.

Таким образом, в этот период появились первые научные работы о месторождениях минерального сырья. Все они носили исключительно описательный или методический характер, и вопросы теории формирования полезных ископаемых в них практически еще не затрагивались. Примером таких произведений помимо статей, печатавшихся в «Ведомостях» и «Примечаниях», могут служить сочинения выдающихся практических деятелей и просветителей петровского времени В. Геннина и В. Татищева. В. Геннин (1678—1750), автор первого русского Горного Устава, в течение двадцати лет руководивший горными заводами Олонецкого края и Урала, оставил обстоятельный обзор («абрисы») работы заводов, в которых имеются сведения о горных породах и рудах этих районов.

В. Татищев (1686—1750), автор первой «Истории Российской» и «Общего географического описания России», работавший в Сибири с перерывами

с 1720 г. и управлявший казенными заводами на Урале с 1734 по 1737 г., оставил содержательную для того времени характеристику природы Сибири. В этом исследовании имеются главы «О внутренных земли», «О солях или минералах», «О рудах металлей» и «О полуметаллах» Сибири со сведениями о месторождениях строительных камней, солей, каменного угля, руд золота, серебра, меди, олова, свинца, железа и ртути, а также «полуметаллей», к которым он относил залежи марказита.

Сам Петр I, властной рукой встряхнувший вялую жизнь России, считал развитие горного промысла важным государственным делом и, несмотря на свою необычайную занятость, постоянно лично им интересовался и зорко следил за его развитием. Путешествуя за границей в составе «Всевеликого Посольства» в 1697—1698 гг., он знакомился с плавкой серебра из руд Фрайберга в Саксонии, с коллекциями руд, минералов и окаменелостей в Польше, Германии, Дании, Голландии и Англии. Он осматривал месторождения соли в Величке, железа под Тулой, угля в Донбассе, указав в последнем случае по поводу каменного угля, что «...минерал сей, если не нам, то потомкам нашим вельми полезен будет». Находясь в Лондоне и не имея возможности вследствие занятости осмотреть Геологический музей, он испросил разрешения ночевать в нем, чтобы на сон грядущий со свечой в руках изучить его коллекции.

Петр I (1662—1725) вел особую тетрадь «О познании всяких руд», куда записывал разные сведения из этой области. М. Ломоносов позднее сказал о Петре, что были «отверсты внутренности гор сильною и трудолюбивою его рукой». Петровское время отличается расцветом горной промышленности в России, которая по производству железа, меди и свинца очень быстро заняла первое место в мире. В начале 18 в. Россия производила ежегодно до 16 тыс. т чугуна, до 5 тыс. т меди, до 2,2 т серебра и до 3,2 тыс. т пищевой соли.

Ломоносовский период развития наших знаний о полезных ископаемых выделяется не только для того, чтобы отдать традиционную в истории наук дань уважения М. Ломоносову, который «лучше сказать сам был первым нашим университетом» (А. Пушкин), а потому, что его трудами в нашей стране были заложены первые, самые ранние основы теории формирования месторождений минерального сырья. М. Ломоносов (1711—1765) впервые познакомился с полевой геологией и месторождениями полезных ископаемых (рудные, соляные, угольные) во время заграничной научной стажировки с 1736 по 1741 г. у Х. Вольфа, И. Генкеля и И. Крамера в Гессене, Рудных горах, Богемских горах в Гарце. М. Ломоносов в письме к В. Татищеву в 1749 г. сам признавал, что «главное мое дело есть горная наука, для которой я был нарочно в Саксонию послан». В серии его последующих работ, часть которых была опубликована после смерти ученого, он развивал блестящие и хорошо теперь известные идеи, во многом опередившие взгляды крупнейших геологов 18 и даже 19 вв.

М. Ломоносову мы обязаны созданием научной базы теории минералонакопления, на основе которой в конечном итоге выросла русская и советская школа прикладных геологов. Различные стороны учения о полезных ископаемых, их поисках и оценке изложены в следующих важнейших сочинениях М. Ломоносова: «Первые основания металлургии или рудных дел» (написана в 1742 г., опубликована в 1763 г.); «О слоях земных» (написана в 1750 г., напечатана в 1763 г.); «Слово о рождении металлов от трясения земли» (написана и опубликована в 1757 г.); «Проект собирания минералов» и «Известие о сочиняемой Российской Минералогии» (1763 г.).

Прежде чем перейти к основным теоретическим положениям М. Ломоносова в области геологии полезных ископаемых, необходимо сделать два замечания. Во-первых, надо постоянно иметь в виду, что в ту этоху науки еще не были так дифференцированы, как позднее и особенно как в наше время. Поэтому при М. Ломоносове «Металлургия» объединяла все, что связано с полезными ископаемыми, их разработкой и переработкой — начиная от современной геохимии и кристаллографии и кончая горячей и холодной обработкой металлов. Во-вторых, работы М. Ломоносова не являются ровными. В них наряду с выдающимися научными положениями, открытыми им законами природы имеются наивные и ошибочные суждения, отвечающие общему, достаточно низкому уровню развития науки в середине 18 в.

М. Ломоносов выделял горные породы, соли, горючие ископаемые (уголь и нефть) и руды. Последние он разделял на четыре главные группы: 1) «рудные жилы, которые не что иное суть, как в горах щели, разные минералы и руды в себе содержащие», 2) «слои в горах горизонтальные», 3) «гнездовые руды», 4) «на поверхности земной находящиеся» (пески с золотом, болотные и полевые железные руды (Ломоносов, 1949, с. 84). Соли он считал осадками морских соленых вод. Происхождение угля связывал с углефикацией торфа, говоря: «...коль горные уголья с турфом сродни, конечно они из турфа родились...»

Нефти он приписывал органическое происхождение, связывая образование ее в глубинах Земли с перегонкой растительной органики подземным жаром. «Выгоняется подземным жаром из приуготовляющихся каменных углей оная бурая и черная масляная материя и вступает в разные расселины и полости... И сие есть рождение жидких разного сорта горючих и сухих затверделых материй, каковы суть каменное масло, жидковатая смола, нефть, гагат и сим подобное...» (там же, с. 85).

Среди рудных месторождений он различал жильные, поверхностные осадочные и поверхностные россыпные. Генезис рудных жил М. Ломоносов трактовал довольно сложно. Он считал, что нерудные минералы осаждались в трещинах из подземных водных растворов, заимствующих минеральное вещество из вмещающих пород, а металлические соединения привносились в них парами «серными и арсеникальными духом противными». Природу жильных месторождений он понимал точнее, чем, скажем, А. Вернер, на родине которого М. Ломоносов изучал рудные залежи. Он рассматривал образование жильных месторождений в развитии, путем заполнения различным минеральным веществом последовательно открывающихся трещин, свидетельством чему были: 1) «разное жил взаимное пересечение», показывающее, что «перечная жила с другой частью не в сутыч лежащая, прервана и раздвинута новой щелью, которая после того металлом наполнилась», и 2) «пвы между жилами, и меж самою горою, сквозь которую жилы проходят», в связи с чем «пвы состоят часто из материи от горы и от жильных минералов разной, за тем что жила со временем шире отворилась, минералы от горы отстали и дали место новой материи» (там же, с. 65). Кроме того, М. Ломоносов очень образно и точно описал явления послерудной сбросовой тектоники жил и их приповерхностного обогащения.

Россыпи он объяснял разрушением коренных месторождений, полагая «и нигде искать их толь не надежно, как по рекам, у коих на вершинах есть рудные горы». В трудах М. Ломоносова очень внимательно описаны условия образования торфа и с поэтическим вдохновением — происхождение янтаря. Целый раздел «Первых оснований» посвящен детальной характеристике руд золота, серебра, свинца, олова, меди, железа, сурьмы, мышьяка, висмута и ртути.

Судя по трудам М. Ломоносова, он не имел представления о магме. При этом нетрудно было скатиться на примитивную и достаточно консервативную платформу нептунистов. Однако он сохранил цельное и самостоятельное мировоззрение, значительно более универсальное и объективное, чем представления нептунистов и плутонистов, взятые порознь или вместе. М. Ломоносов по праву считается основоположником передовой теории формирования полезных ископаемых в нашей стране. Он положил начало конкретному изучению их залежей в природе и лаборатории, постоянно стремился рассматривать их генезис в развитии, в естественноисторической связи с вмещающими комплексами горных пород, во всех случаях старался дать геологам точные руководящие данные, направляющие его деятельность на выявление природных сокровищ недр.

Труды М. Ломоносова содержат ценный материал по закономерностям размещения полезных ископаемых, геологическим предпосылкам поисков («общим» и «партикулярным»), методам и технике поисковых работ, разведки и оценки месторождений, обеспечивающих «надежду рудокопов».

К ломоносовскому периоду относится деятельность И. Шлаттера, отраженная в его книге «Обстоятельное наставление рудному делу, в котором описаны рудокопные места, жилы и способы прииску оных...», изданной в 1760 г.

Период деятельности первых русских горных инженеров связан с открытием в 1773 г. Санкт-Петербургского горного училища, в 1804 г. реформированного в Горный кадетский корпус, а в 1834 г. переименованного в Институт корпуса горных инженеров (теперешний Ленинградский горный институт). Это мероприятие было связано с необходимостью обеспечения образованными специалистами развивающейся горнометаллургической промышленности России. К концу 18 и в первой половине 19 в. в России наряду с сильно выросшей горной промышленностью на Урале появились новые районы горной добычи, такие, как Алтай, Западная Сибирь, Забайкалье. Разработки велись и в старых горнорудных провинциях Карелии и Русской равнины. Расширился круг добываемых полезных ископаемых. Эксплуатировались месторождения железа, меди, свинца, золота, серебра, платины, каменных строительных материалов, солей, слюды, цветных и драгоценных камней. В 1845 г. в России было добыто 1307 пудов золота (45% мировой добычи), а платины 135 пудов, что составляло почти весь мировой уровень ее производства (М. Максимов).

Командные должности в горной и металлургической промышленности заняли питомцы Горного института. Воспитанные на официальном для того времени учение Фрайбергской горной школы, в своей практической деятельности они сталкивались с невозможностью объяснить с нептунистических позиций природу большого количества месторождений полезных ископаемых, особенно рудных.

Многие из них под давлением реальной действительности вынуждены были отказаться от идей вернерианцев и самостоятельно вырабатывать реалистические взгляды на геологию месторождений, опираясь на передовые традиции русской ломоносовской школы. Такой перелом в умонастроении первых русских горных инженеров и их борьба с элементарными и консервативными идеями Вернера нашли отражение в статьях, опубликованных в «Горном журнале», который начал выходить в 1825 г. Авторы этих статей увязывали формирование рудных залежей не с осаждением минерального вещества из поверхностных вод, а с внедрением огненножидких масс из глубин Земли (К. Бутенев, Ю. Колобов, Л. Соколовский, А. Узатис и др.).

Научные воззрения описываемого периода о геологии полезных ископаемых концентрировались преимущественно вокруг Горного журнала, Горного института и его питомцев, а также Ученого Комитета Департамента горных и соляных дел, созданного в 1807 г. вместо Берг-коллегии. Однако в это время в России были и другие научные коллективы, в которых хотя и не так широко, более эпизодически, затрагивались проблемы генезиса месторождений полезных ископаемых. Прежде всего следует отметить натуралистические экспедиции Академии наук, направляемые в Сибирь, на Урал, в Казахстан и другие провинции России. В фундаментальных отчетах участников этих экспедиций — С. Крашенинникова, И. Лепехина, П. Паласса, Н. Рычкова, С. Гмелина, Н. Озерецковского и др. — наряду со сведениями по географии, этнографии, ботанике, зоологии приводились данные о минеральных богатствах и горной промышленности, правда обычно без их теоретического анализа. Ценный материал был получен экспедициями, снаряжаемыми Берг-коллегией (А. Шурлин, А. Фролов, Е. Мечников, И. Эллерс и др.).

Другой группой важных научных центров были Российские университеты Москвы, Петербурга, Харькова, Киева и других городов, некоторые профессора-геологи и ассистенты которых занимались изучением геологии месторождений полезных ископаемых. Такими исследователями геологии полезных ископаемых были профессор Петербургского университета Д. Соколов и профессор Московского университета Г. Щуровский. Д. Соколов (1788—1852) — первый русский профессор геологии Петербургского университета и Горного института, который он окончил в 1805 г., автор прославивших русскую науку «Руководства к минералогии» (1832 г.) и «Курса геогнозии» (1839 г.), редактор «Горного журнала» и один из учредителей Российского минералогического общества (1817 г.) — уделял большое внимание геологии полезных ископаемых. В молодости Д. Соколов проповедовал нептунистические идеи, на которых он был воспитан. Однако в зрелые годы он порвал с нептунизмом, открыто заявив, что природа сложнее вернерианской схемы и ее невозможно понять и объяснять с позиций Саксонской геологической школы.

Хотя Д. Соколов и не вел полевых работ, а использовал сведения об отечественной геологии своих коллег и многочисленных учеников, свои научные представления он развивал не только на основе иностранной литературы, но и учитывая данные по русским месторождениям. В предисловии к «Руководству к минералогии» он писал: «Всего более старался я о том, чтобы в сочиненной мною минералогии заключались сколь возможно полные и верные сведения о русских месторождениях минералов, как в иностранных минералогиях показаны всегда кратко и ошибочно» [1].

Наиболее значительны в области учения о полезных ископаемых работы Д. Соколова по геологии и условиям образования золотоносных россыпей. Россия в то время была крупным поставщиком золота, промышленные коренные месторождения которого были открыты на Урале в 1745 г. Ерофеем Марковым, а россыпные — в 1814 г. штейгером Л. Брусницыным.

«Нептунисты развивали самые фантастические гипотезы о переносе золотого песка на Урал либо водами первичного океана, покрывавшего весь земной шар, либо бурными потоками из Индии и других стран... И хотя Дмитрий Иванович еще не совсем отказался от своих нептунистических взглядов и высказывал мнение об осаждении рудных жил сверху из вод океана, в вопросе о происхождении россыпного золота он занял совершенно верную позицию, показав

[1] Соколов Д. И. Руководство к минералогии с присовокуплением статистических сведений о важнейших солях и металлах. Ч. 1, СПб, 1832, с. 12.

на основе анализа состава золотоносных песков, что они являются продуктом разрушения коренных пород Урала. Д. Соколов установил, что все уже открытые месторождения приурочены к продуктам разрушения золотоносных жил. Поскольку подобные жилы известны лишь в пределах Уральского хребта, а золото вследствие своей тяжести не может далеко переноситься водой, то и месторождения его следует искать в непосредственной близости от Урала»[1].

Г. Щуровский (1803—1884) был первым заведующим кафедрой минералогии и геогнозии в Московском университете. С самого начала своей деятельности он внимательно следил за развитием геологических знаний, всегда сочетая преподавательскую работу с научно-исследовательской. Большой, временами подавляющий интерес для него имело изучение геологии месторождений полезных ископаемых. Вначале он интересовался рудными месторождениями и оставил выдающиеся исследования в этой области. Позднее центр тяжести его интересов сместился в область геологии каменного угля. В связи с этим он предпринял путешествие на Урал (1838 г.), Алтай, Салаир и Кузнецкий Алатау (1844 г.), результаты изучения геологии и полезных ископаемых которых отразил в двух монографиях. «Вулканизм, плутонизм и рудоносность Кавказских стран» (1862 г.) написана им по литературным данным.

В вопросах генезиса эндогенных рудных месторождений Г. Щуровский занимал позицию ортодоксального магматиста, во всех работах твердо проводя идею о тесной генетической связи месторождений и породивших их интрузий магматических пород. Он придерживался царивших в то время в геологической науке взглядов о формировании тектонических воздыманий и деформаций пород в результате поднятия и внедрения плутонических масс. Г. Щуровский считал, что изверженные породы, например породы Урала, сложны по происхождению, разнообразны по составу и принадлежат к разным эпохам внедрения, связанным с тектоническими переворотами. «Каждый из сих общих переворотов обнимал собой несколько частных; каждый из них более или менее содействовал поднятию хребта или по крайней мере изменял положение наслойных и грауваковых пород... Нет сомнения, перевороты эти сопровождались различными явлениями, которые в одно времы были образовательными и разрушительными. Действительно, плутонические породы, вознося Урал, обогащали его золотом, платиной, железом, медью и драгоценными камнями; но те же массы, потрясая друг друга и предшествующие им формации, положили начало тому разрушению, которое впоследствии образовало огромные наносы. Такие наносы..., заключающие в себе драгоценные металлы, золото и платину, обыкновенно называются россыпями»[2].

Крупной заслугой Г. Щуровского, выделяющей его среди других исследователей того времени, является определение им длительного и сложного хода магматической деятельности при горообразовании и выявление ее рудоносных стадий. Так, на Кавказе он выделял плутонические породы трех периодов: древнейшие, новые и новейшие, полагая, что «более новые граниты... оказываются рудоносными». Он придавал большое значение наблюдениям над взаимоотношениями даек и рудных тел. Взаимосвязь между интрузиями и по крайней мере частью месторождений Г. Щуровский не понимал примитивно как непосредственную, а определял ее как сложную связь между природными

---

[1] Тихомиров В. В. Геология в России первой половины XIX в., Ч. II, М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 314.

[2] Щуровский Г. Е. Уральский хребет в физико-географическом, геогностическом и минералогическом отношениях. М., Изд-во Моск. ун-та, 1841, с. 21.

явлениями одного времени, обусловленными одними причинами. «Металлические жилы Урала так тесно связаны с плутоническими массами, что те и другие необходимо должны были подняться из земли в одно время». Следовательно, речь идет о близости происхождения и одновременности образования интрузий и месторождений, а не о примитивной связи рудных жил с теми или иными интрузивными телами.

Магматогенные месторождения Г. Щуровский по условиям образования разделял на три группы: 1) образованные из «огненножидкой массы»; 2) образованные «осаждением из минеральных растворов»; 3) образованные «посредством возгонки». Таким образом, Г. Щуровским еще в первой половине 19 в. было создано развернутое учение о происхождении полезных ископаемых, от которого лежит прямая дорога к современной науке об условиях их образования.

Период развития капитализма в России характеризуется дальнейшим, хотя и неравномерным прогрессом горного дела. В дореформенный период главным центром горной промышленности был Урал. В. И. Ленин отмечает, что «В основе «организации труда» на Урале издавна лежало крепостное право, которое и до сих пор, до самого конца 19-го века, дает о себе знать на весьма важных сторонах горнозаводского быта. Во времена оны крепостное право служило основой высшего процветания Урала и господства его не только в России, но отчасти и в Европе... Но то же самое крепостное право, которое помогло Уралу подняться так высоко в эпоху зачаточного развития европейского капитализма, послужило причиной упадка Урала в эпоху расцвета капитализма... За сто лет производство не успело удвоиться, и Россия оказалась далеко позади других европейских стран, в которых крупная машинная индустрия вызвала гигантское развитие металлургии» [1]. Далее В. И. Ленин отмечает: «Южный район горнопромышленности представляет из себя во многих отношениях диаметральную противоположность Уралу. Насколько Урал стар и господствующие на Урале порядки «освящены веками», настолько Юг молод и находится в периоде формирования. Чисто капиталистическая промышленность, выросшая здесь в последние десятилетия, не знает ни традиций, ни сословности, ни национальности, ни замкнутости определенного населения» [2].

Приводя цифры, иллюстрирующие общий рост добычи угля и выплавки чугуна в Российской империи с 1860 по 1900 г., а также перемещение центра тяжести производства чугуна на Юг, В. И. Ленин заключает: «Из этих цифр ясно видно, какая техническая революция происходит в настоящее время в России и какой громадной способностью развития производительных сил обладает крупная капиталистическая индустрия. Господство Урала было равносильно господству подневольного труда, технической отсталости и застоя. Напротив, теперь мы видим, что развитие горной промышленности идет в России быстрее, чем в Зап. Европе, отчасти даже быстрее, чем в Сев. Америке» [3].

Таким образом, в описываемый период наряду со стабилизацией или даже некоторым временным регрессом горного дела в таких старых провинциях, как Урал, Алтай и Западная Сибирь, возникли новые, интенсивно развивающиеся центры горной промышленности. Среди них особенно выделяется Юг европейской части России, где на базе железных и марганцевых руд Кривого Рога, Тамани и Никополя, а также углей Донецкого бассейна выросла мощная

---

[1] Ленин В. И. Полн. собр. соч., изд. 5-е, т. 3, с. 485.
[2] Там же, с. 488.
[3] Там же, с. 489—490.

металлургическая промышленность. Произошло дальнейшее расширение круга полезных ископаемых, добываемых из недр России. К традиционным черным, цветным, благородным металлам, строительным камням и самоцветам в 19 в. прибавились новые отрасли, среди которых исключительное место заняла добыча угля и нефти. Расширилась территория Российской империи, включающей теперь всю Сибирь, Кавказ, Казахстан и Среднюю Азию с их неповторимым набором разнообразных месторождений полезных ископаемых. В связи с этим возросла необходимость научного осмысливания все увеличивающихся фактических материалов по геологии полезных ископаемых и дальнейшего совершенствования теории их формирования, жизненно важной для обоснованного направления работ по геологоразведочному и промышленному освоению.

Для этих целей Горное ведомство привлекает крупнейших геологов, организуя экспедиции по изучению геологического строения районов распространения важнейших полезных ископаемых. Г. Абих исследует Кавказ и его месторождения. Н. Барбот де Марни изучает Калмыцкие степи. Г. Гельмерсен проводит широкие исследования месторождений каменного угля Донбасса, Подмосковья, занимается геологией и полезными ископаемыми Урала и Алтая, А. Иностранцев изучает рудные месторождения Урала, Алтая и Карелии (Олонецкой губернии), Е. Ковалевский начинает описание геологии Донбасса, А. Озерский систематизирует материал по рудным месторождениям Алтая и особенно Забайкалья, Г. Романовский включается в рассмотрение проблем геологии рудных месторождений Урала, Средней Азии, углей Подмосковного бассейна, нефтеносных районов Кубани.

Неотложные нужды систематического изучения геологического строения территории России и ее минеральных богатств привели к созданию в 1882 г. в Петербурге Геологического комитета. В его задачи входило систематическое изучение геологии и полезных ископаемых, составление геологической карты России и содействие различным ведомствам и фирмам в разрешении практических вопросов геологического порядка. В первые годы Геолком был занят составлением 10-верстной геологической карты европейской части России. В 90-х годах его сотрудники приступили к проведению геологических съемок Донецкого бассейна, железорудных районов Кривого Рога, железо- и золоторудных районов Урала. Одновременно были начаты геологические исследования вдоль трассы Сибирской железной дороги и изучение ряда золотоносных районов Сибири. С 1901 г. Геолком осуществляет регулярное изучение нефтеносных районов Кавказа.

В Комитете изучением геологии полезных ископаемых занимались выдающиеся представители русской геологической мысли конца 19 и начала 20 в. Геологию рудоносных районов и рудных месторождений изучали А. Карпинский и Н. Высоцкий (Урал), В. Обручев (Сибирь), А. Герасимов (Кавказ), И. Мушкетов (Урал, Тянь-Шань и Кавказ), геологией углей занимались Ф. Чернышев (Донбасс, Средний и Северный Урал), С. Никитин (Подмосковный бассейн), Л. Лутугин и П. Степанов (Донбасс), геологией нефти — П. Андрусов и И. Губкин (Кавказ).

Центром подготовки горных инженеров и геологов в России в это время по-прежнему был Петербургский горный институт. Здесь с 1863 г. начали читать курс «Рудные месторождения» вначале Н. Барбот де Марни, затем А. Карпинский, а с 1902 г. К. Богданович. Все они вели научную работу в области геологии полезных ископаемых. К. Богданович знаменит своими трудами по геологии нефти Кубано-Черноморской провинции и железным рудам

России. Эпизодическое, но оставившее глубокий след изучение скарновых медных месторождений Урала выполнил совместно с В. Никитиным знаменитый кристаллограф Е. Федоров. В это же время в Московском университете труды В. Вернадского, а затем и А. Ферсмана положили начало новому направлению исследований природы минералообразования — науке геохимии, использующей высокие достижения химии для выяснения природных условий формирования залежей полезных ископаемых.

В описываемый период вместо созерцательных приемов исследования месторождений полезных ископаемых стал применяться, быстро окреп и проявил все свои преимущества метод геологического картирования, как надежный способ изучения участков земной коры, в которых сконцентрированы залежи минеральных богатств. Введение геологической съемки в качестве основного полевого метода изучения месторождений полезных ископаемых подвело объективную научную основу под трактовку геологических условий их образования, раскрыло глаза на многие важные стороны генезиса минеральных ресурсов.

В теоретическом отношении описываемый период характеризуется полным отходом от монистических концепций плутонистов и нептунистов, претендующих на универсальное объяснение условий образования всех полезных ископаемых исключительно по их схемам. Было понято и достаточно точно обосновано, что при формировании лика Земли совершаются находящиеся в единстве и противоборстве геологические процессы, связанные как с глубинной, так и с поверхностной энергией планеты. Поэтому основной задачей в области геологии полезных ископаемых этого времени было правильное определение условий и места накоплений минерального сырья в обстановке разнообразных эндогенных и экзогенных процессов прошлого Земли, естественная группировка сложного ряда полезных ископаемых по этим процессам.

Типичным примером трактовки разностороннего происхождения полезных ископаемых того времени может служить генетическая классификация, положенная в основу «Рудных месторождений» К. Богдановича (т. 1 и 2, Изд. Горного института в Санкт-Петербурге в 1912 и 1913 гг.). Автор этой фундаментальной работы, сыгравшей крупную положительную роль в истории развития взглядов на геологические условия образования месторождений полезных ископаемых, намечает среди рудных образований следующие группы: 1) магматические выделения, 2) контактово-метаморфические месторождения, 3) эпигенетические рудные залежи и вкрапленники, 4) метасоматические месторождения, 5) жильные месторождения, 6) осадочные месторождения, 7) метатетические, или элювиальные, месторождения, 8) метаморфические месторождения и 9) обломочные месторождения, или россыпи.

Среди магматических месторождений описываются выделения самородных металлов, окисных и сернистых руд. Контактово-метаморфическая группа характеризуется на примере месторождений железа, сернистых руд меди, свинца и цинка и железо-оловянных руд. Три последующие группы К. Богданович относит к постмагматическим образованиям восходящих термальных минерализованных растворов. При этом к категории эпигенетических залежей и вкрапленников он причисляет гидротермальные месторождения выполнения пустот нежильной формы. В группе метасоматических образований он выделяет, с одной стороны, месторождения железа и марганца, а с другой — свинца и цинка. Особенно внимательно им рассматриваются и описываются жильные месторождения, бывшие яблоком раздора нептунистов и плутонистов. К группе осадочных рудных месторождений К. Богданович относит болотные и озерные,

оолитовые, гематитовые (красного железняка) и метаморфизованные руды железа, а также болотные и озерные, морские, залегающие в кремнистых сланцах и яшмах, и метаморфизованные руды марганца. К его метатетическим месторождениям принадлежат образования коры выветривания. Метаморфические месторождения охватывают месторождения железных руд среди ортогнейсов и метаморфических сланцев. Для группы россыпей описываются месторождения золота, платины, оловянного камня и магнетита.

Курс «Рудные месторождения» К. Богдановича опирался на современные ему достижения мировой науки, был богато иллюстрирован примерами из отечественной практики и давал полное представление о высоком уровне и передовом характере учения о геологии полезных ископаемых в России накануне Великой Октябрьской социалистической революции.

Советский период выделяется небывалым подъемом экономики страны, расцветом всех наук, в том числе и геологии, особенно важнейшей ветви ее — учения о полезных ископаемых. За годы Советской власти в СССР выявлены месторождения всех видов полезных ископаемых — железной руды, угля, нефти, горючих газов, меди, свинца, вольфрама, никеля, марганца, хромитов, апатитов, асбеста, калийных солей, самородной серы и др., обеспечивающих потребность народного хозяйства в минеральном сырье.

В первые годы Советской власти, в период иностранной военной интервенции и гражданской войны, когда наша страна напрягала все силы, чтобы отстоять завоевания Октября, теоретические работы в области исследования процессов формирования полезных ископаемых носили эпизодический характер и выполнялись под руководством лучших геологов, помогавших новому строю (А. Карпинский, В. Обручев, И. Губкин, П. Степанов и др.). Геологоразведочные и научно-исследовательские работы были энергично двинуты вперед с 1925 г. после XIV съезда партии, поставившего на первый план задачу индустриализации народного хозяйства, построение социализма в Советском Союзе.

Высокие темпы развития тяжелой индустрии не только поставили перед советскими геологами задачу создания прочной сырьевой базы полезных ископаемых, ранее вошедших в промышленный обиход, но и решительно потребовали выявления месторождений новых полезных ископаемых, таких, как редкие металлы, радиоактивное сырье, алмазы, разнообразные неметаллические и горючие полезные ископаемые. Удовлетворение этих насущно необходимых для страны и увлекательных по своему творческому разрешению практических запросов было немыслимо без развития узловых теоретических проблем геологии полезных ископаемых.

Развитие науки о полезных ископаемых в Советском Союзе отличается рядом особенностей. Прежде всего следует отметить стремление наших геологов к анализу всесторонних естественноисторических связей процессов формирования месторождений полезных ископаемых с геологической средой.

Вместе с тем необходимость в кратчайший исторический срок создать в отсталой России мощную сырьевую базу всех видов минерального сырья привела к углубленному исследованию отдельными группами геологов различных видов полезных ископаемых, а также к более резкой дифференциации науки о их генезисе, чем в других странах. А. Карпинский, К. Богданович, М. Усов и В. Обручев были последними могиканами фронта широких геологических знаний. Сейчас учение о рудообразовании, нефтеносности и угленакоплении развивается параллельно, обогащая друг друга своими достижениями, но в значительной степени самостоятельно.

Развитие теории рудообразования в Советском Союзе отражено в содержательных исследованиях С. Смирнова и Ю. Билибина по связи магматизма и рудных процессов, А. Заварицкого — по вулканогенному рудообразованию, А. Ферсмана — по пегматитовым месторождениям, А. Бетехтина, В. Николаева и О. Левицкого — по гидротермальным процессам, Д. Коржинского — по метасоматизму при рудоотложении, Н. Елисеева, В. Королева, В. Крейтера и А. Пэка — по структурам рудных полей и месторождений, И. Гинзбурга — по рудообразованию в коре выветривания, А. Архангельского, Д. Наливкина, Н. Страхова и Н. Шатского — по формационному и фациальному анализу условий накопления руд осадочного происхождения. Разработку вопросов теории формирования неметаллических полезных ископаемых возглавлял П. Татаринов.

Представление о достижениях в области угольной геологии можно получить по трудам П. Степанова о генетических типах угольных бассейнов, зонах и узлах угленакопления Земли, И. Горского об эволюции условий формирования угленосных толщ по последовательным геологическим эпохам углеобразования, Ю. Жемчужникова по углепетрографии, типизации и метаморфизму углей, А. Гапеева по характеристике месторождений угля, А. Матвеева по описанию их провинций и др.

Основные теоретические положения геологии нефти сформулированы И. Губкиным, защищавшим ее биохимическое образование при низких температурах, с последующей миграцией в благоприятные в тектоническом и литологическом отношении геологические структуры. Дальнейшее развитие эти идеи получили в работах С. Миропова, Н. Вассоевича, М. Мирчинка и др.

В советский период появились новые направления исследования природы полезных ископаемых. Трудами В. Вернадского, А. Ферсмана, А. Виноградова, А. Саукова, В. Щербины была создана геохимия, без которой в настоящее время не мыслится изучение всех видов минеральных месторождений.

Начали производиться эксперименты, моделирующие природные условия формирования полезных ископаемых, в том числе при высоких температурах и давлениях (Н. Хитаров, Я. Ольшанский, Л. Овчинников).

Успешно развивается региональный анализ закономерностей формирования и размещения полезных ископаемых, обусловленных геологической историей образования крупных тектонических элементов земной коры. Идейные основатели этого течения — И. Губкин (нефть), П. Степанов (уголь), С. Смирнов, Ю. Билибин (рудные месторождения) — вложили немалую долю своей творческой энергии и таланта в разработку научных основ региональной линии учения о полезных ископаемых.

В разработке и углублении теоретических основ генезиса полезных ископаемых помимо указанных выше ученых принимал участие крупный коллектив геологов, выросший за годы Советской власти, но упомянуть даже о некоторых из них здесь не представляется возможным. Их деятельность в области теории и практики геологоразведочного освоения богатств наших недр освещена в специальных исторических работах. Одно необходимо отметить: за советский период наряду с развитием науки в центральных учреждениях Москвы и Ленинграда выросли новые научные центры в союзных республиках и крупных областях, успешно участвующие в разработке проблем геологии полезных ископаемых. На Украине действует коллектив ученых во главе с Н. Семененко, Я. Белевцевым, А. Широковым, обновивший наши представления об условиях образования железных руд Кривого Рога и углей Донбасса. Содержательные исследования условий формирования полезных ископаемых в древних и юных

структурах Кавказа выполнили И. Магакьян, С. Мкртчан, Г. Дзоценидзе, П. Гамкрелидзе, Г. Твалчрелидзе, Ш. Азизбеков, М. Абрамович, А. Алиев, М. Кашкай, Ш. Мехтиев и др. Оригинальные труды по теории рудообразования принадлежат ученым Средней Азии Х. Абдуллаеву, М. Адышеву, Р. Баратову, А. Королеву, В. Попову, И. Хамрабаеву и др. Выяснением региональной обстановки формирования и размещения минеральных богатств Казахстана занимались геологи Казахстана под руководством К. Сатпаева (Г. Щерба, А. Каюпов и др.). На Урале теорией образования месторождений полезных ископаемых успешно занимаются С. Иванов, А. Пронин и др. В Сибири, где наука о полезных ископаемых до революции теплилась в томской группе В. Обручева, представленной М. Усовым, Ф. Шаховым, А. Булынниковым, К. Радугиным и др., ныне сформировался мощный отряд геологов, энергично продвигающий вперед науку о минеральных богатствах суровой сибирской земли (А. Трофимук, В. Кузнецов, Е. Радкевич, С. Вахромеев. М. Одинцов, Л. Таусон, Н. Шило и др.).

Советские геологи развивают теорию формирования полезных ископаемых, опираясь на достижения мировой науки и свой опыт, которым они постоянно делятся с учеными всех стран. Положительное воздействие советской геологической мысли находит отражение во всех современных трудах зарубежных ученых, прекрасно понимающих, что теперь полное и правильное освещение проблемы генезиса полезных ископаемых невозможно без данных советских исследователей. При общем подъеме уровня науки о полезных ископаемых отмечается значительное развитие этого учения в странах мировой системы социализма, использующих преимущества социалистического строя для прогресса представлений о геологии минеральных богатств своих республик. Содержательны и интересны труды И. Йовчева, М. Панайотовой, Б. Богданова и др. (Болгария), Е. Ссадецки-Кардоша, Д. Грассели и др. (Венгрия), Л. Бауманна, Г. Тишендорфа, Х. Рослера, О. Ольснера и др. (Германская Демократическая Республика), Р. Краевского, Г. Грущика (Польша), Г. Макковея, Н. Григораша (Румыния), Я. Коутека, З. Поубы, Я. Кутины, М. Штемпрока и др. (Чехословакия), С. Янковича (Югославия) и других ученых.

ЛИТЕРАТУРА ОБЩАЯ

Бейтс Р. Геология неметаллических полезных ископаемых. Пер. с англ. под ред. П. П. Смолина и В. И. Финько. М., «Мир», 1965. 546 с.

Брод И. О., Еременко Н. А. Основы геологии нефти и газа. М., Изд-во МГУ, 1953. 339 с.

Бэтман А. М. Промышленные минеральные месторождения. Пер. с англ. под ред. В. М. Крейтера. М., Изд-во иностр. лит., 1949. 648 с.

Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968. 719 с. Авт.: В. И. Смирнов, М. Н. Годлевский, В. Д. Никитин и др.

Губкин И. М. Учение о нефти. М., ОНТИ, 1939. 459 с.

Жемчужников Ю. А. Общая геология ископаемых углей. М., Углетехиздат, 1948. 491 с.

Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений СССР. М., Госгеолтехиздат, 1960. 424 с.

Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. М., «Недра», 1970. 462 с.

Курс месторождений неметаллических полезных ископаемых. М., «Недра», 1969. 472 с. Авт.: В. Ф. Дыбков, А. Е. Карякин, В. Д. Никитин, П. М. Татаринов.

Курс месторождений полезных ископаемых. Под ред. А. Г. Бетехтина и П. М. Татаринова. Изд. 3-е, перераб. и доп. М., Госгеолтехиздат, 1964. 590 с.

Линдгрен Б. Минеральные месторождения. Пер. с англ. под ред. Б. П. Некрасова. М., ОНТИ, 1934—1935, вып. 1, 187 с.; вып. 2, 232 с.; вып. 3, 395 с.

Магакьян И. Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М., «Недра», 1969. 222 с.
Матвеев А. К. Геология угольных бассейнов и месторождений СССР. М., «Недра», 1969. 222 с.
Матвеев А. К. Угольные месторождения зарубежных стран. М., «Недра», 1966, т. 1, 460 с.; 1968, т. 2, 165 с.; 1969, т. 3, 127 с.; 1974, т. 4, 236 с.
Обручев В. А. Рудные месторождения. М., Горгеонефтьиздат, 1934. 596 с.
Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, вып. 2, 1955. 622 с. Авт.: А. Г. Бетехтин, Ф. И. Вольфсон, А. Н. Заварицкий и др.
Парк Ч. Ф., Мак-Дормид Р. А. Рудные месторождения. Пер. с англ. под ред. В. И. Смирнова. М., «Мир», 1966. 545 с.
Рудные месторождения СССР. Под. ред. В. И. Смирнова. М., «Недра», 1974, т. 1, 328 с.; т. 2, 391 с.; т. 3, 471 с.
Смирнов С. С. Избранные труды. М., Изд-во АН СССР, 1955. 248 с.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1960, т. 1, 212 с.; 1961, т. 2, 574 с.; 1963, т. 3, 550 с.
Татаринов П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Изд. 2-е. М., Госгеолтехиздат, 1963. 370 с.
Усов М. А. Краткий курс рудных месторождений. Томск, 1933. 200 с.
Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. Пер. с нем. под ред. В. И. Смирнова. М., Изд-во иностр. лит., 1958. 501 с.
Lamey C. A. Metallis and mineral deposits. USA, 1966. 567 p.
Magnusson N. H. Malm Geologi. Stockholm, 1953. 439 p.
Petrascheck W. E. Laqerstättenlehre. Ein kurzes Lehrbuch von Bodenschätzen in der Erde. Wein, 1961. 430 p.
Routhier P. Les qisements Metalliferes, vol. I—II. Paris, 1963. 1282 p.
Jankovíc S. Ekonomska Geologiga. Beograd, 1960. 547 p.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Зворыкин А. А. Первооткрыватели каменноугольных бассейнов СССР. М.—Л., Углетехиздат, 1950, 32 с.
Крук Т. История учения о рудных месторождениях с главой о развитии петрологии. Пер. с англ. М.—Л., Главн. ред. гор.-топ. и геолразвед. лит., 1938, 116 с.
Кузин А. А. История открытий рудных месторождений в России. М., Изд-во АН СССР, 1961, 360 с.
Ломоносов М. В. О слоях земных. М., Госгеолиздат, 1949, 212 с.
Максимов М. М. Истоки учения о рудных месторождениях. М., «Недра», 1973, 140 с.
Тихомиров В. В., Хаин В. Е. Краткий очерк истории геологии. М., Госгеолтехиздат, 1956, 260 с.
Очерки по истории геологических знаний. Под ред. В. В. Тихомирова. М., Изд-во АН СССР, 1953—1962, вып. 1, 222 с.; вып. 2, 259 с.; вып. 3, 216 с.; вып. 4, 244 с.; вып. 5, 318 с.; вып. 6, 239 с.; вып. 7, 227 с.; вып. 8, 240 с.; вып. 9, 182 с.; вып. 10, 134 с.
Хабаков А. В. Очерки по истории геологоразведочных знаний в России. М., Госгеолиздат, 1950, 212 с.

Глава вторая

ПЛОЩАДИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ, МОРФОЛОГИЯ, СОСТАВ И СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Специфический характер имеют минеральные массы земной коры, необходимые человеку.

М. Усов, 1940 г.

ПЛОЩАДИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Среди площадей распространения полезных ископаемых выделяются: 1) провинции полезных ископаемых, 2) области (пояса, бассейны) полезных ископаемых, 3) районы (узлы) полезных ископаемых, 4) поля полезных ископаемых, 5) месторождения полезных ископаемых, 6) тела полезных ископаемых. Этот перечень составлен от наибольших к наименьшим территориям размещения полезных ископаемых.

Провинция полезных ископаемых представляет собой крупный участок земной коры, относящийся к платформе, складчатому геосинклинальному поясу или дну океана, с размещенными в его пределах и свойственными ему месторождениями. Например, выделяют провинции — Уральскую, Кавказскую, Русской и Сибирской платформ, дна Тихого, Индийского океанов и др. В связи с дифференциацией науки о полезных ископаемых по видам минерального сырья иногда выделяются провинции металлогеническая, угленосная и нефтегазоносная. Среди металлогенических отмечаются провинции допалеозойских платформ, каледонских, герцинских, мезозойских и альпийских складчатых поясов, современных океанических дуг. Угленосные провинции или площади по основным эпохам массового угленакопления подразделяются на карбоновые, пермско-юрские, верхнемеловые — третичные и послетретичные (П. Степанов). Нефтегазоносные провинции группируются в провинции внутриплатформенных впадин, впадин краевых частей платформ, предгорных прогибов, периферических частей горных сооружений и межгорных впадин (И. Брод).

Область полезных ископаемых занимает часть провинции и характеризуется набором определенных по составу и происхождению месторождений полезных ископаемых, приуроченных к одному или группе тектонических элементов первого порядка, определяющих геологическое строение территории провинции (антиклинории и синклинории, внутренние и периферические зоны геосинклиналей, срединные массивы, наложенные мульды, зоны активизации, краевые прогибы, щиты, синеклизы и др.). В связи с тем, что в складчатых сооружениях эти тектонические элементы, контролирующие положение областей полезных ископаемых, обычно имеют линейно-вытянутый характер, распределение месторождений в их пределах приобретает поясовый характер.

Пояса полезных ископаемых могут быть разными по составу. Выделяются металлогенические, или рудные, пояса, пояса угленакопления и нефтегазоносные пояса. В данном случае речь идет не о таких грандиозных

поясах, как Монголо-Охотский пояс А. Ферсмана, Тихоокеанский пояс С. Смирнова или карбоновый пояс угленакопления П. Степанова, охватывающие целые сектора земного шара и относящиеся, в сущности, к линейно-вытянутым провинциям полезных ископаемых. Размеры поясов колеблются в широких пределах. Так, например, полиметаллический пояс Рудного Алтая вытянут в длину на 300 км при ширине около 40 км, рудный пояс Кордильер достигает длины более 2500 км при ширине свыше 100 км. Области непрерывного или почти непрерывного распространения пластовых осадочных полезных ископаемых нередко приобретают характер бассейнового размещения месторождений.

Бассейны полезных ископаемых свойственны месторождениям нефти (Волго-Уральский, Западно-Сибирский, Днепровско-Донецкий и др.), угля (Кузнецкий, Донецкий, Подмосковный и др.), нерудных полезных ископаемых (соляные бассейны Артемовско-Славянский, Соликамский. Иркутский, Стассфуртский и др.), рудных месторождений (Криворожский железорудный, Никопольский марганцевый и др.). Площади бассейнов полезных ископаемых различны и измеряются от нескольких сотен (Криворожский бассейн) до нескольких сотен тысяч квадратных километров (Тунгусский угольный бассейн Сибири или Западный и Восточный буроугольные бассейны США).

Район полезных ископаемых составляет часть области и обычно характеризуется местным сосредоточением месторождений. В связи с последним обстоятельством он нередко называется узлом полезных ископаемых. Рудные узлы и узлы угленакопления с той или иной степенью отчетливости выделяются на общем фоне рудоносных и угленосных областей. Площади рудных узлов достигают сотен и первых тысяч квадратных километров; площади узлов угленакопления имеют большие размеры. Примером рудных узлов могут служить 29 узлов полиметаллических месторождений, выделенных С. Смирновым на территории Восточного Забайкалья.

Рудное поле представляет собой группу месторождений, объединяемых общностью происхождения и единством геологической структуры. Площади рудных полей обычно имеют размер от нескольких до десятков квадратных километров. Поля полезных ископаемых состоят из месторождений, а последние — из тел полезных ископаемых.

Телом, или залежью, полезного ископаемого называется локальное скопление природного минерального сырья, приуроченное к определенному структурно-геологическому элементу или комбинации таких элементов.

Области, районы, поля, месторождения и тела полезных ископаемых могут полностью обнажаться на поверхности земли и относиться к открытым, быть частично закрытыми перекрывающими их породами и принадлежать к полузакрытым или быть полностью погребенными и квалифицироваться как закрытые. Среди закрытых, или слепых, групп месторождений полезных ископаемых выделяются невскрытые, до которых не дошел уровень эрозионного среза после их образования, и перекрытые, которые были образованы на поверхности земли или вскрыты в прошлые геологические времена эрозией, а затем погребены под толщей молодых отложений.

МОРФОЛОГИЯ ТЕЛ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Для месторождений твердых полезных ископаемых могут быть выделены три морфологических типа залежей: изометричные, плоские и вытянутые по одному направлению.

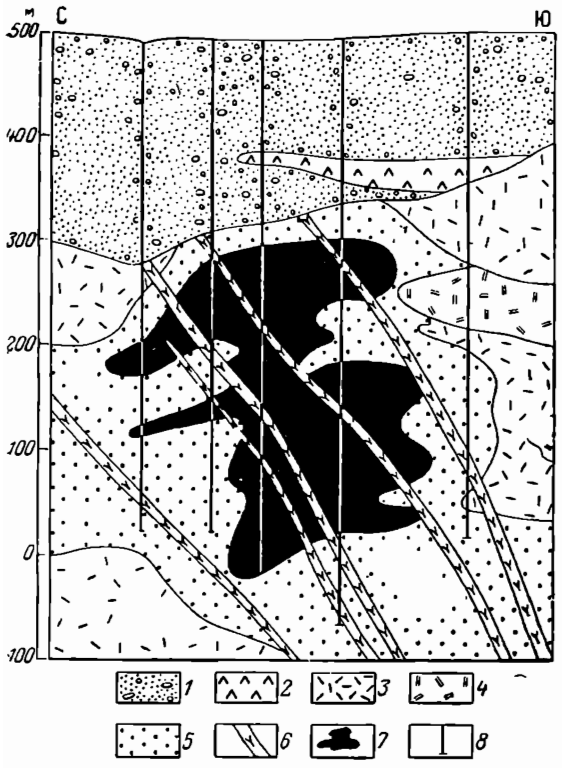


Рис. 2. Шток медной руды месторождения Цителсонели. По *В. Бачалдину* и *Ю. Назарову*.

1 — четвертичные рыхлые отложения; *2* — четвертичные лавы; *3* — верхнемеловые туфы; *4* — огипсованные туфы; *5* — вторичные кварциты; *6* — дайки кварцевых альбитофиров; *7* — рудное тело; *8* — буровые скважины

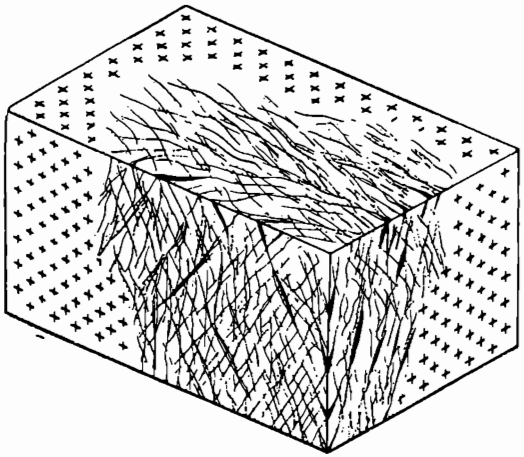


Рис. 3. Штокверк

Изометричные тела полезных ископаемых представляют собой скопления минерального вещества, примерно равновеликие во всех измерениях. К ним принадлежат штоки, штокверки и гнезда.

Ш т о к о м называется крупная более или менее изометричная залежь сплошного или почти сплошного минерального сырья. Примером могут служить штоки каменной соли, гидротермальные метасоматические рудные залежи и др. (рис. 2).

Ш т о к в е р к представляет собой более или менее изометричный объем горной породы, пронизанный мелкими жилками и насыщенный вкрапленностью минерального вещества; такая горная порода с прожилками и вкраплениями ценных минералов добывается целиком как полезное ископаемое.

Примером штокверков могут быть тела некоторых месторождений меди, олова, молибдена, асбеста и других полезных ископаемых (рис. 3).

Г н е з д о м называется относительно некрупное локальное скопление полезного ископаемого. К ним принадлежат тела некоторых месторождений золотых, свинцово-цинковых, хромитовых, ртутных и других руд (рис. 4).

Основным элементом, определяющим размеры и форму изометричных тел, является их поперечное сечение.

Плоские тела полезных ископаемых характеризуются двумя протяженными и одним коротким размерами. Их представителями являются пласты и жилы.

П л а с т ы наиболее типичны для осадочных месторождений руды, угля и нерудных полезных ископаемых. Метасоматические тела, развивающиеся по отдельным пластам осадочных толщ пород,

приобретают характер пластообразных залежей. Пласт полезного ископаемого иногда разделяется на пачки, разобщенные прослоями породы; пачки, в свою очередь, могут распадаться на слои (рис. 5). В соответствии с этим различают пласты простые (без прослоев породы) и сложные (с прослоями породы).

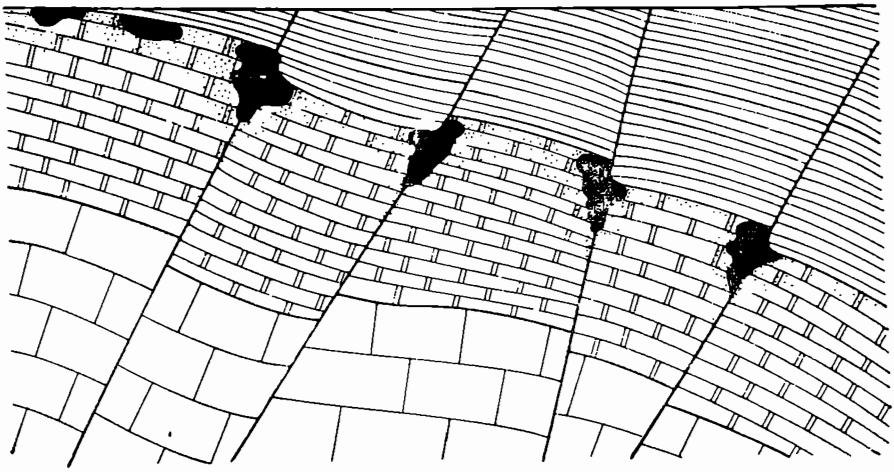


Рис. 4. Гнезда руды в минерализованной породе (разрез)

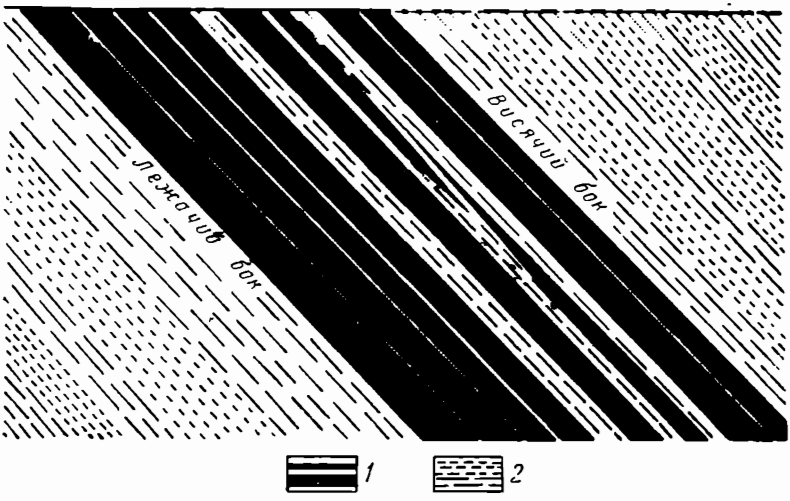


Рис. 5. Строение пласта полезного ископаемого (в разрезе)
1 — пачки и слои полезного ископаемого; *2* — прослои породы

Основными элементами, определяющими геологическую позицию и размеры пластов, являются направление простирания и длина по простиранию, направление падения, угол падения и длина по падению и, наконец, мощность пласта. Обычно пластовые залежи имеют большую длину, достигающую,

например, в Донецком бассейне нескольких десятков километров. По падению некоторые пласты, например пласты золотоносных конгломератов Витватерсранда в Южной Африке, разрабатываются до глубины более 2 км. Мощность пластов полезных ископаемых изменяется от едва заметных пропластков до

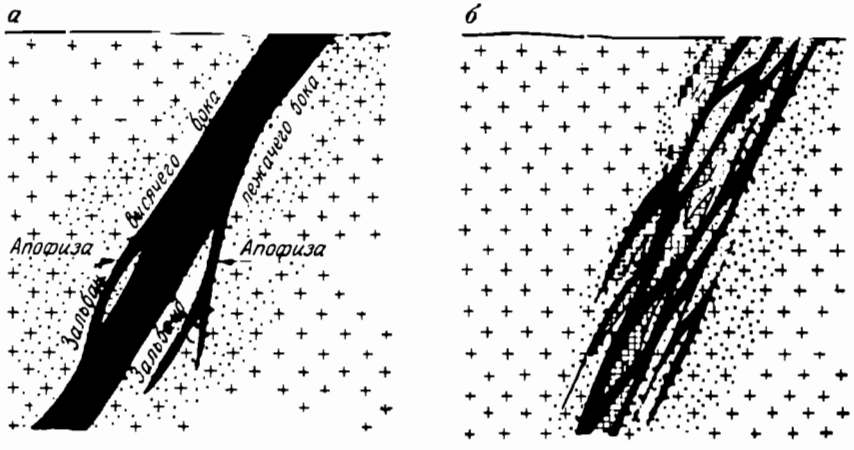


Рис. 6. Жилы.

а — простая; б — сложная. Точками покрыта площадь измененных околожильных вмещающих пород

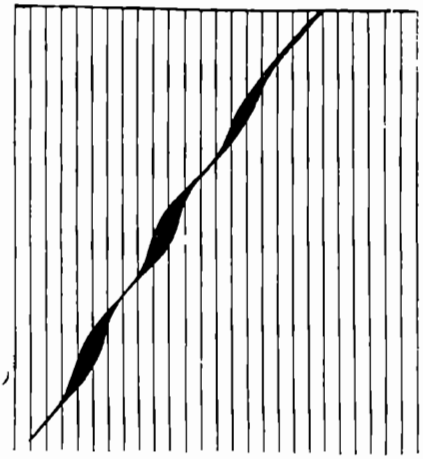


Рис. 7. Четковидная жила



Рис. 8. Камерная жила

нескольких сотен метров. Так, например, обычная мощность рабочих пластов угля в Донбассе 0,45—2,5 м (средняя 0,7 м), мощность пластов бурых углей третичных бассейнов Южного Урала до 150 м, а мощность залежи соли в Соликамске на Урале до 500 м.

Тонкие пласты полезных ископаемых не разрабатываются. Поэтому помимо геологического определения мощности существуют промышленные понятия о мощности пластов полезных ископаемых. Р а б о ч е й считается минимальная мощность, при которой пласт целесообразно эксплуатировать. Для углей

она колеблется от 0,10 до 1,0 м. Эксплуатационной называется суммарная мощность полезного ископаемого и прослоев породы для рабочей части пласта. Полезная мощность определяется как сумма мощностей пачек полезного ископаемого, извлекаемых при добыче из пласта.

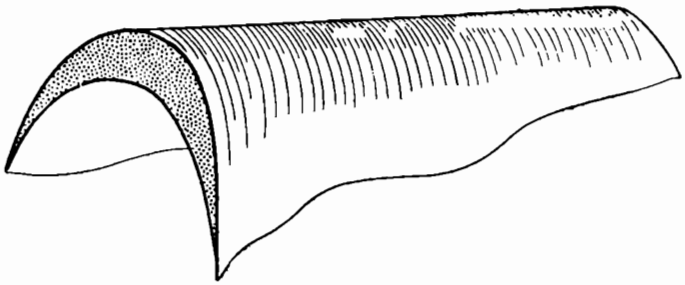


Рис. 9. Седловидная жила (перспективное изображение)

Месторождения пластовой формы бывают однопластовыми и многопластовыми. В последнем случае выделяется продуктивная толща пород, заключающая серию пластов полезных ископаемых. Число таких пластов в продуктивной толще может быть различно. Так, в Подмосковном бассейне два рабочих пласта; в Донбассе — около 100, а в Верхне-Силезском бассейне — 140. Богатство продуктивной толщи определяется коэффициентом продуктивности — отношением суммарной мощности пластов полезного ископаемого к общей мощности толщи.

Жилы — это трещины горных пород, выполненные минеральным веществом полезного ископаемого. Жилы бывают простые и сложные. К простым жилам относятся одинокие минерализованные трещины; к сложным — пучки переплетающихся трещин, зон дробления или рассланцевания, которые иногда называют жильной, или рудной зоной (рис. 6). По деталям морфологии среди жил выделяются четковидные, камерные, седловидные, лестничные и оперенные. Четковидная жила характеризуется чередованием в ее плоскости раздувов и пережимов, иногда переходящих в тонкие проводники (рис. 7). Камерная жила отличается еще более резкими раздувами, которые в форме крупных скоплений как бы нанизаны на жильный шов (рис. 8). Седловидные жилы образуются при скоплении вещества полезного ископаемого в шарнирах складок (рис. 9). Лестничные жилы выполняют поперечные трещины в пластах или дайках хрупких пород, залегающих среди более пластичных образований (рис. 10). Оперенные жилы

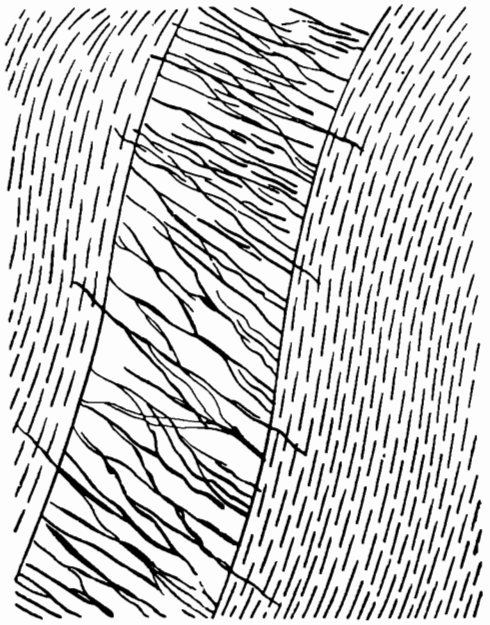


Рис. 10. Лестничная жила

относятся к сложным, заполняющим трещину сброса или сдвига и отходящие от нее трещины оперения (рис. 11).

Поверхность контакта жилы с вмещающими породами называется зальбандом. Прилегающие к жиле породы нередко бывают изменены и минерализованы; такие зоны метаморфизованных боковых пород создают ореол околожильного изменения, иногда содержащего промышленные концентрации ценных компонентов. Отходящие от жил в боковые породы прожилки называются апофизами. При неравномерном распределении минералов, выполняющих жилы, они характеризуются чередованием участков,

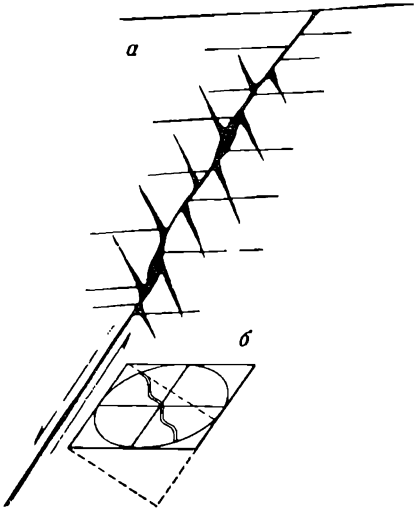


Рис. 11. Оперенная жила (*а*) и схема тектонического перемещения по стволу жилы (*б*) с указанием положения параллелепипеда и эллипса деформации

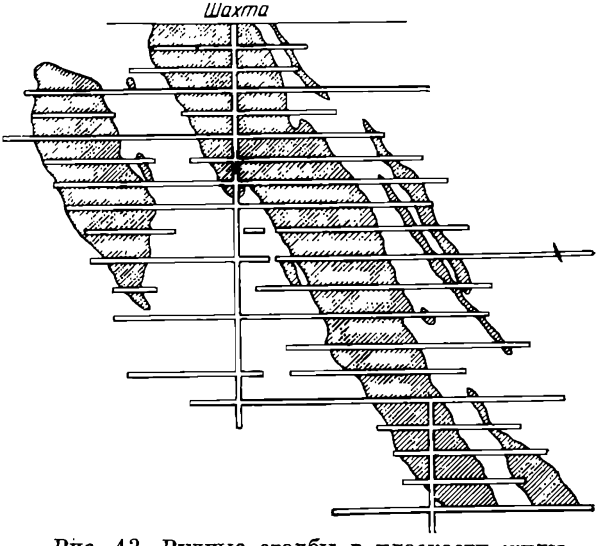


Рис. 12. Рудные столбы в плоскости жилы

обогащенных и разубоженных ценными компонентами. Такие богатые участки в теле жилы называются рудными столбами (рис. 12). Рудные столбы бывают морфологические и концентрационные. Первые образованы раздувами жилы, а вторые — зонами повышенной концентрации ценных компонентов, не связанных с изменением морфологии тела полезного ископаемого.

Основными геологическими элементами, определяющими размеры и условия залегания жил, являются направление простирания и длина по простиранию, направление, угол падения и длина по падению, склонение, а также мощность. Длина жил полезных ископаемых колеблется в очень широких пределах: от коротких прожилков размером 1 м и менее до колоссальной протяженности 200 км (например, Материнская жила золотых руд в Калифорнии). По падению некоторые жилы выклиниваются на коротком расстоянии от земной поверхности, а другие, как, например, Садонская жила свинцово-цинковых руд на Кавказе, прослеживаются на расстоянии более 1,5 км; золотоносные кварцевые жилы Колар в Индии разрабатываются на глубине свыше 3,2 км. Склонением называется погружение линий выклинивания жилы по ее простиранию; углами склонения — углы, образованные линиями склонения с линией простирания (рис. 13). У жил, так же как и у пластов, различают геологическую

п рабочую мощность, т. е. такую наименьшую величину ее, при которой становится возможным эксплуатация жильного месторождения.

Жильные месторождения иногда состоят из одной жилы, а чаще из групп — пучков или семейств — жил. Рудные поля, образованные жильными месторождениями, называются жильными полями (рис. 14).

Линзы и линзообразные залежи по морфологии принадлежат к образованиям, переходным между изометричными и плоскими телами.

Вытянутые по одной оси тела полезных ископаемых называются трубами, трубками или трубообразными залежами. Морфология и условия их залегания определяются углом погружения, или ныряния, длиной по направлению погружения и поперечным сечением. Угол ныряния трубки полезного ископаемого измеряется между ее осью и горизонтальной плоскостью (рис. 15). Он может изменяться в широких пределах: от 90°

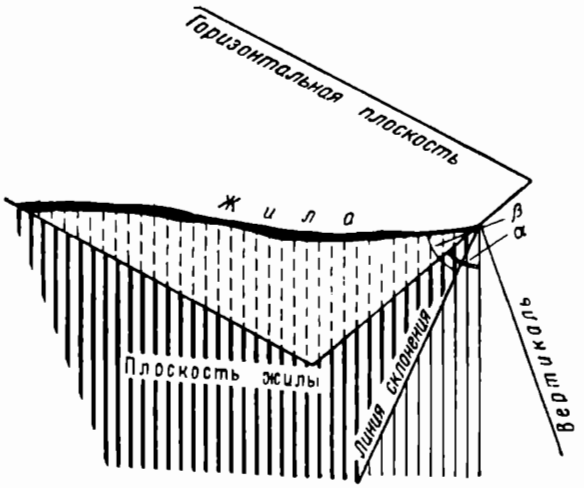


Рис. 13. Элементы залегания жилы в точке ее выклинивания.
α — угол падения; β — угол склонения

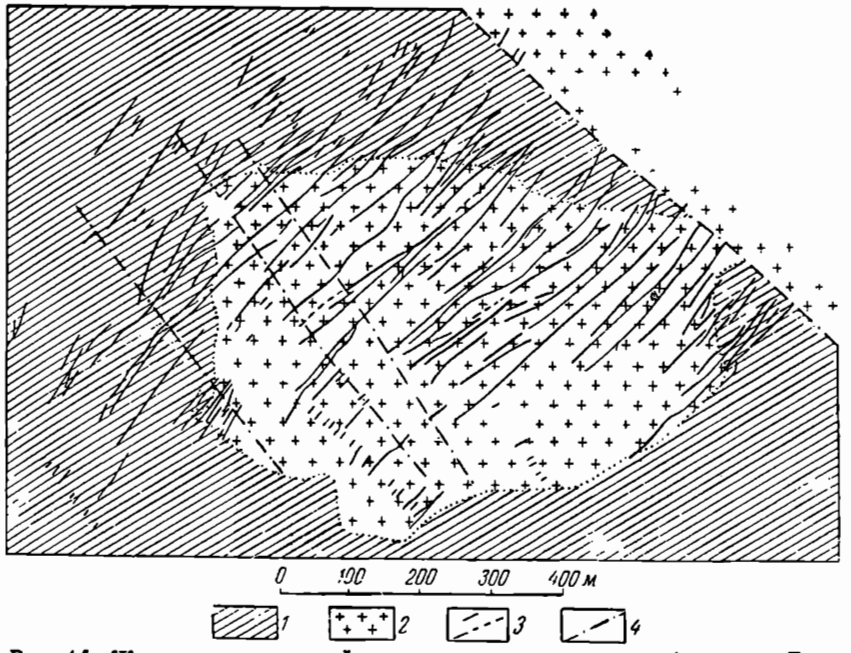


Рис. 14. Жильное поле вольфрамового месторождения Антонова Гора.
По *А. Дружинину.*
1 — песчаники, сланцы; *2* — граниты; *3* — жилы; *4* — сбросы

у вертикальных труб до 0° у горизонтальных трубообразных залежей. Поперечное сечение и длина по оси трубок также достаточно изменчивы. Так, например, поперечное сечение алмазоносных трубок кимберлитов в Сибири колеблется от 100 до 1000 м.

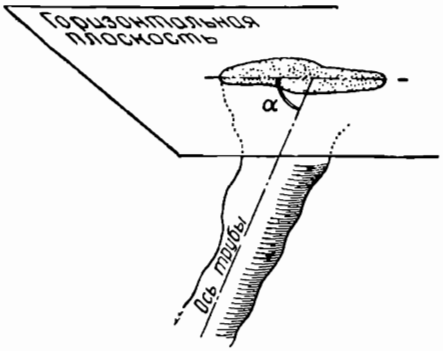


Рис. 15. Элементы залегания трубообразного тела.
α — угол погружения (ныряния)

Помимо вышеперечисленных простых форм тел твердых полезных ископаемых в природе встречаются сложные залежи, представляющие собой их комбинацию. Примером такой сложной залежи, образованной сочетанием пластовой и жильной формы, может служить одно из рудных тел Лебединского месторождения золота на Алдане (рис. 16).

Для исследования условий образования месторождений полезных ископаемых и их практической оценки большое значение имеет не только установление общей формы и условий залегания тел полезных ископаемых, но и выяснение степени устойчивости элементов морфологии, залегания и концентрации ценных компонентов в контурах залежей. Элементы залегания, мощность тел полезных ископаемых, содержание в них ценных компонентов изменяются от одного пункта к другому с той или иной степенью резкости.

Характеристика тел полезных ископаемых по степени устойчивости перечисленных элементов имеет решающее значение для выбора рациональной

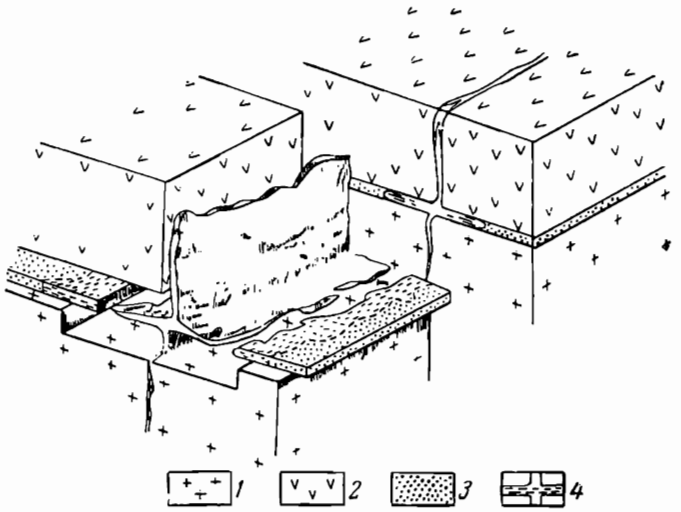


Рис. 16. Комбинация согласной пластовой залежи и секущей жилы в рудном теле Лебединского месторождения золота на Алдане. По *А. Фастолович* и *Н. Петровской*.
1 — архейские граниты; *2* — послеюрские сиенит-порфиры; *3* — кембрийские доломиты; *4* — рудное тело

методики их разведки. Поэтому она подробно рассматривается в курсе «Геологоразведочное дело». Месторождения по степени морфологической и качественной устойчивости тел полезных ископаемых распределяются на несколько групп. Для этого применяются методы вариационной статистики, а степень изменчивости формы и содержания ценных компонентов оценивается по коэффициенту

вариации морфологических и качественных параметров тел полезных ископаемых. Чаще всего выделяются три группы тел полезных ископаемых: устойчивые, изменчивые, крайне изменчивые.

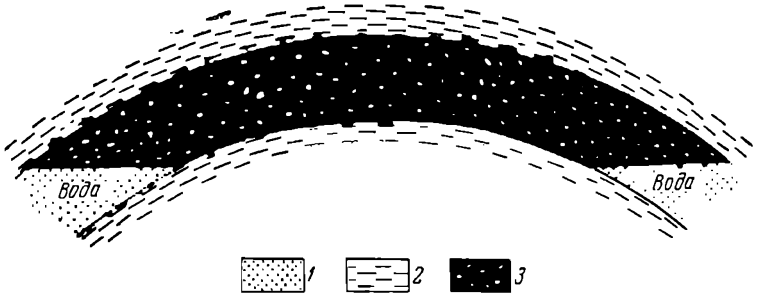


Рис. 17. Пластовая сводная залежь нефти и газа. По *И. Броду.*
1 — водоносные пески; *2* — глинистые сланцы; *3* — нефтеносные пески

Среди месторождений жидких и газообразных полезных ископаемых (нефть, вода, горючий газ) в соответствии с классификацией И. Брода и Н. Еременко, по морфологическим признакам могут быть выделены залежи пластовые, массивные и линзовидные.

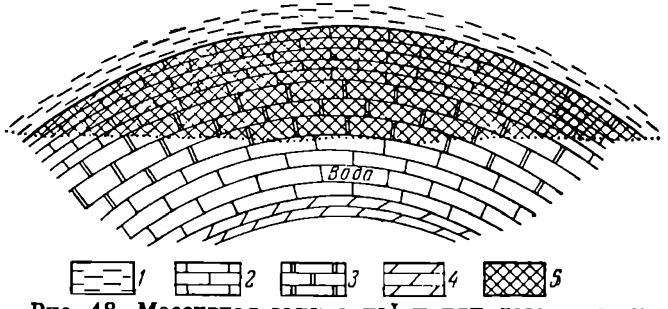


Рис. 18. Массивная залежь нефти или газа в структурном выступе. По *И. Броду.*
1 — глины; *2* — известняки; *3* — доломиты; *4* — мергели; *5* — нефть или газ

Пластовые залежи жидких и газообразных полезных ископаемых приурочены к пласту-коллектору проницаемых пород, заключенному среди непроницаемых или слабопроницаемых пластов, в той или иной степени тектонически дислоцированных (рис. 17). Такие залежи обычно являются наиболее крупными, достигая в длину по простиранию коллектирующего их пласта более 80 км при ширине до 70 км (Ромашкинское месторождение Татарии).

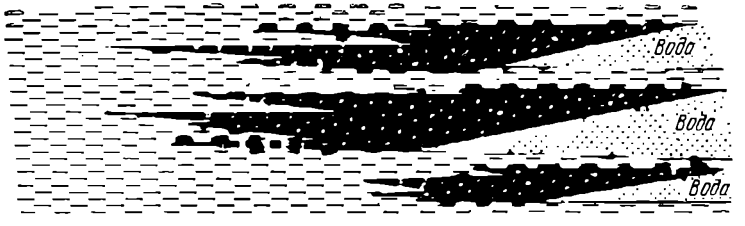


Рис. 19. Линзовидные залежи нефти или газа в пластах выклинивающихся песков среди глинистых сланцев. По *И. Броду.*
Условные обозначения см. на рис. 17

Массивные залежи представляют собой скопления жидкости или газа в выступах проницаемых пород (структурных, эрозионных, рифовых),

перекрытых плохо проницаемыми осадками (рис. 18). Они могут быть некрупными или значительными по размерам, достигающими 50 км³ (Ачалуки-Карабулак) и даже нескольких сотен кубических километров (Меджид Сулейман в Иране, Киркук в Ираке, Абкаик в Саудовской Аравии и др.).

Линзовидные залежи связаны с локальными зонами пористых и трещиноватых пород, ограниченных со всех сторон непроницаемыми породами (рис. 19).

МИНЕРАЛЬНЫЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ТЕЛ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Тела полезных ископаемых сложены минеральными агрегатами. В рудных и некоторой части нерудных месторождений выделяются минералы — носители ценных элементов, которые называются рудными, или ценными, минералами, и сопутствующие им так называемые жильные минералы. Соотношение между рудными и жильными минералами колеблется для руд разных металлов и месторождений в очень широких пределах. Так, в золотоносных жилах кварца количество золота составляет тысячные доли процента по отношению к массе кварца. Наоборот, богатые руды железа целиком состоят из рудных минералов (магнетит, гематит). Содержание металлов в различных рудных минералах, в свою очередь, зависит от их химического состава и изменяется достаточно широко (табл. 4).

Для полезных ископаемых, которые используются целиком (например, блоки гранита в качестве строительного камня), разделение на ценные и жильные минералы, естественно, не производится.

По составу преобладающей части рудных минералов выделяются следующие главнейшие типы руд:

1) окисные — в форме окислов и гидроокислов, характерные для многих месторождений железа, марганца, олова, урана, хрома, алюминия;

2) силикатные — наиболее типичные для неметаллических полезных ископаемых (слюда, асбест, тальк и др.);

3) сернистые — в виде сульфидов, арсенидов, антимонидов, реже в форме соединений висмута, теллура и селена, к которым принадлежит большинство руд цветных металлов (медь, цинк, свинец, никель, сурьма и др.);

4) карбонатные — свойственные некоторым месторождениям железа, марганца, магния, свинца, цинка и меди;

5) сульфатные, к которым относятся месторождения бария, стронция и других элементов;

6) фосфатные — образующие месторождения фосфора и связанных с ним соединений;

7) галоидные — типичные для месторождений солей и флюорита;

8) самородные — сложенные самородными металлами и сплавами, известные для золота, платины, меди.

По составу всей массы руды, включающей как рудные, так и нерудные минералы, различаются руды: кремнистые, силикатные, карбонатные, сульфатные, сульфидные, окисные, фосфатные, галоидные и органогенные (битумные).

Минеральный состав углей определяется соотношением фюзена, дюрена, кларена и витрена. Фюзен относится к матовым ингредиентам угля и обладает волокнистым строением. Дюрен принадлежит к тем же составляющим угля, но имеет плотное строение. Кларен представляет собой блестящий или полуматовый ингредиент угля массивного или слоистого сложения.

Таблица 4

Содержание металлов в важнейших промышленных минералах

Элемент	Минерал	Формула	Содержание металла (элемента), %		Плотность, г/см³
			теоретическое	по данным анализов	
Алюминий	Диаспор	$HAlO_2$	47,2		3,3—3,5
	Бёмит	$AlOOH$	47,2		3
	Гидраргиллит (гиббсит)	$Al(OH)_3$	36,2		2,35
	Нефелин	$KNa_3[AlSiO_4]_4$	18,9		2,6
	Лейцит	$K[AlSi_2O_6]$	13,0		2,4—2,5
	Алунит	$KAl_3[SO_4]_2(OH)_6$	20,5		2,6—2,8
	Каолинит	$Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$	До 22		2,6
	Силлиманит	$Al[AlSiO_5]$	35		3,2
Барий	Барит	$Ba[SO_4]$	58		4,3
	Витерит	$Ba[CO_3]$	69,5		4,5
Бериллий	Берилл	$Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$	5,07		2,7
	Бертрандит	$Be_4[Si_2O_7](OH)_2$	56,95		2,6
	Хризоберилл	$BeAl_2O_4$	7,15		3,7
	Гельвин	$(Mn, Fe)_8[BeSiO_4)_6S_2$		2,8—5,4	3,1—3,4
Бор	Тинкал (бура)	$Na_2B_4O_7 \cdot 10H_2O$	11,4		1,7
	Улексит	$NaCaB_5O_9 \cdot 8H_2O$	13,4		1,7
	Гидроборацит	$CaMgB_6O_{11} \cdot 6H_2O$	15,4		2,2
	Ашарит	$Mg[BO_2](OH)$	12,9		2,6
	Котоит	$Mg_3[BO_3]_2$	11,4		3,1
	Людвигит	$(Mg, Fe)_2Fe[BO_3]O_2$	До 5		4,0
	Датолит	$Ca_2[B_2Si_2O_8](OH)_2$	6,8		2,9—3,0
Ванадий	Патронит	VS_4	28,4	28—39	
	Деклуазит	$Pb(Zn, Cu)[VO_4](OH)$	11,6	9,8—13,7	6
	Ванадинит	$Pb_5[VO_4]_3Cl$	10,8		6,7—7,2
	Карнотит	$K_2(UO_2)_2[VO_4]_2 \cdot 3H_2O$		11,3—12,8	7
	Роскоэлит	V-содержащий мусковит		4,38—16,1	2,9—3
	Ванадий, содержащий титаномагнетит	$KV_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$		0,1—0,4	
Висмут	Самородный висмут	Bi	100	95—99	9,8
	Висмутин	Bi_2S_3	81,3	72,9—82,3	6,5
	Бисмутит	$Bi_2[CO_3]O_2$	87		7,0—7,4
Вольфрам	Вольфрамит	$(Fe, Mn)[WO_4]$	60,5		6,7—7,5
	Ферберит	$Fe[WO_4]$	60,5		7,5
	Гюбнерит	$Mn[WO_4]$	60,7		7,1
	Шеелит	$Ca[WO_4]$	63,8		6,0

Элемент	Минерал	Формула	Содержание металла (элемента), %		Плотность, г/см³
			теоретическое	по данным анализов	
Галлий	**Германит**	$Cu_3(Fe, Ge, Ga)S_4$		0,8—1,99	4,3
	Сфалерит	ZnS		Следы	
Германий	**Германит**	$Cu_3(Fe, Ge, Ga)S_4$		6,2—10,19	4,3
	Реньерит	$(Cu, Fe)_3(Fe, Ge)S_4$		6—7,75	4,3—4,5
Железо	**Магнетит**	$FeFe_2O_4$	72,35		5,2
	Гематит	Fe_2O_3	70,0		5,2
	Бурый железняк	$HFeO_2 \cdot nH_2O$	48—63		До 4
	Сидерит	$Fe[CO_3]$	48,21		3,0—3,8
	Шамозит	$Fe^{2+}_4 Al[AlSi_3O_{10}](OH)_6 \cdot nH_2O$		28,5—37,3	3—3,4
	Ильменит	$FeTiO_3$	36,8		4,5
Золото [1]	Самородное золото	(Au, Ag)		80—98	15—19
	Электрум	(Ag, Au)		50—80	12—15
	Калаверит	$AuTe_2$	43,7	41,3—42,8	9
	Сильванит	$AuAgTe_4$	24,2	25,4—29,8	8
	Нагиагит	$Pb_5Au(Te, Sb)_4S_{5-8}$(?)		6—13	6,8—7,5
Индий	Сфалерит	ZnS		Следы	
Иттрий	**Гадолинит**	$Y_2Fe[Be_2Si_2O_{10}]$	38		4,5
	Самарскит	$(Y, Er)_4[(Nb, Ta)_2O_7]_3$	20—28,4	1,6—11,7	6
Кадмий	Сфалерит	ZnS		0,05—3,2	3,5—4,2
	Смитсонит	$ZnCO_3$		0,02—0,8	4,1—4,5
Калий	Сильвин	KCl	52,4		2
	Карналлит	$KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$	14,1		1,6
	Лейцит	$K[AlSi_2O_6]$	18		2,45
	Каинит	$KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3H_2O$	15,7		2,1
Кобальт	Шмальтин	$CoAs_{3-2}$	28,23	13,8—24,1	6,4—6,8
	Саффлорит	$CoAs_2$	28,23	6,7—23,4	7,2—7,4
	Кобальтин	(Co, Fe)AsS	35,4	26—34	6,0—6,5
	Кобальтовый колчедан	$(Co, Ni)_3S_4$	57,96	40—53	4,8—5,8
	Кобальтсодержащий пирит			До 13,9	

[1] Кроме того к главным рудообразующим минералам золота относятся золотосодержащие пирит, арсенопирит, антимонит и др.

Элемент	Минерал	Формула	Содержание металла (элемента), %		Плотность, г/см³
			теоретическое	по данным анализов	
Кобальт	Асболан, кобальтсодержащий псиломелан			3,15—27	2—4
	Гетерогенит	CoOOH	63,6	До 50—60	2—4
Литий	Сподумен	$LiAl[Si_2O_6]$	3,73	1,34—3,43	3,1—3,2
	Амблигонит	$LiAl[PO_4](F, OH)$	4,7	3,3—4,67	3
	Трифилин	$LiFe[PO_4]$	4,4		3,5
	Литиофилит	$LiMn[PO_4]$	4,4		3,5
	Лепидолит	$KLi_{1,5}Al_{1,5}[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$	3,5—3,69		
	Циннвальдит	$KLiFeAl[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$	До 2,61—2,76	1,58—1,60	2,9—3,1
	Петалит	$Li[AlSi_4O_{10}]$	2,2		2,4
Магний	Магнезит	$Mg[CO_3]$	28,8		3,0
	Доломит	$CaMg[CO_3]_2$	13,2		2,9
	Карналлит	$KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$	8,7		1,6
	Кизерит	$Mg[SO_4]H_2O$	17,6		2,6
	Бишофит	$MgCl_2 \cdot 6H_2O$	12,0		1,6
	Оливин	$Mg_2[SiO_4]$	34,4		3,3
Марганец	Пиролюзит	MnO_2	63,2	55—63	4,7—5
	Манганит	$MnOOH$	62,5	50—62	4,2—4,3
	Псиломелан	$BaMn^{2+}Mn_8^{4+}O_{20} \cdot 3H_2O$		40—60	4,4—4,7
	Браунит	Mn_2O_3	69,6	60—69	4,7—5
	Гаусманит	$MnMn_2O_4$	72,0	65—72	4,7—4,9
	Родохрозит	$Mn[CO_3]$	47,8	40—45	3,5—3,7
	Родонит	$(Mn, Ca)_5[Si_5O_{15}]$	41,9	33—40	3,4—3,75
Медь	Самородная медь	Cu	100		8,5—9
	Халькозин	Cu_2S	79,8	79,67	5,5—5,8
	Ковеллин	CuS	66,5	66,43	4,6—4,7
	Халькопирит	$CuFeS_2$	34,6		4,2
	Борнит	Cu_5FeS_4	До 63,3		4,9—5,5
	Энаргит	Cu_3AsS_4	48,3		4,4—4,5
	Тетраэдрит	$Cu_{12}Sb_4S_{13}$	45,77	23—45	4,4—5,4
	Теннантит	$Cu_{12}As_4S_{13}$	51,57	30—53	
	Бурнонит	$PbCuSbS_3$	13,0	12,0—15,12	5,8
Зона окисления	Куприт	Cu_2O	88,8		5,8—6,15
	Малахит	$Cu_2[CO_3](OH)_2$	57,5		4
	Азурит	$Cu_3[CO_3]_2(OH)_2$	55,3		3,8
	Хризоколла	$CuSiO_3 \cdot nH_2O$	40,4		2,0—2,3
	Брошантит	$Cu_4[SO_4](OH)_6$	56,2		3,8—3,9

Элемент	Минерал	Формула	Содержание металла (элемента), %		Плотность, г/см³
			теоретическое	по данным анализов	
Молибден	Молибденит	MoS_2	60		4,7—4,8
Зона окисления	Вульфенит	$Pb[MoO_4]$	26,1		6,3—7,0
	Повеллит	$Ca[MoO_4]$	48		4,2—4,5
Мышьяк	Арсенопирит	FeAsS	46,0	39,4—48,7	5,9—6,2
	Леллингит	$FeAs_2$	72,8	66,69—70,09	7—7,4
	Реальгар	AsS	70,1	69,5—70,0	3,4—3,6
	Аурипигмент	As_2S_3	61,0	57,67—60,87	3,4—3,5
	Теннантит	$Cu_{12}As_4S_{13}$	До 20	9,0—20,0	4,4—5,4
	Скородит	$Fe[AsO_4]_2H_2O$	30,0		3,1—3,3
Натрий	Каменная соль	NaCl	39,3		2,2
Никель	Никелин	NiAs	43,92	40,6—44,98	8
	Хлоантит	$NiAs_{3-2}$	28,14		6,2—7,2
	Пентландит	$(Fe, Ni)_9S_8$	34,22	10—40	4,5—5
	Гарниерит	$(Ni, Mg)_4[Si_4O_{10}](OH)_4 \cdot 4H_2O$		4,3—36,1	2,3—2,8
	Ревдинскит	$(Ni, Mg)_6[Si_4O_{10}](OH)_8$		5—30	2,5—3,2
Ниобий	Колумбит	$(Fe, Mn)(Nb, Ta)_2O_6$		22—54,5	5,3—7,3
	Фергюсонит	$Y(Nb, Ta)O_4$		20—32	4,3—6,2
	Лопарит	$(Na, Ce, Ca)(Nb, Ti)O_3$		До 8	4,7—4,9
	Пирохлор	$(Na, Ca, TR)_2(Nb, Ta, Ti)_2O_6(F, OH)$		До 44	4—4,4
Олово	Касситерит	SnO_2	78,7	69—78	6,8—7,1
	Станнин	Cu_2FeSnS_4	27,6	25,3—27,8	4,3—4,5
	Цилиндрит	$Pb_3Sn_4Sb_2S_{14}$	24,8	25,38	5,5
	Тиллит	$PbSnS_2$	30,51	30,02—43,4	6,4
Группа платины	Поликсен	(Pt, Fe)	Pt 80—88	59,9—87,2	15—19
	Иридистая платина	(Ir, Pt, Fe)	Ir до 7		
	Палладистая платина	(Pd, Pt, Fe)	Pd до 7—40		
	Родистая платина	(Rh, Pt, Fe)	Rh до 6,8		
	Платинистый иридий	(Ir, Pt)	Ir до 90	19,64—55,44	
	Осмит	(Os, Ir)	Os до 80		
	Палладий	Pd			11—12
	Невьянскит	(Ir, Os)	47—77		17—21
	Сысертскит	(Os, Ir)			

Продолжение табл.

Элемент	Минерал	Формула	Содержание металла (элемента), %		Плотность, г/см³
			теоретическое	по данным анализов	
Группа платины	Рутениевый невьянскит	(Ir, Os, Ru)	Ru до 0,5		17—20
	Сперрилит	$PtAs_2$	Pt 56,6	52,57—56,4	10,5
	Куперит	PtS	Pt 86,89	82,2—85,6	9,4
Рений	Молибденит	MoS_2		Re до 0,33	
Ртуть	Киноварь	HgS	86,2		8—8,2
	Ртутная блеклая руда (шватцит)	$(Cu, Hg)_{12}Sb_4S_{13}$		До 17	5
Рубидий	Карналлит	$KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$		0,015—0,037	
	Лепидолит	$KLi_{1,5}Al_{1,5}[AlSi_3O_{10}](F, OH)_2$		1,19—3,46	
Свинец	Галенит	PbS	86,6	82—86,6	7,5
	Бурнонит	$PbCuSbS_3$	42,5	40,2—43,85	5,8
	Буланжерит	$Pb_5Sb_4S_{11}$	55,4	54,7—55,6	6,2
	Джемсонит	$Pb_4FeSb_6S_{14}$	40,16	39—40	5,6
Зона окисления	Церуссит	$Pb[CO_3]$	77,55		6,5
	Англезит	$Pb[SO_4]$	68,3		6,1—6,4
	Пироморфит	$Pb_5[PO_4]_3Cl$	76,88		6,7—7,1
Селен	Пирит	FeS_2		Следы	
	Галенит	PbS		До 1,23	
	Различные селениды				
Сера	Самородная сера	S	100		2
	Пирит	FeS_2	53,4	50,7—53,3	5,2
	Пирротин	$Fe_{1-x}S$	36,5	38,2—39,5	4,6
	Гипс	$Ca[SO_4] \cdot 2H_2O$	23,2		2,3
Серебро[1]	Самородное серебро	Ag	100	96,78—98,45	10
	Аргентит	Ag_2S	87	77,58—86,71	7
	Прустит	Ag_3AsS_3	65,4	64,5—65,37	5,6
	Пираргирит	Ag_3SbS_3	59,8	59,8	5,8
	Стефанит	Ag_5SbS_4	68,3	67,8—68,6	6,2
	Полибазит	$(Ag, Cu)_{16}Sb_2S_{11}$	75,5	64,3—71	6
	Пирсеит	$(Ag, Cu)_{16}As_2S_{11}$	78,4	51,17—72,43	6,1

[1] Основное количество серебра добывается из галенита, блеклой руды, халькозина, пирита, в которых содержание серебра бывает весьма различным.

Элемент	Минерал	Формула	Содержание металла (элемента), %		Плотность, г/см³
			теоретическое	по данным анализов	
Зона окисления серебра	**Кераргирит**	AgCl	75,0		5,5—5,6
Стронций	Стронцианит Целестин	$Sr[CO_3]$ $Sr[SO_4]$	59,3 47,7		3,7 3,9
Сурьма	**Антимонит** Бертьерит Тетраэдрит Буланжерит Джемсонит Кермезит	Sb_2S_3 $FeSb_2S_4$ $Cu_{12}Sb_4S_{13}$ $Pb_5Sb_4S_{11}$ $Pb_4FeSb_6S_{14}$ Sb_2S_2O	71,4 29,2 25,7 35,39	70,2—71,5 До 15—30 25,4—25,7 32—34,7	4,5—4,6 4,5—4,6 4,4—5,4 6,2 5,6 4,6
Зона окисления	Окислы и гидроокислы сурьмы			До 75	
Таллий	Пирит Врбаит	FeS_2 $TlAs_2SbS_5$	32,16	До 0,1—1 29,52	5,3
Тантал	Танталит Фергюсонит Лопарит Пирохлор	$(Fe, Mn)(Ta, Nb)_2O_6$ $Y(Nb, Ta)O_4$ $(Na, Ce, Ca)(Nb, Ti)O_3$ $(Na, Ca)_2(Nb, Ta, Ti)_2O_6(OH,F)$		43—68 1,6—22 До 1 До 77	6,5—8,2 4,3—6,2 4,7—4,9
Теллур	Калаверит Сильванит Нагиагит Петцит Гессит Алтаит	$AuTe_2$ $AuAgTe_4$ $Pb_5Au(Te, Sb)_4S_{5-8}$(?) Ag_3AuTe_2 Ag_2Te PbTe	56,4 62,6 32,87 37,1 38,0	56,9—57,87 60,4—62,4 18—30 33—34,9 36,1—37,1 36,8—38,4	9,0—9,4 7,9—8,3 6,8—7,5 8,7—9,0 8,2—8,9 8,1—8,2
Титан	Рутил Ильменит	TiO_2 $FeTiO_3$	60,0 31,6		4,2 4,7
Торий	Торит Монацит	$Th[SiO_4]$ $(Ce, Th, La)[PO_4]$	71,7	- 2,02—24,1	4,6
Уран	Урановая смолка Карнотит	UO_2 $K_2(UO_2)_2[VO_4]_2 \cdot 3H_2O$	33,3 52,7	До 76,7 54,6	9,5 4,5

Продолжение табл. 4

Элемент	Минерал	Формула	Содержание металла (элемента), %		Плотность, г/см³
			теоретическое	по данным анализов	
Уран	Уранофан Браннерит	$Ca(H_3O)_2[(UO_2)SiO_4]_2 \cdot 3H_2O$ $(U, Ca, Fe, Y, Th)(Ti, Fe)_2O_6$	55,6	52,4—55,7 7,5—27,5	3,8—3,9 4,5—5,4
Фосфор	Апатит Фосфорит	$Ca_5[PO_4]_3(F, Cl)$ Смесь апатита, подолита, гидроксилапатита и др.	41—42,3	5—35	3,2
Фтор	Флюорит	CaF_2	48,8		3,2
Хром	Хромит	$FeCr_2O_4$	46,4	12—45	4—4,8
Цезий	Лепидолит Поллуцит	$KLi_{1,5}Al_{1,5}[AlSi_3O_{10}](F, OH)_2$ $(Cs, Na))[AlSi_2O_6] \cdot H_2O$	42,8	0,075—0,68	2,8—2,9 2,9
Церий и другие редкие земли	Монацит Ксенотим Лопарит Ортит Паризит Бастнезит	$(Ce, La)[PO_4]$ $Y[PO_4]$ $(Na, Ce, Ca)(Nb, Ti)O_3$ $(Ca, Ce)_2(Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al)Al_2 \times$ $\times [SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$ $Ca(Ce, La...)_2[CO_3]_3F_2$ $(Ce, La, Pr)[CO_3]F$	59,7	17—35 До 63 До 34 До 23 48—53 65,4	4,9—5,5 4,5—4,6 4,7—4,9 4,1 4,3 4,5—5,2
Цинк Зона окисления	Сфалерит Франклинит Смитсонит Виллемит Каламин (галмей)	ZnS $(Zn, Mn)Fe_2O_4$ $Zn[CO_3]$ $Zn_2[SiO_4]$ $Zn_4[Si_2O_7][OH]_2 \cdot H_2O$	67,1 52,1 58,6 54,3	43,6—67 7—20,5	3,5—4,2 5—5,2 4,1—2,5 3,9—4,2 3,4—8,5
Цирконий	Циркон Бадделеит Эвдиалит	$Zr[SiO_4]$ ZrO_2 $(Na, Ca)_6Zr[Si_6O_{17}](OH, Cl)$	49,7	 До 70 До 11	4,5 4,9—5,4 2,8—3,0

Витреп также относится к отчетливо блестящей составляющей угля, обладающей поперечной трещиноватостью и раковистым изломом.

Для определения технических свойств и химического состава углей применяют так называемые технический и элементарный анализы. При помощи технического анализа угли разделяются по содержанию в них золы, влаги, кокса и летучих горючих веществ. Горючая масса угля определяется вычитанием из его состава золы и влаги. Содержание золы в разных типах углей колеблется от 1,5 до 25%. Элементарный анализ определяет содержание в горючей массе угля углерода, водорода, азота, кислорода, фосфора и серы. Содержание углерода в углях обычно лежит в пределах от 60 до 96%, водорода — от 2 до 12%.

В состав нефтей входят углеводороды, составляющие их основную массу, а также кислородные, сернистые и азотистые органические соединения.

На основании минерального и химического состава, определяющего промышленную ценность и технологические свойства минерального сырья, полезные ископаемые разделяются на природные типы или сорта.

Для рудных и нерудных месторождений нет единой группировки минерального сырья по природным сортам. Можно говорить о разделении их по степени концентрации рудных минералов, выделяя руды богатые (массивные, сплошные) и убогие (вкрапленные), по составу преобладающих соединений (силикатные, кремнистые, сульфидные, окисные и др.), по генезису (первичные неизмененные, вторичные окисленные и др.). Для некоторых рудных и нерудных полезных ископаемых, таких, как железо, марганец, бокситы, асбест, слюда и др., разработана группировка минерального сырья по природным сортам.

Для углей предложено несколько классификаций по их природным типам. Например, для углей Донецкого бассейна выделяются марки: длиннопламенная (Д) с выходом летучих на горючую массу более 42%, газовая (Г) — от 35 до 44%, паровично-жирная (ПЖ) — от 26 до 35%, коксовая (К) — от 18 до 26%, паровично-спекающаяся (ПС) — от 12 до 18% и тощая (Т) — менее 17%.

Нефти по содержанию в них основного углеводородного компонента разделяются на три класса: метановые (парафиновые) с содержанием парафина, или алкана, более 50%, нафтеновые с содержанием нафтена, или циклана, более 50%, ароматические с содержанием соответствующего углеводорода в количестве более 50%.

ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ РУД

Текстуры и структуры минерального вещества, слагающего месторождения полезных ископаемых, наиболее систематически изучены для рудных образований. На их примере они и будут кратко рассмотрены.

Текстура руды определяется пространственным взаиморасположением минеральных агрегатов, отличающихся друг от друга по форме, размерам, составу и структуре. Текстура может проявляться в крупном и мелком плане. С этой точки зрения можно различать три порядка текстур: мегатекстуру, макротекстуру и микротекстуру. Мегатекстура отличается взаиморасположением крупных по площади минеральных агрегатов, наблюдаемых непосредственно в срезах рудных тел (обнажениях, очистных пространствах, забоях). Макротекстура различается глазомерно в отдельных штуфах руды. Микротекстура наблюдается под микроскопом.

Структура руды определяется формой, размером и способом сочетания минералов или их обломков в пространственно обособленных минеральных агрегатах. Различают макроструктуру, наблюдаемую в крупнозернистых минеральных агрегатах на глаз, и микроструктуру, выявляемую в мелкозернистых агрегатах под микроскопом.

Текстуры и структуры руд различного происхождения отличаются друг от друга, а их исследование проливает свет на многие важные особенности формирования месторождений. Ниже они будут кратко охарактеризованы при описании разных генетических классов месторождений полезных ископаемых. Здесь же приводится только краткое сводное систематическое описание текстур и структур руды в основном по А. Бетехтину и др. («Структурно-текстурные особенности...», 1964 г.), П. Рамдору, С. Талдыкину, С. Юшко.

Текстуры руд можно разделить на десять групп с различным количеством их видов внутри каждой группы: массивная, пятнистая, полосчатая, прожил-

Таблица 5

Текстуры руд в месторождениях разных генетических типов

Группа текстур	Вид текстуры	Месторождения					
		метаморфические	магматические	пегматитовые	гидротермальные	выветривания	осадочные
Массивная	Массивная (сплошная)	+	+	–	+	+	+
Пятнистая	Такситовая (пятнистая)	+	+	+	+	+	–
	Вкрапленная	+	+	+	+	–	–
Полосчатая (симметричная и асимметричная)	Полосчатая	+	+	+	+	+	–
	Ленточная	–	–	–	+	+	+
	Слоистая	+	+	–	–	–	+
	Линзовидная	+	+	+	+	+	+
	Плойчатая	+	–	–	–	–	+
	Гнейсовидная	+	–	–	–	–	–
	Сланцеватая	+	–	–	–	–	–
	Крустификационная (гребенчатая)	–	–	–	+	–	–
	Поточная (флюктуационная)	–	+	–	+	–	–
Прожилковая	Сетчатая	–	+	–	+	–	–
	Пересекающихся прожилков	–	+	–	+	–	–
	Параллельных прожилков	–	+	–	+	–	–
Сфероидальная	Нодулярная	–	+	–	–	–	–
	Кокардовая	–	–	–	+	–	–
	Кольцевая	+	–	–	–	–	–
	Друзовая (миаролитовая)	+	–	+	+	+	–
	Лучистая	+	–	+	+	+	–
	Конкреционная	–	–	–	–	+	+
	Секреционная (жеодовая, миндалекаменная)	–	–	–	+	+	+
	Оолитовая	–	–	–	–	–	+
	Бобовая, гороховая	–	–	–	–	–	+
	Конгломератовая	–	–	–	–	–	+
Почковидная	Колломорфная	–	–	–	+	+	+
	Корковая, скорлуповатая	–	–	–	–	+	–
	Пузырчатая	–	–	–	–	+	–
Дробления	Пересечения	–	–	–	+	–	–
	Брекчиевая	+	+	–	+	+	–
	Брекчиевидная	+	+	–	–	+	–
	Петельчатая	–	–	–	+	+	–
Пустотная	Пористая (кавернозная, пещеристая)	–	–	–	–	+	–

Продолжение табл. 5

Группа текстур	Вид текстуры	Месторождения					
		метаморфические	магматические	пегматитовые	гидротермальные	выветривания	осадочные
	Пузырчатая	—	—	—	—	+	—
	Сотовая	—	—	—	—	+	+
Каркасная	Ячеистая	—	—	—	—	+	—
	Каркасно-губчатая	—	—	—	—	+	—
	Каркасно-ящичная	—	—	—	—	+	—
Рыхлая	Обломочная	—	—	—	—	—	+
	Землистая	—	—	—	—	+	+
	Порошковая (мучнистая, сажистая)	—	—	—	—	+	+

ковая, сфероидальная, почковидная, дробления, пустотная, каркасная, рыхлая (рис. 20, табл. 5).

Массивная текстура широко распространена и принадлежит рудам равномерного сплошного мономинерального или полиминерального сложения.

Пятнистая текстура характеризуется неправильными, прерывистыми скоплениями рудных минералов среди нерудной минеральной массы. По размерам этих скоплений она разделяется на собственно пятнистую (такситовую, см. рис. 20, *а*) и вкрапленную.

Полосчатая текстура отличается чередованием полос различного минерального состава (см. рис. 20, *б*). Для осадочных образований ее примером может служить слоистая текстура, для метаморфических — гнейсовидная, сланцеватая, плойчатая, для магматогенных — крустификационная (см. рис. 20, *в*), поточная (флюктуационная) и др. Полосчатая текстура по взаиморасположению минеральных полос различного состава может быть асимметричной (см. рис. 20, *б*) и симметричной (см. рис. 20, *в*).

Прожилковая текстура образуется системой сетчатых, пересекающихся или субпараллельных прожилков (см. рис. 20, *г*).

Сфероидальная текстура характеризуется концентрическими скоплениями рудообразующих минеральных агрегатов. Эта группа довольно разнообразна по видам текстур. Среди них можно отметить нодулярную и кольцевую текстуры руд некоторых магматических месторождений, кокардовую (см. рис. 20, *д*) и друзовую гидротермальных месторождений, конкреционную и секреционную минеральных масс коры выветривания, оолитовую (см. рис. 20, *е*), бобовую и конгломератовую осадочных месторождений.

Почковидная текстура, известная среди руд гидротермального и поверхностного происхождения, формируется вследствие процессов коллоидного минералообразования и поэтому иногда называется колломорфной (см. рис. 20, *ж*).

Текстура дробления особенно типична для многостадийных месторождений и обусловливается дроблением минеральных масс ранних

генераций, сцементированных рудообразующими агрегатами поздних генераций (см. рис. 20, *з* и *и*).

Пустотная текстура отличается кавернозным строением руды, особенно характерным для продуктов коры выветривания.

Каркасная текстура, также типичная для зоны окисления, формируется в результате развития тонких, более или менее закономерно расположенных перепонок твердых минеральных скоплений (каркас), ячейки которых

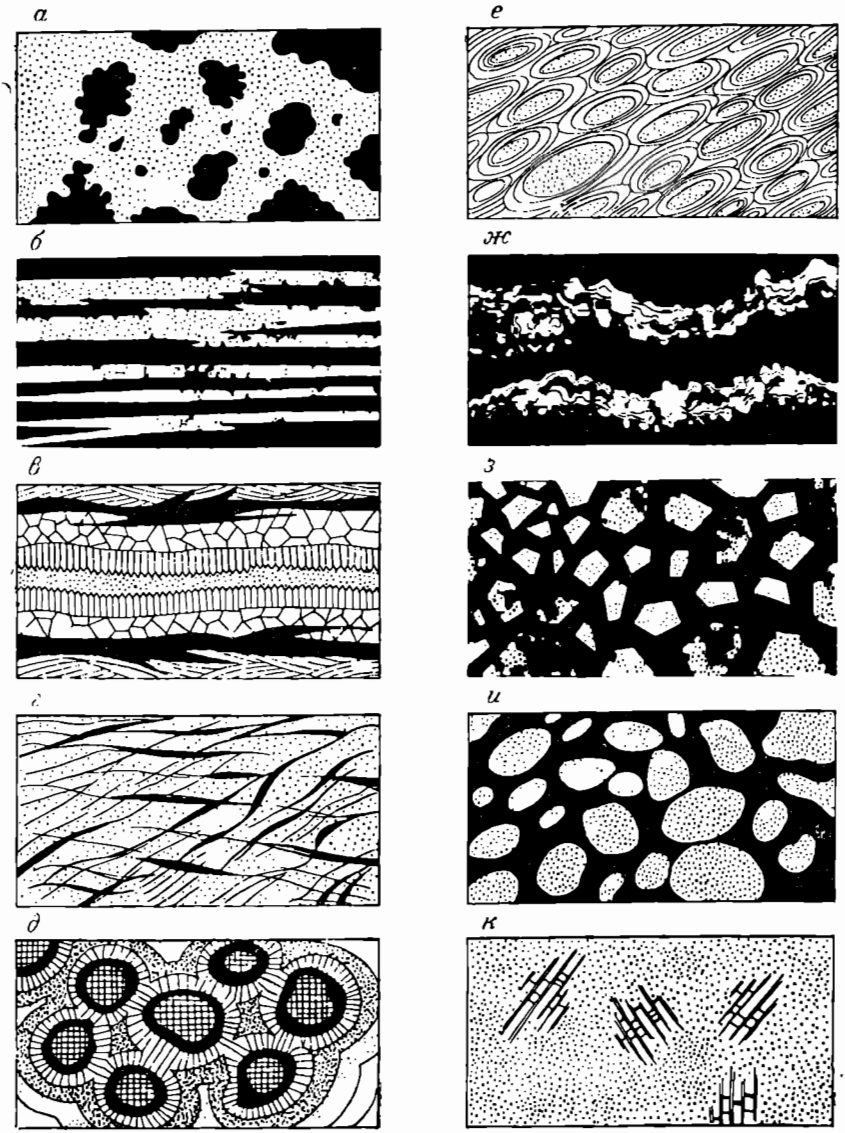


Рис. 20. Некоторые типы текстур руд (схемы).

а — пятнистая; *б* — полосчатая; *в* — крустификационная; *г* — прожилковая; *д* — кокардовая; *е* — оолитовая; *ж* — колломорфная; *з*—брекчиевая; *и*—брекчиевидная; *к*— фрагменты каркасно-ячичной текстуры

Та

Структуры руд в месторождениях разных генетических типов

Группа структур	Вид структуры	Месторождения			
		метаморфические	магматические	пегматитовые	гидротермальные
Равномернозернистая	Гипидиоморфнозернистая	—	+	+	+
	Аллотриоморфнозернистая	—	+	+	+
	Панидиоморфнозернистая	—	+	+	+
	Ксеноморфнозернистая	—	+	+	+
	Сидеронитовая	—	+	—	—
	Гранобластическая	+	—	—	—
	Гомеобластическая	+	—	—	—
	Роговиковая	+	—	—	+
Неравномернозернистая	Интерстициальная	—	+	—	+
	Порфировая	—	+	—	—
	Порфировидная	—	+	—	+
	Пойкилитовая	—	+	+	+
	Эмульсионная	—	+	—	+
	Порфиробластическая	+	—	—	—
Пластинчатая	Пластинчатая	+	+	+	+
	Офитовидная	—	—	—	+
	Лепидобластовая	+	—	—	—
	Листоватая	+	—	—	+
Волокнистая	Волокнистая	+	+	—	+
	Войлочная	+	+	—	+
	Пучковидная (сноповидная)	+	—	—	+
Зональная	Зональная	—	—	+	+
	Концентрически-зональная	—	—	—	+
	Ритмически-зональная	—	—	+	+
Кристалло-графически-ориентированная	Решетчатая	—	+	+	+
	Сетчатая	—	—	—	+
	Ориентированно-эмульсионная	—	+	—	+
Тесного срастания	Графическая	—	+	+	+
	Субграфическая	+	+	+	+
	Эвтектическая	—	+	+	+
	Микропегматитовая	—	+	+	—
	Микропертитовая	+	+	+	—
Окаймления	Оторочковая (каемковая)	—	—	—	+
	Венчиковая	—	—	—	+
Замещения	Петельчатая	—	+	—	+
	Раскрошенная	—	—	—	+
	Скелетная	—	—	—	+
	Реликтовая	—	—	—	+
Дробления	Катакластическая	+	—	—	—
	Гранокластическая	+	—	—	—
	Порфирокластическая	+	—	—	—
	Пересечения	—	+	—	+
Колломорфная	Колломорфная (гелевая)	—	—	—	+
	Зональная	—	—	—	+
	Концентрически-зональная	—	—	—	+
	Дендритовая	—	—	—	—

Продолжение табл. 6

Группа структур	Вид структуры	Месторождения					
		метаморфические	магматические	пегматитовые	гидротермальные	выветривания	осадочные
Сферолитовая	Перлитовая	—	—	—	+	+	—
	Сферолитовая	—	+	—	+	+	—
	Радиально-лучистая	—	+	—	+	+	+
	Радиально-волокнистая	—	—	—	+	+	—
	Цементная	—	—	—	+	+	—
Обломочная	Псаммитовая	—	—	—	—	—	+
	Псефитовая	—	—	—	—	—	+
	Пелитовая	—	—	—	—	—	+
	Алевролитовая	—	—	—	—	—	+

в той или иной мере выполнены рыхлой минеральной массой (см. рис. 20, *к*).

Рыхлая текстура развивается среди слабо диагенезированных осадков с обломками и зернами различного размера.

Структуры руд можно разделить на тринадцать важнейших групп с различным числом их видов для каждой группы: равномернозернистая, неравномернозернистая, пластинчатая, волокнистая, зональная, кристаллографически-ориентированная, тесного срастания, окаймления, замещения, дробления, колломорфная, сферолитовая и обломочная (рис. 21, табл. 6).

Равномернозернистая структура определяет строение рудной массы, сложенной относительно равновеликими мономинеральными или полиминеральными агрегатами сравнительно изометрических зерен (см. рис. 21, *а*). В этой группе выделяется несколько видов структур отложения (гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, сидеронитовая и др.) и несколько видов структур перекристаллизации (гранобластическая, гомеобластическая).

Неравномернозернистая структура отличается развитием крупных минеральных зерен среди мелкой их массы или, наоборот, наличием мелких зерен среди крупных кристаллов (см. рис. 21, *б*). В этой группе, как и в предыдущей, известны структуры отложения (порфировая, пойкилитовая, эмульсионная и др.) и структуры перекристаллизации (порфиробластическая).

Пластинчатая структура выделяется пластинчатой формой всех или преобладающих зерен мономинеральной или полиминеральной рудной массы (см. рис. 21, *в*).

Волокнистая структура характеризуется тонконитевидным волокнистым строением слагающих руду минеральных агрегатов (см. рис. 21, *г*).

Зональная структура создается при зональном чередовании полос минеральных выделений, возникших вследствие их последовательного отложения или замещения ранее выделившихся минералов более поздними (см. рис. 21, *д*).

Кристаллографически-ориентированная структура контролируется размещением одного или нескольких минералов по кристалло-

графическим направлениям другого минерала (по спайности, двойниковым плоскостям и др., см. рис. 21, *е*).

Т е с н о г о с р а с т а н и я структура характеризуется глубоким проникновением одних минералов в другие, их сильно извилистыми и клиновидными границами (см. рис. 21, *ж*).

О к а й м л е н и я структура возникает в результате развития оторочек одного минерала вокруг другого.

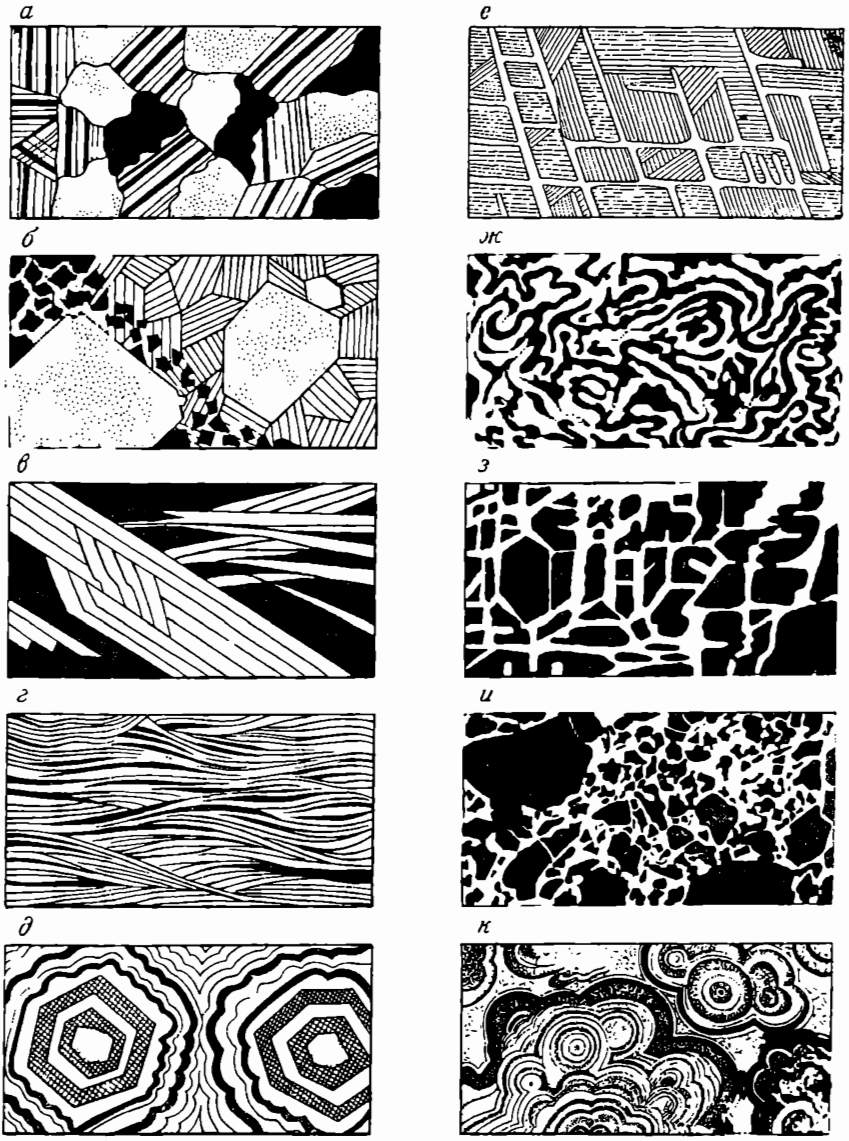


Рис. 21. Некоторые типы структур руд (схемы).

а — равномернозернистая; *б* — неравномернозернистая; *в* — пластинчатая; *г* — волокнистая; *д* — зональная; *е* — кристаллографически-ориентированная; *ж* — тесного срастания; *з* — замещения; *и* — дробления; *к* — колломорфная

Замещения структура формируется при метасоматическом развитии поздних минералов по контурам ранее отложившихся минералов (см. рис. 21, *з*).

Дробления структура обусловлена отложением последующих минералов по механическим нарушениям ранее образовавшихся минералов (см. рис. 21, *и*).

Колломорфная структура возникает на различных стадиях преобразования минералов, выделившихся при коллоидном рудообразовании (см. рис. 21, *к*).

Сферолитовая структура типична для руды, состоящей из сферолитовидных выделений с различно проявленным лучистым их строением.

Обломочная структура характерна для осадочных минеральных масс, иногда сцементированных или замещенных рудным веществом.

СТАДИИ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Изучение текстур и структур руд позволяет проследить за эволюцией минералонакопления при формировании рудных месторождений и расчленить этот процесс на этапы и стадии.

Этапом рудообразования называется длительный период минералонакопления одного генетического процесса, например магматического, пегматитового, гидротермального или поверхностного. Обычно руды месторождений принадлежат к одному этапу минералонакопления, реже к двум и более. Примером последнего случая могут служить верхние части рудных залежей, в контурах которых находятся минеральные массы, например, глубинного гидротермального и поверхностного, обусловленного окислением, этапов. Рудная залежь может быть сформирована также вследствие нескольких этапов сходного процесса, например гидротермального, но принадлежащего к расчлененным во времени периодам геологической истории.

Стадией рудообразования называется период времени, находящийся в рамках одного этапа, в течение которого происходило накопление рудообразующих минералов определенного состава, отделенный перерывом минерализации от других стадий. Перерыв между стадиями рудообразования обычно соответствует тектоническому покою, завершающемуся в начале новой стадии тектоническим раскрытием рудной полости, сопровождающимся дроблением минерального вещества предшествующей стадии рудообразования.

По количеству стадий рудообразования выделяются месторождения простые — одностадийные или моностадийные и сложные — многостадийные или полистадийные. Критериями для выделения стадий рудообразования служат: 1) пересечение ранних минеральных отложений жилами и прожилками минерального вещества последующих стадий, 2) брекчирование минеральных агрегатов ранней стадии с цементацией их обломков минеральной массой новой стадии.

Минеральные ассоциации последовательных стадий рудообразования могут называться минеральными генерациями. В таких генерациях минеральный состав может быть полностью различным, целиком одинаковым или частично повторяться. В последних двух случаях говорят о нескольких генерациях одного и того же минерала, выделяя, например, пирит первой, второй, третьей и т. д. генераций.

Парагенезисом, или парагенной минеральной ассоциацией, называют совместное нахождение минералов, обусловленное

общностью их происхождения и выраженное определенным порядком их накопления за все время формирования минеральной массы.

Эволюцию процесса минералонакопления при рудообразовании графически можно наглядно изобразить при помощи диаграмм последовательности

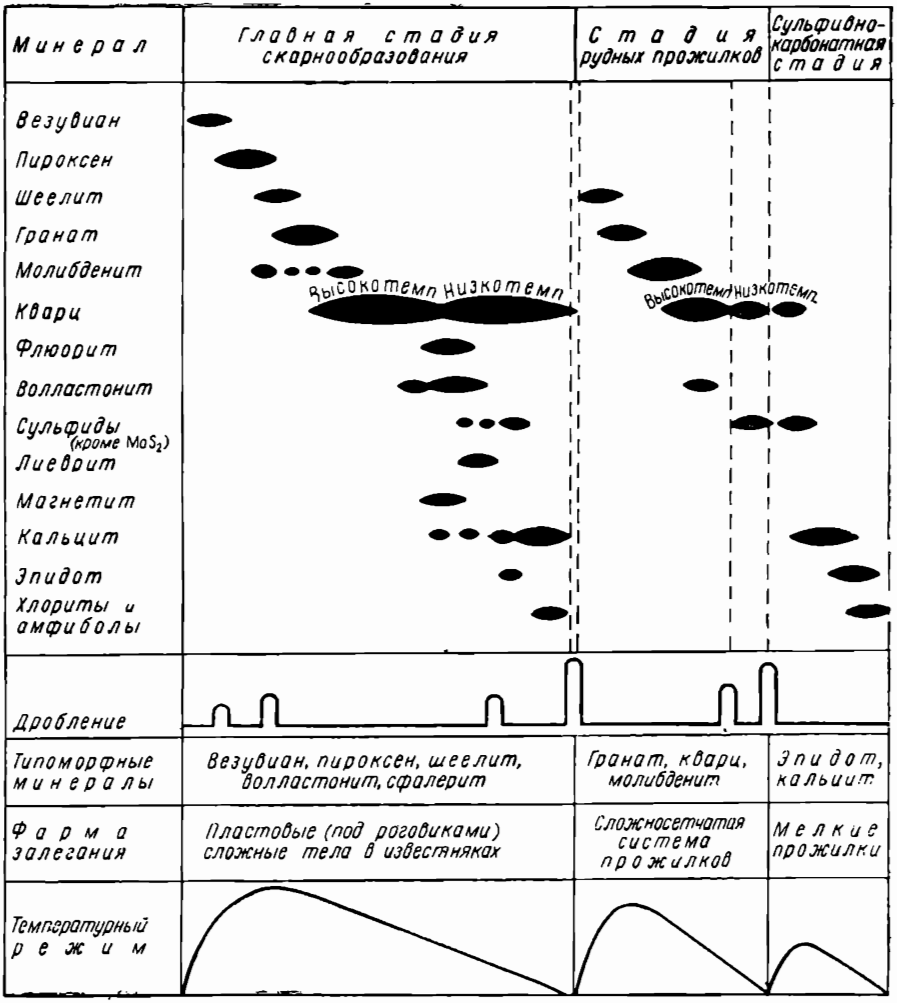


Рис. 22. Схема последовательности выделения минералов при образовании скарнового месторождения Тырныауз. По *А. Каленову*

выделения минералов (рис. 22 и 23). На таких диаграммах в первой вертикальной графе приводится перечень рудообразующих минералов примерно в порядке общей последовательности их выделения. Следующие вертикальные графы отвечают этапам и стадиям рудообразования. Против минералов, образовавшихся в тот или иной этап и стадию, они заполняются горизонтальными линиями или овалами, толщина которых примерно соответствует относительному количеству данного минерала в руде. Такие диаграммы позволяют судить об общей эволюции минералообразования, о смене одного этапа другим, одной

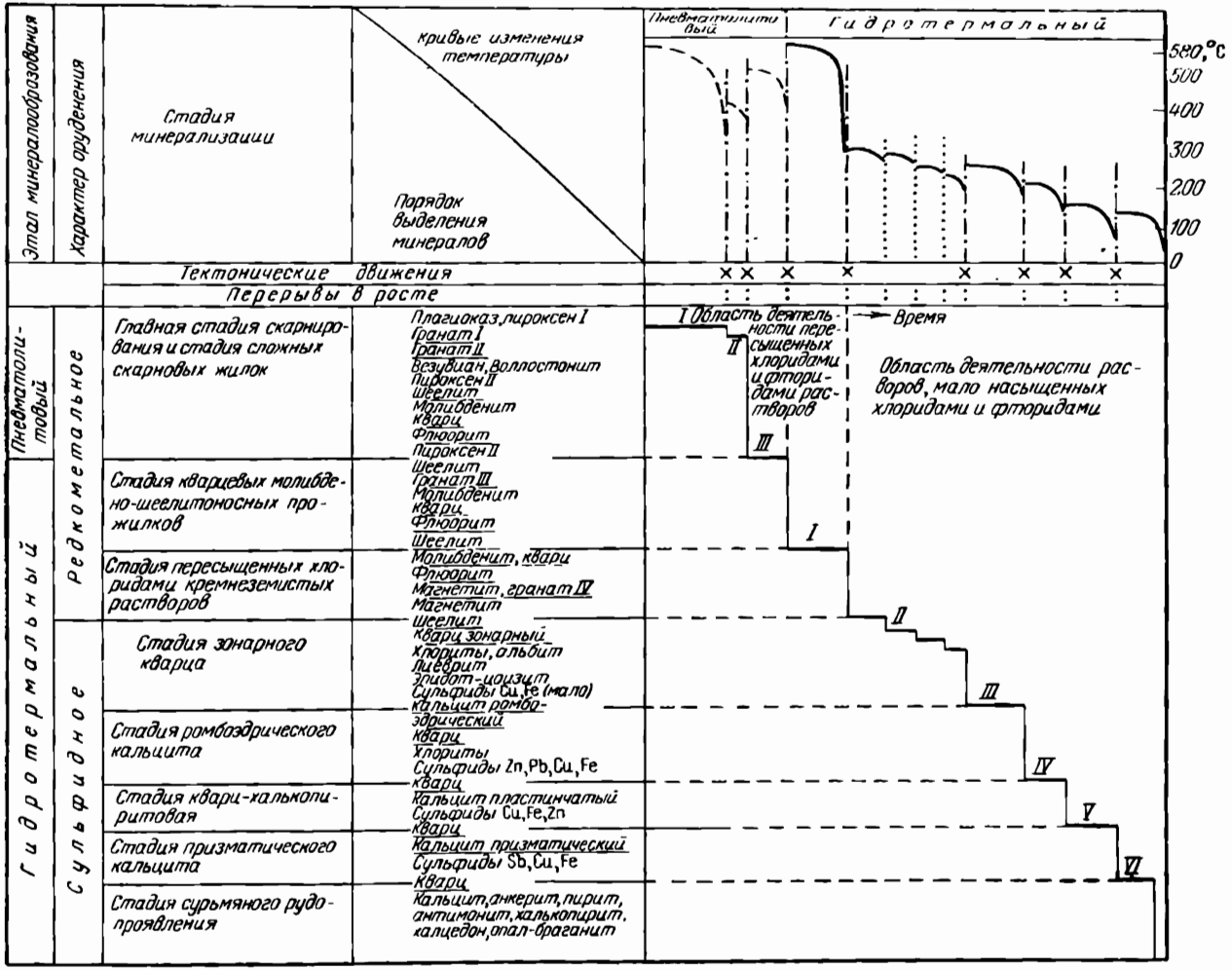


Рис. 23. Схема последовательности выделения минеральных комплексов при образовании скарнового месторождения Тырныауз в связи с изменением температуры процесса. По *В. Лесняку*. Подчеркнуты минералы, для которых определялась температура выделения. Крестиками (×) отмечены моменты дробления; римскими цифрами — стадии процесса

стадии другой, о генерациях одних и тех же минералов по стадиям рудообразования. Иногда такие диаграммы градуируют по физическим параметрам рудообразования, например температуре в период минералонакопления, что позволяет проследить за корреляцией между изменением физических условий и сменой минерального состава в процессе формирования месторождения (рис. 24). В других случаях подобные диаграммы заполняют не только перечнем

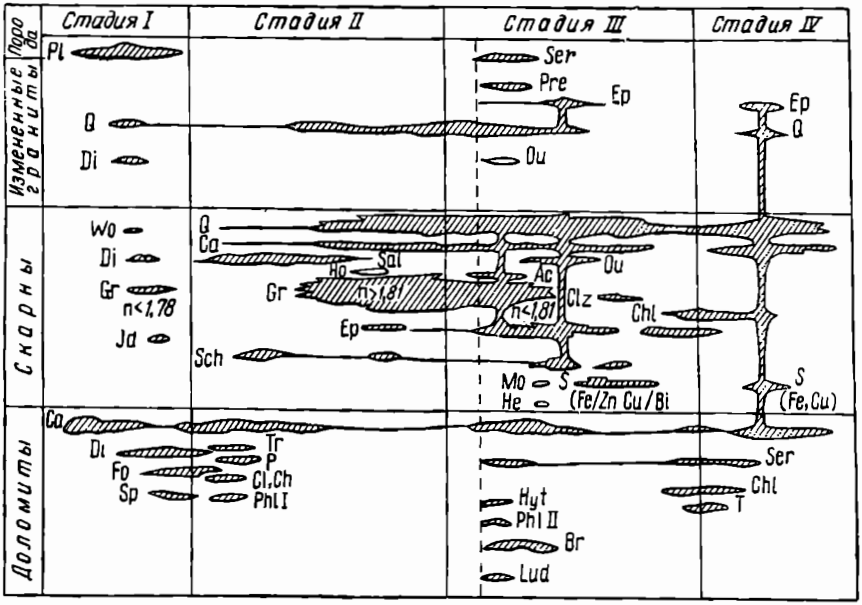


Рис. 24. Схема последовательности выделения минералов в различные стадии образования скарнового месторождения Костабони. По *Ж. Гитару* и *П. Лаффитту*

рудообразующих минералов, но и колонкой химических элементов разной валентности и химической связи, слагающих руду, что содействует наглядному изображению геохимической эволюции в процессе рудообразования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

А т л а с структур и текстур руд. М., Госгеолтехиздат, 1954. 267 с. Авт.: С. И. Талдыкин, Н. Ф. Гончарин, Г. Н. Енисеев, Б. Б. Розина.

Ж е м ч у ж н и к о в Ю. А. Введение в петрографию углей. М.—Л., Глав. ред. георазв. и геодез. лит., 1934. 224 с.

Р а м д о р П. Рудные минералы и их срастания. Пер. с нем. М., Изд-во иностр. лит., 1962. 1132 с.

Т е к с т у р ы и структуры руд. М., Госгеолтехиздат, 1958. 598 с. Авт.: А. Г. Бетехтин, А. Д. Генкин, А. Д. Филимонова, Т. Н. Шадлун.

Ю ш к о С. А. Методы лабораторного исследования руд. Изд. 4-е. М., «Недра», 1971. 343 с.

Глава третья

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

В основе принятой мной системы классификации лежит принцип, принятый и другими авторами новых схем, а именно, что рудообразовательные процессы тесно связаны с породообразующими.

В. Обручев, 1928 г.

Месторождения полезных ископаемых формируются в процессе дифференциации минеральных масс при их круговороте в осадочном, магматическом и метаморфическом циклах образования горных пород и геологических структур. В соответствии с этим все месторождения полезных ископаемых разделяются на три крупные серии: седиментогенную, магматогенную и метаморфогенную.

СЕРИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Седиментогенные (поверхностные, гипергенные, экзогенные) месторождения полезных ископаемых по условиям образования связаны с геохимическими процессами, протекавшими в прошлом и развивающимися в настоящее время на поверхности и в приповерхностной зоне Земли. Местом накопления минерального вещества служат: 1) поверхность планеты; 2) ее тонкая приповерхностная пленка, распространяющаяся до уровня грунтовых вод; 3) дно болот, рек, озер, морей и океанов. Седиментогенные месторождения формируются вследствие химической, биохимической и в меньшей степени механической дифференциации минеральных веществ, обусловленной в конечном счете внешней энергией земли, основным источником которой является Солнце. Они образуются в результате изменения сформированных на глубине и выведенных на поверхность земли массивов горных пород и залежей полезных ископаемых, а также вследствие концентрации новых масс минерального сырья при осадкообразовании. Дополнительным источником вещества может служить подводный и прибрежный вулканизм.

Изменение ранее созданных комплексов горных пород и глубинных месторождений происходит в зоне окисления, обусловлено химическим выветриванием и связано с образованием коры выветривания. В коре выветривания могут формироваться два типа месторождений: остаточные и инфильтрационные. Остаточные месторождения возникают в обстановке водяно-воздушного окисления приповерхностной части Земли вследствие выноса растворимых минеральных соединений и накопления труднорастворимого остатка, представляющего промышленную ценность. Инфильтрационные месторождения формируются при вторичном осаждении ценных растворенных веществ в нижней части зоны окисления и непосредственно ниже ее.

При физическом выветривании и связанном с ним механическом разрушении тел некоторых полезных ископаемых, в состав которых входят прочные

и химически устойчивые минералы, образуются различные россыпные месторождения, или россыпи.

При химической, биохимической, механической и вулканогенной дифференциации минерального вещества в процессе накопления толщ осадочных пород возникают осадочные месторождения различных полезных ископаемых.

Таким образом, экзогенную серию составляют три группы месторождений: коры выветривания, россыпи и осадочные.

Магматогенные (глубинные, гипогенные, эндогенные) месторождения полезных ископаемых по условиям своего образования связаны с геохимическими процессами глубинных частей земной коры и более глубоких ее сфер. Местом их локализации служат глубинные геологические структуры, определяющие условия накопления минерального вещества, морфологию и строение тел полезных ископаемых. Эти месторождения создаются под воздействием внутренней энергии Земли в связи с магматическими процессами в коре и более глубоких частях планеты.

Среди них выделяются магматические залежи полезных ископаемых, образовавшиеся при застывании тех фракций магматических расплавов, в которых сконцентрировались ценные минеральные соединения. Обособляются также своеобразные пегматитовые месторождения, представляющие собой застывшие на месте или выжатые в породы кровли остаточные магматические расплавы, подвергшиеся метасоматическому воздействию горячих минерализованных газоводных растворов магматогенного происхождения. Сравнительно недавно выделена группа карбонатитовых месторождений, связанная исключительно с ультраосновными-щелочными интрузиями центрального типа. Выделены также контактово-метасоматические, или скарновые, месторождения, возникающие вследствие метасоматоза в области разогретых контактов остывающих массивов силикатных магматических пород и примыкающих к ним карбонатсодержащих осадочных или эффузивно-осадочных толщ. Целесообразно выделять также специфические альбититовые и связанные с ними грейзеновые месторождения, возникающие в апикальных частях массивов кислых и щелочных пород. К эндогенным принадлежат гидротермальные месторождения, созданные в глубинах земной коры при отложении минерального вещества горячими газоводными растворами.

В последнее время особо выделяется группа колчеданных месторождений, формировавшихся в результате вулканических процессов ранней стадии геосинклинального режима.

Таким образом, в эндогенную серию включено семь групп месторождений: магматические, пегматитовые, карбонатитовые, скарновые, альбитит-грейзеновые, гидротермальные и колчеданные.

Метаморфогенные месторождения полезных ископаемых формировались при интенсивном преобразовании горных пород на значительной глубине от поверхности земли. В этих условиях могли возникнуть новые метаморфические месторождения и образоваться глубоко измененные старые метаморфизованные месторождения.

Таким образом, метаморфогенную серию составляют две группы месторождений: метаморфические и метаморфизованные.

Сводная генетическая классификация месторождений полезных ископаемых, принятая в данном курсе, приведена в табл. 7. Из таблицы видно, что все полезные ископаемые разделяются на серии, серии — на группы, группы — на классы, иногда подклассы. Классы и подклассы, в свою очередь, могут под-

Таблица 7

Сводная генетическая классификация месторождений полезных ископаемых

Серия	Группа	Класс	Подкласс
Эндогенная	Магматическая	Ликвационный Раннемагматический Позднемагматический	
	Пегматитовая	Простые пегматиты Перекристаллизованные пегматиты Метасоматически замещенные пегматиты	
	Карбонатитовая	Магматический Метасоматический Комбинированный	
	Скарновая	Известковых скарнов Магнезиальных скарнов Силикатных скарнов	
	Альбитит-грейзеновая	Альбититовый Грейзеновый	
	Гидротермальная	Плутоногенный Вулканогенный Амагматогенный (телетермальный, стратиформный)	
	Колчеданная	Метасоматический Вулканогенно-осадочный Комбинированный	
Экзогенная	Выветривания	Остаточный Инфильтрационный	
	Россыпная	Элювиальный Делювиальный Пролювиальный Аллювиальный Латеральный Гляциальный	Косовой Русловой Долинный Дельтовый Террасовый Озерный Морской Океанический Моренный Флювиогляциальный
	Осадочная	Механический Химический Биохимический Вулканогенный	

Продолжение табл. 7

Серия	Группа	Класс	Подкласс
Метаморфогенная	Метаморфизованная Метаморфическая	Регионально-метаморфизованный Контактово-метаморфизованный	

разделяться по минеральному составу на формации полезных ископаемых. По определению большинства геологов, формацией называют месторождения одинакового минерального состава, сформированные в сходных физико-химических и геологических условиях. Обычно разделение на формации осуществляется в рамках отдельных видов полезных ископаемых.

Подавляющее большинство месторождений формировалось длительное время со сменой характера преобразования и накопления минерального вещества, поэтому иногда приходится выделять сложные, или полигенные, по генезису залежи полезных ископаемых, созданные в результате последовательно изменявшихся процессов минералонакопления.

В природе не всегда существуют резкие границы между разными процессами образования месторождений полезных ископаемых, поэтому кроме вышеперечисленных основных генетических групп полезных ископаемых есть переходные типы месторождений, занимающие промежуточное положение между основными.

Залежи полезных ископаемых всех трех серий — осадочной, магматогенной и метаморфогенной — могли быть сформированы синхронно с вмещающими их породами и тогда они называются сингенетичными. При образовании их вследствие тех или иных геологических процессов в пределах ранее созданных горных пород они называются эпигенетичными.

Определенным формациям горных пород свойственны соответствующие группы месторождений полезных ископаемых.

Формацией называется комплекс парагенетически связанных горных пород магматического, осадочного или метаморфического происхождения и ассоциированных с ним месторождений полезных ископаемых, обусловленных единством происхождения в определенных структурно-фациальных геологических условиях. Нижеприведенная краткая характеристика формаций магматических пород приведена с учетом работ Ю. Билибина, Ю. Кузнецова и др.; перечень формаций осадочных пород соответствует данным В. Белоусова, Н. Шатского, Л. Рухина и В. Хаина.

Металлогенией, или минерагенией, называется направление геологических исследований, изучающее закономерности пространственного формирования и размещения полезных ископаемых в земной коре в связи с историей ее геологического развития.

Условия образования месторождений полезных ископаемых, их минерагения различны для геосинклиналей, платформ и дна океана.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

На всем протяжении развития мобильных геосинклиналей и при их постепенном превращении в относительно стабильные складчатые провинции формируются эндогенные и экзогенные месторождения полезных ископаемых. Однако условия образования различных групп месторождений существенно

отличаются на разных стадиях превращения геосинклиналей в складчатые области. В истории формирования складчатых областей на месте геосинклиналей Ф. Штилле, А. Архангельский, В. Белоусов и др. выделяют три главные стадии геосинклинального развития — раннюю, среднюю и позднюю, эволюцию магматизма и металлогении которых наиболее глубоко исследовал Ю. Билибин.

Ранняя, или как ее еще иногда называют начальная, доскладчатая, или собственно геосинклинальная, стадия охватывает промежуток времени от заложения геосинклинали до главных фаз складчатости, приводящих к инверсии геосинклинального режима. Она определяется наличием глубоких расколов, проникающих в подкоровое пространство, по которым поступает обильный материал базальтовой магмы. Вдоль расколов, в устойчиво прогибающемся ложе геосинклинали, накапливаются мощные толщи вулканогенно-осадочных и осадочных пород, пронизанные интрузиями ультраосновного и основного состава. Со всеми тремя комплексами пород ранней стадии геосинклинального развития — интрузивными, эффузивными и осадочными — связаны особые группы полезных ископаемых. Среди магматических пород и обусловленных ими месторождений полезных ископаемых этой стадии можно выделить четыре формации.

Формация субмаринных вулканогенных спилито-кератофировых и порфиритовых пород, с которой ассоциируют специфические приповерхностные метасоматические и переходные вулканогенно-осадочные месторождения колчеданных руд меди, цинка, свинца, а также окисных руд железа и марганца.

Формация перидотитовых пород с магматическими месторождениями хромитов, а также некоторых элементов платиновой группы (осмий, иридий).

Формация габбро-пироксенит-дунитовых пород с магматическими месторождениями титаномагнетитов и других элементов платиновой группы (платина, палладий).

Формация плагиогранит-сиенитов, для которой очень характерна ассоциация скарновых месторождений железной и медной руды.

Среди осадочных пород ранней стадии геосинклинального режима можно выделить пять главных формаций и связанных с ними месторождений полезных ископаемых.

Обломочная формация конгломератов, песчаников, алевролитов и глин, используемых в качестве строительных материалов.

Карбонатная (известняковая) формация с пластовыми залежами осадочных месторождений лимонитовых и карбонатно-окисных руд марганца, бокситов и так называемых пластовых, или массивных, фосфоритов, известняков и доломитов.

Шамозитовая формация с характерными для нее силикатными рудами железа и отчасти марганца.

Кремнистая, или яшмовая, формация, представленная разного рода роговиками, иногда содержащими убогую железную и марганцевую руду.

Битуминозная, или аспидная, формация, сложенная битуминозными сланцами с повышенным количеством рассеянного органического вещества и тяжелых металлов в их составе; последние связаны в основном в форме сульфидов (железо, медь, цинк, молибден и др.), хотя известны и окисные соединения (уран, ванадий).

Условия формирования магматогенных месторождений полезных ископаемых ранней стадии геосинклинального развития схематически изображены на рис. 25, *а*.

Перечисленный выше порядок формаций осадочных пород и связанных с ними месторождений отвечает в основном различным зонам глубин их нако-

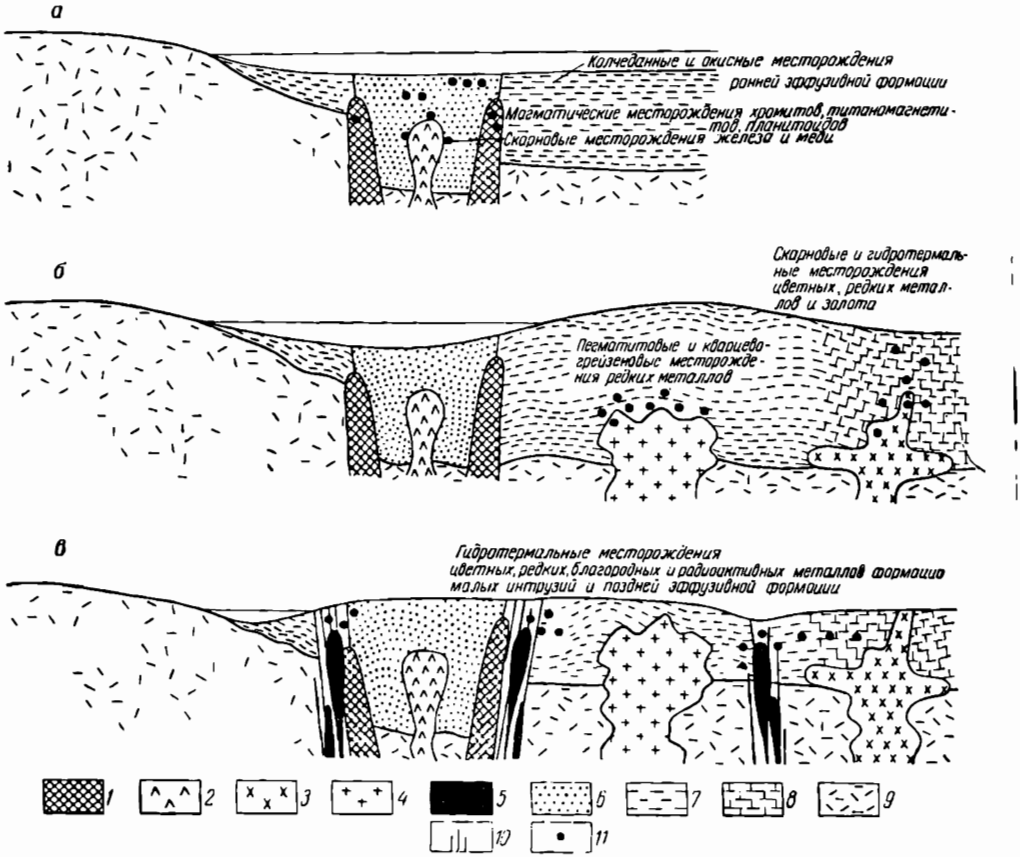


Рис. 25. Схема расположения магматических формаций и связанных с ними месторождений полезных ископаемых ранней (*а*), средней (*б*) и поздней (*в*) стадий геосинклинального развития.

1 — формация перидотитовых и габбровых пород с магматическими месторождениями хромитов, титаномагнетитов и платиноидов; *2* — формация плагиогранит-сиенитов со скарновыми месторождениями железа и меди; *3* — формация гранодиоритов со скарновыми и гидротермальными месторождениями редких, цветных металлов и золота; *4* — формация гранитов с пегматитовыми, альбититовыми и грейзено-кварцевыми гидротермальными месторождениями редких металлов; *5* — формация малых интрузий с гидротермальными месторождениями цветных, редких, благородных и радиоактивных металлов; *6* — формация субмаринных вулканических спилито-кератофировых и порфиритовых пород с метасоматическими и вулканогенно-осадочными месторождениями цветных металлов и окисных руд железа и марганца; *7* — осадочные, преимущественно терригенные породы; *8* — осадочные породы со значительной долей карбонатных осадков; *9* — породы субстрата; *10* — зоны дробления; *11* — месторождения

пления и смене химического режима осадкообразования. Активный кислородный режим, свойственный приповерхностной зоне, с глубиной сменяется воздействием углекислоты, а еще ниже сероводорода, в связи с чем изменяется состав осадочных пород и ассоциированных с ними минеральных месторождений (рис. 26).

Средняя (соскладчатая, или батолитовая) стадия геосинклинального развития (см. рис. 25, *б*) приходится на период главных фаз складчатости, приводящих к созданию на месте геосинклинали мобильной складчатой провинции. Она характеризуется сменой прогибания геосинклинального ложа его воздыманием, обычно вначале в осевой части в форме срединного поднятия, с после-

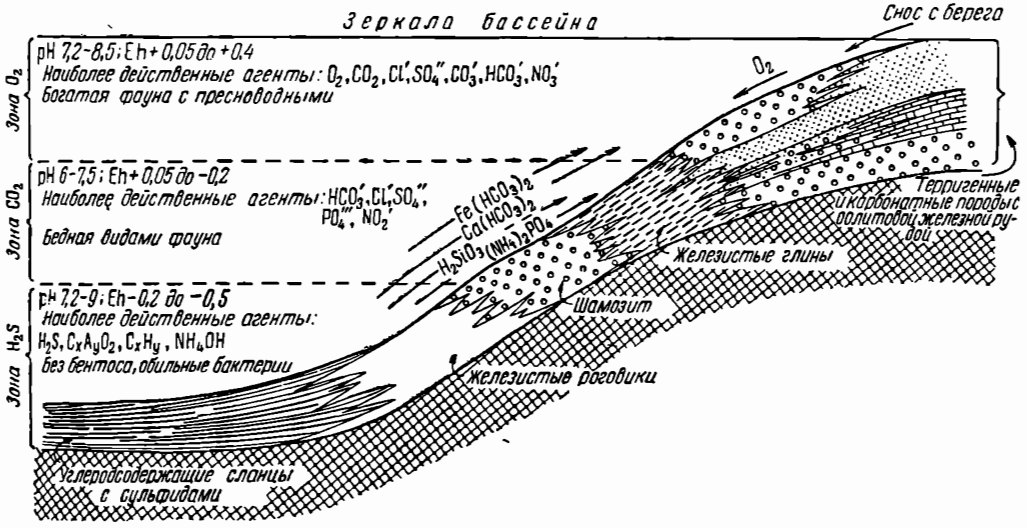


Рис. 26. Схема размещения железосодержащих формаций осадочных пород ранней стадии геосинклинального развития. По *Г. Борхерту*

дующим разрастанием приподнятой области к периферии геосинклинали. В эту стадию формируются крупные батолитические массы гранитоидов, разделяющихся на две формации (или субформации).

Формация умеренно кислых гранитоидов состава от габбро до гранодиоритов и гранитов, для которой типична ассоциация скарновых месторождений руд вольфрама (шеелита), а также гидротермальных месторождений золота, меди и молибдена, иногда свинца и цинка; типоморфными являются скарновые месторождения вольфрамовых руд.

Формация нормальных и крайнекислых гранитоидов состава гранитов — аляскитов, для которой особенно характерна устойчивая ассоциация пегматитовых и альбитит-грейзеновых месторождений руд олова, вольфрама, тантала, лития и бериллия.

Среди осадочных пород для средней стадии геосинклинального развития особенно характерны две формации: флишевая и каустобиолитовая.

Флишевая формация распространяется на крыльях геосинклинали за счет размыва быстро растущих центральных поднятий; с ней связан разнообразный комплекс дешевых строительных материалов — известняков, глин, мергелей, в том числе цементных.

Каустобиолитовая формация (или подформация) характеризуется глинисто-песчаным составом с пластами горючих сланцев, иногда углей; местами угленосные фации по простиранию переходят в битуминозные и даже нефтеносные толщи.

Флишевая формация обычно залегает ближе к областям поднятий, каустобиолитовая сменяет ее по мере удаления от них.

Поздняя (постскладчатая, или постбатолитовая) стадия геосинклинального развития (см. рис. 25, *в*) соответствует переходу мобильного складчатого пояса в молодую неокрепшую платформу.

В эту позднюю, переходную к платформенному режиму стадию образуются две магматические формации: малых интрузий и эффузивная андезит-дацитового состава, с которыми связаны разнообразные плутоногенные и вулканогенные гидротермальные месторождения.

Формация малых интрузий обычно представлена серией гипабиссальных изверженных пород состава от диорит-порфиритов до гранит-порфиров и сиенит-порфиров, внедрившихся вдоль крупных расколов земной коры; она является одной из самых продуктивных магматических формаций. С ней парагенетически связаны крупные богатые и разнообразные плутоногенные гидротермальные месторождения руд цветных, редких, радиоактивных и благородных металлов, а также скарновые месторождения комплексных руд (свинцово-цинковые, вольфрам-молибденовые и др.).

Формация наземных эффузивных пород преимущественно андезит-дацитового состава обусловливает формирование специфических вулканогенных гидротермальных месторождений различного, часто сложного состава.

Для осадочных пород поздней стадии геосинклинального существования характерны разнообразные формации. Среди них важнейшими являются: молассовая, пестроцветная, соленосная и углеводородсодержащая песчано-глинистая.

Молассовая формация сложена пестроцветными песчано-конгломератовыми породами сравнительно мелкого зерна в основании и более грубого в верхних частях разреза; она содержит месторождения дешевых строительных материалов — галечника и песка.

Пестроцветная формация представляет собой чередование свит пластов глин, мелкозернистых песчаников и алевритов бордово-красной и серо-зеленой окраски, свидетельствующих о смене окисно-закисного режима осадкообразования; с ней связаны осадочно-инфильтрационные месторождения железа, меди, ванадия и урана.

Соленосная (эвапоритовая, или лагунная) формация, в составе которой преобладают карбонатные глины, мергели и доломиты, характеризуется значительным накоплением каменной и калийных солей, а также гипсов и ангидрита; с ней иногда ассоциируются газонефтяные месторождения.

Углеводородсодержащая песчано глинистая формация разделяется на две субформации: 1) угленосную, содержащую месторождения ископаемых углей; 2) нефтеносную с нефтематеринскими битуминозными породами и газонефтяными месторождениями.

Сводный перечень формаций горных пород и ассоциированных с ними типоморфных месторождений, возникающих на ранней, средней и поздней стадиях геосинклинального развития, приведен в табл. 8.

Типы геосинклиналей. Вышеприведенная характеристика последовательности образования формаций магматических и осадочных пород в общем ходе превращения мобильных геосинклиналей в относительно стабильные складчатые территории при переходе от ранней к средней и затем поздней стадии их эволюции является обобщающей и нигде в полном объеме не проявляется. В истории развития тех или иных конкретных складчатых областей преобладают процессы

Таблица 8

Формации горных пород и типоморфные месторождения ранней, средней и поздней стадий геосинклинального развития

Группа формаций	Формация	Тип месторождения
	Ранняя стадия	
Магматическая	Субмаринная вулканогенная спилит-кератофировая	Колчеданные сульфидные и окисные железа и марганца
	Перидотитовая	Магматические хромитов, осмия и иридия
	Габбро-пироксенит-дунитовая	Магматические титаномагнетитов, платины и палладия
	Плагиогранит-сиенитовая	Скарновые железа и меди
Осадочная	Обломочная	Конгломераты, песчаники, глины
	Карбонатная	Окисные и карбонатные руды железа, марганца; фосфориты, известняки
	Шамозитовая	Силикатные руды железа и марганца
	Кремнистая	Убогие руды железа и марганца
	Битуминозная	Рассеянное органическое вещество, рассеянные сульфиды железа, меди, цинка, молибдена, окислы урана, ванадия
	Средняя стадия	
Магматическая	Гранодиоритовая	Скарновые, преимущественно вольфрама, гидротермальные золота, меди и молибдена, свинца и цинка
	Гранитная	Пегматитовые, альбитит-грейзеновые и гидротермальные кварцевого парагенезиса руд олова, вольфрама, тантала, лития и бериллия
Осадочная	Флишевая	Осадочные строительные материалы
	Каустобиолитовая	Горючие сланцы
	Поздняя стадия	
Магматическая	Малые интрузии разнообразного состава	Плутоногенные гидротермальные месторождения, преимущественно сульфидного парагенезиса; комплексные скарновые
	Наземная вулканогенная	Вулканогенные гидротермальные месторождения
Осадочная	Молассовая	Осадочные строительные материалы
	Пестроцветная	Осадочно-инфильтрационные железа, меди, ванадия, урана
	Соленосная	Эвапоритовые солей, гипса
	Углеводородсодержащая	Газонефтяные и угольные

свойственные той или иной стадии геосинклинального развития; доминируют определенные группы формаций и ассоциированных с ними месторождений при приглушенном проявлении других формаций и групп полезных ископаемых.

Исследование особенностей эндогенного оруденения геосинклиналей показало, что наибольшее значение для их металлогенической характеристики имеет сравнительная интенсивность магматизма ранней и поздней стадий их развития. С этой точки зрения могут быть выделены две полярные разновидности геосинклиналей. К первым принадлежат геосинклинали с интенсивным магматизмом и металлогенией ранней стадии геосинклинального развития и приглушенным магматизмом и рудообразованием поздней стадии (герцинская складчатая провинция Урала). В этих условиях доминируют продукты базальтовой магмы и формируются базальтофильные рудные месторождения. Ко вторым относятся геосинклинали со слабым магматизмом и металлогенией ранней стадии геосинклинального развития, но интенсивным магматизмом и рудообразованием поздней стадии (киммерийская складчатая область Верхоянья). В них резко преобладают продукты гранитной магмы и формируются гранитофильные рудные месторождения.

Базальтофильная геосинклиналь Урала. Ранняя стадия геосинклинального развития на Урале (рис. 27) была решающей в определении металлогенического облика этой провинции. Энергичные магматические процессы и связанное с ними рудообразование этой стадии заложили основы рудоносности Урала. В начальный этап ранней стадии, от верхнего силура до среднего девона включительно, в узких геосинклинальных прогибах происходило накопление мощных толщ субмаринных вулканогенно-осадочных пород спилито-кератофирового и порфиритового состава. Позднее, от верхнего девона до нижнего карбона включительно, погружение охватило все геосинклинальное ложе.

Обильный вулканизм ранней стадии сопровождался интенсивным глубинным магматизмом, представленным ультраосновными и основными породами и их щелочно-кислыми дериватами. В течение этой стадии были сформированы: 1) формация субмаринных эффузивов с серно- и медноколчеданными месторождениями вулканогенных синклинориев Урала; 2) формация гипербазитов с магматическими месторождениями хрома, платины и платиноидов; 3) формация габбро с магматическими месторождениями ильменит-магнетитовых руд; 4) формация плагиогранитов и сиенитов, представляющих крайние кислые и щелочные дифференциаты основных пород, со скарновыми месторождениями железа и меди. Таким образом, на ранней стадии эволюции герцинской геосинклинали Урала возникли все возможные магматические формации и ассоциированные с ними месторождения полезных ископаемых, которые только могут образоваться на этой стадии.

Средняя стадия геосинклинального развития на Урале приходилась на период главных фаз складчатости среднего — верхнего карбона. Складчатость сопровождалась внедрением гранитных интрузий с сопутствующим им оруденением, интенсивность которого заметно ниже рудоносности ранней стадии. По масштабам оруденения с ранней стадией сопоставимы лишь процессы формирования крупных скарновых месторождений железных руд, как бы продолжающиеся за рамками времени ранней стадии. Остальные месторождения средней стадии, представленные гидротермальными месторождениями и рудопроявлениями золота, арсенопирита и шеелита, значительно уступают оруденению ранней стадии.

Поздняя стадия полной консолидации складчатой области Урала приходится на пермское время и отличается слабо проявленным магматизмом и эндогенным рудообразованием. Только местами, вдоль зон разломов, внедрились дайки и мелкие штоки малых интрузий, сопровождавшиеся образованием

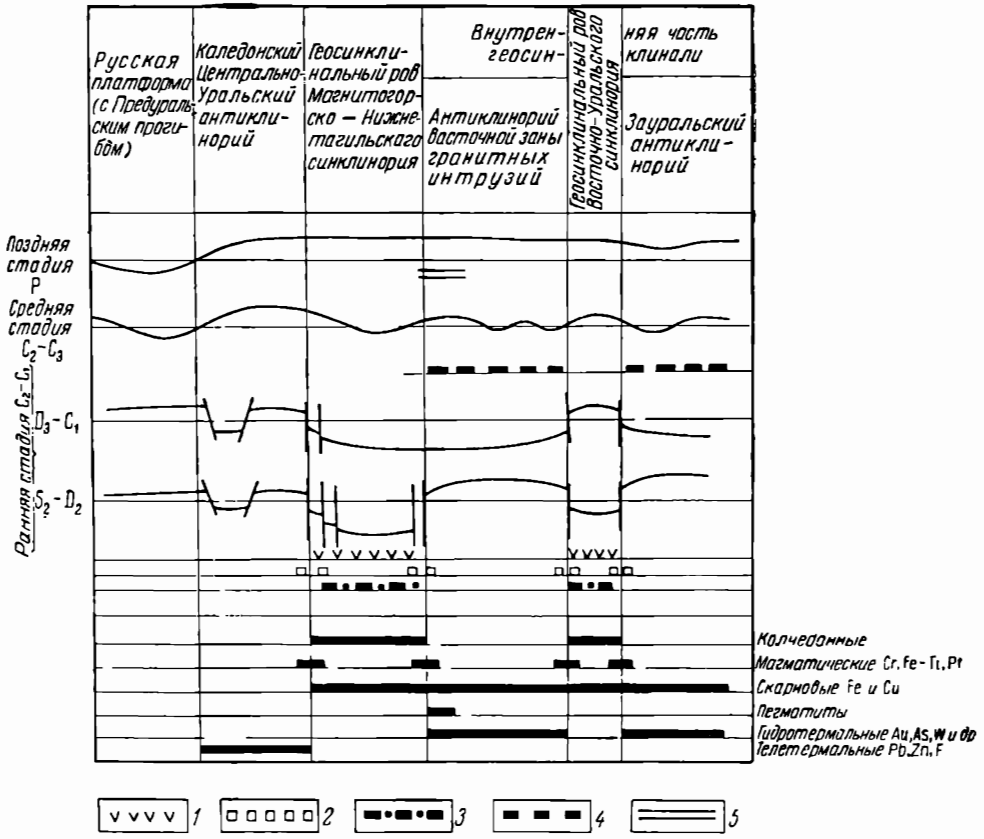


Рис. 27. Схема эволюции Уральской герцинской геосинклинали, ее магматизма и металлогении.

1 — зоны накопления раннегерцинских вулканогенных пород и формирования связанных с ними колчеданных месторождений; *2* — зоны внедрения раннегерцинских гипербазитов и базитов и формирования связанных с ними магматических месторождений руд хрома, титаномагнетитов и платиноидов; *3* — зоны внедрения раннегерцинских плагиогранитов и сиенитов и формирования связанных с ними скарновых месторождений руд железа и меди; *4* — зоны внедрения среднегерцинских гранитоидов и формирования связанных с ними скарновых месторождений руд железа, пегматитов и гидротермальных месторождений руд золота, мышьяка, вольфрама; *5* — зоны внедрения позднегерцинских малых интрузий

гидротермальных месторождений золотых руд, лишь предположительно относящихся к поздней стадии герцинского геосинклинального цикла.

Гранитофильная геосинклиналь Верхоянья. Ранняя стадия геосинклинального этапа развития этой геосинклинали (рис. 28) охватывает период времени от верхнего карбона до средней юры включительно. В эту стадию происходило прогибание ложа геосинклинали, наиболее интенсивное в ее периферических частях и более слабое во внутренней зоне, ведшей себя с самого начала геосинклинального развития как жесткая, устойчивая масса. Магматизм и эндогенное рудообразование ранней стадии практического

значения не имели. В среднюю стадию, соответствующую периоду главных фаз складчатости среднеюрской эпохи, в периферических частях Верхоянской геосинклинали образовались так называемые предбатолитовые малые интрузии состава кварцевых диорит-порфиритов и альбит-порфиров, сопровождавшиеся золотым гидротермальным оруденением. Вслед за ними произошла

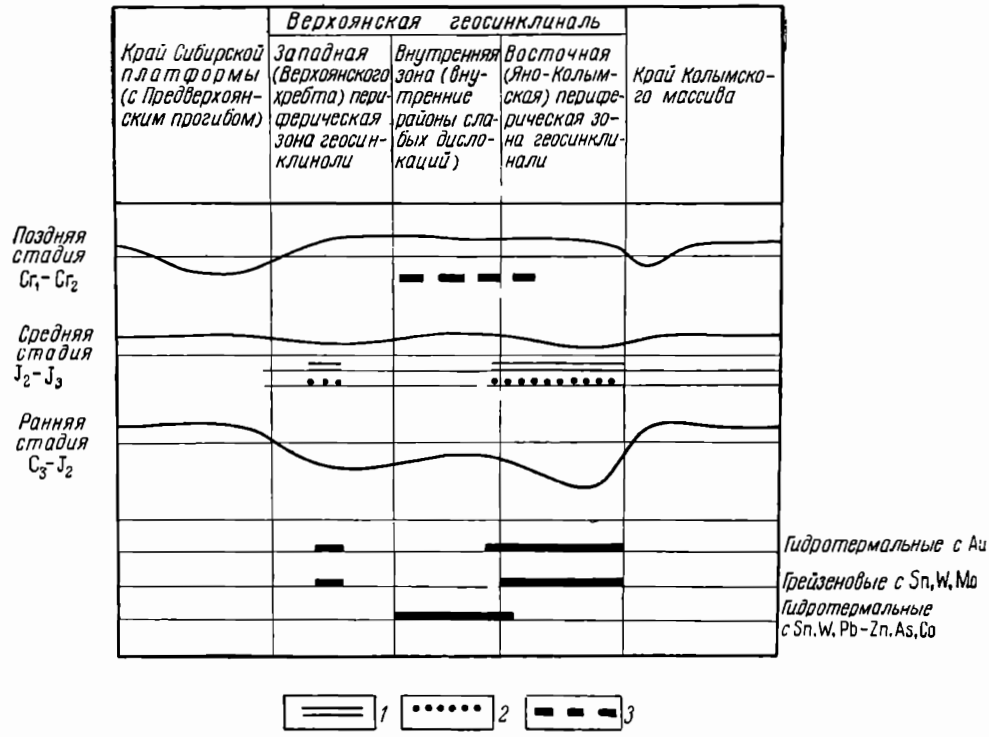


Рис. 28. Схема эволюции Верхоянской киммерийской геосинклинали, ее магматизма и металлогении.

1 — зоны внедрения малых интрузий диорит-порфиритов и гранит-порфиров предбатолитового комплекса и формирования связанных с ними гидротермальных золотых месторождений; *2* — зоны внедрения лейкократовых гранитов колымского комплекса и формирования связанных с ними пегматитовых и грейзеновых месторождений руд олова, вольфрама, молибдена; *3* — зоны внедрения гранитоидов омсукчанского комплекса и формирования связанных с ними гидротермальных месторождений руд олова, вольфрама, свинца, цинка, мышьяка, кобальта, сурьмы, золота

интрузия лейкократовых гранитов колымского комплекса, приведшая к созданию преимущественно пегматитовых и грейзеновых месторождений руд олова, вольфрама и молибдена. Поздняя стадия консолидации Верхоянской геосинклинали (от нижнего до верхнего мела, может быть, до палеоцена включительно) была наиболее продуктивной. Она характеризуется внедрением по поперечным расколам внутренней зоны гранитоидов омсукчанского комплекса с некрупными, но обильными массивами которых ассоциированы гидротермальные месторождения руд олова, вольфрама, свинца и цинка, кобальта и мышьяка (арсенопирит), возможно, также золота и сурьмы.

Сравнительная характеристика магматизма и рудоносности базальтоидных и гранитоидных типов геосинклиналей приведена в табл. 9. Между этими крайними по металлогенической характеристике типами геосинклиналей распола

Таблица 9

Особенности металлогении геосинклиналей базальтоидного и гранитоидного типов

Стадия	Базальтоидный тип	Гранитоидный тип
	Магматические процессы	
Ранняя стадия		
Вулканические породы	Весьма развиты	Слабые
Гипербазиты и базиты	» »	»
Плагиограниты	» »	Отсутствуют
Средняя стадия		
Гранодиориты	Развиты	Развиты
Граниты	Слабые	»
Поздняя стадия		
Малые интрузии	Слабые	Весьма развиты
Вулканические породы	»	Развиты
	Интенсивность рудообразования	
Ранняя стадия	Весьма развито	Отсутствует
Средняя стадия	Присутствует	Развито
Поздняя стадия	Весьма слабое	Весьма развито
	Генетические группы месторождений	
Ранняя стадия		
Магматическая	Весьма развиты	Отсутствуют
Скарновая	Развиты	»
Колчеданная	»	»
Средняя стадия		
Пегматитовые, альбититовые, грейзеновые, гидротермальные	Присутствуют	Присутствуют
Поздняя стадия		
Гидротермальные	Не развиты	Весьма развиты
	Рудный состав руд	
Типоморфные металлы	Железо, титан, хром, медь (золото)	Золото, серебро, олово, вольфрам, свинец, цинк, сурьма

гаются переходные типы, не обладающие такой резкой поляризацией базальтоидного и гранитоидного магматизма.

Тектонические зоны геосинклиналей. Закономерная смена формаций горных пород, возникших на ранней, средней и поздней стадиях развития, в поперечном сечении складчатых провинций приводит к упорядоченному размещению ассоциированных с ними месторождений полезных ископаемых. При этом одни формации локализуются преимущественно в одних тектонических зонах складчатых областей, а другие — в других. Среди тектонических зон или секторов, составляющих складчатые провинции, возникшие на месте геосинклиналей,

можно выделить: 1) внутреннюю зону, 2) периферические зоны, 3) геосинклинальные рвы, 4) срединные массивы, 5) геосинклинальную раму, 6) передовые прогибы, 7) пограничные глубинные разломы.

Внутренняя зона отличается наибольшей глубиной прогибания на ранней геосинклинальной стадии развития. В ее пределах накапливаются геосинклинальные отложения наибольшей мощности по преимуществу тонкозернистых терригенных и терригенно-вулканогенных фаций силикатного состава. Эта зона характеризуется удивительно ясным и повсеместно выдержанным магматизмом и металлогенией. В период главных фаз складчатости в область осевого поднятия, возникающего в пределах внутренней зоны, внедряются лейкократовые граниты и формируются ассоциированные с ними пегматитовые, альбититовые, грейзеновые и кварцевого парагенезиса гидротермальные месторождения со скоплениями руд олова, вольфрама, тантала, местами также молибдена, висмута, мышьяка (арсенопирит). Так образуются редкометальные пояса осевых частей складчатых провинций.

Периферические зоны характеризуются меньшей мощностью геосинклинальных толщ, сложенных преимущественно грубозернистыми терригенными осадками, чередующимися с вулканогенными и карбонатными отложениями. Периферические зоны служат ареной внедрения крупных батолитических масс гранитоидов средней стадии развития, преимущественно умеренно кислого состава. Кроме того, на поздней стадии в их пределах иногда внедряются малые интрузии. В отличие от внутренних зон периферические геосинклинальные зоны не обладают повсеместно выдержанной магма-металлогенической характеристикой. Однако преобладающими и типоморфными для них являются умеренно кислые граниты средней стадии развития со скарновыми месторождениями вольфрама (шеелита), а также гидротермальными месторождениями руд меди, молибдена, золота, свинца и цинка.

Геосинклинальные рвы представляют собой узкие продольные ложбины в ложе геосинклиналей. Для них необычайно характерны субмаринная вулканогенная спилито-кератофировая и интрузивная плагиогранит-сиенитовая формации ранней стадии геосинклинального развития. С первой формацией связаны серно- и медноколчеданные месторождения, а со второй — скарновые месторождения руд железа, меди, иногда кобальта.

Срединные массивы являются блоками древних пород, заключенными в пределах внутренних зон складчатых провинций. Относительно небольшим срединным массивам, таким, например, как Центральное плато Франции или Буреинский в СССР, свойственны интрузии лейкократовых гранитов и ассоциированные с ними пегматитовые и альбитит-грейзеновые месторождения редких металлов, характерные для редкометальных поясов внутренних зон геосинклиналей. Более крупные срединные массивы типа Колымского на территории СССР, Родопского в Болгарии или плато Колорадо в Кордильерах США ведут себя как геосинклинальная рама.

Геосинклинальная рама наряду с месторождениями предшествующих эпох иногда содержит месторождения, сформированные в период развития обрамляемой ими геосинклинали. Глубина проникновения и интенсивность такого оруденения зависят от степени тектонической и магматической регенерации бортовых частей геосинклинали усилиями, возникающими на разных стадиях ее развития. Магматизм и оруденение в регенерированных бортах геосинклиналей распространяются на различное расстояние (табл. 10).

По степени интенсивности проявлений магматизма и рудообразования выделяются четыре типа геосинклинальных рам: 1) интенсивно регенерирован-

Таблица 1(

Ширина некоторых геосинклиналей и оруденелых зон их обрамления

Геосинклиналь	Возраст	Ширина геосинклинали, км	Ширина оруденелой части рамы, км	Отношение к ширине геосинклинали, %
Уральская	Герцинский	350	65	18
Зайсанская	»	250	50	20
Южно-Тяньшанская	»	150	50	33
Кавказская	Киммерийский	70	35	50

ные, с проявлениями магматизма и оруденения всех стадий; 2) ограниченно регенерированные, с проявлением магматизма и оруденения одной из стадий (обычно средней или поздней); 3) слабо регенерированные, с проявлением телемагматического оруденения поздней стадии; 4) с отсутствием изверженных пород и эндогенных месторождений данного цикла развития.

Передовые прогибы обычно не содержат эндогенных месторождений полезных ископаемых. Вместе с тем они являются ареной распространения таких важных групп экзогенных месторождений, как нефть, газ, каменная и калийные соли, осадочно-инфильтрационные скопления руд урана, ванадия и меди.

Пограничные глубинные разломы разграничивают структурно-фациальные зоны геосинклиналей, определяя соотношение различных мощностей и состав осадков в период формирования этих зон. Наиболее четко выраженными глубинными разломами являются зоны расколов, ограничивающие такие составные тектонические элементы геосинклиналей, как срединные массивы, внутренние зоны, геосинклинальные рвы и периферические зоны. Пограничные разломы, проникая на значительную глубину, открывают возможность внедрения вдоль них магматических пород и формирования связанных с последними эндогенных месторождений. Эти процессы протекают на ранней и поздней стадиях геосинклинального развития; в среднюю стадию по пограничным глубинным разломам внедрения магматических пород и образования месторождений, как правило, не происходит. На ранней стадии вдоль разломов внедряются изверженные породы перидотитовой и габбровой формаций, создавая магматические месторождения хромитов, титаномагнетитов и платиноидов. На поздней стадии пограничные глубинные разломы контролируют внедрение малых интрузий и ассоциированных с ними гидротермальных месторождений.

Полицикличность геосинклинального развития. Выше были рассмотрены основные условия возникновения месторождений полезных ископаемых в рамках одного цикла геосинклинального развития. Но такие моноциклические складчатые пояса редки. Обычно они формируются вследствие прохождения через несколько последовательных циклов геологического развития и относятся к категории полициклических образований.

Среди полициклических складчатых поясов намечается несколько разновидностей: 1) пояса с ограниченным развитием ранних циклов, например Урал с его редуцированным каледонским и полным герцинским циклами развития; 2) пояса с ограниченным развитием поздних циклов, например Восточное Забайкалье с его полным герцинским и сокращенным киммерийским циклами;

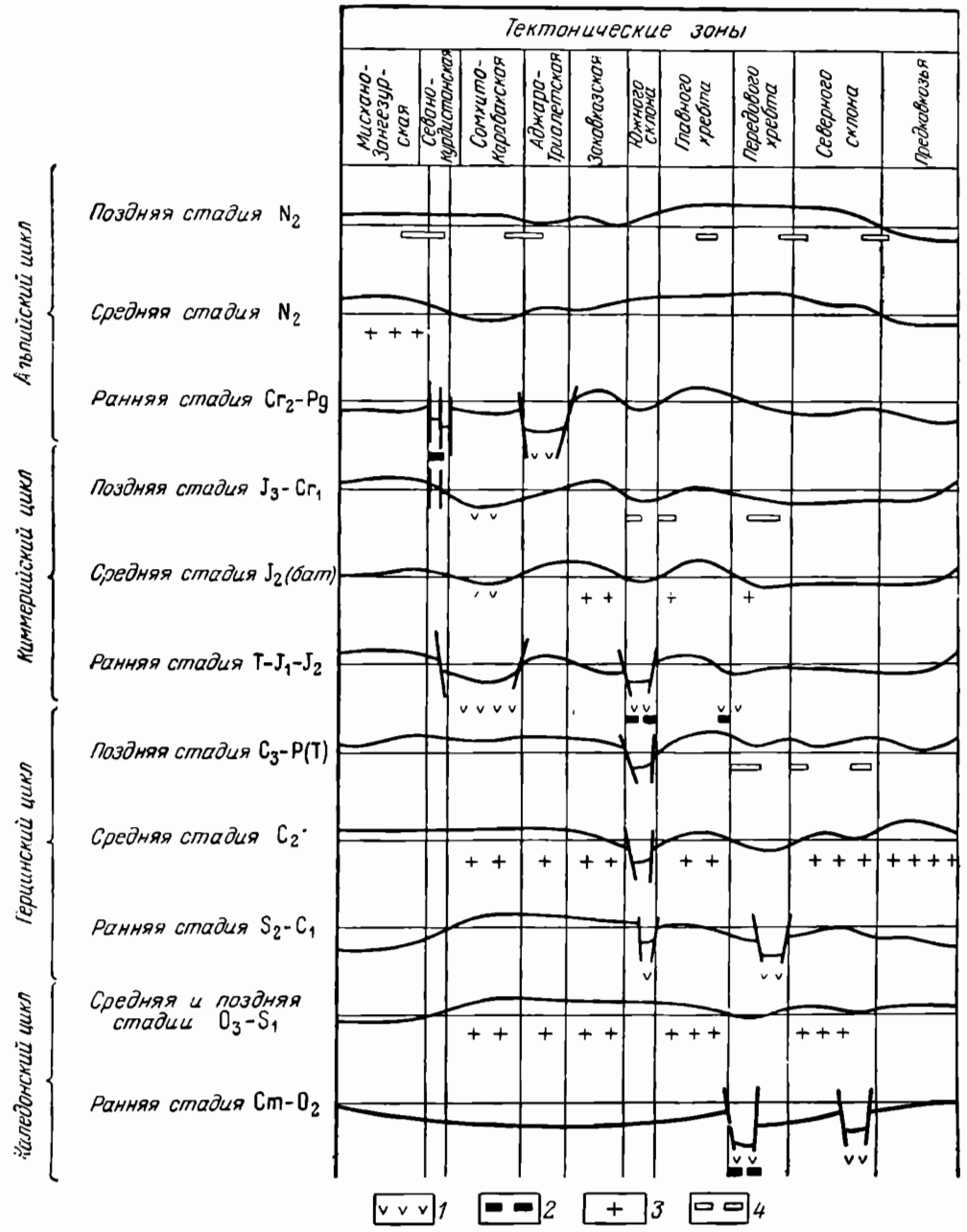


Рис. 29. Схема эволюции Кавказской геосинклинали, ее магматизма и металлогении.

1 — зоны накопления спилито-кератофировых и диабазовых пород и формирования связанных с ни колчеданных месторождений; *2* — зоны внедрения перидотитов и габбро ранней стадии и формирован связанных с ними магматических рудопроявлений хромитов и титаномагнетитов; *3* — зоны внедрения гр нитоидов средних стадий и формирования связанных с ними постмагматических месторождений; *4* — зо внедрения малых интрузий поздних стадий и формирования связанных с ними гидротермальных мес рождений

3) полицикличные пояса полного развития. Их примером может служить Кавказ с его каледонским, герцинским, киммерийским и альпийским циклами геосинклинального режима и корреспондирующим им металлогеническим эпохам (рис. 29). Из этой схемы видно, что по мере сужения нижнепалеозойской пангеосинклинали локальные геосинклинальные прогибы постепенно, от цикла к циклу, отступали по направлению с севера на юг. С этим связано скольжение магматизма и рудообразования ранних стадий последовательных циклов развития в том же направлении. Вместе с тем малые интрузии поздних стадий всех циклов охватывали все сечение Кавказа как в границах геосинклинального прогиба данного цикла, так и на территории со складчатостью, завершенной в предшествующие циклы. Поэтому в полицикличных областях полного развития наблюдается отчетливое поясовое размещение продуктов магматизма и рудообразования ранних и средних стадий, закономерно мигрирующих от ранних к поздним циклам развития. Но магматизм и эндогенное рудообразование поздних стадий охватывают все сечение складчатой области, перманентно накладываясь на нее от древних к юным циклам геологического развития.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЛАТФОРМ

На Земле известно восемь древних, допалеозойских платформ: Европейская (Русская), Сибирская, Северо-Американская, Бразильская (Южно-Американская), Африканская, Индийская, Китайская и Австралийская. В их строении различают три комплекса пород с соответствующими им группами месторождений полезных ископаемых: 1) основание, или нижний метаморфический ярус; 2) чехол, или верхний ярус платформенных осадочных пород; 3) изверженные породы платформенного этапа.

Нижний метаморфический ярус особенно отчетливо проявлен в щитах, представляющих собой крупные антеклизы, в пределах которых породы платформенного основания выдвинуты к поверхности земли. Метаморфические комплексы пород нижнего яруса и связанные с ними месторождения полезных ископаемых принадлежат к архейской, протерозойской и рифейской эрам, охватывающим грандиозный интервал формирования земной коры (от 3500 до 650 млн. лет до н. э.), составляющий три четверти времени, ушедшего на образование каменного панциря планеты. В архейскую эру преобладали палингенные магматические процессы, неблагоприятные для образования как магматогенных, так и осадочных полезных ископаемых. Поэтому для нее известны довольно редкие, преимущественно метаморфогенные месторождения железных и марганцевых руд, силлиманитовых, гранатовых и им подобных сланцев.

Для протерозойской и особенно для рифейской эры ход формирования складчатых провинций на месте древнейших допалеозойских геосинклиналей близок к вышеописанным стадиям превращения пострифейских геосинклиналей в складчатые области палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Сформированные в это время месторождения полезных ископаемых имеют ту же природу, однако выявляемую с большим трудом из-за обычно высокой степени метаморфизма. Некоторая специфика этих древнейших образований будет рассмотрена в конце книги при характеристике металлогении (см. главу семнадцатую).

Верхний ярус платформенных чехлов, сложенных сравнительно маломощными и слабо дислоцированными осадочными, реже эффузивно-осадочными породами, характеризуется серией континентальных формаций и свойственных им месторождений полезных ископаемых. Среди таких формаций выделяются: песчано-глинистая, битуминозная, кварц-песчаная, карбонатная.

Песчано-глинистая формация широко распространена на платформах; с ней связаны месторождения углей, огнеупорных глин, бокситов, железных и марганцевых руд.

Битуминозная формация сложена в основном углеводородсодержащими черными сланцами, переходящими местами в горючие сланцы и нефтематеринские породы.

Кварц-песчаная формация образована толщами кварцевых песков однообразного состава; местами она переходит в кварц-глауконит-фосфоритовую субформацию, заключает месторождения кварцевых песков, глауконита и желваковых фосфоритов.

Карбонатная формация сложена преимущественно чистыми или доломитизированными известняками, переходящими местами в гипсово-доломитовую субформацию; с ней связаны месторождения известняков, доломитов, мергелей и гипсов.

Изверженные породы платформенного этапа развития образовали достаточно своеобразные группы месторождений полезных ископаемых. На площадях некоторых платформ в послепротерозойское или даже в послерифейское время происходили значительные тектонические деформации, магматические процессы и обусловленное ими оруденение. По степени такой пострифейской тектонической, магматической и металлогенической активизации древние платформы могут быть разделены на четыре группы: 1) интенсивно активизированные; 2) активизированные; 3) слабо активизированные; 4) неактивизированные.

Интенсивно активизированные платформы довольно редки. К ним относятся восточная часть Китайской платформы, западная и южная части Африканской платформы. Восточный участок Китайской платформы сильно деформирован и проплавлен гранитными интрузиями вследствие энергичных иеншаньских тектонических движений в конце юры и начале нижнего мела; с этими платформенными иеншаньскими гранитами связаны гидротермальные месторождения руд олова, вольфрама, свинца и цинка. На юго-западе и юге Африки известны раннемезозойские лейкократовые граниты, сопровождающиеся оловянным, а также вольфрамовым, бериллиевым, сурьмяным и флюоритовым оруденением.

Активизированные платформы встречаются чаще. К ним принадлежат Балтийский щит Восточно-Европейской платформы, Сибирская и Африканская платформы. Тела этих платформ в послерифейское время раскалывались глубокими разломами, по которым внедрялись магмы разного состава и формировались ассоциированные с ними эндогенные месторождения платформенного периода. Магматизм и рудообразование таких активизированных платформ различны для областей их поднятий и прогибов. В областях прогибов с платформенным основанием, перекрытым слоистыми толщами синеклиз или грабенов, происходили внедрения преимущественно габброидных пород. С наиболее дифференцированными массивами этих пород связаны магматические сульфидные медно-никелевые месторождения, скарновые и гидротермальные месторождения железной руды.

В областях воздыманий активизированных платформенных оснований преобладали кислые интрузии обычно повышенной основности и щелочности. Этим интрузиям свойственны магматические месторождения фосфора, танталониобиевых и редкоземельных руд, а также гидротермальные месторождения золота, иногда свинца и цинка. Вдоль стыка областей платформенного прогибания и воздымания, а также по окраинам платформ, обычно по крупным

разломам, внедрялись производные перидотитовой магмы, представленные алмазоносными кимберлитами и ультраосновными щелочными интрузивными комплексами центрального типа с карбонатитами.

Слабо активизированные платформы хорошо выражены в южной части Северо-Американской платформы. Здесь нет изверженных пород, но о металлогенической активизации основания этой платформы свидетельствуют распространенные в палеозойских породах осадочного чехла

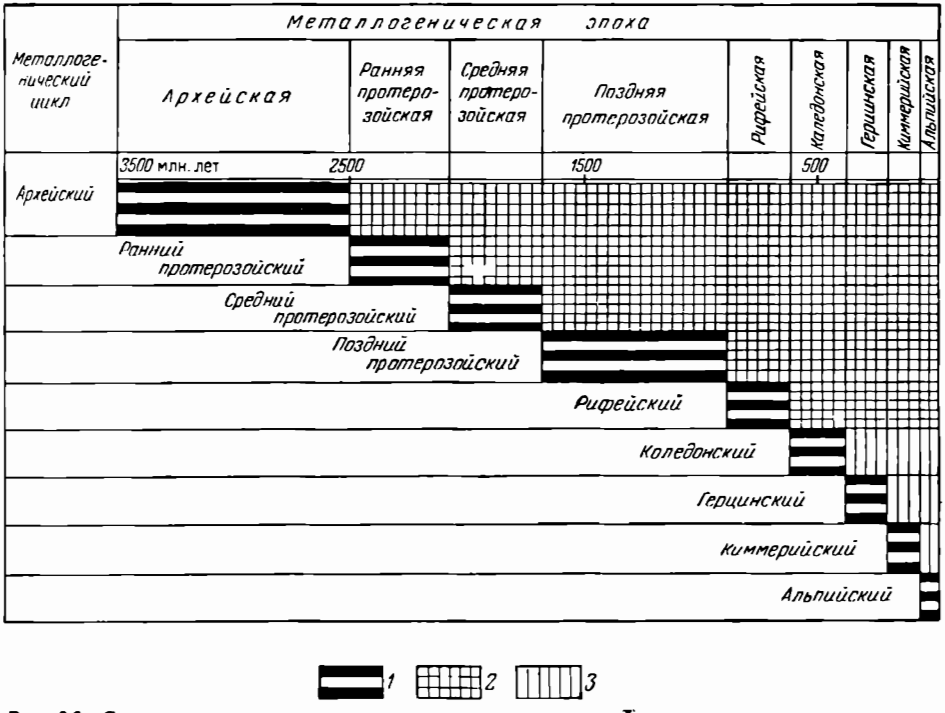


Рис. 30. Схема соотношения геосинклинальных и платформенных этапов металлогенических циклов по эпохам.

1 — геосинклинальные этапы; *2* — повторные геосинклинальные этапы и последующая платформенная активизация; *3* — платформенная активизация

известные свинцово-цинковые месторождения долины Миссисипи, которые некоторыми геологами рассматриваются как телемагматические образования.

Неактивизированные платформы представлены центральной и южной частями Европейской платформы, а также значительной площадью Бразильской и Австралийской платформ (с кайнозойскими базальтами Австралии не связано никакого оруденения). В их пределах не обнаружено эндогенных месторождений платформенного периода.

Последовательность геосинклинальных и платформенных процессов. В истории формирования земной коры выделяются девять основных этапов геосинклинального развития и соответствующих им металлогенических эпох: 1) архейская (3500—2500 млн. лет); 2) раннепротерозойская (2500—1800 млн. лет); 3) среднепротерозойская (1800—1650 млн. лет); 4) позднепротерозойская (1650—900 млн. лет); 5) рифейская (900—600 млн. лет); 6) каледонская (600—400 млн. лет); 7) герцинская (400—225 млн. лет); 8) киммерий-

ская (225—100 млн. лет); 9) альпийская (100 млн. лет — наст. вр.). Но в связи с возможной последующей активизацией областей завершенной складчатости и возникающих при этом платформ процесс формирования эндогенных месторождений полезных ископаемых не прекращается с завершением геосинклинального режима, а может продолжаться уже в платформенных условиях. Таким образом, общая история возникновения эндогенных месторождений, охватывающая геосинклинальный, завершенной складчатости и платформенный этапы, может быть объединена понятием «металлогенический цикл».

Металлогенический цикл распадается на геосинклинальный и платформенный этапы, каждому из которых соответствуют последовательные стадии развития со свойственными им вышеописанными типоморфными формациями магматических пород и связанными с ними эндогенными месторождениями. Не вдаваясь в подробности особенностей магматизма и рудоносности всех металлогенических эпох, в связи с рассмотрением понятия «металлогенический цикл» можно отметить следующее. Для областей развития архейских комплексов Русской и Сибирской платформ известны продукты протерозойской, рифейской, палеозойской и мезо-кайнозойской активизации. Для складчатых областей протерозойской и рифейской эпох Сибирской платформы установлены магматизм и эндогенное рудообразование платформенного этапа палеозойского и мезо-кайнозойского времени.

Для геосинклинально-складчатых образований палеозоя (каледонский и герцинский этапы), например, Казахстана, Средней Азии, Кавказа выявлены наложенный платформенный магматизм и эндогенная металлогения киммерийского и альпийского этапов. Лишь для складчатых областей киммерийского и особенно альпийского циклов магматические и эндогенные рудные образования платформенного этапа, естественно, отсутствуют (рис. 30).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОКЕАНОВ

Мировой океан объединяет четыре океана: Тихий, Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый общей поверхностью 360 млн. км², что составляет около 70,8% поверхности планеты. В его пределах выделяют четыре главнейших тектонических элемента: океанические плиты, срединно-океанические хребты с их рифтами, поперечные трансформные разломы и прибрежные островные дуги.

Океанические плиты принадлежат к относительно стабильным структурам и характеризуются трехслойной моделью строения. Первый верхний слой средней мощностью около 300 м состоит из слабо уплотненных осадков кайнозойского возраста (скорость сейсмических волн 2 км/с). Второй слой мощностью порядка 1500 м сложен уплотненными осадками начиная с мелового возраста, перемежающимися со слабо дифференцированными субщелочными базальтами. Третий слой мощностью до 5 км состоит, вероятно, из габбро, с глубиной переходящих непосредственно в перидотиты верхней мантии (скорость сейсмических волн 6,7 км/с).

Срединно-океанические хребты и рассекающие их трансформные разломы принадлежат к категории мобильных структур дна океана (рис. 31). В их пределах известны как плутонические, так и вулканические породы. Среди глубинно-магматических пород преобладают гарцбургиты, но известны также дуниты, габбро, меланократовые диориты и плагиограниты. Вулканические породы представлены исключительно кайнотипными субщелочными толеитовыми базальтами.

Таким образом, в структурах дна океана развиты исключительно базальтоидные формации магматических пород альпийского этапа геологической истории. Никаких реальных месторождений полезных ископаемых среди них пока не выявлено. Местами отмечается лишь вкрапленность самородной меди, пирита, пирротина, пентландита, ильменита и магнетита. По аналогии с металлогенией континентов среди изверженных пород дна океана возможно обнаружение магматических месторождений хромитов и титаномагнетитов, а также других магматогенных месторождений базальтофильной группы.

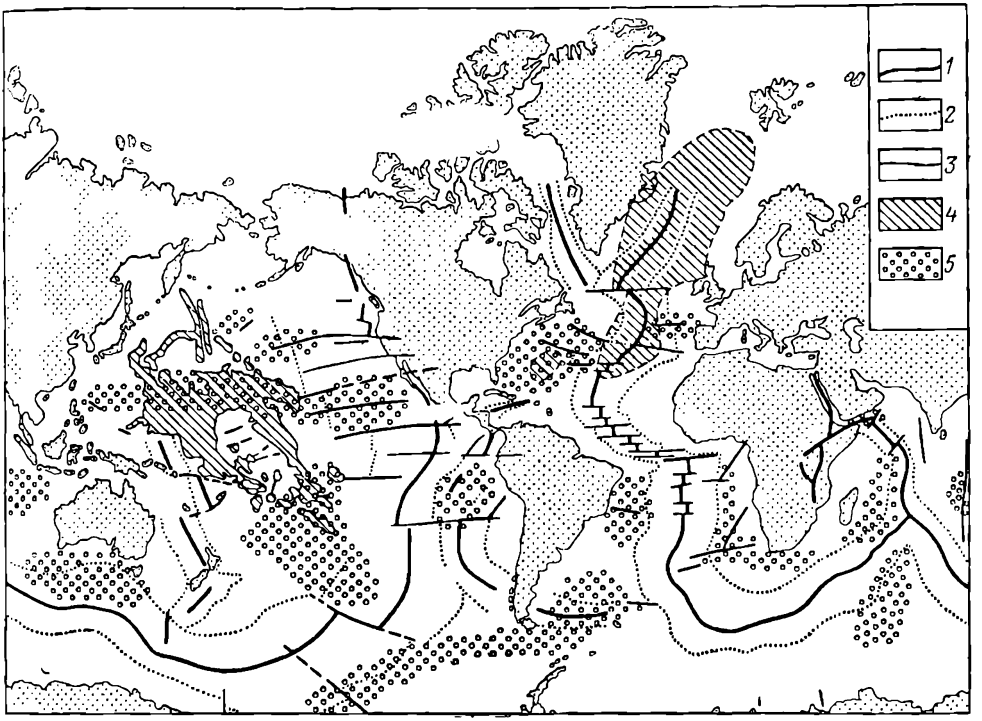


Рис. 31. Главные геологические структуры дна Мирового океана.

1 — оси срединно-океанических хребтов; *2* — их края; *3* — трансформные разломы; *4* — площади распространения океанических базальтов; *5* — площади распространения железо-марганцевых конкреций

Прибрежные островные дуги области перехода от океана к континенту наиболее разнообразны по магматизму и наиболее продуктивны в смысле рудообразования. В их пределах известны три формации магматических пород и ассоциированных с ними месторождений: 1) перидотитовая формация с месторождениями хромитов, местами с металлами платиновой группы; 2) габбровая формация с проявлениями титаномагнетитов; 3) мощная, повсеместно развитая субмаринная базальто-андезито-дацитовая формация с широко распространенными вулканогенными месторождениями колчеданных руд меди, цинка и свинца, а также окисных руд железа и марганца.

Экзогенная металлогения Мирового океана значительно более мощная. Она определяется растворенными в его водах металлами и наличием осадочных руд в донных отложениях.

При общем огромном объеме воды Мирового океана в 1370 млн. км^3 даже при ничтожном содержании в них металлических элементов запасы их оказываются колоссальными. Например, в океанской воде содержится золота 5,5 млн. т (при содержании 0,000004 мг/л), урана 4 млрд. т (0,003 мг/л), лития 200 млрд. т (0,17 мг/л). Общее количество этих и других элементов в десятки триллионов раз больше их запасов во всех месторождениях мира. Из-за низкого содержания и отсутствия дешевой технологии массового извлечения металлические ресурсы вод Мирового океана пока не используются, хотя попытки их освоения становятся все более и более настойчивыми.

Не менее грандиозны запасы руд, сосредоточенные в железо-марганцевых конкрециях, выстилающих крупные площади дна Тихого, Атлантического и Индийского океанов, а также подстилающих их рыхлых пород. Содержание марганца в конкрециях колеблется от 40 до 8%, составляя в среднем 20%, железа содержится от 26 до 2,5%, в среднем 16%. В них находятся кобальт (2,5—0,2, среднее 0,33%), никель (2—0,2, среднее 0,6%), медь (1,6—0,03, среднее 0,35%), свинец (0,35—0,02%), цинк (0,08—0,04%), серебро (0,0003%). Запасы железо-марганцевых конкреций в придонной части Мирового океана достигают колоссальной цифры $2{,}5 \cdot 10^{12}$ т, что на два порядка выше суммарных запасов, учтенных во всех месторождениях железа и марганца на Земле. Запасы сопутствующего железо-марганцевым рудам никеля составляют 20 млрд. т, кобальта и меди — 10 млрд. т, что также на 2—4 порядка больше их мировых запасов. В разных странах предпринимаются попытки наладить промышленную разработку этих руд.

УРОВНИ ГЛУБИНЫ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения полезных ископаемых формировались на разных уровнях от поверхности земли, что накладывало отпечаток на геологические и физико-химические условия их образования. Можно выделить четыре глубинные зоны формирования полезных ископаемых: ультраабиссальную, абиссальную, гипабиссальную и приповерхностную (рис. 32).

Ультраабиссальная зона распространена примерно от границы Мохоровичича вверх до 10—15 км от поверхности земли. Граница Мохоровичича в различных частях Земли находится на различном расстоянии от ее поверхности. На континентах она расположена на глубине от 25 до 50 км (в среднем 40 км), под океанами — на глубине 5—8 км от их дна.

Сведения о составе, строении Земли и полезных ископаемых ниже границы Мохоровичича отсутствуют. Для ультраабиссальной зоны, известной по докембрийским комплексам глубокометаморфизованных пород, характерно развитие палингенных гранитоидов без сопровождающего их оруденения. По представлениям Н. Судовикова (1960 г.), это объясняется тем, что в ультраабиссальной зоне в связи с процессами ультраметаморфизма происходят мобилизация легкоподвижных рудообразующих элементов и вынос их в верхние зоны, расположенные выше фронта метаморфизма. Для этой зоны известны сравнительно редкие месторождения метаморфического происхождения, такие, как дистеновые, силлиманитовые, андалузитовые сланцы, скопления рутила, корунда, графита, флогопита.

Абиссальная зона располагается примерно от 3—5 до 10—15 км от поверхности земли. Эндогенные месторождения этой зоны генетически связаны с абиссальными изверженными породами, отличающимися рядом признаков: 1) однородностью состава, 2) маломощностью краевых фаций, 3) равномернозернистой

структурой, 4) развитием микроклина и слабозонального или незонального плагиоклаза, 5) альбит-грейзеновым автометасоматозом.

Наиболее типичны для абиссальной зоны граниты внутренней зоны геосинклиналей, внедрившиеся на средней стадии их развития, с которыми ассоциированы пегматитовые, альбититовые и грейзено-кварцевые месторождения редких металлов. К верхним частям абиссальной зоны — области, переходной

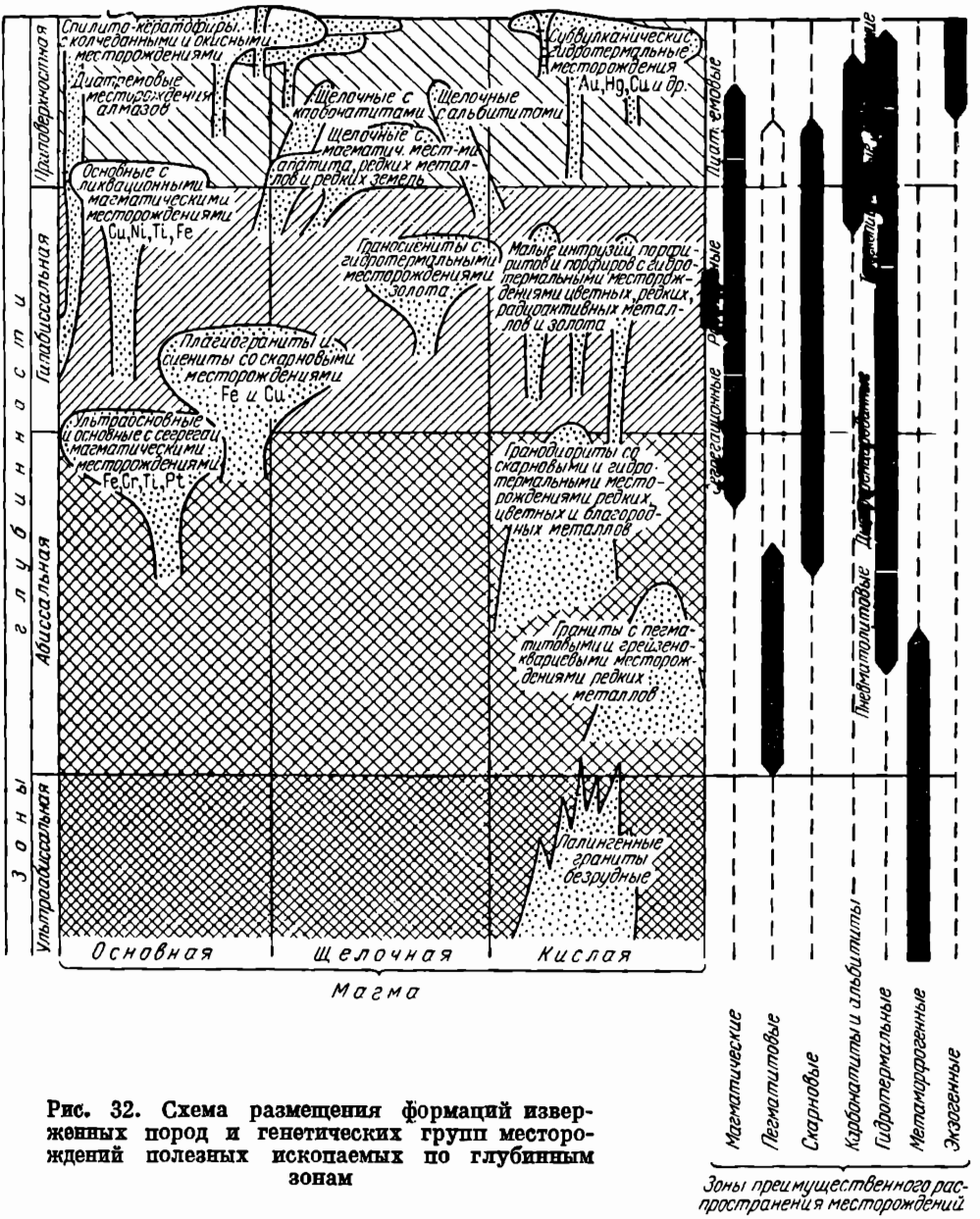


Рис. 32. Схема размещения формаций изверженных пород и генетических групп месторождений полезных ископаемых по глубинным зонам

к вышерасположенной гипабиссальной зоне, приурочены две формации изверженных пород: 1) ультраосновные и основные породы ранней стадии геосинклинального развития, контролируемые разломами и несущие магматические месторождения руд хрома, титаномагнетита и платиноидов; 2) умеренно кислые гранитоиды периферических частей геосинклиналей, внедрившиеся на средней стадии их развития, сопровождающиеся скарновыми и гидротермальными месторождениями руд редких, цветных металлов и золота.

Месторождения абиссальной зоны отличаются простым дифференцированным минеральным составом, относительно равномерным распределением ценных компонентов, преобладающими кристаллическими текстурами и структурами руд.

Гипабиссальная зона находится приблизительно от 1—1,5 до 3—5 км от поверхности земли. Гипабиссальные магматические породы характеризуются следующими основными признаками: 1) сложным составом, 2) мощными краевыми фациями, 3) появлением порфировых структур, 4) наличием ортоклаза и зональных плагиоклазов, 5) развитием при автометасоматозе окварцевания, серицитизации, серпентинизации.

Для гипабиссальной зоны выделяют три формации изверженных горных пород: 1) плагиограниты и сиениты ранней стадии геосинклинального развития с сопутствующими скарновыми месторождениями руд железа и меди; 2) малые интрузии завершающей стадии геосинклинального развития с сопровождающим их плутоногенным гидротермальным оруденением; 3) граносиениты платформенной стадии с гидротермальными месторождениями руд золота, реже других металлов.

К верхней части гипабиссальной зоны, переходной к приповерхностной зоне, тяготеют еще две формации, внедрившиеся в обстановке платформенного режима: 1) основные породы с ликвационными магматическими месторождениями сульфидных медно-никелевых руд; 2) щелочные породы с соответствующими им магматическими или карбонатитовыми и альбититовыми месторождениями редких элементов.

Гидротермальные месторождения гипабиссальной зоны, особенно верхних ее частей, отличаются сложным «скученным» составом руд, неравномерным распределением металлов в руде с образованием локальных высококонцентрированных скоплений ценных минералов, заметным развитием коллоидных текстур и структур.

Приповерхностная зона выделяется по развитию эффузивных и экструзивных пород и связанных с ними месторождений полезных ископаемых. Она простирается от поверхности земли до глубины 1—1,5 км. В ее пределах выделяют четыре главные формации магматических пород: 1) спилито-кератофиры ранней стадии геосинклинального развития с колчеданными и окисными рудами цветных металлов, железа и марганца; 2) основные и кислые эффузивы поздней стадии геосинклинального развития и платформенной стадии с гидротермальными вулканогенными месторождениями золота, серебра, олова, ртути, меди и других металлов; 3) платформенные трубки кимберлитов с алмазами; 4) ультраосновные щелочные интрузии центрального типа с карбонатитами. В этой же зоне формируются все месторождения экзогенной серии. При переходе от одной глубинной зоны к другой изменяются общие физико-химические условия образования полезных ископаемых (рис. 33).

Температура имеет общую тенденцию к повышению от поверхности земли на глубину. Исчисленная по нормальному геотермическому градиенту, она должна составлять на глубине 10 км около 100° С. Однако, судя по составу

метаморфических пород, она должна быть значительно выше и, вероятно, изменение ее с глубиной происходит неравномерно в зависимости от очагов местного разогрева земной коры. По геофизическим данным температура земной оболочки возрастает на глубине 400 км до 2000°, а на глубине около 3000 км она лежит в пределах 2000—4000° С (В. Магницкий).

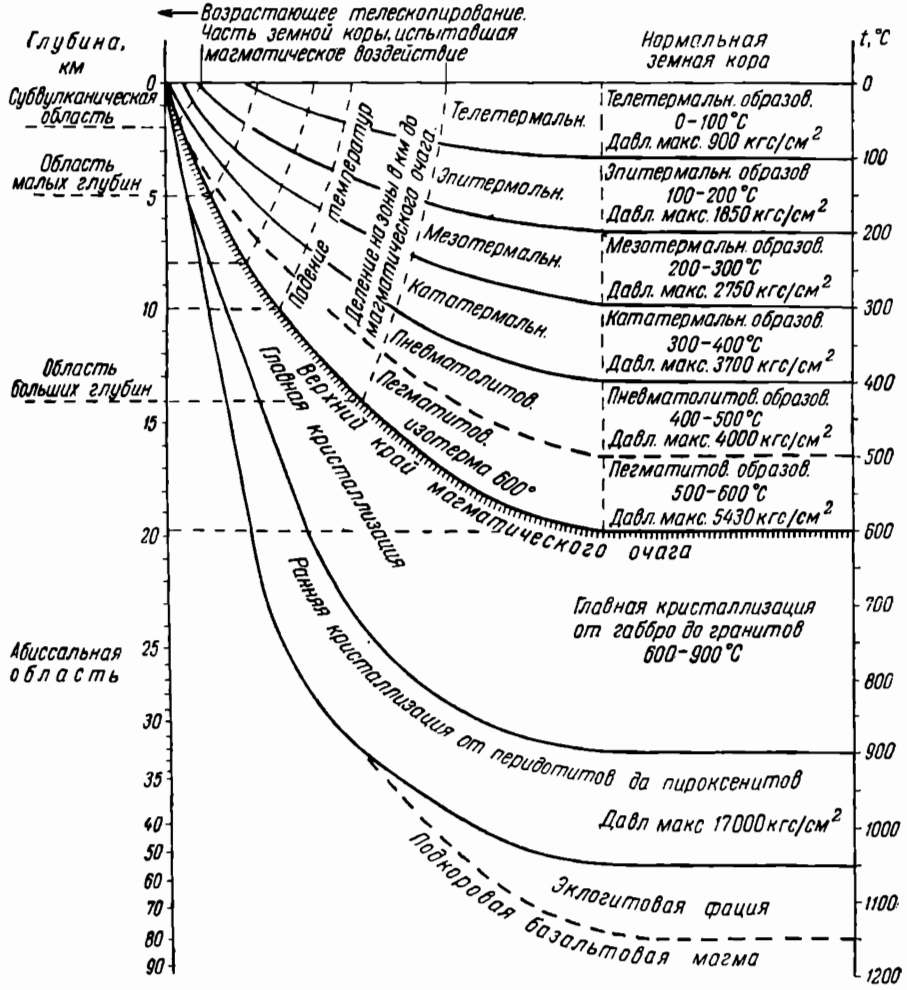


Рис. 33. Схематическая диаграмма зонального подразделения земной коры. По *Г. Борхерту*

Давление пропорционально увеличивается с глубиной и достигает у подошвы земной оболочки $1{,}4 \cdot 10^6$ кгс/см².

Плотность вещества Земли плавно нарастает до глубины около 500 км, затем в интервале 500—1000 км резко увеличивается до значения выше 4 и вновь плавно возрастает к основанию земной оболочки до значения более 5.

Модуль сжатия более или менее плавно увеличивается от значения 1,8 до величины свыше 12 к центру Земли, имея один положительный перегиб

кривой на глубине около 500 км и один отрицательный — на глубине около 3000 км (В. Магницкий).

В соответствии с этим изменяется характер пустот в горных породах глубинных зон земной коры. На большой глубине в ультраабиссальной зоне преобладает низкая интерстиционная пористость и слабопроницаемые для минерализующих растворов деформации пластического типа (зона истечения горных пород Ван-Хайза). Выше, в абиссальной зоне, вероятно, появляются тектонические полости, принадлежащие преимущественно к деформациям скола. Еще выше, в гипабиссальной зоне, наряду с ними значительную роль начинают играть трещины отрыва и брекчии локальных участков растяжения, приобретающие наиболее широкое развитие в приповерхностной части разреза земной коры (зона разломов Ван-Хайза).

Химизм среды формирования эндогенных месторождений с глубиной существенно изменяется. Наиболее важна эволюция режима воды, кислорода и углекислоты при переходе от поверхности земли на глубину (Д. Коржинский).

С глубиной, хотя и неравномерно, но заметно возрастает упругость паров воды. По представлениям И. Илларионова, вода существует во всех геосферах Земли до ее ядра включительно и составляет 10—15% массы планеты. От поверхности до глубины 6—8 км вода может быть представлена твердой, жидкой и парообразной фазами, ниже, до глубины 40—50 км, только жидкой и парообразной фазами, еще ниже — только парообразной фазой, но в наиболее глубокой зоне Земли при ультравысоком давлении вода должна вновь перейти в жидкую фазу плотностью 6—8. По мере углубления в водной оболочке Земли вначале исчезает кислород, затем углекислота, далее азот, но количество CH_4 и H_2 может возрастать.

Кислород распространен в приповерхностной зоне окисления примерно до уровня грунтовых вод. Ниже его концентрация резко сокращается, уменьшаясь с глубиной (до ультраабиссальной зоны) до ничтожно малых размеров, но все же поддерживается здесь на определенном уровне за счет полного или частичного восстановления кислородсодержащих соединений. В связи с тем, что в приповерхностных условиях давление кислорода постоянное, повышение кислотности гидротермальных растворов должно приводить к окислительным реакциям. На глубине же увеличение кислотности растворов вызывает понижение активности кислорода. Концентрация углекислоты, наоборот, с глубиной отчетливо возрастает.

Такое радикальное изменение геологической среды с глубиной приводит к эволюции строения тел полезных ископаемых и смене минеральных парагенезисов их состава по зонам глубинности образования месторождений полезных ископаемых.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПО СОСТАВУ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

Выделяются три главные группы магматических пород: кислые, основные и щелочные (см. рис. 32).

Кислые изверженные породы формировались на средних и поздних стадиях геосинклинального режима. Они находятся на всех уровнях земной коры. В ультраабиссальной зоне размещаются безрудные палингенные граниты. К нижней части абиссальной зоны приурочены граниты с пегматитовыми, альбититовыми и грейзено-кварцевыми месторождениями. В верхней части этой зоны располагаются гранодиориты со скарновыми и гидротермаль-

Таблица 11

Размещение формаций кислых, основных и щелочных пород по стадиям развития и уровням формирования

Уровень	Стадия			
	ранняя	средняя	поздняя	платформенная
Кислые породы				
Приповерхностный			Вулканические породы с вулканогенными гидротермальными месторождениями	
Гипабиссальный			Малые интрузии с гидротермальными месторождениями	
Абиссальный		Гранодиориты со скарнами и гидротермальными месторождениями. Граниты с пегматитами, альбититами и грейзено-кварцевыми месторождениями		
Ультраабиссальный		Палингенные граниты безрудные		
Основные породы				
Приповерхностный				Гипербазиты и базиты с магматическими месторождениями
Гипабиссальный	Гипербазиты и базиты с магматическими месторождениями			
Щелочные породы				
Приповерхностный				Щелочные породы с магматическими и постмагматическими месторождениями (карбонатитами и альбититами)
Гипабиссальный	Плагиограниты и сиениты со скарновыми месторождениями			

ными месторождениями. Для гипабиссальной зоны характерны малые интрузии и сопутствующие им разнообразные продукты гидротермальной деятельности. В приповерхностной зоне известны эффузивные и экструзивные комплексы с вулканогенными гидротермальными залежами.

Все месторождения полезных ископаемых, связанные с породами кислой магмы, относятся к категории постмагматических. Они формировались при участии газово-жидких горячих водных растворов на поздних стадиях магматических процессов или вслед за их завершением. Эти месторождения размещаются

внутри массивов изверженных пород, вблизи или вдали от них. Следовательно, вокруг массивов кислых изверженных горных пород отмечается широкий разнос эндогенных месторождений.

Основные изверженные породы формировались исключительно на ранних стадиях геосинклинального развития, а затем уже на платформах. Они возникали на относительно малой глубине: в зоне, переходной от абиссальной к гипабиссальной, особенно в пределах последней, а также на приповерхностном уровне. Им свойственны магматические месторождения, возникающие в процессе застывания массивов ультраосновных и основных пород. Лишь в эффузивных фациях формировались гидротермальные и вулканогенно-осадочные месторождения сульфидных и окисных руд. Все месторождения, генетически связанные с ультраосновными и основными породами, расположены внутри массивов этих пород или по их непосредственной периферии.

Щелочные изверженные породы так же, как и основные, формировались либо на ранних стадиях геосинклинального развития, либо на платформах. Им свойственны гипабиссальный и приповерхностный уровни образования. Среди щелочных пород выделяются две ветви — основная и кислая. Наиболее разнообразна основная ветвь щелочных пород, с которой ассоциированы магматические месторождения апатита, редких элементов и карбонатитов. С кислой ветвью щелочных пород связаны постмагматические метасоматические редкоэлементные альбититы. Все эти месторождения размещаются внутри массивов щелочных пород или вблизи них, не уходя далеко в породы их кровли.

Общая схема размещения формаций кислых, основных и щелочных пород и ассоциированных с ними эндогенных месторождений по стадиям геологического цикла и уровням формирования приведена в табл. 11.

ДЛИТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Месторождения полезных ископаемых, несмотря на то, что их тела имеют размеры значительно меньше объема массы вмещающих пород, обычно формировались достаточно длительное время, вполне соизмеримое с геологическим временем образования различных комплексов горных пород.

Довольно точные сведения имеются о длительности накопления минерального вещества осадочных месторождений. Так, например, по подсчетам А. Иванова толща пермских каменной и калийных солей Соликамска в Предуралье мощностью 350—400 м накапливалась в течение 15—17 тыс. лет. Кора выветривания Южного Урала вместе с заключенными в ней месторождениями силикатных никелевых и бурожелезняковых руд формировалась от рэта до периода отложения хайбулинской свиты нижней юры в течение примерно 10—15 млн. лет. По данным Н. Белоус, пласты железных руд Западной Сибири мощностью 1—15, редко до 27 м, создавались от 1—3 до 10—15 млн. лет, а сближенные рудоносные горизонты — в течение 30—50 млн. лет. Период отложения угленосной толщи карбона Донецкого бассейна, включающей 300 пластов и пропластков каменного угля, охватывает 50—60 млн. лет; промышленная угленосность, сосредоточенная в четырех свитах среднего карбона, создавалась примерно 15—20 млн. лет.

Меньше сведений о длительности образования магматогенных месторождений. Имеющиеся данные позволяют предполагать, что накопление минеральной массы в месторождениях этой серии также обычно занимает длительный, геологически измеримый промежуток времени. Так, например, на магматических

месторождениях сульфидных медно-никелевых руд Садбери в Канаде, Печенге и Норильской группе в СССР установлено, что сульфидный расплав, обособившийся от основной магмы, застыл не только после раскристаллизации этой магмы, но и позднее более молодых магматических инъекций, секущих основные породы. Это свидетельствует о весьма длительной эволюции рудного расплава от момента его ликвации в силикатной магме до момента застывания в контурах рудных тел.

Достаточная длительность образования пегматитовых месторождений определяется протяженной метасоматической переработкой минеральных агрегатов,

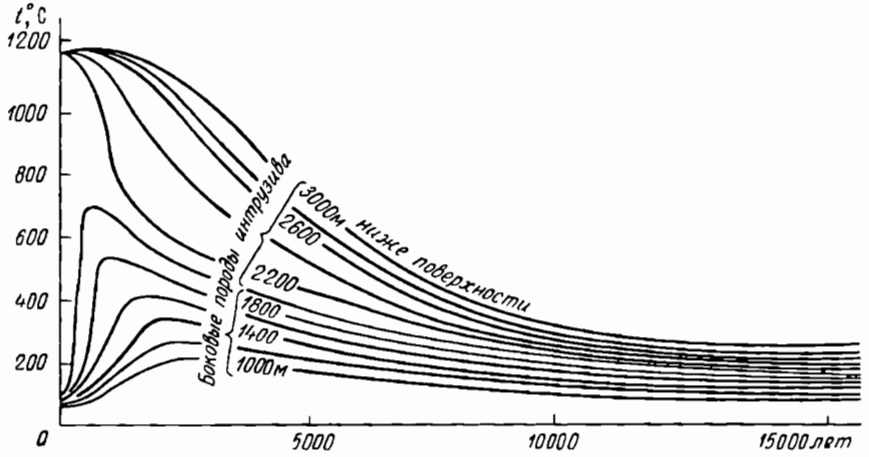


Рис. 34. Кривые изменения температуры во времени около остывающего на глубине интрузива. По *Г. Шнейдерхену*

раскристаллизовавшихся из расплава. По данным В. Кононовой, развитие ультраосновных-щелочных комплексов, с которыми связаны карбонатитовые месторождения, в некоторых районах (Ковдор) занимало 200—300 млн. лет. По расчетам Д. Рундквиста формирование сложных грейзеновых месторождений исчисляется миллионами и десятками миллионов лет. Значительное время формирования скарновых месторождений вытекает из многостадийности процесса скарнообразования, охватывающего широкий диапазон смены скарнообразующих минеральных парагенезисов.

Прямых данных о длительности гидротермального рудообразования нет. Однако имеются косвенные данные, свидетельствующие о том, что обычно этот процесс не является эпизодическим. Прогрев приконтактовой области массивов изверженных пород, регулирующий в определенной степени гидротермальное рудообразование, охватывает длительный промежуток времени. По расчетам Г. Шнейдерхена в приконтактовой области глубинных массивов температура достигает наивысшего значения довольно быстро, в течение 500—1000 лет, но затем выравнивается она медленнее, занимая 10—15 тыс. лет (рис. 34). Т. Ловеринг на основании расчетов Дж. Джейгера приходит к заключению о том, что для затвердевания массы изверженных пород, достаточно большой для выделения эманаций в количествах, способных образовать крупный рудный район, требуется период времени в десятки или сотни тысяч лет. Кроме того, если принимать во внимание прерывистый характер гидротермального рудонакопления, с участием в ходе него предрудных, внутрирудных и

послерудных даек, нередко эволюционирующих по составу от основных до кислых, то можно полагать, что формирование гидротермальных месторождений происходило в еще большие сроки. Если же учитывать период времени образования тектонических структур, контролирующих гидротермальное оруденение, то время формирования гидротермальных месторождений еще более возрастает, охватывая для некоторых месторождений целые периоды. Примером могут служить геологические структуры сурьмяных месторождений Северной Ферганы, заложенные в нижнем палеозое, а выполненные рудой лишь в верхнем палеозое, а возможно, и еще позднее.

Некоторые комплексные месторождения формировались с перерывами в течение нескольких геологических периодов. Так, колчеданные залежи восточной полосы Южного Урала возникли в девоне, а их обогащение сульфидами свинца произошло при гидротермальных процессах верхнего палеозоя.

Таким образом, время формирования месторождений полезных ископаемых, определяющее рамки истории формирования их залежей, как правило, весьма длительное. Еще более длительна история миграции некоторых элементов, идущих на постройку минералообразующих комплексов тел полезных ископаемых. Они могут переходить из одного геологического цикла в другой, то рассеиваясь, то относительно сосредоточиваясь до того момента, когда возникают благоприятные условия для их концентрации в телах полезных ископаемых. Исследование изотопов свинца в минералах гидротермальных месторождений показывает, что часть этого металла, очевидно как и других металлов, находилась в круговороте минеральных масс, слагающих земную кору, иногда в течение 2—3 геологических циклов, т. е. в течение сотен миллионов лет.

Ни одно месторождение полезных ископаемых не сохраняется в первозданном виде, подвергаясь той или иной степени изменения. Все месторождения проходят стадию диагенеза, т. е. превращения первичного минерального осадка в минеральный агрегат. Большинство месторождений проходят и следующую стадию эпигенеза, характеризующуюся относительно слабым изменением состава и строения минерального вещества без резкой смены геологических условий нахождения тел полезных ископаемых. Некоторые месторождения в дальнейшем подвергаются метаморфизму под влиянием радикального воздействия тепла, механических напряжений и химически активных процессов земной коры. Поэтому основная задача геолога, исследующего месторождение минерального сырья, сводится к раскрытию полной истории его образования от геологических событий, предшествующих минералонакоплению, через стадии его формирования к заключительным этапам последующего перерождения.

СПОСОБЫ ОТЛОЖЕНИЯ МИНЕРАЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Минеральное вещество полезных ископаемых отлагается из магматических расплавов, газово-жидких водных растворов земной коры, поверхностных водоемов и при геохимической перегруппировке горных пород в твердом виде. Поскольку основным процессом минералонакопления является выпадение вещества из раствора, главными факторами, регулирующими концентрацию минеральной массы месторождений полезных ископаемых, являются изменения температуры, химизма среды и отчасти давления.

Из магматических расплавов при снижении температуры кристаллизуются магматические и в известной мере пегматитовые месторождения.

Из жидких водных и газоводных растворов образуются альбититовые, гидротермальные, колчеданные, инфильтрационные и осадочные месторождения. Соотношение жидкой и газовой компонент в них может колебаться в широких пределах — от полного газа до полной жидкости. Вещество, из которого образуется полезное ископаемое, может находиться в них в виде взвеси, коллоидного или истинного, т. е. ионно-молекулярного, растворов. В соответствии с этим минеральное вещество газовых и жидких растворов отлагается вследствие:

1) механической садки;

2) биохимической садки, т. е. в результате жизнедеятельности или отмирания организмов, накапливающих в своем составе ценные элементы;

3) самопроизвольной коагуляции коллоидных растворов;

4) испарения и перенасыщения;

5) сорбции ценных элементов веществом твердой фазы;

6) химических реакций.

Обменные химические реакции, приводящие к выпадению нерастворимых минеральных масс полезных ископаемых из растворов, могут быть трех типов: 1) реакции различных веществ, находящихся в растворе и вступающих во взаимодействие при изменении химизма среды, температуры или давления (гидролиз, обменное разложение, окислительно-восстановительные и др.); 2) реакции при смешении растворов различного состава; 3) реакции между веществами раствора и вмещающих пород. Вследствие реакции веществ раствора или растворов образуются залежи отложения, а в результате реакции веществ раствора с веществом боковых пород могут формироваться также тела замещения или метасоматические. Из газовых растворов минеральное вещество полезных ископаемых может накапливаться также путем возгонки или сублимации.

Перегруппировка вещества горных пород с образованием залежей полезных ископаемых также происходит при изменении температуры и давления, при обязательной фильтрации сквозь них газово-жидких водных растворов. При этом реакции перегруппировки могут идти с выносом, привносом, привносом и выносом или без привноса и без выноса вещества. При выносе вещества формируются, например, остаточные месторождения коры выветривания. В связи с привносом создаются инфильтрационные месторождения. Наиболее широко распространены процессы привноса — выноса, регулирующие формирование метаморфических и метасоматических месторождений. Наконец, без привноса и без выноса, за счет перекристаллизации местного вещества могут возникать метаморфические месторождения, например, корунда, силлиманита, кианита, граната, графита.

ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Минеральное вещество полезных ископаемых может иметь различное происхождение и поступать из разных источников. Для магматических месторождений, связанных с основными и щелочными изверженными породами, оно поступает вместе с магматическими расплавами из глубинных, нередко подкоровых частей Земли и в этом случае имеет ювенильное происхождение. В постмагматических месторождениях, таких, как пегматитовые, карбонатитовые, скарновые, альбититовые, гидротермальные, источники вещества разнообразны. Среди них можно наметить три группы: 1) ювенильные магматические,

обусловленные привносом расплавом или дегазацией из глубинных частей земной коры и верхней мантии; 2) ассимилированные расплавом из окружающих пород в связи с возникновением палингенной магмы; 3) заимствованные выщелачиванием минерализованными газовыми и жидкими растворами из пород на путях их циркуляции. В седиментогенных и метаморфогенных месторождениях минеральное вещество может быть местным, или автохтонным, и привнесенным, или аллохтонным. За счет местных источников пород, вмещающих тела полезных ископаемых, формируются остаточные месторождения. В связи с привносом возникают остальные седиментогенные месторождения. Привнос осуществляется в виде механически дезинтегрированной массы, взвеси и раствора из разрушающихся более древних пород и полезных ископаемых или в виде газового и жидкого раствора из продуктов вулканической деятельности; в последнем случае минеральное вещество в конечном счете имеет ювенильный магматический или смешанный источник.

Метаморфизованные месторождения образуются из местного источника, метаморфические — в связи с мобилизацией и переотложением на ту или иную дистанцию веществ горных пород, подвергшихся метаморфическому преобразованию.

Таким образом, среди разнообразных источников минеральных масс месторождений полезных ископаемых можно выделить вещества автохтонного и аллохтонного происхождения. Среди последних, в свою очередь, могут быть намечены вещества: магматические ювенильные, магматические ассимилированные, постмагматического выщелачивания, метаморфической перегруппировки, разрушения древних пород и минеральных залежей.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Изучение месторождений полезных ископаемых производится с целью выяснения геологических условий их образования и оценки для промышленного использования. Методы изучения месторождений полезных ископаемых разделяются на полевые и лабораторные.

Полевые исследования должны определить положение тел полезных ископаемых в стратиграфическом разрезе, связь их с формациями горных пород, отношение к составу вмещающих толщ, влияние тектоники на условия локализации и морфологию залежей, форму, размеры, строение и минеральный состав залежей. Основным методом полевых исследований при изучении месторождений полезных ископаемых является геологическое картирование — составление геологических карт и разрезов разных, обычно достаточно детальных масштабов. Для промышленной оценки производят геологоразведочные работы, выполняющиеся при помощи горных выработок, буровых скважин, геофизических и геохимических методов. Попутно выясняются гидрогеологическая обстановка и инженерно-геологические условия проектирования и разработки месторождений.

Лабораторные исследования связаны с изучением вещества минерального сырья и разделяются на изучение минерального и химического составов и физико-технических свойств полезных ископаемых.

При исследовании минерального состава выясняются полный перечень минералов, слагающих полезное ископаемое, текстуры и структуры руд, естественные парагенетические ассоциации, их соотношение в контурах залежей и последовательность развития при общем ходе минералонакопления в процессе

формирования и последующего изменения месторождения. Минералогические исследования производятся также для определения форм и размеров срастания отдельных минералов, сведения о которых необходимы при установлении рациональных схем переработки минерального сырья, в частности его обогащения. Одновременно производится исследование минерального (петрографического, литологического) состава вмещающих пород для установления связей и взаимовлияния составов тел полезных ископаемых и боковых пород друг на друга в период их образования и последующего взаимодействия. Эти исследования производятся различными методами диагностики и исследования минералов: кристаллографическим, рентгеноструктурным, химическим, спектроскопическим (обычная, инфракрасная, комбинированная, мессбауэровская, масс-спектрометрическая), оптическим (микроскопия отраженная и проходящая, электронная), физическим (твердость, плотность, деформируемость), электромагнитным (термомагнитометрия, термоЭДС, электронный парамагнитный резонанс, ядерный магнитный резонанс), термическим, термобарометрическим, люминесцентным и др.

Химический состав вещества полезного ископаемого определяется для выяснения входящих в него главных и второстепенных элементов и изменения соотношения этих элементов по естественным разновидностям полезного ископаемого и для различных частей залежей. Особенно детально исследуются содержание ценных и вредных для данного вида минерального сырья химических элементов и закономерности их распределения в контурах тел полезных ископаемых. Среди химических могут быть названы и специальные исследования, такие, как, например, выяснение содержания изотопов некоторых элементов для определения абсолютного возраста обособления отдельных минералов и их агрегатов, источников рудообразующих веществ, температуры их отложения и пр.

Физико-технические исследования производятся в направлении оценки технических, технологических и физических свойств отдельных минералов и их агрегатов, т. е. для диагностики их состава и условий накопления, а также для определения качества минерального сырья и выявления его свойств, важных при обработке, переработке и практическом использовании.

Кроме того, в лабораторных условиях выполняются экспериментальные исследования, моделирующие поверхностные и глубинные условия формирования месторождений полезных ископаемых, проливающие свет на их генезис.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Билибин Ю. А. Избранные труды. М., Изд-во АН СССР, т. 1, 1958, 432 с.; т. 2, 1959. 498 с.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.

Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965, 379 с.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., Гостоптехиздат, 1953. 672 с.

Семенов А. И., Щеглов А. Д. Основные закономерности размещения месторождений полезных ископаемых на территории СССР. — В кн.: Геологическое строение СССР, т. 4. М., «Недра», 1968. 504 с.

Смирнов В. И. Очерки металлогении. М., Госгеолтехиздат, 1963. 163 с.

Смирнов В. И. Металлогения океанов. — «Геология рудных месторождений», 1975, № 1, с. 2—12.

Смирнов С. С. Избранные труды. М., Изд-во АН СССР, 1955. 248 с.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1960, т. 1, 212 с.; 1961, т. 2, 574 с.; 1963, т. 3, 550 с.

Шатский Н. С. Парагенезисы осадочных и вулканогенных пород и формаций. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1960, № 5, с. 3—23.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. М., «Недра», 1968. 180 с.

Глава четвертая

МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Классификация процессов магматической дифференциации, при которых происходит образование месторождений, является основой генетической классификации этих месторождений.

А. Заварицкий, 1926 г.

ОБЩАЯ СХЕМА ФОРМИРОВАНИЯ И ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ

Магматические месторождения формируются в процессе дифференциации металлоносной магмы непосредственно из расплава ультраосновного, основного или щелочного состава. При остывании такого расплава накопление рудообразующих минералов может происходить тремя путями.

Во-первых, магма рудносиликатного состава при охлаждении распадается на две несмешивающиеся жидкости — рудную и силикатную, раздельная кристаллизация которых приводит к обособлению ликвационных магматических месторождений.

Во-вторых, в силикатных магмах металлы могут войти в состав минералов ранней кристаллизации, сконцентрироваться в них еще до полного отвердения оставшейся части расплава и образовать раннемагматические (сегрегационные, аккумулятивные) месторождения.

В-третьих, в подобного рода силикатных магмах, содержащих, по-видимому, повышенное количество летучих соединений, металлы и их окислы кристаллизуются при более низких температурах, после затвердевания главной массы породообразующих силикатов, из остаточных расплавов. При этом образуются позднемагматические (гистеромагматические, фузивные) месторождения. Здесь не учитываются очень редкие магматические эффузивные месторождения вроде вулканических потоков самородной серы или магнетитовой лавы.

Таким образом, месторождения магматической группы разделяются на три класса: 1) ликвационный, 2) раннемагматический, 3) позднемагматический. Среди магматических наиболее значительны месторождения титаномагнетитовых, апатит-магнетитовых и медно-никелевых руд, хромитов, платиноидов, алмазов, некоторых редких элементов (Nb, Ta, Zr и Hf), редких земель, апатита и графита.

Особенно существенные работы по геологии магматических месторождений принадлежат Л. Вагеру, М. Годлевскому, Г. Горбунову, А. Заварицкому, В. Котульскому, И. Малышеву, Н. Павлову, В. Соболеву, Г. Соколову, И. Фогту, Дж. Хэулею и др.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Преобладающим источником рудообразующих элементов магматических месторождений было глубинное вещество подкоровой магмы. Но формировались они в широком диапазоне глубин и давлений от очень больших, отвечающи

полям устойчивости алмаза и пиропа на глубине 150 км, до приповерхностных, соответствующих образованию магматических сульфидных медно-никелевых месторождений Норильска на глубине до 1 км. Давление, необходимое для возникновения алмазов, достигает 50 кбар.

Температура формирования для разных месторождений этой группы также изменяется от 1500°, соответствующей экспериментальным условием получения алмаза, до температуры 300° С, при которой выделялись рудообразующие сульфиды некоторых магматических месторождений (А. Бетехтин).

Перепад температуры от начала до конца магматического рудообразования мог быть весьма значительным. Так, по исследованиям И. Фогта, сернистые металлы растворимы только при температуре более 1500° С. Поэтому в охлаждающейся сульфидно-силикатной магме при температуре, близкой к 1500° С, т. е. задолго до начала ее раскристаллизации (900—1200°), происходит разделение расплава на две несмешивающиеся жидкости (ликвация). Вероятно, температура ликвации такой магмы колеблется в зависимости от деталей ее состава, но при любых условиях ликвация происходит до начала затвердевания расплава. Температура же выделения сульфидов значительно ниже. Как отмечает М. Годлевский, сульфиды Норильска кристаллизовались после распада титаномагнетита, происходящего, согласно П. Рамдору, при температуре 600—700° С. Более того, А. Бетехтин считает, что температура отложения некоторой части сульфидов снижается до 300° С, а по данным В. Василенко, температура декрепитации пирротина из некоторых месторождений понижается до 200° С.

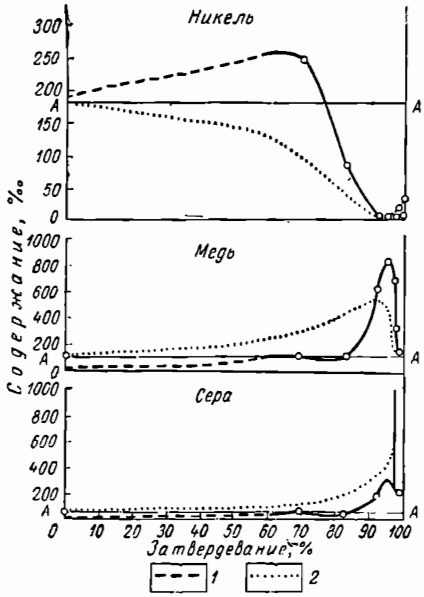


Рис. 35. Изменение содержания никеля, меди и серы в породах и синхронных им расплавах в процессе фракционирования габброидов Скаергаарда. По *Л. Вагеру* и др.

1 — содержание элемента в породе; *2* — то же, в жидкости. *АА* — линия содержания в первоначальном расплаве

Как показали исследования Скаергаардской рудоносной интрузии габбро в Гренландии, первоначальное содержание серы в магме было близко к 0,005%. Жидкость, богатая сульфидом меди, начала отделяться от силикатной магмы при содержании в ней серы 0,01% и меди 0,02%. По мере застывания силикатной части расплава в процессе фракционирования содержание меди и серы в сульфидном расплаве возрастало, а содержание никеля падало в связи с вхождением его в решетку породообразующих минералов (рис. 35). Эволюция системы «силикат + окислы — сульфиды», учитывающая эти особенности формирования рудных вкрапленников в расслоенном интрузиве Скаергаарда, изображена на рис. 36. Из этого рисунка следует, что даже при очень низком содержании сульфидов по мере снижения температуры сульфидно-силикатного расплава происходит его разделение на сульфидную и силикатную части (точка *Р*). В дальнейшем по мере выпадения силикатов в твердую фазу система переходит в сульфидный расплав с растворенными в ней силикатами, составляющими около 10% количества сульфидов при температуре, отвечающей

температуре ликвации, и не более нескольких процентов при температуре около 700° С (точки Q и R). Из этой в основном сульфидной жидкости выпадают сульфиды, силикаты и окислы в условиях, близких к эвтектике.

Главными геохимическими факторами, влияющими на ликвацию сульфидного расплава в магме, являются: 1) концентрация серы; 2) общий состав силикатной магмы, особенно содержание в ней железа, магния и кремния; 3) содержание халькофильных элементов в жидкой силикатной фазе. Значение этих факторов можно продемонстрировать на роли железа. Установлено, что присутствие железа в силикатном расплаве повышает растворимость сульфидов в десятки раз. Поэтому, когда железо в слабой степени осваивается кристаллизующимися силикатами, абсолютное количество его при остывании расплава растет, отделяется небольшая часть сульфидного расплава и значительных месторождений не образуется (Скаергаард). Наоборот, когда железо связывается кристаллизующимся оливином и абсолютное его содержание в жидкой части системы падает, происходит интенсивное отделение сульфидного расплава и формируются месторождения (Норильск). Снижение концентрации железа в расплаве в два раза снижает растворимость сульфида железа в четыре раза и приводит к ликвации расплава (Ф. Ананьев).

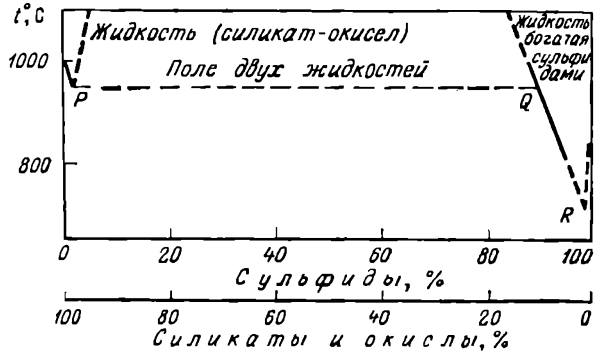


Рис. 36. Диаграмма кристаллизации двухкомпонентной системы с ликвацией на примере Скаергаарда. По *Л. Вагеру* и др.

Сера, как известно, обладает разным сродством по отношению к различным металлам. В магмах с небольшим ее содержанием образуется расплав лишь сульфида меди, с которой она наиболее родственна. Железо при этом сохраняется в расплаве, повышает его растворимость и тормозит формирование крупных месторождений, образуются лишь вкрапленности халькопирита, обычные для многих габброидных пород. В магмах с повышенной концентрацией серы образуется железный расплав, в состав которого входят в виде растворенных компонентов сульфиды меди, никеля и других металлов. В этих условиях могут формироваться значительные залежи комплексных медно-никелевых руд.

По данным Х. Шаманского и Л. Клара (1973 г.), исследовавших систему FeS — FeO — SiO — Na_2O, воздействие на магму кислорода и Na_2O также способствует отделению рудного расплава и его сепарации.

Толчком для ликвации силикатного и сульфидного расплавов может быть ассимиляция магмой боковых пород, нарушающая химическое равновесие. При ликвации сульфидная часть расплава обособляется в капли, которые вследствие их более высокой плотности начинают погружаться в низ вязкого силикатного расплава, по направлению к донной части магматического резервуара. В зависимости от длительности остывания силикатной части расплава, в известной мере связанной с глубиной интрузии, локализация сульфидных рудных тел может происходить шестью способами.

1. При относительно скором застывании на небольшой глубине сепарированные капельки сульфидов могут не дойти до дна интрузива и, будучи схва-

чены при быстрой раскристаллизации, образуют висячие залежи вкрапленных руд. Механизм гравитационной кристаллизации проявится при этом не только в расположении таких зон вкрапленных руд в теле интрузива, но и в строении отдельных вкрапленников, образованных при отвердении капель. Их нижняя часть сложена более тяжелым пирротином (плотность 4,6—4,7), а верхняя — более легким халькопиритом (плотность 4,1—4,3).

2. При более медленном остывании сульфидный расплав может сконцентрироваться в нижней части интрузива, образовав донные залежи вкрапленных и сплошных руд.

3. При обычной раскристаллизации интрузивного массива до отвердения сульфидного расплава часть последнего может быть тектонически отжата из донной и центральной частей массива по трещинам и слоистости подстилающих пород с образованием сульфидных жил и пластовых залежей.

4. В теле массива могут обособляться остаточные скопления сульфидов, медленное остывание которых в относительно спокойной обстановке локального воздействия постепенно накапливающихся минерализаторов приводит к образованию специфических крупнокристаллических пегматоидных сульфидно-силикатных штоков.

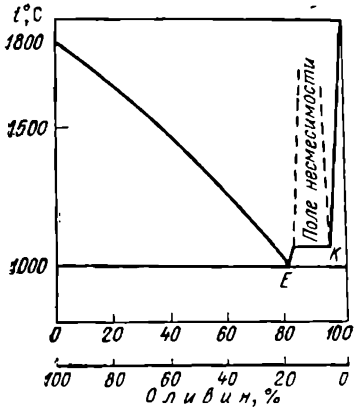


Рис. 37. Диаграмма кристаллизации оливина — хромита. По *Г. Соколову*

5. При ликвации рудоносной магмы на более существенной глубине силикатный и сульфидный расплавы могут быть более или менее одновременно выжаты в верхние части земной коры и образовать здесь расслоенные залежи. К такому заключению пришли В. Котульский и др., обратившие внимание на то, что малые объемы интрузивных тел некоторых магматических сульфидных месторождений не соответствуют относительно крупным размерам рудных залежей.

6. При ликвации рудоносной магмы на столь же существенных глубинах, но при еще более медленном течении процесса, вначале может быть инъецирован силикатный расплав, а после его раскристаллизации из глубины может поступить рудообразующий сульфидно-силикатный расплав с образованием эпигенетических секущих рудных тел. Об этом свидетельствует соотношение сульфидных рудных тел на месторождениях Садбери в Канаде.

Физико-химические условия формирования ранне- и позднемагматических месторождений исследованы слабее. Можно напомнить лишь о статьях с описанием результатов изучения системы TiO_2 — Fe_2O_3 — FeO в связи с кристаллизацией магнетита, гематита, ильменита и рутила, а также об анхиэвтектической модели кристаллизации хромита в ультраосновной магме, предложенной Г. Соколовым. Исходя из температуры плавления оливина (около 1800° С) и хромита (около 1900° С), а также вычисленной точки эвтектики кристаллизации этих минералов, отвечающей примерно 20% оливина и 80% хромита, он предложил диаграмму кристаллизации хромита в ультраосновном расплаве (рис. 37). Температура эвтектики 1000° С принята условно, очевидно, она должна быть значительно выше температуры обезвоживания хлорита (600° С). В правой части диаграммы — в области расплава, богатого хромом, Г. Соколов

намечает область несмешивающихся жидкостей, или местной ликвации расплава хромита от силикатного расплава, характеризующуюся сегрегацией хромитовых капель в этом расплаве с последующим превращением их в округлые нодули хромита в дуните.

Вторым примером могут служить исследования Р. Фишером системы Fe_xO_y — $Ca_5[F(PO_4)_3]$— $Na_2O \cdot 2{,}7SiO_2$; он оконтурил область несмешивающихся жидкостей, которая начинается на стороне «фосфат — силикат» и распространяется в направлении высших окислов железа.

Третьим примером может служить термодинамический анализ функциональной зависимости между количеством Mg и Fe^{2+} в сосуществующих хромитах и оливинах, выполненный Е. Джексоном и показавший, что эти два

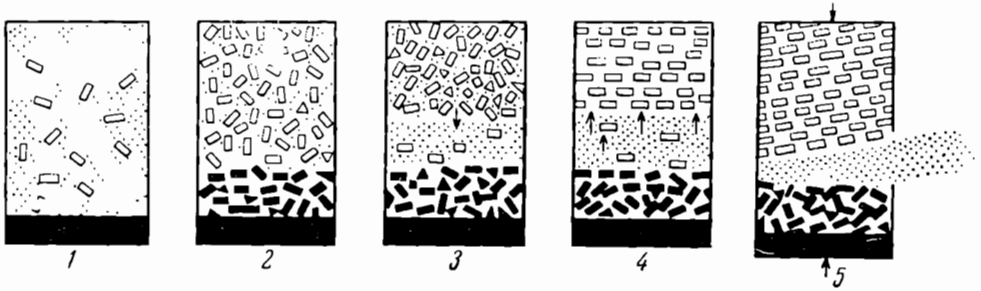


Рис. 38. Идеализированная схема формирования согласных и секущих залежей позднемагматических месторождений в расслоенных плутонах. По *А. Бэтману*.

1 — ранняя стадия с выделением кристаллов силикатов; *2* — последующая стадия с выделением железо-магнезиальных минералов и погружением их на дно; *3* — проникновение рудного расплава книзу; *4* — всплывание более легких силикатных минералов и образование согласных рудных залежей; *5* — отжатие (фильтр-прессинг) рудного расплава и образование секущих рудных залежей

главных минерала магматических руд хромитов составляют равновесную ассоциацию.

На основании полевых наблюдений и микроскопического изучения руд установлено, что только незначительная часть рудных минералов скапливается в шлирах раннемагматических месторождений. Бо́льшая же их доля концентрируется в остаточном рудном расплаве, затвердевающем после раскристаллизации значительной массы силикатов и формирующем крупные залежи позднемагматических месторождений. Отделение рудного расплава обычно идет по схеме его фракционирования, хотя иногда в магмах, пересыщенных металлами, оно может осуществляться и путем частичной ликвации.

В процессе фракционирования взаимоотношения между твердой фазой силикатных кристаллов и постепенно обогащающейся летучими соединениями и металлами жидкой фазой, вероятно, довольно сложные. По мнению ряда исследователей, в рудоносном магматическом резервуаре вначале происходит обогащение донной части железо-магнезиальными минералами, обладающими бо́льшей плотностью, чем плагиоклазы. Постепенно накапливающийся остаточный рудный расплав также погружается книзу, располагается выше скоплений железо-магнезиальных минералов, выстилающих ложе интрузии, а более легкие полевые шпаты и другие силикаты всплывают, образуя покров рудного горизонта. При этом могут возникнуть **согласные рудные залежи** расслоенных интрузий (автомагматические месторождения Г. Соколова). Если рудный расплав до его раскристаллизации в силу тектонических напряжений будет отжат в сторону по разломам, могут образоваться **секу-**

щ и е р у д н ы е т е л а позднемагматической инъекции (гетеромагматические месторождения Г. Соколова). Схема этого процесса изображена на рис. 38.

Состав магматических месторождений известным образом связан с составом материнских пород. Хромиты ассоциированы с дунитами, т. е. с породами, богатыми магнием; титаномагнетиты — с пироксенитами, т. е. с породами, богатыми железом; апатит и сопутствующие ему соединения — с щелочными породами агпаитовой ветви, богатой кальцием. А. Бетехтин и другие геологи отмечают, что в Нижне-Тагильском массиве основных пород по мере перехода от дунитов к пироксенитам в зернах хромита падает содержание окиси хрома и магния и возрастает содержание железа и титана.



Рис. 39. Схема переходов дунитов в перидотиты и пироксениты в массивах Урала (по материалам Г. Соколова).

I — зона дунитов; *II* — полосчатый гарцбургит — дунитовый комплекс; *III* — переходные лерцолиты — гарцбургиты; *IV* — зона лерцолитов; *V*—зона пироксенитов. *1* — дуниты; *2* — гарцбургиты; *3* — лерцолиты; *4* — пироксениты

Большинство магматических месторождений находится среди массивов дифференцированных изверженных пород, имеющих полосчатое строение. Степень такой дифференциации различна. В одних случаях наблюдаются постепенные переходы от полос одного состава к зонам другого состава, как, например, в массивах гипербазитов Урала (рис. 39). В других случаях формируются резко дифференцированные, отчетливо расслоенные или, как их иногда называют, с т р а т и ф и ц и р о в а н н ы е и н т р у з и и. Их примером могут служить стратифицированный лополит Бушвельдского комплекса в Южной Африке с магматическими месторождениями хромитов, титаномагнетитов и платиноносных сульфидов или расслоенный массив щелочных луяврит-уртитовых руд с магматическими месторождениями руд редких элементов в СССР (рис. 40).

Интересный случай слоистой интрузии Стиллуотер изучен Е. Джексоном. Обогащение хромитом в этой интрузии обнаружено в 13 горизонтах, приуроченных к ультрамафической зоне мощностью 1050 м. Пять таких слоев прослежено на 4,5 км, а один — на 9 км. Общее содержание железа в хромитах закономерно уменьшается от 6 катионов на элементарную ячейку в нижних частях интрузии до 4,5 катионов в ее средних частях, а затем вновь возрастает до 5,5 катионов в верхних частях.

Хорошим примером расслоенной интрузии может служить Сарановский массив на Урале с 20 выдержанными слоями хромита мощностью от 3 см до 20 м.

Полосчатое обособление пород различного состава, в том числе слоев рудоносных пород, связано со сложной и во многом еще дискуссионной проблемой дифференциации магмы до и во время ее внедрения. Не входя в детали обсуждения этой проблемы, отметим следующее.

Можно выделить два типа дифференциации: л и к в а ц и о н н ы й и к р и с т а л л и з а ц и о н н ы й. В первом случае магматические расплавы обособляются до их затвердевания, а во втором — в процессе затвердевания. И в том, и в другом случае в силу разных удельных весов жидких и твердых фаз расплава происходит их гравитационная дифференциация. Последняя усложняется реакциями обмена между выделившимися фазами, конвекционными токами, неоднородным движением дифференциатов в магматической

камере, воздействием тектонических напряжений, газовой составляющей, процессом ассимиляции и прочими привходящими причинами. Все эти побочные процессы, однако, не определяют основную картину строения дифференцированных массивов, а лишь в той или иной степени осложняют ее.

Магматическая дифференциация как ликвационного, так и кристаллизационного типов может быть первичной или глубинной, а также вторичной или возникающей на месте застывания расплавов. В соответствии с этим существуют четыре главные гипотезы формирования полосчатых интрузивов, заключающих магматические месторождения: 1) представление о ликвационном расслоении магмы на глубине и последовательной послойной инъекции расплавов

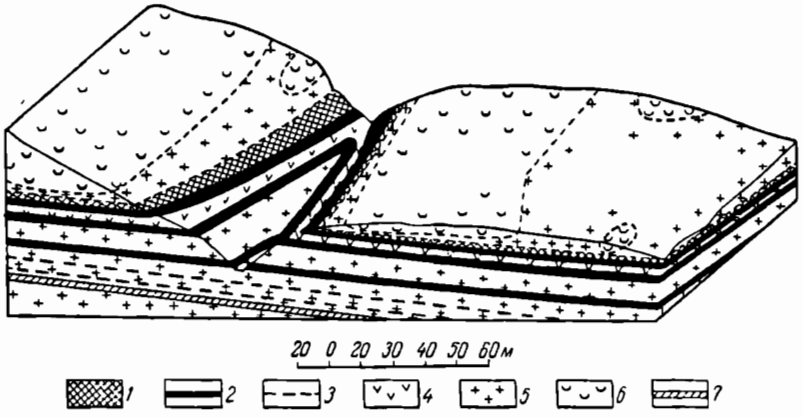


Рис. 40. Схема геологического строения одного из участков расслоенного магматического месторождения. По *М. Золотарю*.

1 — уртит с мурманитом и лопаритом; *2* — лопаритовый луяврит; *3* — бедный лопаритом луяврит; *4* — лейкократовый луяврит; *5* — фойяит; *6* — эгириновый нефелиновый сиенит; *7* — луяврит со сфеном

различного состава в верхние горизонты земной коры; 2) точка зрения о ликвационной или кристаллизационной дифференциации магмы на глубине и одноактном внедрении таких гетерогенных расплавов в верхнюю часть Земли; 3) идея о ликвационной дифференциации рудоносных магм на месте становления массивов с дифференциальным перемещением молекул или выделяющихся минералов в магматической камере; 4) кроме того, существует мнение о метасоматическом происхождении полосчатых рудоносных массивов.

Большинство геологов, однако, полагают, что метасоматические процессы могут в той или иной мере завуалировать первичный состав и строение массивов, но не в состоянии определить их расслоенную структуру. По законам петрохимии в остаточных рудных расплавах ликвационной и кристаллизационной дифференциации накапливается некоторое количество летучих соединений. Они отделяются на самых завершающих, посткристаллизационных стадиях эволюции магматического расплава, отлагая в теле интрузива, в рудных залежах, а также во вмещающих их породах некоторую, обычно весьма несущественную, часть металлов и изменяя окружающие породы, как правило, незначительно.

В. Котульский намечает определенную последовательность формирования таких посткристаллизационных прожилков гидротермального типа на сульфидных магматических месторождениях. По его наблюдениям, вначале обра-

зуются прожилки арсенидов кобальта и никеля, затем прожилки сфалерита, галенита и, наконец, жилки молибденита и вольфрамита. Весьма показательно, что все они не сопровождаются жильными минералами. Часть вещества этих прожилков может быть вынесена из остаточных расплавов, другая часть образована путем перегруппировки ранее отложенного, в том числе и сульфидного, вещества.

Изменение вмещающих пород гидротермального облика известно на месторождениях ликвационной и кристаллизационной дифференциации. Оно проявляется в виде тонких оторочек актинолита, скаполита, антигорита, хлорита, серицита, серпентина и других гидроксилсодержащих минералов, а также в виде слабого окварцевания и карбонатизации, известных на сульфидных и окисных магматических месторождениях.

Секущий характер некоторых рудных тел, образование части из них значительно позднее материнских пород, признаки гидротермального изменения окружающей среды — все это заставляет некоторых геологов отрицать магматический генезис рассматриваемых месторождений и относить их к постмагматическим гидротермальным образованиям. Однако наблюдения за природой этих месторождений показывают, что гидротермальные явления на них происходили после выделения из магмы рудного расплава, носили постумный характер, были слабыми; они не характеризуют основную линию генезиса магматических рудных тел, местами лишь в той или иной степени осложняя ее. Об этом же свидетельствуют прожилки дунита, пироксенита и других родоначальных пород, иногда секущие тела магматических месторождений (А. Бетехтин).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Связь с магматическими формациями. Рудные тела всех разновидностей магматических месторождений располагаются внутри или по ближайшей периферии породивших их интрузивов. Для последних весьма типичны плоская форма и наличие доступной для исследования нижней, придонной части (лополиты, плоские лакколиты, моноклинальные силлы, реже дайки).

Магматические месторождения связаны с шестью формациями магматических горных пород. Две из них принадлежат геосинклиналям, а четыре — платформам.

В геосинклинальных условиях образуются: 1) формация перидотитовых пород с ранне- и позднемагматическими месторождениями хромитов, а также некоторых элементов платиновой группы (осмий, иридий); 2) формация габбро-пироксенит-дунитовых пород в основном с позднемагматическими месторождениями титаномагнетитов и других элементов платиновой группы (платина, палладий). Эти рудоносные формации развивались исключительно в базальтофильных геосинклиналях, характеризующихся особенно интенсивным эффузивным и интрузивным магматизмом и металлоносностью ранней стадии развития.

Обе формации и ассоциированные с ними месторождения возникли на ранней, собственно геосинклинальной стадии развития. Отмечается тенденция более раннего образования перидотитовых массивов с хромитами и более позднего — массивов габбровой магмы с титаномагнетитами. Интрузивы обеих формаций тяготеют к тектоническим разломам, обрамляющим геосинклинальные рвы, создавая прерывистые цепи рудоносных массивов, вытянутые в виде поясов на сотни километров. Они раскристаллизовывались в нижней части гипабиссальной зоны в обстановке, переходной к абиссальным условиям.

На платформах формировались четыре рудоносные формации: 1) ультраосновных и основных пород с магматическими ликвационными сульфидными месторождениями медно-никелевых руд; 2) ультраосновных пород, образовавших алмазоносные диатремы кимберлитов; 3) ультраосновных — щелочных пород с магматическими месторождениями карбонатитов; 4) щелочных пород с позднемагматическими месторождениями руд редких земель, тантала и ниобия, а также апатитов и апатит-магнетитовых руд. Все эти формации и ассоциированные с ними магматические месторождения известны только на тектонически активизированных платформах. В их прогибающихся участках имели место интрузии ультраосновных и основных пород, с наиболее дифференцированными членами которых связаны ликвационные сульфидные медно-никелевые месторождения. В их воздымающихся участках происходили интрузии щелочных пород и формировались магматические месторождения редких земель, тантала и ниобия. Обе эти формации раскристаллизовывались в гипабиссальных условиях. Вдоль крупных пограничных и внутренних разломов активизированных платформ внедрялись трубообразные и дайковые тела алмазоносных пикритовых порфиритов (кимберлитов) и ультраосновных — щелочных пород с карбонатитами. Ультраосновная магма этих пород имеет ультраабиссальное происхождение, но застывала она в приповерхностной зоне.

Геологический возраст. На территории Советского Союза известны протерозойские, каледонские, герцинские и раннемезозойские значительные месторождения, принадлежащие к шести вышеупоминавшимся магматическим формациям. Для альпийского цикла на территории нашей страны крупные магматические месторождения пока не выявлены.

Связь с другими генетическими группами. Магматические месторождения оригинальны по условиям своего возникновения и образуют изолированную группу без переходов к другим генетическим группам полезных ископаемых.

ЛИКВАЦИОННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Наиболее характерными ликвационными магматическими образованиями являются сульфидные медно-никелевые месторождения в ультраосновных и основных породах. К ним относятся на территории СССР Норильская группа в Красноярском крае, Монча-Тундра и Печенга на Кольском полуострове, рудопроявления Воронежского кристаллического массива, сравнительно небольшие месторождения Финляндии, Швеции и Норвегии, крупное месторождение Садбери и ряд более мелких рудных полей и месторождений Канады (Томпсон, Мистери-Лейк и др.), США (Аляска, Стиллуотер), Южной Африки (Инисизва), Китая (провинция Сычуань), Австралии. Не вполне ясны детали генезиса Бушвельдского комплекса Южной Африки, в пределах которого как будто можно выделить медно-никелево-платиновые месторождения ликвационного происхождения (риф Меренского).

Ликвационные месторождения встречаются очень редко, что определяется исключительными условиями их образования. Они формируются только на платформах, но не на всех, а на тектонически активизированных. В пределах активизированных участков платформ такие месторождения связаны исключительно с гипабиссальными интрузиями габбровых магм и локализуются по преимуществу в связи с полнодифференцированными массивами этих пород. Наиболее значительные месторождения размещены на древних докембрийских платформах и обусловлены тектоно-магматической активизацией их в протерозойском (Балтийский и Канадский щиты), возможно, в каледонском, а также в герцинском (Сибирская платформа) орогенических этапах.

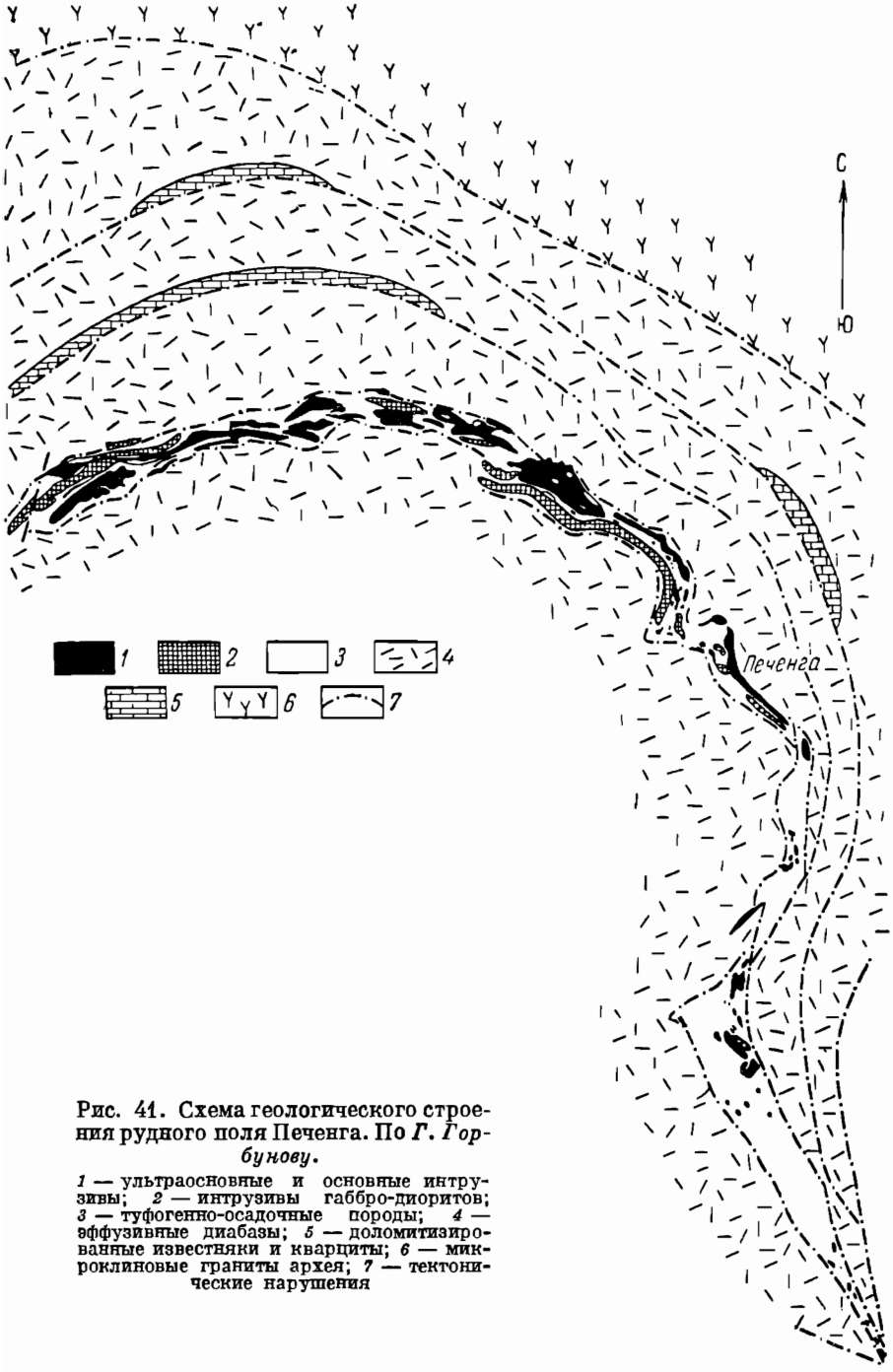


Рис. 41. Схема геологического строения рудного поля Печенга. По *Г. Горбунову.*

1 — ультраосновные и основные интрузивы; *2* — интрузивы габбро-диоритов; *3* — туфогенно-осадочные породы; *4* — эффузивные диабазы; *5* — доломитизированные известняки и кварциты; *6* — микроклиновые граниты архея; *7* — тектонические нарушения

Материнскими породами этих месторождений являются гипабиссальные интрузивы габбрового состава, обычно входящие в сложный и длительно развивающийся комплекс магматических пород (рис. 41). В развитии таких комплексов намечаются три главные стадии: 1) излияние лав и образование толщ вулканогенных, а также вулканогенно-осадочных платформенных пород; 2) внедрение пластовых и в меньшей степени секущих рудоносных интрузий; 3) внедрение даек преимущественно основного состава. При этом рудные тела нередко раскристаллизовываются после внедрения даек.

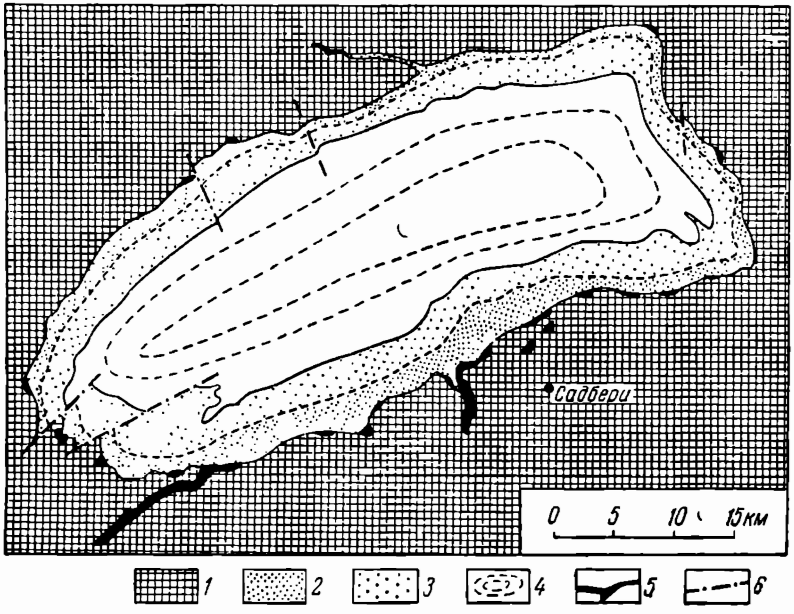


Рис. 42. Схема геологического строения лополита Садбери в Канаде. По *П. Колеману*.

1 — нижнегуронские и лаврентьевские подстилающие породы подошвы; *2* — нориты; *3* — габбро; *4* — верхнегуронские породы кровли; *5* — сульфидные месторождения; *6* — тектонические нарушения

Интрузивы бывают недифференцированные и дифференцированные. Последние имеют полосчатое строение с обособлением более основных разновидностей в основании, а более кислых — у вершины интрузивов. Иногда встречаются интрузии с послойным чередованием более основных и более кислых дифференциатов. Крайние основные члены таких интрузивов относятся к перидотитам, иногда превращенным в серпентиниты, крайние кислые — к габбро-диоритам. В размещении рудоносных массивов изверженных пород крупную роль играют геологические структуры вмещающих их пород. Благоприятна для их локализации комбинация двух тектонических элементов — крупных разломов краевых или внутренних частей платформ и пологих синклиналей. Магма поднимается по разломам и, проникая в шарнирные части синклиналей, формирует интрузивные массивы типа лополитов. Таково тектоническое положение родоначальных интрузивов района Норильска, месторождений Кольского полуострова, Инисизвы и Садбери (рис. 42). По наблюдениям А. Виленского и др. в Нориль-

ском районе наиболее перспективны для нахождения значительных месторождений сульфидных медно-никелевых руд крупные (мощностью более 100 м) пологие лополитообразные дифференцированные интрузивы щелочноземельной ветви дифференциации базальтовой магмы с малым ореолом контактово измененных пород, залегающие под «экраном» лав или долеритов.

Промышленные сульфидные месторождения формировались в результате глубинной ликвации. В дальнейшем процесс развивался двумя путями: 1) при одновременном или последовательном внедрении сепарированных расплавов

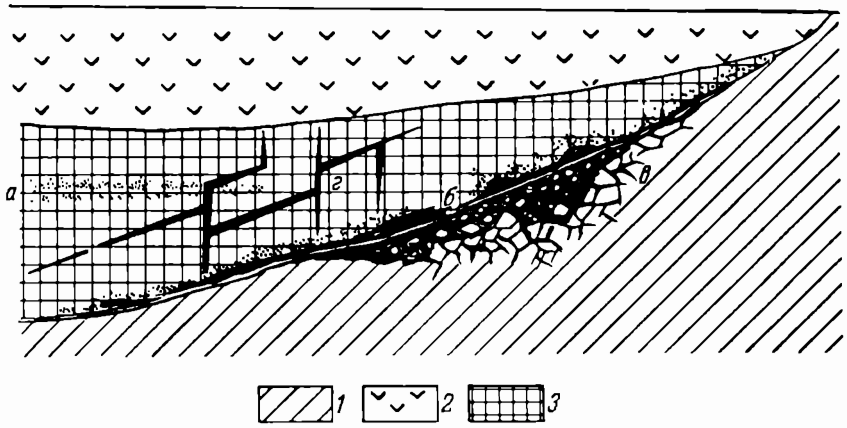


Рис. 43. Принципиальная схема размещения рудных тел сульфидных медно-никелевых месторождений.

1 — подстилающие породы; *2* — перекрывающие породы; *3* — вмещающие породы; *а* — висячие вкрапленники; *б* — донные залежи; *в* — приконтактовые брекчиевые руды; *г* — жилы

и обособлении из такой гетерогенной магмы сульфидных месторождений (Норильск); 2) при первоначальном подъеме силикатного расплава, отвердении изверженной породы и последующей инъекции сульфидного расплава (Садбери и Печенга). При дифференциации родоначальных магм на месте их кристаллизации крупных ликвационных месторождений, по-видимому, не возникает.

Некоторые исследователи считают, что вещество ликвационных сульфидных месторождений могло в том или ином количестве переотлагаться при последующем воздействии расплавов более поздних интрузий, метаморфизме и воздействии гидротермальных газоводных растворов. Другие исследователи (Г. Куллеруд) придают существенное значение процессу сульфуризации, который рассматривается как воздействие возгонов серы сепарированного сульфидного расплава на раскаленные силикатные породы с образованием вторичных сульфидов или вторичной рудной магмы.

Рудные тела ликвационных месторождений размещаются внутри, по периферии и вблизи родоначальных интрузивов. Среди них выделяются сингенетичные зоны вкрапленных и эпигенетичные тела массивных и прожилково-вкрапленных руд. По морфологическим признакам рудные тела разделяются на четыре группы (рис. 43): 1) пластовые «висячие» залежи вкрапленных руд; 2) пластовые и линзообразные залежи донных массивных «шлировых» и прожилково-вкрапленных руд, в той или иной степени распространяющиеся в подстилающие породы; 3) линзы и неправильные тела приконтактовых брекчиевых руд; 4) жилы.

Геологическая позиция рудных тел определяется двумя главными причинами: 1) силой тяжести, приведшей к гравитационной сепарации сульфидного расплава; 2) тектоническими напряжениями, отжавшими этот расплав полностью или частично вдоль раскрывшихся элементов геологической структуры. В силу первой причины сульфидные руды тяготеют к нижней части интрузивов и могут накапливаться только в массивах, имеющих дно. Среди тектонических элементов, контролирующих размещение эпигенетических сульфидных тел,

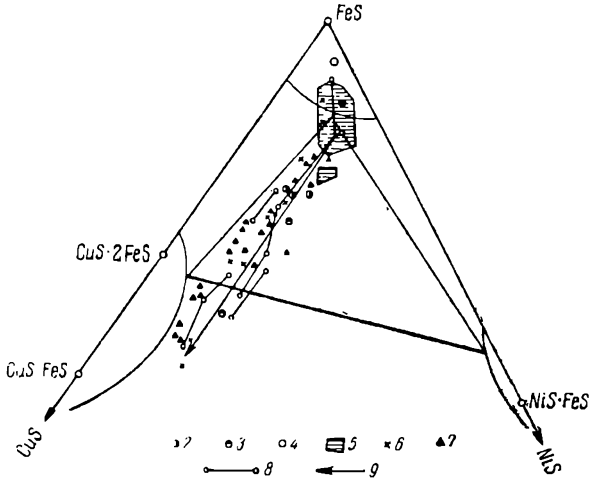


Рис. 44. Нормативный состав сульфидных руд Норильска. По *М. Годлевскому*.

1 — средний состав жильных руд; *2* — то же, ликвационных вкрапленных руд; *3* — то же, инъекционных вкрапленных руд; *4* — пирротиновые линзы; *5* — поле жильных руд; *6* — инъекционные вкрапленные руды; *7* — халькопиритовые жилы; *8* — ход дифференциации медных жил; *9* — общая линия кристаллизационной и фильтрационной эволюции

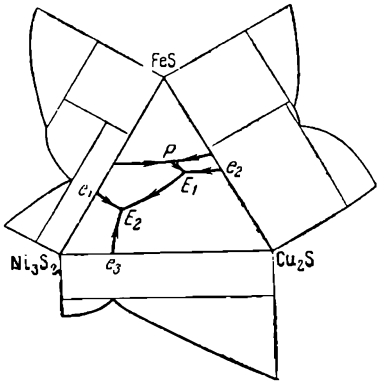


Рис. 45. Схематическая диаграмма состояния псевдотройной системы $FeS—Ni_3S_2—Cu_2S$ (развертка на плоскость основания). По *Г. Поповой* и *В. Ершову*.

P — перитектическая точка; *e* — точки двойной эвтектики; E_1 и E_2 — точки тройной эвтектики. Стрелками показано общее направление кристаллизации сульфидного расплава

выделяются послойные зоны дробления, проходящие по контактам пород различного состава и, в частности, в приконтактовой области материнского интрузива и подстилающих его пород, а также тектонические трещины. Послойные зоны тектонического дробления определяют локализацию пластовых и так называемых брекчиевых руд, а трещины — положение жил. Среди тектонических трещин характерно преобладание деформаций отрыва, очень часто обусловливающих простое приоткрывание направлений отдельности в массиве изверженных пород, формирующих структуру жил в интрузиве, «разошедшемся по швам» (В. Котульский).

Минеральный состав руд магматических сульфидных медно-никелевых месторождений в части главных минералов удивительно прост и выдержан для всего мира. Он определяется пирротином, пентландитом и халькопиритом, к которым нередко присоединяется магнетит. Среди нерудных минералов кроме оливина, ромбических пироксенов и других магнезиально-железистых силикатов, входящих в состав первичных породообразующих минералов, могут присутствовать продукты их преобразования — гранаты, моноклинные пироксены, эпидот, серпентин, актинолит, тальк, хлорит и карбонаты.

Состав второстепенных и редких минералов более разнообразен и не столь выдержан. В этой группе наиболее существенны минералы благородных металлов (золото, платина, палладий, сперрилит, куперит, брэггит, фрудит, стибиопалладинит и др.), минералы меди (борнит, халькозин, ковеллин, валлериит, кубанит, дигенит), минералы никеля (никелин, хлоантит, виоларит, миллерит, бравоит, полидимит, паркерит), минералы кобальта (кобальтсодержащий пентландит и очень редкие арсениды и сульфоарсениды); кроме того, изредка встречаются пирит, титаномагнетит, ильменит, хромшпинелиды, марказит, маккинавит, молибденит, сфалерит, галенит, железо.

В некоторых месторождениях минеральный состав различных рудных тел неодинаков. Например, пластовые руды Норильска сложены в основном пирротином, пентландитом, халькопиритом и магнетитом, а жилы имеют пирротиновый, пирротин-халькопиритовый, халькопирит-кубанитовый, халькопирит-миллеритовый состав. Это обусловлено постепенной эволюцией состава сульфидного расплава по мере его обособления и раскристаллизации. Так, например, в рудах Норильска по достижении определенной предельной концентрации никеля дальнейшая эволюция заключалась в увеличении концентрации меди за счет железа (рис. 44).

Об этом же свидетельствует исследование псевдотройной системы $FeS - Ni_3S_2 - Cu_2S$, выполненное Г. Поповой и В. Ершовым (рис. 45). Из диаграммы следует, что кристаллизация сульфидных руд начинается с пирротинового твердого раствора и развивается по перитектической схеме, последующими продуктами которой оказываются пентландит, а затем халькопирит.

Характерные текстуры руд — массивная, полосчатая, брекчиевая, прожилково-вкрапленная и вкрапленная. Типичные структуры — зернистая и порфировая с широким проявлением структур распада твердых растворов. Околорудные породы подвергались воздействию рудообразующих процессов — происходила серпентинизация, амфиболизация, хлоритизация, оталькование, карбонатизация (чаще в форме тонких оторочек, но иногда в виде более значительных ореолов). Эти процессы связываются с влиянием постумных минерализаторов, проникающих в окружающие породы на завершающем этапе кристаллизации рудных минералов из сепарированного сульфидного расплава, содержащего некоторое количество летучих соединений.

Среди ликвационных сульфидных месторождений известны значительные. В товарной руде этих месторождений обычно содержится никеля 0,4—3%, меди 0,5—2%, платиноидов от следов до 20 г/т и более (Бушвельд).

РАННЕМАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Раннемагматические месторождения встречаются значительно чаще ликвационных. Среди них известны зоны вкрапленников и шлирообразные скопления *хромитов*, в том числе скопления хромитов в перидотитах геосинклинальной стадии развития, содержащих платину и алмазы. К ним также принадлежат аналогичное *титаномагнетитовое* оруденение в геосинклинальных габброидах и месторождения рассеянных чешуек *графита* в щелочных породах типа Ботогол в Восточном Саяне. Раннемагматические месторождения характеризуются отчетливым идиоморфизмом рудных минералов, сцементированных позднее выделившимися породообразующими силикатами. Они часто образуют крупные массы минерализованных пород, но из-за рассредоточенного характера оруденения и убогого содержания ценных

компонентов значительные месторождения среди них возникают редко. Единственным представителем реальных объектов среди раннемагматических месторождений являются коренные месторождения алмазов.

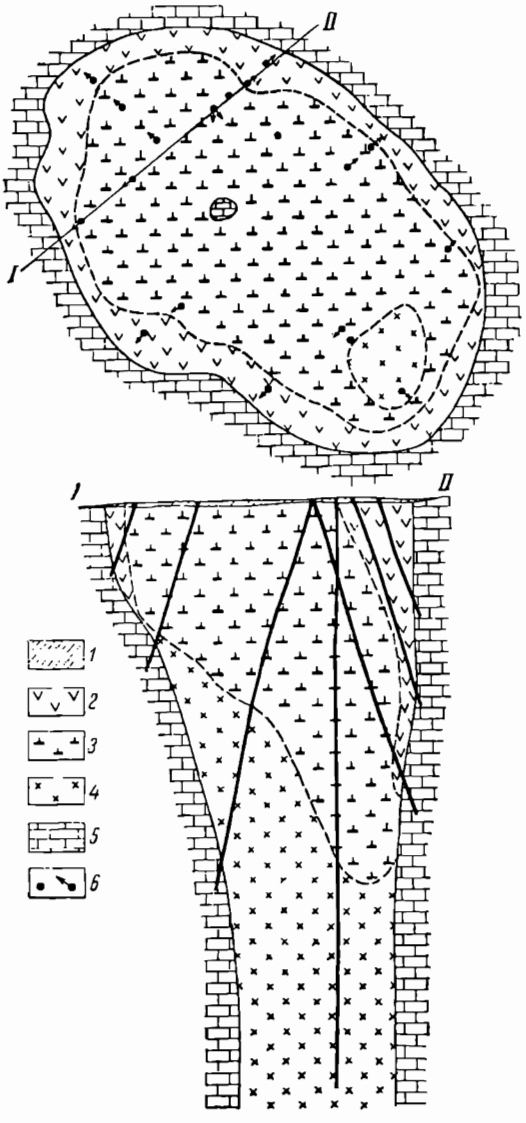


Рис. 46. Геологический план и разрез кимберлитовой трубки Мир. По *А. Бобриевичу* и др.

1 — наносы; *2* — измененный кимберлит (желтый); *3* — измененный кимберлит (зеленый); *4* — малоизмененный кимберлит; *5* — карбонатные породы нижнего ордовика; *6* — скважины

Месторождения алмазов. Все существенные месторождения алмазов генетически связаны со своеобразной ультраосновной формацией кимберлитов, проявляющейся только на участках древних платформ, тектонически активизированных в последующее время. К ним принадлежат алмазные месторождения Сибирской платформы в Якутии, Африканской платформы в Южной, Западной, Восточной Африке и бассейне Конго, Индийской платформы в Голконде, Австралийской платформы в Новом Южном Уэльсе, на о. Калимантан и находки алмазов на Северо-Американской платформе в Канаде и США.

Формирование алмазоносных кимберлитов на докембрийских платформах связано с их оживлением в связи с протерозойскими (Южная Африка), верхнепалеозойскими (Австралия и Сибирь) или раннемезозойскими (Сибирь, Африка, Калимантан и Северная Америка) тектоническими деформациями.

Алмазоносные кимберлиты выполняют крутопадающие цилиндрические или овальные полости, образуя трубообразные тела (рис. 46). Кимберлитовые трубки имеют сечение от нескольких метров до нескольких сотен метров и прослежены на глубину более 1 км. Крупная трубка Мвауди в Танганьике имеет сечение 1525 × 1070 м. Поперечные размеры трубок с глубиной обычно сокращаются. Так, диаметр трубки Мир в Сибири на глубине 600 м сокращается в 5 раз. При этом трубки иногда переходят в плитообразные дайки. Нередко они группируются в цепи трубок, вытянутые вдоль стыка областей местных прогибов и воздыманий на платформе, а также вдоль иных разломов. Предполагается, что на глубине, в нижнем структурном ярусе платформ, их положение контролируется разломами глубокого заложения.

Таблица 12

Минеральный состав сибирских кимберлитов. По *А. Бобриевичу и др.*

Минералы кимберлитов		Минералы обломков		Вторичные минералы		
протомагматические	основной и связующей массы	родственных пород	чуждых пород	автометаморфические	гидротермальные	гипергенные
Алмаз Оливин I Ильменит Пироп Энстатит Диопсид Хромдиопсид Хромит Шпинель Магнетит Графит Флогопит I	Оливин II Авгит Флогопит II Апатит Перовскит	Пироп-альмандин Гроссуляр Оливин Диопсид Хромдиопсид Хромит Плагиоклаз Калишпат Плеонаст Рутил Циркон Дистен Сапфир Муассанит	Альмандин Андрадит Гроссуляр Диопсид Геденбергит Гиперстен Плагиоклаз Калиевый полевой шпат Ильменит Биотит Амфибол Апатит Циркон Магнетит Графит Кварц	Серпентин Серпофит Магнетит Хлорит	Кальцит Доломит Арагонит Серпофит Магнетит Пирит Пирротин Сфалерит Галенит Халькопирит Миллерит Целестин Барит Стронцианит Кварц Халцедон	Гидроокислы железа Керолит Вермикулит Азурит Малахит

Петрографически кимберлит представляет собой ультраосновную породу порфировой структуры. Алмазоносные трубки обычно выполнены эруптивной брекчией, сцементированной кимберлитом. Среди ксенолитов выделяются обломки двух типов: 1) чуждых пород (амфиболитов, гнейсов, кристаллических сланцев, песчаников, известняков, углей и др.); 2) родственных пород (оливиновых гипербазитов, а также кристаллических сланцев из группы эклогита и эйлизита).

В минеральном составе кимберлитов выделяются минералы самих кимберлитов (протомагматические, а также основной и связующей массы), минералы ксенолитов родственных пород, минералы ксенолитов чуждых пород и вторичные минералообразования автометаморфического, гидротермального и гипергенного характера (табл. 12).

Алмазы кимберлитовых трубок разнообразны по сортам, кристаллографическому облику, окраске и размерам. Помимо цельных кристаллов алмазов встречаются их обломки. Включения алмазов находятся в оливине, диопсиде, гранате; в самих алмазах отмечаются включения оливина, диопсида, граната. Все это свидетельствует об одновременном или близком по времени выделении как породообразующих минералов, так и алмазов. При поверхностном разрушении

алмазоносных кимберлитовых трубок в элювиальных и аллювиальных шлихах складывается очень характерная ассоциация оливина, пиропа, пикроильменита и хромдиопсида, являющаяся отчетливым поисковым признаком алмазных месторождений.

На земном шаре выявлено 1600 кимберлитовых трубок, но не все они алмазоносны, трубок с промышленным содержанием алмазов 1—3%. Распределение алмазов внутри трубок более или менее равномерное с тенденцией снижения их количества с глубиной. Количество алмазоносных кимберлитов увеличивается от периферии к центру платформ. В многофазных кимберлитах алмазоносность нарастает к поздним фазам. Наиболее алмазоносные кимберлиты отличаются низким содержанием минералов титана, пониженным содержанием глинозема, калия и титана, повышенной хромистостью пиропа и хромдиопсида (Н. Добрецов и др.).

Относительно генезиса алмазов в кимберлитах известны три главные точки зрения (по А. Вильямсу): 1) алмазы образовались в результате ассимиляции кимберлитовой магмой углеродсодержащих пород; 2) алмазы захвачены кимберлитами вместе с эклогитами из глубоких частей земной оболочки; 3) алмазы выкристаллизовывались в самой кимберлитовой магме как ее естественные породообразующие минералы. Существуют взгляды об образовании алмазов в кимберлитах в постмагматическую стадию в связи с пневматолитовыми и даже гидротермальными процессами (В. Лодочников, А. Боткунов). Наиболее вероятно представление о формировании алмазов как естественных породообразующих минералов кимберлитов, в связи с чем рассматриваемые месторождения и относятся к раннемагматическим образованиям.

Схема генезиса алмазоносных кимберлитовых трубок может быть представлена в следующем виде. Судя по новейшим экспериментальным данным, кимберлитовая ультраосновная магма с парагенетически выделявшимися из нее такими минералами, как алмаз, оливин, ильменит, гранат и диопсид, могла зарождаться только в обстановке очень высокого давления на значительной глубине, возможно свыше 100 км.

Затем такая магма с некоторым количеством выделившихся в ней кристаллов поднималась вдоль разломов, находившихся в теле платформы и проникавших на большую глубину в период оживления тектонических деформаций. При этом могли создаваться кимберлитовые дайки. По достижении некоторого уровня давление газовой составляющей кимберлитовой магмы превосходило внешнее давление, происходил газовый прорыв слоистой оболочки платформы с заполнением обломками и несущей их магмой образовавшихся таким образом диатремовых трубообразных полостей. Вероятно, в условиях Сибирской платформы такой прорыв кимберлитовым расплавом перекрывающих пород мог начаться со значительной глубины — 1 и даже 3—4 км.

Какое количество алмазов выпадало на глубине, в области зарождения кимберлитовой магмы, сколько их выделялось на путях ее длительного подъема в промежуточных очагах и происходила ли их кристаллизация в момент газового прорыва, когда давление могло достигнуть предельного значения, сказать пока невозможно.

Алмазоносные кимберлитовые трубки обычно находятся в одной провинции с массивами габбровых пород, содержащих ликвационные сульфидные месторождения. Однако среди обломков кимберлитов встречаются материнские породы сульфидных месторождений. Это свидетельствует о более позднем внедрении кимберлитовой магмы из самостоятельных очагов, зарождавшихся, вероятно, значительно глубже очагов габбровой магмы.

Среди кимберлитовых трубок известны очень крупные, обладающие запасами алмазов в десятки миллионов карат [1]. Из них в разное время получено от 50 до 90% мировой добычи алмазов. Среднее содержание алмазов в кимберлитах обычно не превышает 0,5 карата на 1 м³ породы.

ПОЗДНЕМАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Позднемагматические месторождения генетически связаны с тремя формациями глубинных магматических пород. С перидотитовой формацией ранней стадии геосинклинального режима ассоциированы магматические месторождения хромитов и платиноидов. С габбро-пироксенит-дунитовой формацией той же стадии геологического развития связаны магматические месторождения титаномагнетитов. Наконец, с формацией щелочных пород, внедрившихся преимущественно на древних платформах, ассоциированы три группы магматических месторождений: 1) апатит-магнетитов, 2) апатит-нефелинов и 3) редких земель.

Для всех этих позднемагматических месторождений типичны некоторые общие, объединяющие их признаки: 1) частый эпигенетичный характер рудных тел, представленных секущими жилами, линзами и трубами; 2) ксеноморфный облик рудных минералов, цементирующих ранние породообразующие силикаты и создающих таким образом сидеронитовую структуру руды; 3) крупные масштабы месторождений достаточно концентрированных руд. Обычны переходы от раннемагматических к позднемагматическим месторождениям, когда в одних и тех же массивах рудоносных пород встречаются как зоны вкрапленных руд ранней генерации, так и залежи более поздней, вплоть до завершающей кристаллизации. А. Бетехтин отмечает, что общее количество металлов, рассредоточенное в раннемагматических, в том числе акцессорных, вкрапленниках, значительно выше количества металла, обособившегося в залежах позднемагматических месторождений.

Месторождения хромитов. Хромитовые месторождения располагаются внутри массивов ультраосновных пород. В Советском Союзе они развиты на Урале, известны на Кавказе, в Казахстане и Сибири. Крупные месторождения находятся также в Турции, на Балканах (Болгария, Югославия, Албания, Греция), в Норвегии, Южной Родезии, Южной Африке (Бушвельд), на Филиппинах и Кубе. Подавляющая часть хромитовых месторождений связана с гипербазитами ранней геосинклинальной стадии развития. Лишь пластовые залежи хромитов Южной Африки приурочены к оригинальному Бушвельдскому лополиту платформенного происхождения. Хромитовые месторождения формировались в различные циклы геологического развития: протерозойский (Индия, США), каледонский (Норвегия, Южная Африка), герцинский (Урал, Балканы, вероятно, бóльшая часть Турции и Ирана) и альпийский (Югославия, Албания, Филиппины, Куба, Новая Каледония).

Все они приурочены к гипабиссальным массивам ультраосновных пород, дифференцированных в тех или иных пределах по их составу. Среди этих массивов преобладают лакколиты, лополиты и силлы. Обычно их основание сложено дунитом, выше располагаются гарцбургиты, еще выше лерцолиты и, наконец, пироксениты. Хромитовые залежи сосредоточены, как правило, среди дунитов, обычно серпентинизированных, а также в дунитовых фациях переходных дунит-гарцбургитовых пород. Они имеют форму жил, линз, труб, гнезд и полос массивных и вкрапленных руд (рис. 47).

[1] Карат составляет около 0,2 г.

Среди текстур хромитовых руд преобладают полосчатые, пятнистые, ноздулярные, брекчиевые и вкрапленные. Структуры их мелко- и среднезернистые.

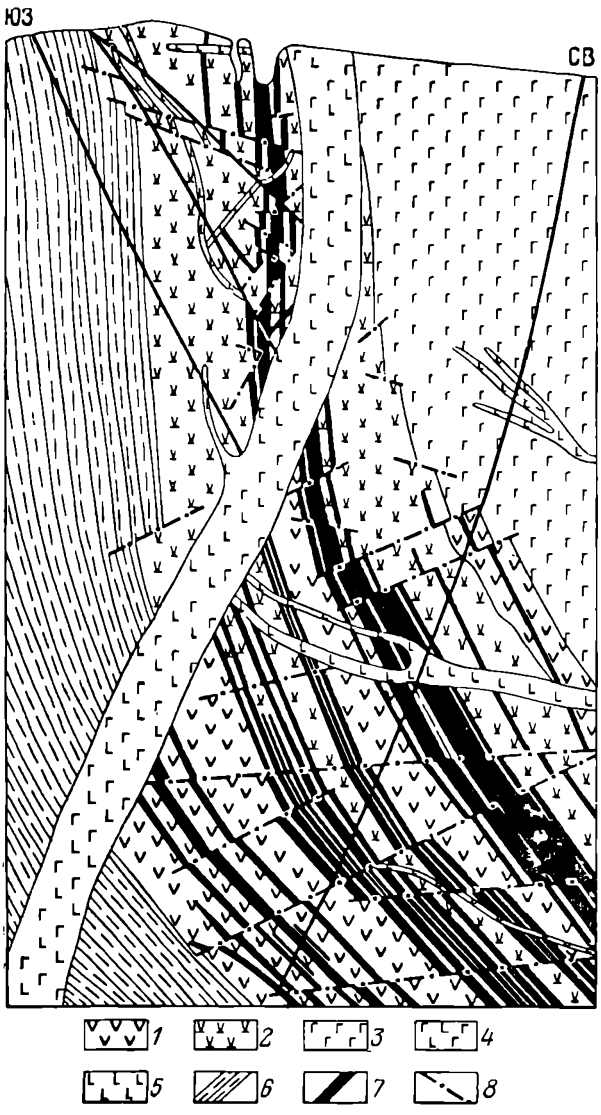


Рис. 47. Геологический разрез Главного Сарановского месторождения хромитов.

1 — апогарцбургитовые серпентиниты гипидиоморфной структуры; *2* — то же, пойкилитовой структуры; *3* — габбро; *4* — габбро-диабазы; *5* — диабазы; *6* — кварц-серицит-хлоритовые сланцы; *7* — хромиты; *8* — тектонические нарушения

Руда сложена хромшпинелидами, ассоциированными с породообразующими минералами. Общая формула хромшпинелидов $(Mg, Fe^{2+})(Cr, Al, Fe^{3+})_2O_4$. Однако хромшпинелиды, как известно, обладают переменным составом, так как относительные количества входящих в них окислов двух- и трехвалентных металлов изменяются, будучи связаны отношениями ограниченного изоморфизма. Классификация хромшпинелидов на треугольной диаграмме позволяет выделить среди них семь групп, в состав которых входят главнейшие минералы — феррохромит $FeCr_2O_4$, феррохромпикотит $Fe(Cr,Al)_2O_4$, хромит $(Mg, Fe)Cr_2O_4$, хромпикотит $(Mg, Fe)(Cr, Al)_2O_4$, магнохромит $MgCr_2O_4$ и др. (рис. 48). Из нерудных наиболее распространены оливин, серпентин, хлорит, карбонаты; к ним иногда присоединяются редко встречающиеся продукты эндогенного изменения, представленные пироксеном, амфиболом, гранатом, фукситом, хромхлоритом, хромтурмалином, хромрутилом, сульфидами. Другая схема группировки хромшпинелидов изображена на рис. 49.

Существуют три главные точки зрения на условия образования позднемагматических хромитов. Большинство геологов считает их продуктами магматической дифференциации магнезиально-силикатной базальтоидной магмы, внедрившейся в виде расплава или полураскристаллизованной массы. Основными доказательствами этого представления являются наличие расслоенных и многофазных рудоносных массивов, часто лакколитовой формы, а также присутствие в них ксенолитов окружающих пород, образование зон закалки,

обнаружение ответвлений во вмещающие породы (А. Бетехтин, Н. Павлов, Н. Соболев, Г. Соколов и др.). По мнению некоторых геологов (А. Книппер и др.), хромиты обособились среди дунитов верхней мантии, на породах которой якобы закладывались геосинклинали, и вместе с ними в виде тектонических глыб (протрузий) были выжаты в верхние зоны земной коры. Другие геологи (А. Бакиров, С. Москалева, А. Савельев, Н. Успенский и др.) связывают образование хромитов с метасоматическим преобразованием ультраосновных пород, в частности с высвобождением шпинельобразующих окислов из энстатита при его распаде вследствие автометасоматической дунитизации гарцбургитов.

Запасы хромитовой руды в наиболее крупных месторождениях достигают сотен миллионов тонн. Для металлургических целей разрабатываются высокосортные руды с содержанием окиси хрома более 45% при соотношении

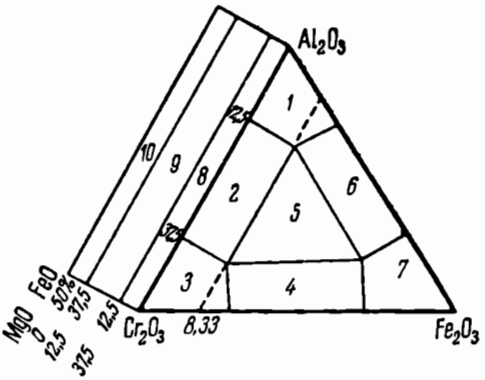


Рис. 48. Поля видов хромшпинелидов на треугольной диаграмме. По *Г. Соколову*.

1 — пикотит; *2* — хромпикотит; *3* — хромит; *4* — феррихромит; *5* — феррихромпикотит; *6* и *7* — поля ограниченного изоморфизма; *8* — магнохромшпинелиды; *9* — магноферрохромшпинелиды; *10* — феррохромшпинелиды

Cr_2O_3 : FeO более 2,5; в химической промышленности используются руды низших сортов с содержанием 35—40% окиси хрома.

Месторождения платиноидов. В группу платины входят шесть металлов: платина, иридий, осмий, палладий, родий и рутений. В природе они находятся в самородном виде, реже в форме таких соединений, как сперрилит ($PtAs_2$). Они входят в состав руд комплексных или самостоятельных магматических месторождений. К комплексным относятся некоторые ликвационные сульфидные медно-никелевые месторождения, содержащие металлы платиновой группы. Самостоятельные месторождения образованы скоплениями хромшпинелидов в ультраосновных породах, по преимуществу позднемагматического генезиса, содержащими платиноиды. Промышленная ценность этих месторождений определяется входящими в их состав металлами группы платины. На Урале наиболее известные месторождения приурочены к ультраосновным участкам отчетливо дифференцированных массивов среднего палеозоя. Отмечается закономерное тяготение скоплений различных металлов платиновой группы к гипербазитам разного состава. По данным различных исследователей, платина и палладий связаны с дунитами, представляющими крайние дифференциаты габбровой формации, а осмий и иридий — с ультраосновными породами перидотитовой формации.

Месторождения титаномагнетитов. Титаномагнетитовые магматические месторождения залегают внутри дифференцированных массивов основных пород. Они известны на Урале (Качканарское, Кусинское и др.), на Кольском полуострове и в Карелии, в Забайкалье, Горной Шории, Восточном Саяне и других районах СССР. Среди зарубежных выделяются месторождения Южной

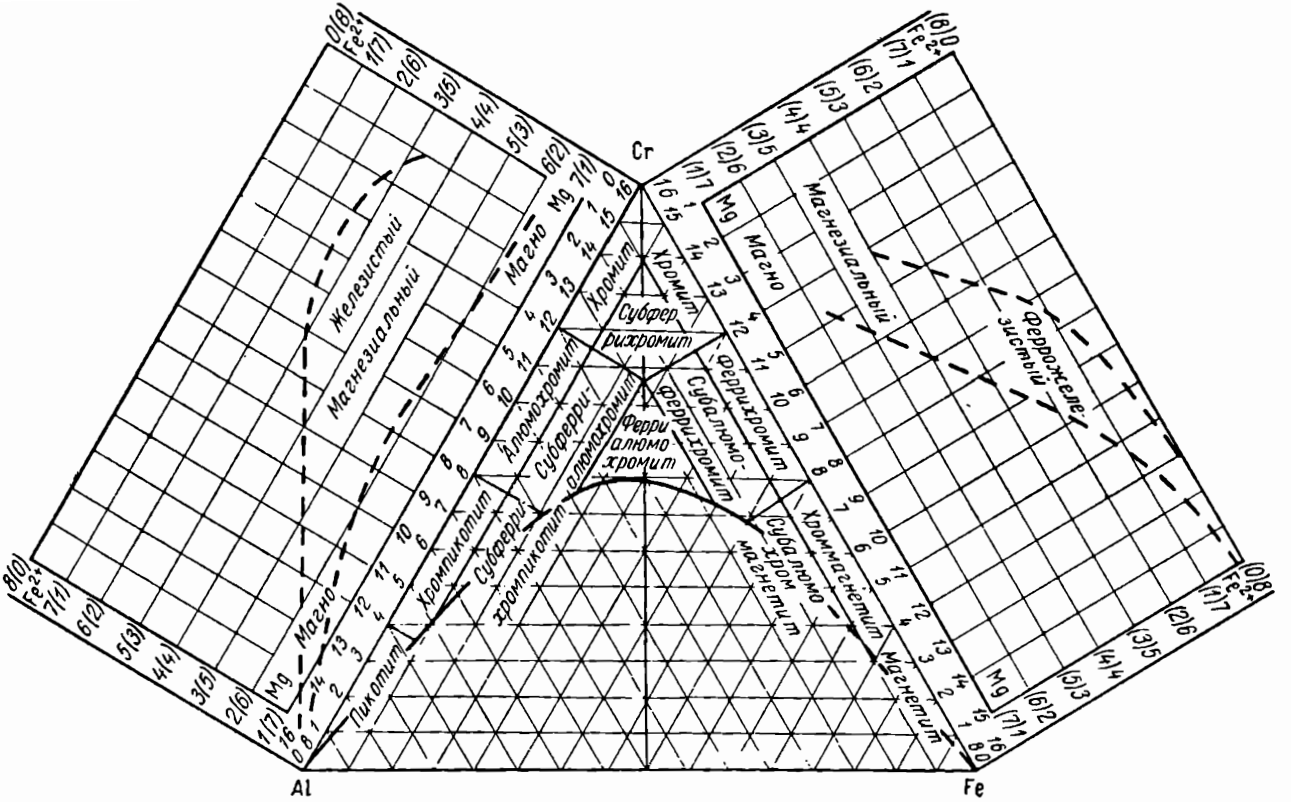


Рис. 49. Состав хромшпинелидов Кемпирсайского плутона на Урале. По *Н. Павлову*

Африки (Бушвельд и др.), южного обрамления Канадского щита—месторождения на территории Канады и США (Лабрадор, Квебек, Санфорд Лейк и др.), Австралии, Индии, Норвегии, Швеции. Типичные месторождения титаномагнетитовых руд генетически связаны с габбро-пироксенит-дунитовой формацией ранней стадии геосинклинального цикла. Они известны среди габброидных пород докембрийских, в основном протерозойских и рифейского циклов (Канадский щит, Балтийский щит, Норвегия, Швеция, Финляндия, Индия, массивы древних пород Аппалач, плато Колорадо и Скалистые горы США, Австралия, Португалия и др.); достаточно значительны в основных породах каледонского цикла (Южная Африка, Норвегия, отчасти Урал), известны в породах габбрового состава герцинского цикла (Урал). Таким образом, кривая интенсивности титаномагнетитового оруденения вначале нарастает, а затем затухает от древних к молодым циклам геологического развития земной коры.

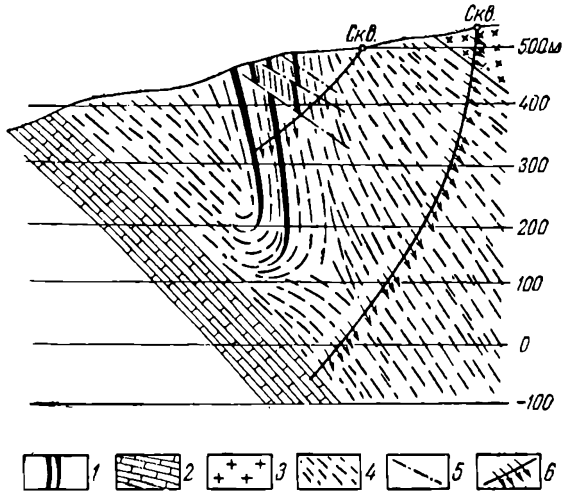


Рис. 50. Поперечный разрез Кусинского месторождения. По *Д. Штейнбергу* и др.

1 — сплошной титаномагнетит; *2* — карбонатные породы лежачего бока; *3* — гранито-гнейсы; *4* — габбро-амфиболиты; *5* — тектонические нарушения; *6* — направление структурных элементов (полосчатости и план-параллельной текстуры) по данным замеров в керне скважины

Среди титаномагнетитовых месторождений И. Малышев выделяет две главные группы: 1) месторождения в анортозитах и габбро-анортозитах с ильменитовыми, магнетит-ильменитовыми, гематит-ильменитовыми, иногда рутил-ильменитовыми рудами; 2) месторождения в габбро и габброноритах с ильменит-магнетитовыми рудами. Переход от ильменитовых руд к магнетит-ильменитовым и магнетит-гематитовым, согласно Дж. Ферхугену, связывается с нарастающей степенью окисления в процессе кристаллизации рудообразующего расплава. Размеры и интенсивность накопления титаномагнетитовых руд тем больше, чем длительнее было остывание магмы, совершеннее ее дифференциация, интенсивнее сопровождающие этот процесс тектонические подвижки, создающие ослабленные зоны и отжимающие в их пределы фракционированный рудный расплав. В связи с этим наиболее благоприятными были условия внедрения и застывания рудоносных магм по крупным тектоническим разломам.

По форме рудных тел среди титаномагнетитовых месторождений выделяются жилы, линзы, гнезда, а также вкрапленники шлирообразной, лентовидной и неправильной форм. Положение и морфология этих тел контролируются элементами протомагматической тектоники (магматическим расслоением пород в процессе их дифференциации), оживленными на самых заключительных стадиях раскристаллизации рудоносных массивов согласными зонами скола; впоследствии рудные тела нередко разбиваются продольными и поперечными сбросо-сдвигами (рис. 50).

Минеральный состав титаномагнетитовых руд характеризуется наличием трех главных минералов: рутила, ильменита и титаномагнетита, образующих

тонкое срастание ильменита и магнетита. Кроме того, в рудах содержатся минералы группы рутила (анатаз, брукит и др.), группы ильменита (гейкилит, пирофанит, браннерит и др.), магнетит, апатит, сульфиды (преимущественно пирротин, пирит, халькопирит), породообразующие минералы вмещающих основных пород и продукты их эндогенного и экзогенного преобразования (гранат, амфибол, серпентин, эпидот, хлорит, гематит, лейкоксен, карбонаты). Текстура руд обычно массивная, полосчатая, пятнистая и вкрапленная. Характерна сидеронитовая структура руды с обильным распадом титаномагнетита на ильменит и магнетит.

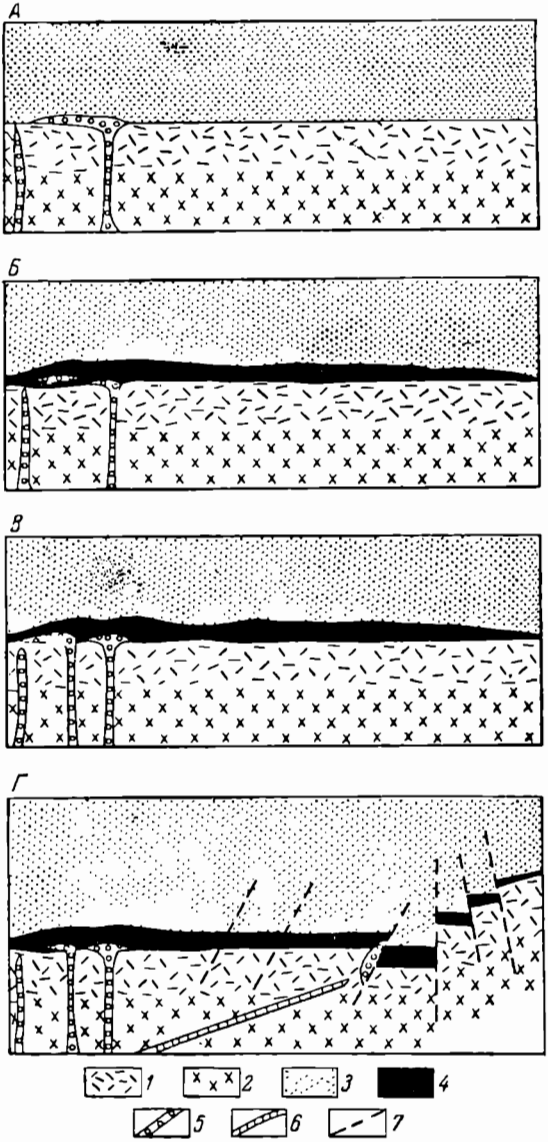


Рис. 51. Последовательность формирования апатит-магнетитового месторождения Кирунавара. По *Н. Магнуссону*.

1 — сиенит-порфиры; *2* — сиениты; *3* — кварцевые порфиры; *4* — руды; *5* — гранит-порфиры; *6* — граносиенит-порфиры; *7* — сбросы. *А, Б, В, Г* — стадии развития

Известны очень крупные титаномагнетитовые месторождения с запасами руды в миллиарды тонн и, соответственно, с запасами титана, превышающими десятки миллионов тонн. Руды этих месторождений комплексные, обычно требуют обогащения; железа в них содержится от 10 до 53%; окиси титана — от 2—4 до 20% и ванадия, изоморфно входящего в магнетит, 0,1—0,5%; в исключительных случаях содержание трехокиси ванадия достигает 8% (Индия и Пакистан).

Содержание окиси титана, по мнению Д. Штейнберга, В. Фоминых и др., уменьшается в зависимости от снижения температуры формирования титаномагнетитов, которую они ограничивают интервалом от 1200 до 300° С, относя низкотемпературные обособления к метасоматическим образованиям.

Апатит-магнетитовые месторождения. Эти достаточно редкие месторождения связаны с породами сиенитовой магмы. Выдающимся их представителем является рудное поле Кирунавары в Северной Швеции. Близкие месторождения известны в Центральной Швеции, Норвегии, США (Адирондак), Мексике (Маркадо, Дуранго), Чили (Альгарробо, Тьфо). В СССР к ним приближаются месторождения Лебяжинское и Суроямское на Урале, а также Маркакульское на Алтае. Наиболее типичные среди них относятся к платформенной формации

щелочных пород (Кирунавара); в связи с щелочными дериватами основных магм ранней геосинклинальной стадии ассоциированы более редкие и менее значительные месторождения (Лебяжинское). Эти месторождения относятся к древним эпохам рудообразования — протерозойской, каледонской и лишь отчасти герцинской.

Жилообразные тела и линзы руды обычно приурочены к контакту щелочных гипабиссальных пород или располагаются между их разновидностями, представляющими собой продукты последовательного внедрения сложных интрузивов. Так, например, главное рудное тело Кирунавары размещается между пластовыми интрузивами кварцевых порфиров, слагающих его висячий бок, и сиенитовых порфиров, составляющих лежачий бок (рис. 51).

Таким образом, положение рудных тел контролируется ослабленными тектоническими зонами, проходящими по поверхности соприкосновения разновременных пластовых интрузий. Рудные тела пересекаются дайками гранит-порфиров, гранофиров, аплитов, сиенитов и пегматитов. Руда состоит из магнетита с примесью фторапатита (до 15%) и небольших количеств гематита, диопсида, амфибола, турмалина, циркона, биотита, кварца, карбонатов и очень редких сульфидов.

Вмещающие породы испытали заметное преобразование. В порфирах отмечаются актинолит-скаполитовое скарнирование, окварцевание, серицитизация и карбонатизация. Это свидетельствует о насыщенности рудной магмы летучими компонентами, обусловившими пневматолито-гидротермальный метаморфизм боковых пород в процессе ее раскристаллизации. Формирование рудных тел иногда происходило неодноактно. Например, в Кирунаваре после образования магнетитовых руд с низким содержанием апатита произошло их дробление и цементирование новой порцией рудного расплава с созданием высокофосфористых руд. В последнее время появился взгляд о вулканогенно-осадочном образовании руд Кирунавары (Х. Офтедаль, Н. Магнуссон, Л. Формозова и др.) и скарновом характере руд Лебяжинского месторождения на Урале (Л. Овчинникова).

Запасы руд в крупных месторождениях достигают первых миллиардов тонн; железа обычно содержится менее 60%, фосфора — около 2%, а серы — редко более 0,05%. По технологии переработки это преимущественно томасовские руды.

Апатитовые месторождения. Уникальным представителем этих месторождений является Хибинский массив щелочных пород Кольского полуострова с его апатит-нефелиновыми залежами. Хибинский массив формировался в герцинский магматический период на Балтийском докембрийском щите и относится к платформенным образованиям. Он имеет форму лополита и характеризуется коническим строением, обусловленным последовательным внедрением хибинитов и нефелиновых сиенитов. Вдоль границы внешнего хибинитового и внутреннего сиенитового комплексов внедрились породы ийолит-уртитового ряда, с которыми пространственно и генетически связаны наиболее значительные залежи апатита (рис. 52). Они представлены кольцом крупных линз, расположенных вдоль поверхности отслоения ийолит-уртитов (лежачий бок) и перекрывающих их рисчорритов (висячий бок).

Наиболее крупная линза Кукисвумчорра имеет зональное строение. Верхняя зона сложена пятнистыми, центральная зона — полосчатыми, а нижняя — сетчатыми апатитовыми рудами. Кроме апатита, составляющего 25—75%, в состав руды входят нефелин, эгирин и роговая обманка, а также незначительное количество сфена и титаномагнетита. Апатитовая руда представляет

собой продукт конечной кристаллизационной дифференциации щелочного магматического расплава и внедрения его по конической трещине отслоения, заложившейся между более ранней внешней оболочкой и более поздним внутренним ядром Хибинского лополита.

Запасы апатит-нефелиновой минеральной массы Хибин измеряются сотнями миллионов тонн.

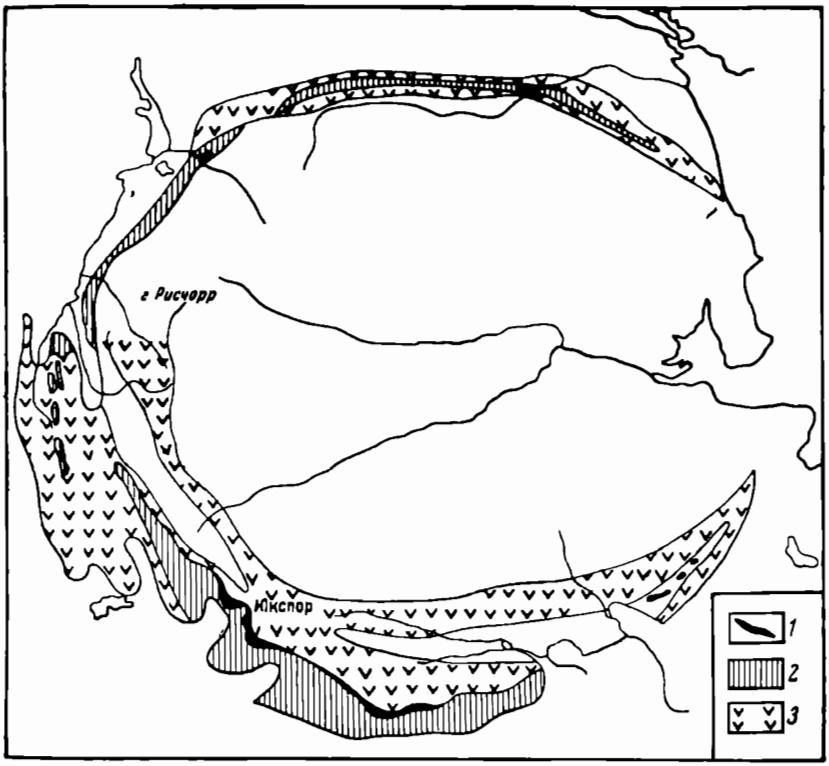


Рис. 52. Схема геологического строения апатитового месторождения Хибин. По *Н. Елисееву.*

1 — апатиты; *2* — комплекс ийолит-уртитов; *3* — нефелиновые сиениты

Месторождения редких земель. Своеобразное месторождение редких земель и других редких элементов приурочено к массиву щелочных пород, имеющему форму плоского конусообразного лополита, образованного в среднепалеозойское время. Этот сложнопостроенный массив создан в несколько стадий интрузивной деятельности. В его строении выделяются четыре последовательных комплекса: 1) эвдиалитовые луявриты, слагающие верхнюю часть массива и обладающие мощностью от 150 до 500 м; 2) так называемый дифференцированный комплекс, расположенный в основании интрузива и имеющий мощность свыше 1000 м; 3) мелкие штоки пойкилитовых сиенитов, рвущие породы первых двух комплексов; 4) редкие дайки мончикитов, тингуаитов, нефелиновых базальтов, шонкинитов, а также более частые жилы щелочных пегматитов, пересекающие породы первых трех комплексов.

Оруденение приурочено к дифференцированному комплексу, наиболее характерной особенностью которого является тонкослоистое сложение, обусловленное многократным чередованием трехчленных пачек фойяит-уртит-луявритов. Эти прослои содержат минералы титана, ниобия, циркония и редких земель, причем каждой разновидности пород свойственна определенная ассоциация редкометальных минералов. Для фойяитов типичны ломоносовит, мурманит, лампрофиллит и эвдиалит, для уртитов — лопарит и апатит, а для луявритов — смешанная минерализация. В наиболее совершенно дифференцированных частях разреза возникают рудные прослои (рис. 53).

В породах дифференцированного комплекса выделяются четыре группы минералов, соответствующие главным стадиям его формирования. В первую стадию образовались нефелин, микроклин, лопарит, апатит и часть эгирина. Во вторую стадию кристаллизовались остальная часть эгирина, минералы титана, циркония и ниобия. В третью стадию из остаточного, насыщенного летучими соединениями расплава отложились такие минералы, как виллиомит, пектолит, альбит,

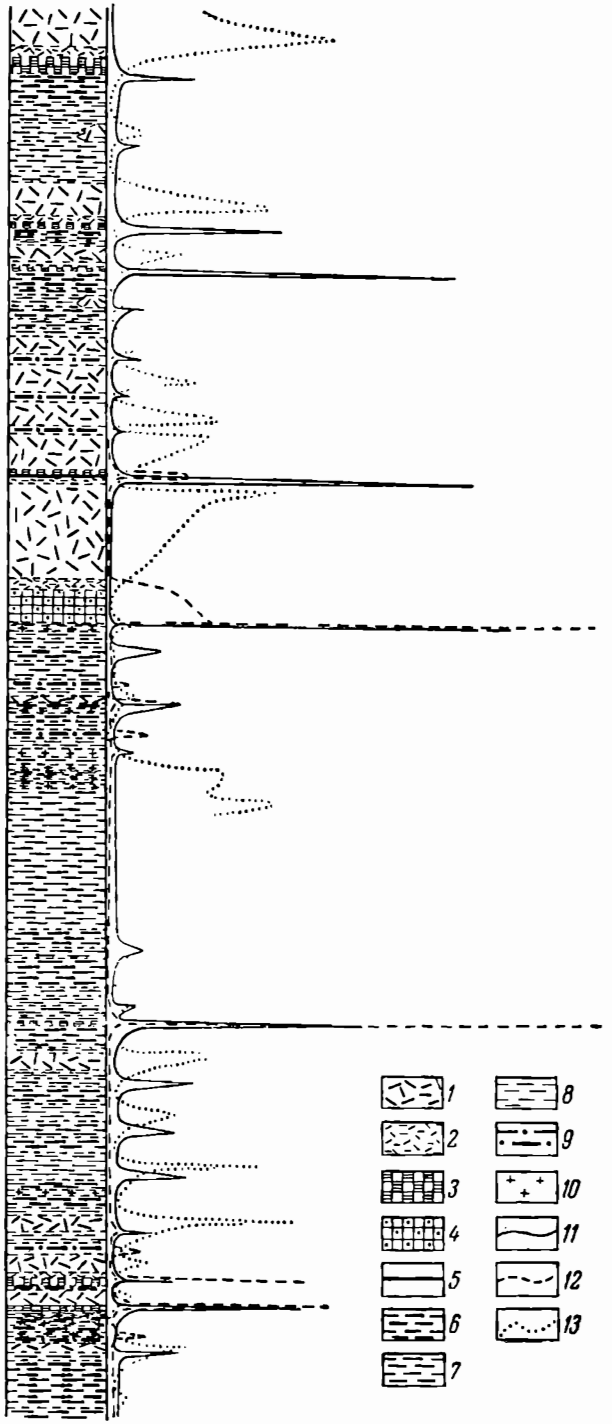


Рис. 53. Кривые распределения лопарита, апатита и минералов группы ломоносовита — мурманита в породах дифференцированного комплекса. По *Е. Еськовой*.

1 — фойяиты; *2* — ювиты; *3* — уртиты; *4* — йолит-уртиты; *5* — малиньиты; *6* — меланократовые луявриты; *7* — мезократовые луявриты; *8* — лейкократовые луявриты; *9* — роговообманковые луявриты; *10* — пегматиты; *11—13* — кривые распределения: *11* — лопарита, *12* — апатита, *13* — минералов группы ломоносовита — мурманита

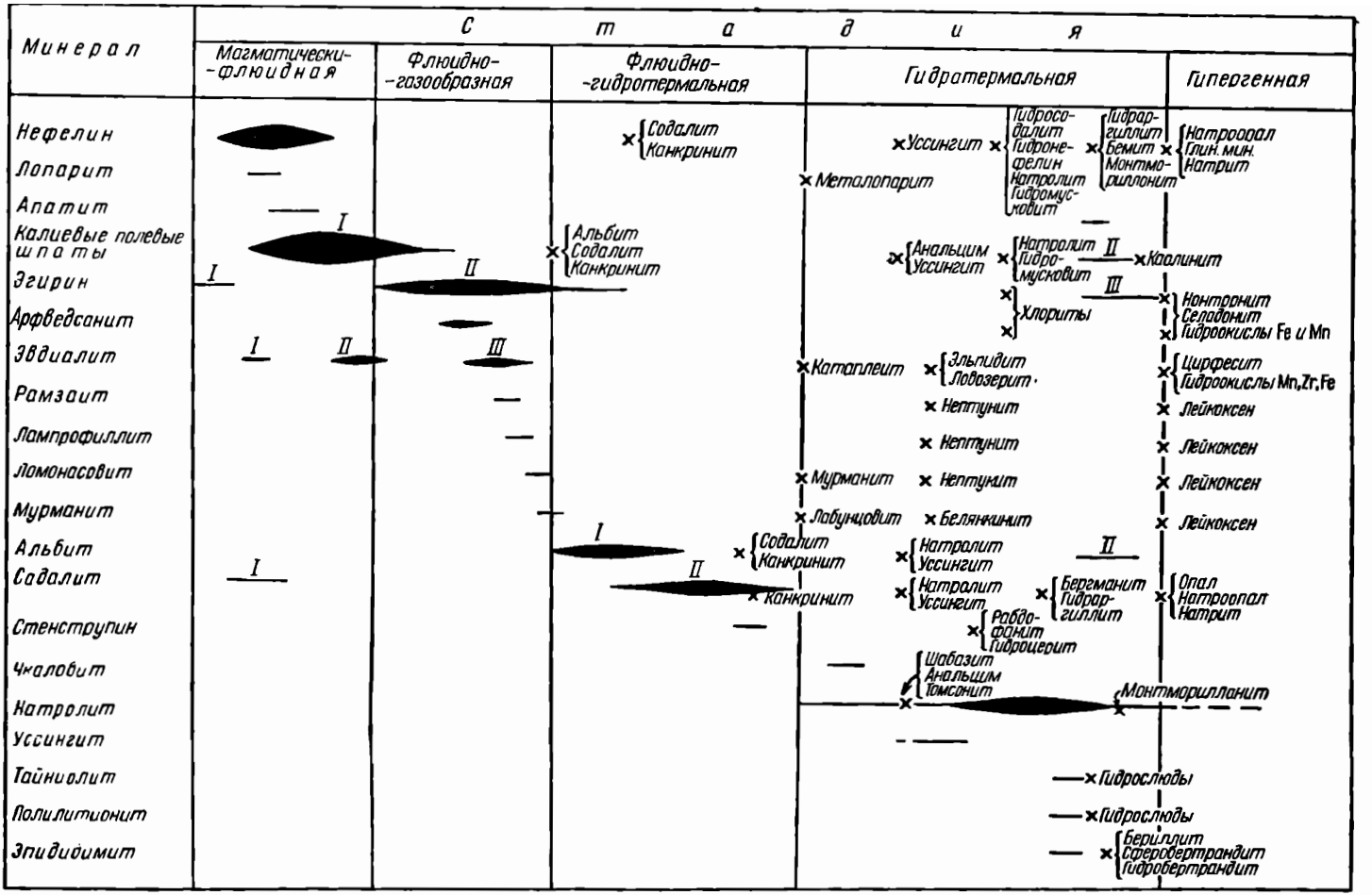


Рис. 54. Схема последовательности выделения главных и характерных редкометальных минералов и процессы замещения в одном из щелочных массивов.

I—III — генерации минералов; крестики — начало процессов замещения

содалит, канкринит и уссингит. В четвертую стадию формировались водные минералы, среди которых главное место занимает натролит, замещающий нефелин, микроклин и другие ранее образованные минералы. Постумное преобразование проявилось в виде цеолитизации, содалитизации, канкринитизации и уссингитизации, с преобразованием минералов группы эвдиалита в катаплеит и ловозерит, лопарита — в металопарит, ломоносовита — в мурманит.

Для позднемагматических месторождений апатит-магнетитовых, апатитовых и редкоземельных руд, генетически связанных с платформенными щелочными интрузиями, отмечается повышенное участие в их формировании летучих минерализаторов. Последние воздействуют на заключительных стадиях рудообразования, преобразуя ранее выпавшие из расплава минералы и приводя к возникновению новых соединений. Роль этих процессов столь заметна, что некоторые исследователи выделяют в общем процессе образования рассматриваемых здесь магматических месторождений особую гидротермальную стадию (рис. 54), а другие (Г. Шнейдерхен) относят их к переходным магматическим — пневматолитовым образованиям.

МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БУШВЕЛЬДСКОГО КОМПЛЕКСА ЮЖНОЙ АФРИКИ

Бушвельдский магматический комплекс рудоносных пород (рис. 55) представляет собой уникальное природное образование и заслуживает специального описания. Это грандиозный лополит длиной около 450 км и шириной 250 км, внедрившийся в мощную толщу кварцитов и эффузивов трансваальской системы в протерозойское время. Внедрение происходило в момент максимального накопления осадков и прогибания крупной платформенной мульды, называемой иногда не вполне точно геосинклиналью (А. дю Тойт). Очевидно, Бушвельдский лополит формировался в обстановке, промежуточной между геосинклинальными и платформенными условиями. Такое переходное положение отразилось на особенностях его состава, строения и характере связанных с ним месторождений. В формировании бушвельдского комплекса выделяют следующие стадии:

1) излияние андезитовых лав, накопление туфов, сопровождающееся формированием полосчатых железных руд и яшм и внедрением силлов диабазов;

2) излияние лав фельзитового состава, ассоциированных с лептитами и гранофирами;

3) ранняя фаза главной интрузии с образованием расслоенной серии ультраосновных и основных пород (норитовый комплекс);

4) поздняя фаза главной интрузии, обусловленная внедрением гранитной магмы (гранитный комплекс);

5) внедрение даек щелочных пород;

6) значительно более позднее внедрение кимберлитовых послеюрских трубок.

С гранитами связаны пегматитовые и грейзеновые месторождения оловянных руд, менее существенные гидротермальные месторождения золота, свинца и цинка, а с расслоенным комплексом ультраосновных и основных пород — разнообразные и крупные магматические месторождения.

В расслоенной серии норитового комплекса выделяются (снизу вверх): а) зона Закалки, сложенная краевыми норитами мощностью 350 м; б) Базальная

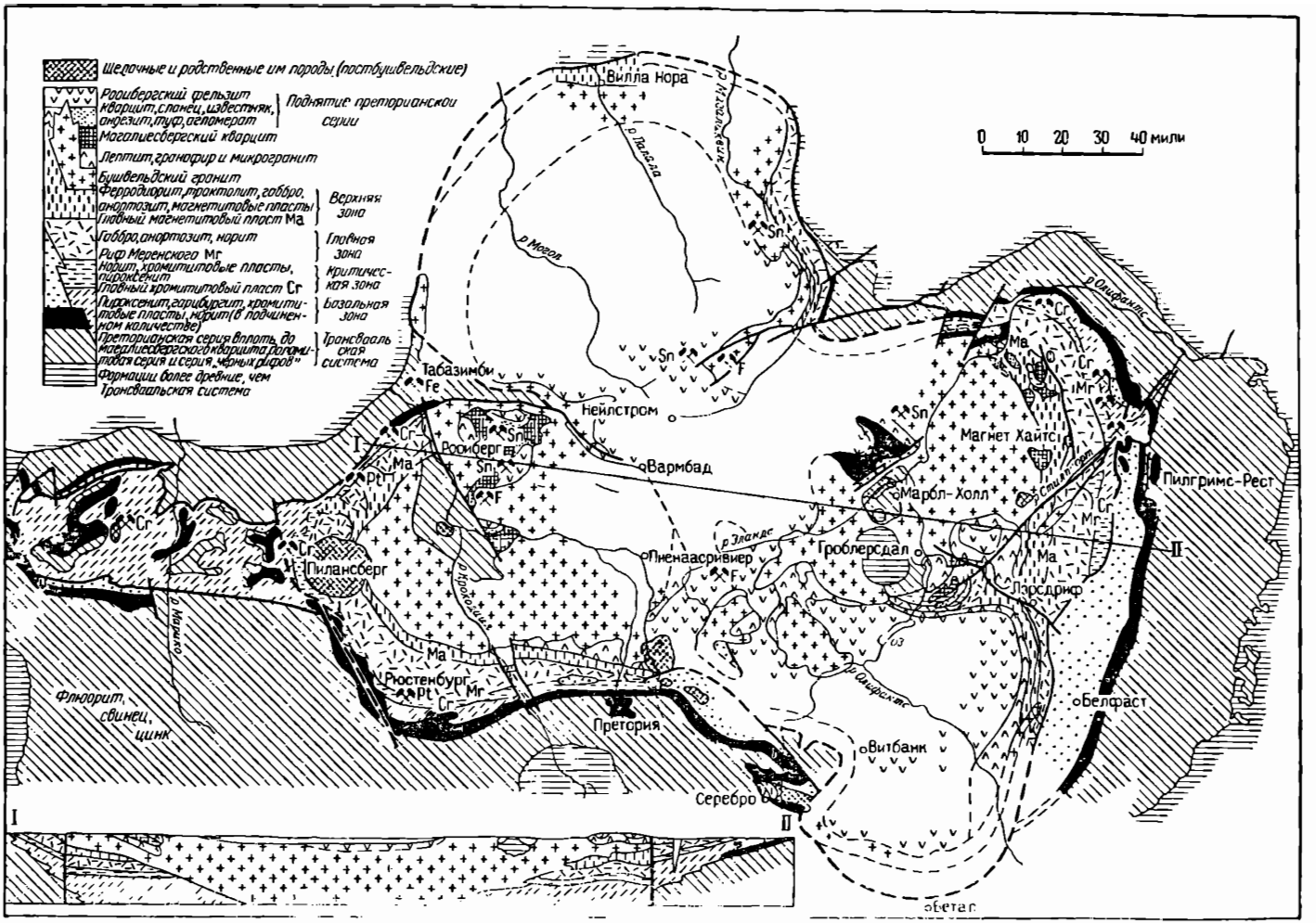


Рис. 55. Бушвельдский комплекс изверженных пород. По *Д. Уиллемзу*.

зона перемежаемости норитов с перидотитами мощностью 1500 м; в) Критическая зона норитов с прослоями пироксенитов и анортозитов мощностью около 1000 м; г) Главная зона габбро-норитового состава мощностью 3500 м; д) Верхняя зона габбро-диоритов мощностью 2000 м.

Магматические месторождения сосредоточены в породах Критической зоны, где выделяются: 1) горизонты дунитов с хромшпинелидами, иногда платиноносными; 2) горизонты анортозитов с титаномагнетитами; 3) горизонты норитов с ликвационными месторождениями платиноносных сульфидов. Наиболее характерным представителем последних является горизонт, или риф, Меренского, сложенный диаллаговым норитом с прослоями хромита и скоплениями сульфидов железа, никеля и меди, при высоком содержании связанных с ними платины и палладия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алмазные месторождения Якутии. М., Госгеолтехиздат, 1959. 527 с. Авт.: А. П. Бобриевич, М. Н. Бондаренко, М. А. Гневушев и др.

Вагер Л. Р., Висснет Э. А., Смейлс А. А. Сульфиды в Скаергардской интрузии. Восточная Гренландия. Пер. с англ. — «Новости зарубежной геологии», 1959, вып. 18, с. 3—61.

Годлевский М. Н. Магматические месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1967, с. 7—83.

Заварицкий А. Н. О классификации магматических рудных месторождений. — «Изв. Геол. ком.», 1926, т. 45, № 2, с. 67—80.

Котульский В. К. О магматических и гидротермальных месторождениях. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1947, № 5, с. 147—148.

Магматические рудные месторождения. Пер. с англ. под ред. В. И. Смирнова. М., «Недра», 1973. 206 с.

Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., Госгеолтехиздат, 1957. 272 с.

Орлов Ю. Л. Минералогия алмаза. М., «Наука», 1973. 223 с.

Соколов Г. А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения. М., Изд-во АН СССР, 1948. 127 с. (Тр. ИГН, вып. 97).

Трофимов В. С. Закономерности размещения и образования алмазных месторождений. М., «Недра», 1967. 299 с.

Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. Пер. с англ. под ред. В. П. Петрова. М., «Мир», 1970. 551 с.

Хромиты Урала, Казахстана и Дальнего Востока. Под. ред. Н. Д. Соболева. М., Изд. ВИМС, 1974. 205 с.

Bateman A. M. The formation of late magmatic oxide ores. — «Econ. Geol.», 1961, No. 44, p. 645—659.

Hawley I. E. The Sudbury Ores. Canada, 1962. 389 p.

Vogt I. H. L. Magmas ignenos ore deposits. — «Econ. Geol.», 1962, No. 3, p. 533—542, No. 4, p. 695—723, No. 5, p. 875—897.

Глава пятая

ПЕГМАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Многочисленные исследования в районах пегматитовых полей Союза, занимающих на двух континентах пространство во много тысяч километров и поднимающихся в высоту на несколько тысяч метров, дали возможность проверить и по-новому обосновать те теоретические предпосылки, на которых ныне строится понимание пегматитового процесса в земной коре.

А. Ферсман, 1938 г.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Пегматиты и находящиеся в них полезные ископаемые принадлежат к самостоятельной группе позднемагматических образований, формировавшихся на самых завершающих ступенях отвердевания интрузивных массивов и располагающихся близ их кровли. Они связаны с родоначальными интрузивами тождественностью состава, но отличаются от них меньшими размерами, жилообразной и гнездообразной формой, зональным внутренним строением, неравномерностью размеров зерен, крупными кристаллами части слагающих их минералов и наличием продуктов метасоматической переработки первичных минеральных ассоциаций магматического происхождения.

Пегматиты свойственны глубинным изверженным породам любого состава, однако среди них преобладают гранитные пегматиты, реже встречаются щелочные и еще реже основные и ультраосновные пегматиты.

Гранитные пегматиты, по А. Ферсману, можно разделить на пегматиты чистой линии и пегматиты линии скрещения. Пегматиты чистой линии залегают в гранитах или тождественных им породах и не испытывали усложнения состава в процессе формирования. Пегматиты линии скрещения образуются среди иных формаций, что отражается на их составе. Различают гибридные пегматиты, ассимилировавшие вещество боковых пород, и десилицированные пегматиты, отдавшие часть своего кремнезема вмещающим породам, недонасыщенным этим соединением. Обособляются метаморфические пегматиты, формирующиеся на разных стадиях метаморфического преобразования преимущественно докембрийских пород.

Преобладающей формой пегматитов являются простые плитообразные и сложные жилы; реже встречаются линзы, иногда каплеобразного очертания, гнезда и трубы. Размеры пегматитовых залежей весьма разнообразны и иногда достигают значительной величины. Так, в Мамской и Витимской тайге установлены «гигантомигматические пегматиты», жилы которых имеют длину до 200 м и мощность до 50 м. Некоторые пегматитовые жилы США имеют длину свыше 1500 м и мощность более 150 м. Две жилы редкометальных пегматитов Маноно Китотоло (Заир) имеют длину до 5 км и мощность до 400 м. Пегматитовые жилы Южного Тянь-Шаня прослежены в скалистых ущельях Туркестанского хребта по падению до 700 м.

В минеральном составе пегматитов преобладают силикаты и окислы. Гранитные пегматиты чистой линии сложены калиевым полевым шпатом (ортоклаз

микроклин), кварцем, плагиоклазом (альбит, олигоклаз) и биотитом; кроме этих главных пегматитообразующих минералов в них концентрируются в разном количестве: сподумен, мусковит, турмалин, гранат, топаз, берилл, лепидолит, флюорит, апатит, минералы редких и радиоактивных элементов, а также редких земель. Гибридные пегматиты, образованные при ассимиляции глиноземистых пород (например, глинистых сланцев или основных пород), обогащаются такими минералами, как андалузит, кианит, силлиманит. Подобного рода пегматиты, загрязненные карбонатами кальция, магния и железа, содержат роговую обманку, пироксены, титанит, скаполит и другие минералы. Десилицированные пегматиты в ультраосновных и карбонатных породах представлены обычно плагиоклазитами состава от альбититов до анортититов. При пересыщении глиноземом возникают корундовые плагиоклазиты. При этом за счет выноса из пегматита калия и кремния во вмещающих карбонатных породах образуются оторочки скарнов, в состав которых входят тремолит, диопсид, скаполит, флогопит, гранат.

Щелочные пегматиты состоят из микролина или ортоклаза, нефелина или содалита, эгирина, гакманита, натролита, арфведсонита с примесью апатита, анальцима, а также минералов циркония, титана, ниобия и редких земель.

Пегматиты ультраосновных и основных магм (габбро-пегматиты, бронзититы и др.) сложены основным плагиоклазом (анортит-битовнит), средним плагиоклазом (лабрадор-андезин), ромбическим пироксеном (бронзит), в меньшей степени оливином, амфиболом, биотитом с примесью апатита, граната, сфена, циркона, титаномагнетита, магнетита и иногда сульфидов (пирротин, пентландит, халькопирит).

Для пегматитов, особенно гранитных пегматитов чистой линии, характерны эвтектоидная структура срастания полевого шпата и кварца и развитие крупных кристаллов отдельных минералов, иногда достигающих гигантских размеров. Так, одна из каменоломень Урала целиком размещалась в одном кристалле амазонита. В пегматитах известны кристаллы кварца длиной более 2 и даже до 7,5 м, сподумена — до 2 и даже до 14 м (Этта в США), берилла — до 5,5 м (США). Пластины мусковита иногда бывают размером до 5 м^2, а биотита — до 7 м^2. Масса одного кристалла топаза из копи Урала составляла 60 кг, кристалла мориона из пегматитов европейской части СССР около 10 т, кристалла кварца из пегматитов Казахстана 70 т, а кристалла микроклина из жилы Норвегии около 100 т.

По составу и особенностям внутреннего строения пегматиты разделяются на простые, или недифференцированные, и сложные, или дифференцированные. Простые гранитные пегматиты состоят в основном из калиевого полевого шпата и кварца. Сложные пегматиты имеют более разнообразный минеральный состав и, как правило, зональное сложение. В строении таких зональных гранитных пегматитов выделяются оболочка, внутренняя часть и неправильные метасоматические скопления, составляющие пять главных элементов их структуры. Первой, самой внешней зоной является тонкозернистая оторочка мусковит-кварц-полевошпатового состава, по ширине редко превышающая несколько сантиметров. Вторая зона сложена кварц-полевошпатовой массой письменной и гранитной структур. Третья зона состоит из мономинеральной массы или блоков микроклина. Четвертую зону образует кварцевое ядро пегматитовых жил. Пятая зона не всегда проявлена и менее отчетлива. Она представлена неправильными скоплениями кварца, альбита, мусковита, сподумена и минералов редких металлов, тяготеющих по преимуществу к границе кварцевого

ядра и микроклиновой зоны, но распространяющихся и в стороны от нее, особенно в область микроклиновой части.

К. Власов склонен рассматривать такие особенности строения пегматитов как следствие эволюционного развития пегматитовых тел в процессе их образования. Это развитие может дойти до разных стадий, поэтому образуются пегматиты различной степени дифференцированности. По степени дифференцированности, учитывающей пространственное соотношение минеральных парагенезисов, слагающих пегматитовые тела, К. Власов выделяет пять текстурно-парагенетических групп пегматитов (рис. 56).

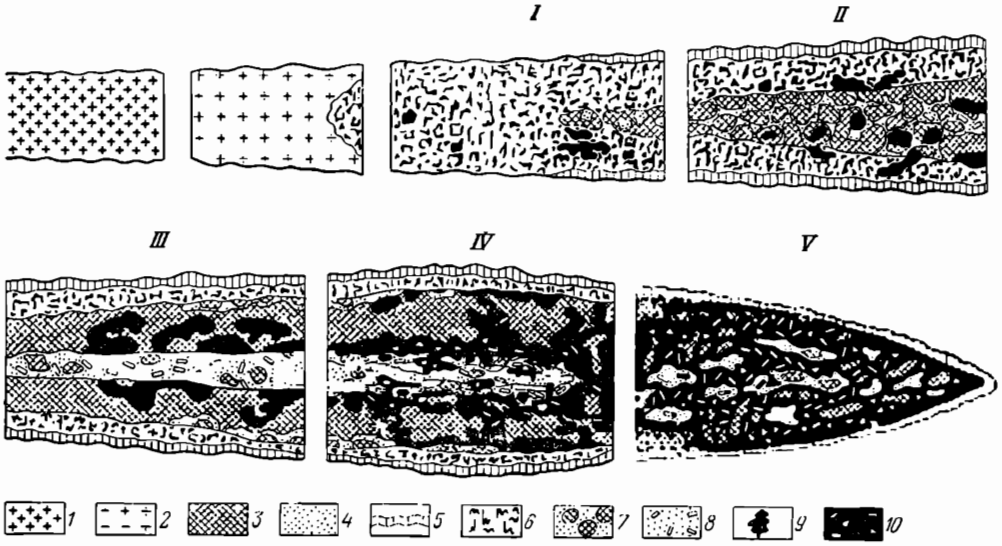


Рис. 56. Схема текстурно-парагенетических типов пегматитов. По *К. Власову*.

I — равномернозернистый, или письменный (графический); *II* — блоковый; *III* — полнодифференцированный; *IV* — редкометального замещения; *V* — альбит-сподуменовый.

1 — граниты; *2* — пегматоидные граниты; *3* — микроклин; *4* — кварц; *5* — контактовые оторочки и зоны мусковит-кварц-полевошпатового состава; *6* — пегматиты письменной и гранитовой структур; *7* — блоковая зона; *8* — мономинеральная микроклиновая зона; *9* — кварц-сподуменовая зона; *10* — комплексы и зоны замещения: альбит, кварц, мусковит, реликты микроклина, редкометальные минералы (лепидолит, берилл, часто цезиевый, ниобато-танталаты, полихромный турмалин, сподумен и др.)

К первому типу (равномернозернистому, или графическому) относятся простые пегматиты, состоящие в основном из кварца и полевых шпатов. Ко второму (блоковому) типу, состоящему из зоны микроклиновых блоков, обрамленных полосой письменной структуры, принадлежит бо́льшая часть пегматитов. Третий (полнодифференцированный) тип пегматитов характеризуется развитием кварцевого ядра микроклиновой и письменной зон. В четвертом типе (редкометального замещения), кроме того, развиваются скопления минералов редких металлов. Наконец, к пятому типу относятся специфические альбит-сподуменовые пегматиты, представляющие, по К. Власову, высшую форму их дифференциации.

По мере перехода от низшего к высшим типам пегматитов увеличивается число зон, возрастает роль метасоматических скоплений, сопровождающихся редкометальной минерализацией, укрупняются минералы, расширяется их ассортимент, сокращается размер зон гранитной и письменной структур. Пегматиты первых двух типов встречаются часто, третьего типа — сравни-

тельно редки, а последних двух типов — еще более редки. Наличие в пегматитовых полях жил высших типов гарантирует присутствие пегматитов низших типов, но не наоборот.

При разработке пегматитов получают керамическое сырье, мусковит, кварц (в том числе оптический и пьезокварц), флюорит (в том числе оптический), драгоценные камни, руды лития и бериллия, иногда руды олова, вольфрама, урана, тория, ниобия, тантала, цезия, рубидия и редких земель иттриевой группы.

С тех пор как аббат Р. Гаюи в начале прошлого века выделил пегматиты в самостоятельную минеральную разновидность, их исследованием занимались многие выдающиеся геологи. Наиболее значительные работы о пегматитах принадлежат русским ученым. Среди них выделяется блестящая монография А. Ферсмана. Много также сделали для прогресса наших знаний о пегматитах А. Заварицкий, К. Власов, В. Никитин, А. Гинзбург и другие советские геологи. Из зарубежных исследователей пегматитов необходимо упомянуть В. Брёггера, Е. Бэстина, Н. Варламова, В. Гольдшмидта, А. Далесса, Р. Джонса, Ж. Жедваба, Е. Камерона, И. Кэмпа, К. Ландеса, Э. Ларсена, П. Ниггли, Ф. Хесса, В. Шеллера и др.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Подавляющая масса пегматитов, особенно гранитных, формировалась на значительных глубинах, в пределах абиссальной зоны, в обстановке существенного давления. А. Гинзбург и Г. Родионов на основании геологической обстановки формирования пегматитовых месторождений пришли к заключению, что редкоземельные (ортитовые, монацитовые) пегматиты образовались на наибольшей глубине (свыше 8—9 км), слюдоносные пегматиты обычны для глубин 5—8 км, редкометальные — для 3,5—5 км, хрусталеносные — около 3 км. На меньших глубинах, отвечающих верхней части гипабиссальной зоны и приповерхностной зоне, пегматитовые поля не образуются. По экспериментальным данным А. Захарченко, при образовании пегматитов развивалось давление до 1200—1900 кгс/см^2.

В зависимости от точки зрения на условия формирования пегматитов существуют различные мнения относительно начальной температуры пегматитообразования (см. ниже). С одной стороны, если считать началом этого процесса отделение высокоминерализованного летучими соединениями остаточного магматического расплава, то за исходные необходимо принимать следующие данные: 1) ранняя кристаллизация в магматическом расплаве происходит при температуре 1200—900° С; 2) застывание нормального гранита осуществляется несколько ниже 1000° С (до 800°). В присутствии минерализаторов эта температура, согласно О. Таттлу, может снизиться до 730—640° С. В опытах Р. Джейнса и К. Барнхэма образец пегматита с примесью 0,4% фтора уже при 500° С становился частично жидким.

С другой стороны: 1) конечная гранитная эвтектика, свойственная ранним минеральным обособлениям пегматитов, осуществляется при температуре 700—650° С; 2) в пегматитах присутствует высокотемпературная модификация кварца, существующая лишь в условиях более 573° С. «Таким образом, учитывая совокупность всех данных, начальная температура гранитного пегматитового расплава должна быть порядка 800—700°» (А. Ферсман).

В длительном процессе последующего накопления и метасоматического преобразования пегматитообразующих минеральных комплексов температура

постепенно снижается. По исследованиям газово-жидких включений и минералов-термометров в последовательных генерациях пегматитообразующих минералов Волыни (Н. Ермаков) и Индии (В. Басс) установлена температура кристаллизации биотита 760—500°, ранних выделений кварца 600—540°, мусковита 500—435°, берилла 500—400°, последующих отложений кварца и топаза 510—300°, еще более поздних образований внешних морионовой и аметистовой зон кварца 300—130°, а заключительных халцедоновых оторочек на аметистах 90—55° С. В пегматитах Виитаньеми в Финляндии найден самородный висмут, который мог отложиться только при температуре ниже 270° С (его температура плавления). По данным А. Таланцева, опирающимся на термометрию по соотношению плагиоклаза к альбиту и мусковиту, а также на декрептометрию, графические зоны зональных пегматитов Южного Урала формировались при температуре 590—550°, а друзы кварцевых ядер — при температуре 300—220° С. Следовательно, решающие процессы, формирующие современный облик пегматитов, происходили, очевидно, при температурах 600—200° С. Изучение включений в топазах из пегматитов при нагревании до 500° С и давлении до 3000 кгс/см², выполненное Г. Леммлейном, М. Клеем и И. Островским, свидетельствует, что плотность пегматитообразующего вещества была высокой, оно содержало 50% SiO_2 и было насыщено водой (более 10%).

Эволюция физико-химических условий в процессе формирования пегматитов относится к одной из наиболее дискуссионных проблем современного учения о полезных ископаемых. В настоящее время существуют три основные гипотезы.

Первая гипотеза в наиболее законченном и совершенном виде изложена А. Ферсманом. Сторонники этой гипотезы считают пегматиты продуктом затвердевания обособленной от магматического очага остаточной магмы, из которой вначале по принципу фракционной кристаллизации вышли в определенной последовательности пиромагматические минералы, подвергшиеся затем частичному преобразованию под воздействием летучих минерализаторов, накопившихся к концу процесса в пегматитообразующем расплаве. А. Ферсман очень широко подходил к процессу пегматитообразования — от магматического этапа, соответствующего последним ступеням застывания родоначальных интрузивов, до низкотемпературного гидротермального этапа, фиксирующегося образованием цеолитов, карбонатов и подобных им минералов.

В качестве опорных пунктов для температурной градуировки длительной эволюции хода пегматитообразования А. Ферсман принимал: 1) начало процесса 800—700° С; 2) точку перехода бэта-кварца в альфа-кварц, лежащую в пределах от 573 до 644° С (в зависимости от давления); 3) критическую температуру воды, находящуюся между 374 и 425° С (в зависимости от давления и состава растворенных веществ); 4) минимальную температуру гидротермального минералообразования 50° С.

Общее развитие процесса на основе двухкомпонентной системы, состоящей из труднолетучего вещества (силиката) и легколетучего компонента (воды), рисовалось им в строгом соответствии с известной диаграммой П. Ниггли (рис. 57). В левой части этой диаграммы показано изменение соотношений труднолетучего и легколетучего компонентов в физико-химической системе по мере ее остывания. В правой части диаграммы изображена кривая упругости пара в системе, постепенно нарастающая к пегматитовому этапу и затем вновь снижающаяся к концу гидротермального этапа.

А. Ферсман при формировании пегматитов различал пять этапов: 1) магматический, 2) эпимагматический, 3) пневматолитовый, 4) гидротермальный,

5) гипергенный. Этапы, в свою очередь, расчленялись на промежуточные ступени, составляющие одиннадцать фаз, или, как бы мы теперь сказали, стадий пегматитообразования.

Фаза А — магматическая — представляет собой двухфазовую физико-химическую систему расплава и выпавших из него кристаллов и отвечает завершению отвердевания родоначального интрузива при температуре 900—800° С.

Фаза В — эпимагматическая — соответствует образованию аплитовых мелкокристаллических оторочек при температуре 800—700° С.

Фаза С — собственно пегматитовая, или графическая — характеризуется одновременным выпадением калиевого полевого шпата и кварца в обстановке трехфазовой физико-химической системы (расплав —кристаллы — вскипевшие легколетучие соединения) при температуре 700—600° С.

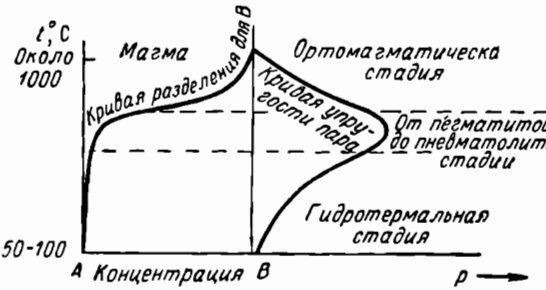


Рис. 57. Диаграмма температуры и состава (слева) и температуры и давления (справа) для ситемы летучего компонента:
А — воды и нелетучего компонента, *В* — силикатов. По *П. Ниггли*

Фазы D и E — пегматоидные — отличаются двухфазовым физико-химическим состоянием (гомогенизированная газово-жидкая, или флюидная, и твердая) с главным моментом кристаллизации турмалина, мусковита, берилла, топаза и других минералов, содержащих в своем составе летучие соединения (вода, фтор, бор) при температуре 600—500° С.

Фазы F и G — надкритические — характеризуются также двухфазовым состоянием (флюидная и твердая) с проявлением типичного пневматолитового процесса, фиксирующегося образованием зеленых слюд, альбита, литиевых и других соединений, замещающих ранее выделившиеся минералы при температуре 500—400° С.

Фазы Н — I — К — гидротермальные — соответствуют высоко-, средне- и низкотемпературному гидротермальным режимам вновь в условиях трехфазовой системы (сжиженная вода — газ — твердые минералы) с отложением сульфидов, цеолитов, карбонатов при температуре от 400 до 50° С.

Фаза L — гипергенная — относится к преобразованию пегматитов в зоне выветривания с вхождением в их состав глинистых продуктов, вторичных карбонатов, гидроокислов, кремнезема и др.

Таким образом, по этой гипотезе формирование пегматитов немыслимо без специфического остаточного высокоминерализованного летучими соединениями магматического расплава, полная эволюция которого осуществляется в обстановке закрытой физико-химической системы, при неограниченной растворимости воды в силикатном расплаве.

К. Власов учитывает ограниченную растворимость воды в силикатном расплаве, говоря об образовании пегматитов из расплавов-растворов, представляющих собой магму со свободными газами, находящимися в ней в виде обособившихся пузырьков, но во всем остальном повторяет схему А. Ферсмана.

А. Гинзбург обращает внимание на то обстоятельство, что геохимическая эволюция пегматитового процесса выражается в основном в изменении состава

и роли щелочей на последовательных этапах этого процесса. Вначале преобладают кальциево-натриевые щелочи с образованием плагиоклазов, сменяющиеся затем калиевыми щелочами с накоплением микроклина и образованием при его гидролизе мусковита, переходящие к натровым щелочам с развитием метасоматического альбита. Хотя переход к натровому метасоматозу, по мнению А. Гинзбурга, свидетельствует о резком переломе в ходе пегматитообразования, он не исключает его автометасоматический характер.

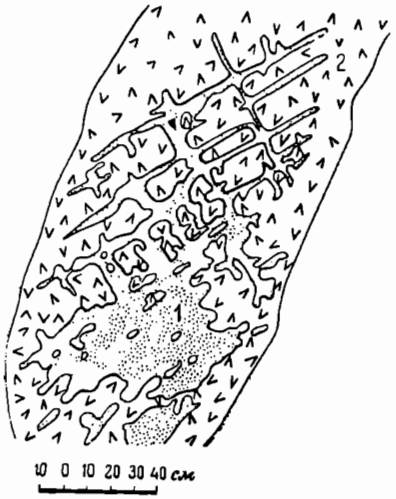


Рис. 58. Соотношения метасоматических тел (1) с вмещающим пегматитом (2). По *Е. Камерону* и др.

Недостатками первой гипотезы образования пегматитов являются:

1) недоучет ограниченной растворимости воды в магме и вытекающее из этого необоснованное выделение пегматоидной и надкритической стадий развития;

2) недостаточный анализ тектонических факторов, которые могут определять не только пути внедрения и локализации пегматитов, но и раскрытие системы (взламывание пегматитовой полости);

3) отсутствие удовлетворительного объяснения пересечения пегматитовых жил трещинами, выполненными минералами поздних стадий;

4) согласно гипотезе промышленно-ценные минералы из летучих соединений концентрируются только в верхних частях пегматитовых жил, что сужает их перспективы;

5) трудность объяснения резкой смены накопления калиевых полевых шпатов натровыми;

6) трудность объяснения проблемы пространства и зонального строения пегматитов.

Вторая гипотеза пропагандируется в основном американскими геологами — Р. Джонсом, Е. Камероном, К. Ландесом, Ф. Хессом, В. Шеллером и др. По их мнению, структурные составляющие пегматитов отчетливо разделяются на две самостоятельные группы: 1) зональное заполнение пегматитовой полости; 2) метасоматические образования, формирующие массы, структурный рисунок которых явно накладывается на более раннее зональное строение пегматитовых тел (рис. 58). Вероятно, процесс формирования пегматитов распадается на два самостоятельных этапа — магматический и пневматолито-гидротермальный.

В первый, магматический этап происходит заполнение полости расплавом, из которого по схеме фракционной кристаллизации образуются зональные пегматиты. Система на этом этапе, по представлениям американских геологов, полузакрытая, т. е. привноса новых веществ в нее не происходит, а удаление части вещества за пределы пегматита возможно.

Во второй, метасоматический этап система полностью раскрывается. Под воздействием газоводных минерализованных растворов, поступающих из глубин, осуществляется метасоматическая переработка ранее отложенных минералов с выносом продуктов обменных реакций за пределы пегматитовых залежей.

Так формируются метасоматические части пегматитов, обычно состоящие из кварца, альбита, мусковита, а также минералов редких металлов. Иначе

говоря, по представлениям сторонников этой гипотезы, физико-химическая система пегматитообразования перестает быть замкнутой с пневматолитового этапа А. Ферсмана.

Таким образом, на основании этой гипотезы пегматиты образуются комбинированным путем по сложной схеме, на первом этапе которой в закрытой (или открытой для выноса) системе по принципу фракционной кристаллизации образуются зональные пегматиты простого состава, а на втором этапе в условиях полностью раскрытой системы происходит метасоматическая их переработка растворами, поступающими из глубинного магматического очага, с образованием сложных по составу и строению пегматитовых тел.

В более поздней работе Р. Джонса и К. Барнхэма большое значение придается количественному соотношению воды или другого растворителя и силикатной части пегматитообразующей магмы. При кристаллизации в условиях, когда вся вода связывается в породообразующих минералах, пегматиты не образуются. В процессе кристаллизации при наличии свободной воды в расплаве возникают простые пегматиты. При кристаллизации с избыточным количеством воды происходит метасоматическая переработка простых пегматитов.

По поводу рассматриваемой гипотезы высказываются следующие основные критические замечания:

1) осталась неразработанной экспериментальная и физико-химическая (термодинамическая) части предлагаемой схемы процесса;

2) не рассмотрены линии связи между составами ранних и образованных при их замещении более поздних минералов и минеральных групп;

3) интенсивная метасоматическая переработка ранних минеральных комплексов с выносом продуктов обменных реакций гидротермальными растворами в условиях открытой системы за пределы пегматитовых тел должна бы фиксироваться мощными зонами гидротермальных преобразований за их границами, особенно выше залежей. Однако такие зоны в природе отсутствуют, хотя отмечаются оторочки перекристаллизации, обогащенные мусковитом, турмалином и альбитом, несколько расширяющиеся по мере перехода к наиболее глубинным пегматитам (И. Матросов, Л. Россовский).

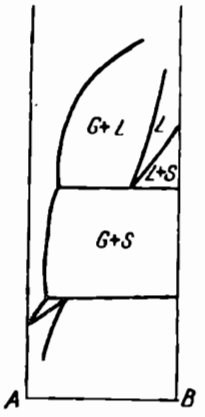


Рис. 59. Изобарическая диаграмма двойной системы: летучее (*A*) и нелетучее (*B*). По *А. Заварицкому*

Третья гипотеза наиболее оригинальная. Она рассмотрена А. Заварицким, Н. Успенским и особенно энергично защищалась В. Никитиным. А. Заварицкий обратил внимание на то обстоятельство, что при рассмотрении образования пегматитов полностью или их зонально-дифференцированной основы из остаточных, насыщенных летучими компонентами магматических расплавов, не учитывается ограниченная растворимость воды в силикатном расплаве. Если принять во внимание это обстоятельство, то при физико-химической интерпретации процесса пегматитообразования надо руководствоваться не упрощенной бинарной или тройной системой с одним летучим, подобной диаграмме П. Ниггли (см. рис. 54), а изобарической диаграммой системы, в которой не достигаются критические явления (рис. 59). В подлиннике рассмотрены как бинарная, так и тройная системы с одним компонентом. Из бинарной диаграммы нелетучее + летучее следует, что в процессе охлаждения вначале вследствие ретроградного кипения система кристаллы + жидкость (расплав)

переходит в систему кристаллы + газ, а затем при сжижении газа — в систему кристаллы + жидкость (раствор).

В более сложных природных системах вместо инвариантной точки ретроградного кипения фигурирует интервал кипения. В пределах этого интервала флюидная газовая фаза и состав осадка, состоящего из многих твердых фаз, могут изменяться в некоторых пределах, но при этом флюидная фаза будет находиться в равновесии с твердыми минеральными фазами, представляя раствор, насыщенный составными частями этих минералов. Таким образом, остывание магматического расплава завершается выделением газоводного раствора, состав которого находится в химическом равновесии с составом породообразующих минералов.

Беря это обстоятельство за исходное, А. Заварицкий считает, что пегматиты могут образоваться из любой породы; гранитные пегматиты, в частности, могли сформироваться за счет гранитов, аплитов и других сходных по составу пород. Весь процесс пегматитообразования, по его представлениям, распадается на два этапа, постепенно переходящие друг в друга.

На первом этапе остаточные горячие газоводные растворы, находящиеся в химическом равновесии с вмещающими породами, создают условия для перекристаллизации этих пород. Возникают крупно- и гигантокристаллические простые пегматиты, не отличающиеся минеральным составом от пород, по которым они образовались. Пегматиты эти выделяются только размером составляющих их минералов и минеральных агрегатов. Такого рода собирательная кристаллизация требует известного времени и может осуществляться только в замкнутой системе.

На втором этапе вследствие фракционной дистилляции при диффузии газоводного раствора через боковые породы состав раствора изменяется, он перестает быть химически равновесным по отношению к минеральным комплексам простого пегматита. Начинается растворение этих комплексов и замещение их избыточными элементами раствора с образованием метасоматических новообразований пегматитовых тел. Система из замкнутой становится открытой, по А. Заварицкому, только в сторону выноса, а по мнению других исследователей, как со стороны привноса новых компонентов, так и по направлению выноса продуктов обменных реакций.

«Таким образом, как с физико-химической точки зрения, так и по резкому изменению структурных отношений минералов можно достаточно резко провести границу между первой стадией минералообразования в пегматитовых жилах, когда происходит главным образом перекристаллизация минералов материнской породы, и следующими стадиями, когда образуются более редкие минералы, главным образом путем замещения первых» (Заварицкий, 1953, с. 88). Так же как и другие геологи, подчеркивающие значение метасоматического этапа в формировании пегматитов, А. Заварицкий считал, что начало его фиксируется широкой альбитизацией полевых шпатов.

В качестве фактических явлений, подтверждающих гипотезу о возникновении пегматитов путем преобразования рядовых магматических пород, А. Заварицкий отмечает следующие:

1) находки реликтов исходных пород в пегматитах;

2) постепенные переходы между вмещающими породами и пегматитами;

3) фельдшпатизация и перекристаллизация пород, соприкасающихся с пегматитами;

4) постепенные переходы между аплитом и пегматитом в рамках одной и той же жилы;

5) наличие отдельных крупных кристаллов полевого шпата в аплите с постепенным увеличением их количества по мере перехода к пегматиту.

К этим данным В. Никитин добавляет следующие наблюдения:

1) постепенное изменение формы структур письменных гранитов от беспорядочного включения изометрических зерен кварца внутри порфирокласт полевых шпатов вплоть до классических форм графических структур, противоречащее представлениям о кристаллизации их по законам эвтектики;

2) признаки метасоматического происхождения многих минералов, слагающих пегматиты;

3) самое полное проявление метасоматического преобразования в жилах, подвергшихся наиболее интенсивным тектоническим деформациям;

4) отчетливая зависимость минерального состава пегматитовых жил от состава вмещающих и особенно подстилающих пород, проявляющаяся, в частности, в том, что только при наличии пород плагиоклазового состава, не способных поглощать натрий пегматитообразующих растворов, возможно развитие натрового метасоматоза с образованием в пегматитах альбита и мусковита по калиевому полевому шпату.

В. Никитин в отличие от А. Заварицкого считал, что превращение исходных магматических пород в пегматиты совершалось главным образом под влиянием постмагматических растворов, поступающих в жилы из глубины. Весь процесс формирования пегматитов от начала до конца протекал по принципу открытой системы, причем вначале происходило преобразование породы вследствие ее перекристаллизации, а затем возрастало значение явлений замещения с возникновением метасоматических новообразований.

Из общей схемы процесса образования пегматитов, приведенной по В. Никитину, следует, что в общем ходе формирования пегматитов выделяются три этапа (рис. 60): 1) полная кристаллизация магматического расплава с образованием калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кварца (для гранитных пегматитов); 2) перекристаллизация этих минералов в крупнозернистые минеральные агрегаты и их дифференциация в контурах жилы с образованием простых пегматитов зонального строения; 3) метасоматическое преобразование и новообразование с созданием пегматитов сложного состава.

Таким образом, рассматриваемая гипотеза полностью отрицает особую пегматитообразующую остаточную магму. Формирование пегматитов связывается с метасоматическим преобразованием рядовых пород остаточными или поступающими из глубинных магматических источников горячими газоводными растворами в условиях открытой для выноса или полностью раскрытой системы. На первом этапе осуществляются перекристаллизация пегматитообразующих минеральных комплексов в крупнозернистые агрегаты и их зональная дифференциация с образованием пегматитов простого состава; на втором этапе происходят их метасоматическая переработка и формирование пегматитов сложного состава.

Среди замечаний, высказываемых по поводу третьей гипотезы образования пегматитов, можно указать следующие:

1) так же, как и для второй гипотезы, отмечается отсутствие мощных зон гидротермальной переработки, которые должны были бы развиваться по изложенной схеме пегматитообразования в прилегающих породах, особенно на продолжении пегматитовых жил по их восстанию;

2) необычайно сложно объясняется формирование пегматитовых жил в породах кровли интрузива;

3) трудно объяснить зональное строение дифференцированных пегматитов по принципу метасоматической колонки хотя бы потому, что по правилу Д. Коржинского в каждой из последующих зон число слагающих их минералов должно возрастать на единицу, а в пегматитах это правило не выдерживается; например, с зоной мономинерального полевого шпата граничит зона из трех минералов — кварца, полевого шпата и слюды;

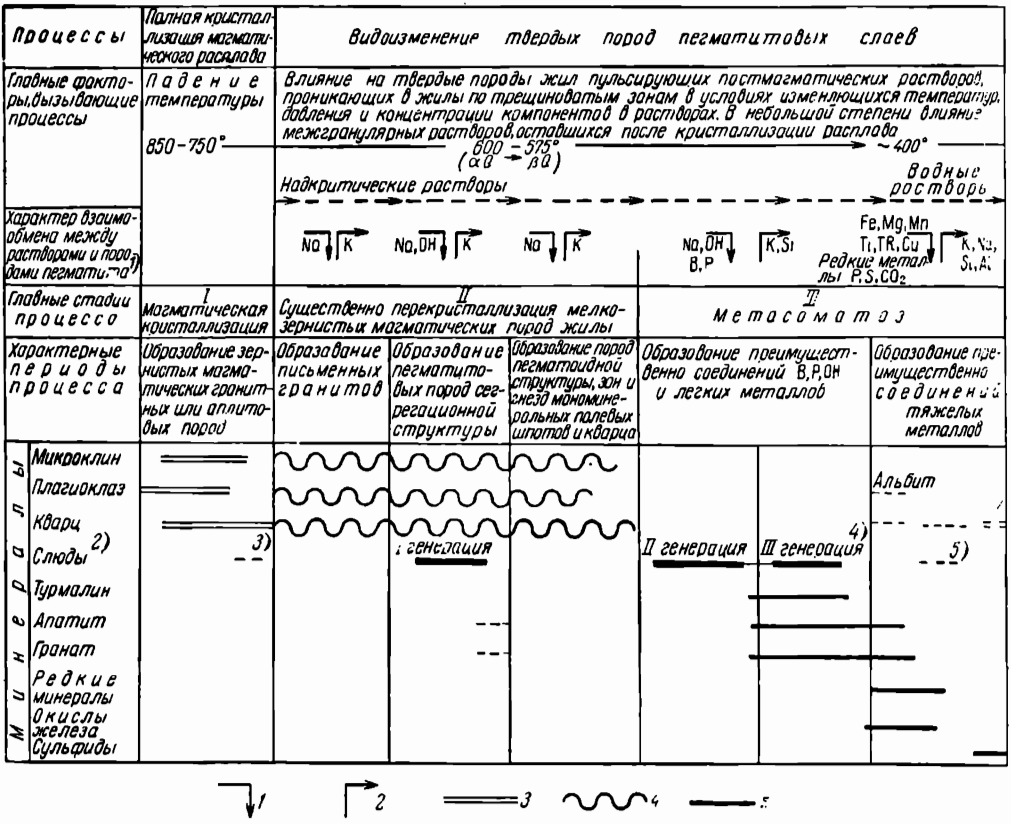


Рис. 60. Схема общей последовательности процесса формирования пегматитов. По *В. Никитину.*

1 — привнос; *2* — вынос; *3* — кристаллизация из расплава и раствора; *4* — перекристаллизация; *5* — метасоматоз. Цифры на рисунке: 1) — характер взаимообмена зависит от состава подстилающих жилу пород и пегматита; 2) — состав слюд зависит от химических особенностей подстилающих жилу пород; 3) — ранняя генерация мелколистоватых и чешуйчатых слюд; 4) — чаще биотит, чем мусковит; 5) — поздняя генерация мелколистоватых и чешуйчатых слюд (жильбертит, серицит)

4) сомнительна возможность возникновения системы кристаллы + газ по принципу ретроградного вскипания на тех значительных глубинах, которые свойственны образованию пегматитов. Летучие компоненты могут отделиться при любом давлении и на любой глубине, если учитывать их ограниченную растворимость в силикатном расплаве и не ограничивать рассматриваемую физико-химическую систему, как это делает А. Заварицкий, невозможностью ликвации ее компонентов.

Следовательно, существующие взгляды о физико-химических гипотезах формирования пегматитов расходятся по пяти главнейшим пунктам: 1) роль

Таблица 13

Сопоставление гипотез образования пегматитов

Гипотеза	Роль остаточного магматического расплава	Роль метасоматических процессов	Источник метасоматических растворов	Степень замкнутости системы	Степень растворимости легколетучих в магме
Остаточного расплава (А. Ферсман и др.)	Определяющая	Вспомогательная	Внутри пегматитов	Замкнутая	Неограниченная
Остаточного расплава и метасоматического раствора (Р. Джонс и др.)	Учитывается	Важная	Глубинный	Вначале открытая для выноса, а затем полностью открытая	Не рассматривается
Метасоматического раствора (А. Заварицкий, В. Никитин)	Отрицается	Определяющая	Внутри пегматитов Глубинный	Вначале закрытая, затем открытая для выноса Полностью открытая	Ограниченная

особого пегматитообразующего магматического расплава; 2) роль метасоматоза; 3) источник преобразующих растворов; 4) степень замкнутости системы; 5) степень растворимости легколетучих соединений, в том числе паров воды, в магматическом расплаве (табл. 13).

В настоящее время все исследователи признают то или иное значение метасоматических процессов по силикатным породам, без которых невозможно образование промышленно-ценных пегматитов. Роль остаточных магматических расплавов в образовании промышленного сырья остается до конца не выясненной и дискуссионной.

Метаморфическая гипотеза. Для пегматитов, связанных с метаморфическими комплексами докембрийских пород, выдвинута метаморфогенная гипотеза их образования (Ю. Соколов, В. Глебовская, К. Кратц, М. Салье и др.). Основой ее является корреляция состава таких пегматитов с соответствующими этапами и фациями регионального метаморфизма. Установлено, что простые керамические пегматиты связаны с породами альмандин-силлиманитовой субфации, мусковитовые пегматиты ассоциированы с породами дистен-силлиманитовой субфации, сложные редкометальные пегматиты находятся среди пород андалузит-силлиманитовой субфации амфиболитовой фации, а редкоземельные — среди пород гранулитовой фации. При этом мусковитовые пегматиты распространены в свитах глиноземистых гнейсов, а керамические — в свитах, сложенных биотитовыми и амфиболовыми гнейсами (Н. Горлов). В зависимости от степени метаморфизма различают пегматиты метаморфогенно-метасоматические, метаморфогенно-анатектические и метаморфогенно-палингенные.

В первом случае пегматиты формируются под воздействием метаморфогенных растворов вследствие выборочной мобилизации и собирательного переотложения пегматитобразующих элементов. Во втором и в третьем случаях происходит избирательное выплавление и пегматиты формируются при участии кислых палингенных расплавов, к которым приложимы рассмотренные выше гипотезы образования пегматитовых месторождений.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Связь с магматическими формациями. Резко подавляющее количество пегматитов ассоциировано с формацией нормальных и крайнекислых гранитов средней стадии геосинклинального развития. Выдержанная приуроченность гранитных интрузий к внутренним максимально прогибающимся частям геосинклиналей, впоследствии преобразующихся в центральные поднятия, обусловливает возникновение весьма характерных цепей их развития, контролирующих поясовое распространение пегматитов в складчатых областях. Эти пояса размещаются вдоль осевых поднятий, возникающих на месте внутренних прогибов геосинклиналей в период главных фаз складчатости, вытягиваются во всю их длину, достигая протяженности от сотен до нескольких тысяч километров. Примерами таких поясов на территории СССР могут служить: Мамский, Забайкальский, Алтайский, Калбинский, Кызылкумо-Туркестанский, Ладожский, Кольско-Карельский и др. Из зарубежных могут быть отмечены Северо-Американский, Аппалачский, Северо-Западной Канады, Южно-Американский, Пиренейский, Бразильский, Южно-Африканский, Малайский и др. Длина Кызылкумо-Туркестанского пояса 1200 км, Аппалачского 2000 км, Северо-Американского 4000 км. краевого Сибирского 4500 км.

В допалеозойских пегматитовых поясах развиты как мусковитовые, так и редкометальные пегматиты. В более молодых поясах — преимущественно редкометальные пегматиты, с которыми ассоциируются грейзеновые, кварц-полевошпатовые, кварц-турмалиновые и кварцевые месторождения руд олова, вольфрама и других редких металлов, формирующие региональные редкометальные пояса. Последние приурочены к внутренним зонам геосинклиналей, характеризующихся: 1) повышенным градиентом мощности геосинклинальных, по преимуществу песчано-сланцевых осадков, 2) повышенной мощностью земной коры с размещением границы Мохоровичича на глубине от 30—35 км и более, 3) связанной с этим отчетливо отрицательной аномалией Буге.

В других формациях глубинных изверженных пород пегматиты встречаются реже. Они известны, но не типичны для перидотитовой, габбро-пироксенит-дунитовой и плагиогранит-сиенитовой формаций ранней стадии геосинклинального развития, а еще менее типичны для малых интрузий поздней стадии геосинклинального режима. В активизированных и интенсивно активизированных платформах известны пегматиты, связанные с тремя магматическими формациями: гранитной, основной и щелочной; пегматиты последней наиболее характерны (табл. 14). В приповерхностных и вулканических формациях пегматиты не образуются.

Геологический возраст. Пегматиты принадлежат к таким природным образованиям, которые формировались на всем протяжении истории развития земной коры. Они известны для архея Анабарского щита, Джугджура, Енисейского кряжа в СССР, Канады, Западной Австралии и Южной Африки. Широко и повсеместно распространены пегматиты в образованиях протерозойских, рифейского, каледонского, герцинского, киммерийского и альпийского циклов гео-

Таблица 14

Степень распространения пегматитов по формациям изверженных пород

Этап	Стадия	Формация магматических пород	Тип пегматитов	Степень распространения
Геосинклинальный	Ранняя	Ультраосновная и основная	Основные	Очень редкие
	Средняя	Плагиогранит-сиенитовая	Щелочные	Редкие
		Гранодиоритовая	Гранитные	»
		Гранитная	»	Наиболее распространенные
	Поздняя	Малые интрузии	»	Очень редкие
Платформенный	—	Гранитная	Гранитные	Редкие
	—	Основная	Основные	»
	—	Щелочная	Щелочные	Распространенные

логического развития. Наиболее молодые пегматиты кайнозойского возраста установлены в Японии и на о. Эльба.

Согласно исследованиям Н. Солодова, количественное развитие пегматитов возрастает от древних к юным эпохам, но запасы сосредоточенных в них полезных ископаемых при этом снижаются. Так, суммарная площадь пегматитовых поясов возрастает от докембрия (97 тыс. км^2) к палеозою (229 тыс. км^2) и далее к мезозою (275 тыс. км^2). Запасы, например, бериллия (без СССР), наоборот, в пегматитах докембрия составляют 75%, палеозоя — 23%, а мезозоя — всего лишь 2%.

Минералого-геохимическая зональность. В соответствии с исследованиями А. Гинзбурга, Г. Родионова, А. Леонтьева, Н. Солодова и других геологов можно говорить о зональности пегматитовых поясов, полей и тел.

Зональность поясов проявляется в чередовании полей пегматитов разного сложения и состава, чаще всего полей простых кварц-полевошпатовых керамических пегматитов и сложных, содержащих те или иные ценные минералы.

Зональность пегматитовых полей (пучков, узлов) чаще всего связана с изменением их состава по мере удаления от магматического очага в направлении перехода от безрудных кварц-полевошпатовых пегматитов к рудоносным микроклиновым, далее к микроклин-альбитовым, затем к альбитовым и альбит-сподуменовым пегматитам, наконец, к кварц-полевошпатовым и кварцевым жилам.

Зональность пегматитовых тел в их горизонтальном срезе была описана выше. Отмечается она и в вертикальном направлении. В данном случае она может быть обусловлена повторением типов пегматитов, характеризующих горизонтальную зональность рудных полей (зональность второго рода), или последовательным выклиниванием центральной, а затем периферических зон пегматитов (зональность первого рода, по Н. Солодову, рис. 61).

Геологическая структура. Пегматиты обычно образуют региональные пояса, тяготеющие к осевым частям срединных поднятий, к крупным разломам, а для метаморфических пегматитов — к формациям благоприятных пород. В пределах поясов они группируются в поля (пучки, узлы), приуроченные к цепочкам интрузивов, положение которых часто определяется наличием

поперечных нарушений. Размещение пегматитовых тел на площади полей подчиняется комбинации структуры кровли интрузива и развитых в ее пределах тектонических деформаций.

Пегматитовые тела тесно связаны с материнскими интрузивами, залегая в их прикровельной части в зоне внутреннего и внешнего контактов. Они распространяются внутрь родоначальных интрузивов на 2—3 км, а за их пределы — в породы кровли — до 2 км. Однако теснота такой связи снижается

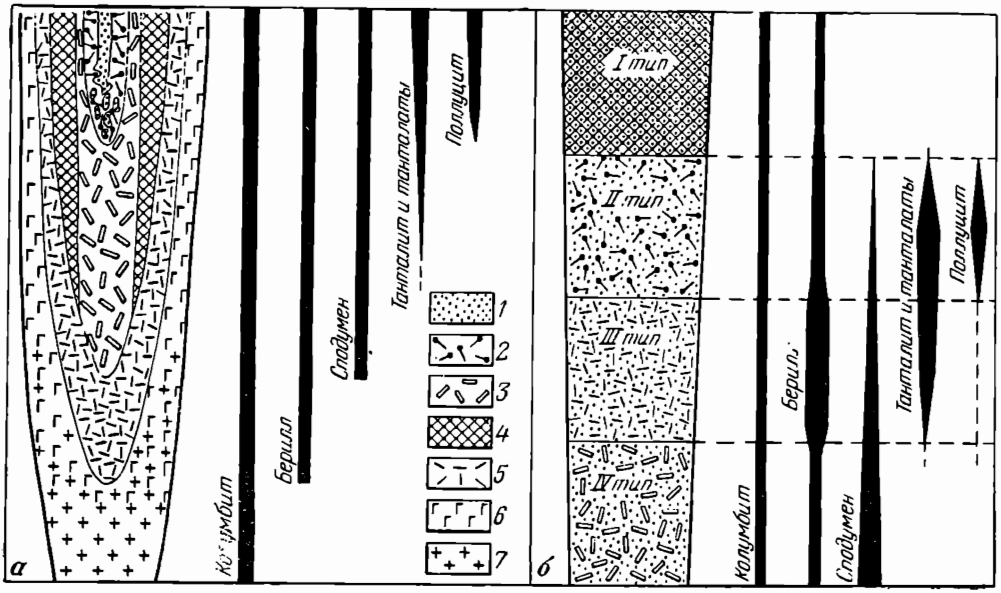


Рис. 61. Схема вертикальной зональности редкометальных гранитных пегматитов. По *Н. Солодову*.

а — зональность первого рода в микроклин-альбитовом пегматите, *б* — зональность второго рода. Типы пегматитов: I — микроклиновые, II — микроклин-альбитовые, III — альбитовые, IV — альбит-сподуменовые.

1 — блоковый кварц; *2—7* — зоны: *2* — мелкопластинчатого или разнозернистого альбита, чешуйчатого лепидолита, блокового микроклина, *3* — кварц-клевеландит-сподуменовая и кварц-мусковитовая, *4* — блокового микроклина, *5* — мелкозернистого альбита, *6* — графическая кварц-микроклиновая или апографическая кварц-альбит-микроклиновая, *7* — неравномернозернистая кварц-альбит-микроклиновая (гранит-пегматитовая)

от молодых к древним пегматитам. Третичные, мезозойские, палеозойские и отчасти протерозойские пегматиты отчетливо группируются вокруг вершин родоначальных интрузивов. Более древние докембрийские пегматиты, залегающие в кристаллических породах протерозоя и архея, обычно не обладают такой непосредственной приуроченностью к массивам изверженных пород, залегают среди зон мигматитов в гнейсах и представляют собой в ряде случаев продукты широкого глубинного метаморфизма.

Магматический субстрат пегматитов образуется в основном вследствие выполнения открытой полости расплавом, с некоторой переработкой прилегающих боковых пород. Ширина такой переработки более существенна у древних докембрийских и наиболее глубинных пегматитов и ничтожно мала у более молодых и менее глубинных пегматитов. По данным А. Гинзбурга и других исследователей, интрузивная сила магматического расплава не имеет решающего значения в образовании форм пегматитовых тел. Морфология и условия

локализации пегматитов определяются главным образом тектоническими деформациями вмещающих пород.

С этой точки зрения среди пегматитов выделяются две разновидности (А. Гинзбург и др.). К первой принадлежат *сингенетические, или шлировые, камерные пегматиты*, образовавшиеся на месте скопления остаточных пегматитообразующих продуктов магматического расплава. Для них характерно: 1) нахождение в материнской породе; 2) отсутствие резких контактов, постепенный переход в эту породу; 3) отсутствие мелкозернистой аплитовидной оторочки; 4) овальная форма; 5) обилие миароловых пустот. Ко второй разновидности относятся *эпигенетические, или выжатые, пегматиты*, формировавшиеся за пределами остаточного магматического очага. Для них типично: 1) размещение не только в материнской породе, но и за ее пределами в породах кровли; 2) контроль пегматитовых тел тектоническими нарушениями; 3) жильная форма; 4) резкие контакты с вмещающей породой; 5) наличие мелкозернистой аплитовидной оторочки; 6) слабое развитие или полное отсутствие миароловых пустот.

Мощные зональные полнодифференцированные эпигенетические пегматиты формируются в спокойной тектонической обстановке.

Пегматитовые поля обычно приурочены к антиклинальным участкам, для которых особенно характерен изгиб осей в плане или на глубину (Г. Родионов). По отношению пегматитовых жил к складчатым структурам, контролирующим позицию полей пегматитов, можно выделить: 1) пегматитовые поля с поперечно секущими жилами, сгруппированными в цепочки, или более или менее равномерно распределенные на всей площади складки; 2) пегматитовые поля с жилами согласными или секущими под острым углом складчатую структуру; 3) комбинированные поля, состоящие из поперечно секущих и согласных тел.

Среди тектонических элементов, контролирующих положение и морфологию эпигенетических пегматитов, намечаются три группы структур.

1. Согласные структуры межпластовых и внутрипластовых складчатых отслоений, локализующие пластовые пегматитовые залежи, особенно типичные для наиболее глубинных древних пегматитов.

2. Сравнительно некрупные трещины скола и отрыва, образующиеся синхронно со складчатостью и определяющие положение как согласных, так и секущих пегматитовых тел, сравнительно небольших по размерам.

3. Более крупные постскладчатые сбросы и сбросо-сдвиги, контролирующие значительные по размерам секущие дайкообразные пегматитовые жилы.

Приповерхностные типы тектонических структур вроде зон брекчий, свободного дробления и др. пегматитам не свойственны.

Связь с другими генетическими группами. Пегматиты формируют самостоятельную группу естественных природных образований, достаточно четко изолированную от других групп эндогенных полезных ископаемых. С ними ассоциируются генетически и пространственно лишь также достаточно определенные кварц-грейзеновые гидротермальные или пневматолито-гидротермальные месторождения редких металлов (олова, вольфрама и др.). Эти месторождения располагаются совместно с пегматитами, обычно создавая вышеупоминавшиеся редкометальные пояса. Время их образования соответствует завершающим ступеням метасоматического преобразования пегматитов, оформляющего комплексные редкометальные пегматиты, обособленными аналогами которых они и являются. Все другие группы постмагматических эндогенных месторождений полезных ископаемых возникают на других стадиях геологического цикла, в иных геологических условиях, в связи с другими магматическими формациями

и никакого отношения к пегматитам не имеют. Вот почему нельзя согласиться с П. Ниггли, А. Ферсманом и другими геологами, трактующими пегматитовый процесс настолько широко, что следствием его считают гидротермальные месторождения. С этой точки зрения требует уточнения и определение А. Заварицкого пегматитов, как «...образований, промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами».

Генетическое подразделение. Пегматитовые месторождения полезных ископаемых распределяются по следующим генетическим классам: 1) простые пегматиты; 2) перекристаллизованные пегматиты; 3) метасоматически замещенные пегматиты; 4) десилицированные пегматиты.

ПРОСТЫЕ ПЕГМАТИТЫ

Простые пегматиты (рис. 62) по химико-минеральному составу соответствуют исходным породам. Так, для простых гранитных пегматитов главными минералами являются калинатровые полевые шпаты и кварц с небольшой

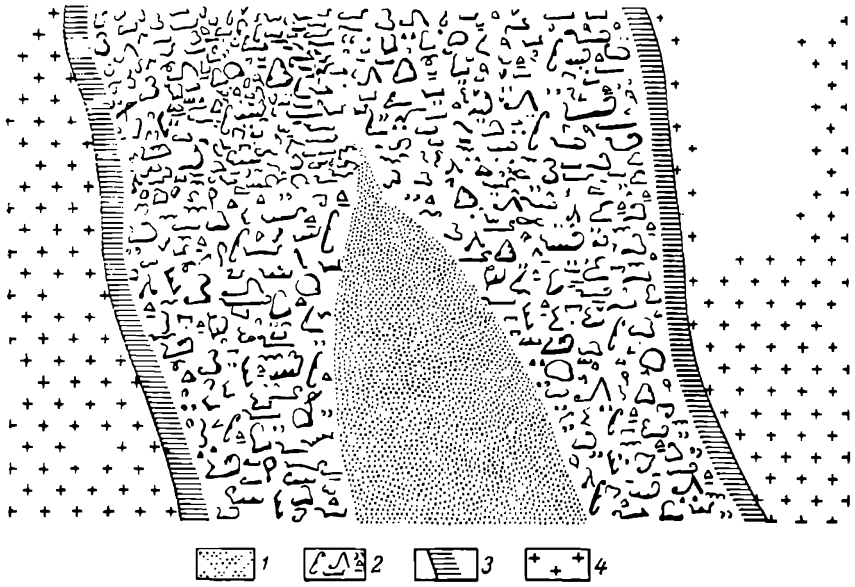


Рис. 62. Сечение простого пегматита.
1 — кварцевое ядро; *2* — пегматит письменной структуры; *3* — слюдяная оторочка; *4* — гранит

примесью светлой слюды, турмалина и граната. Они обладают письменной, или гранитовой, структурой, не несут заметных следов перекристаллизации, зональной дифференциации и метасоматической переработки. Такие пегматиты образуют самостоятельные поля или встречаются среди полей сложных пегматитов. Они разрабатываются для получения комплексного керамического сырья, состоящего из сростков кварца и полевого шпата обычно в отношении 1 : 3, и используются для производства низших сортов изделий фаянсовой и фарфоровой промышленности.

ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗОВАННЫЕ ПЕГМАТИТЫ

Пегматиты этого класса (рис. 63) отличаются разнозернистой крупно- и гигантокристаллической структурой, обусловленной перекристаллизацией исходного вещества жил под влиянием горячих газово-жидких растворов, химический состав которых находился в основном в равновесии с составом ранее выделившихся пегматитообразующих соединений. При такой перекристаллизации помимо кварца и калиевого полевого шпата при гидролизе последнего формируется мусковит, составляющий наиболее ценный минерал пегматитов

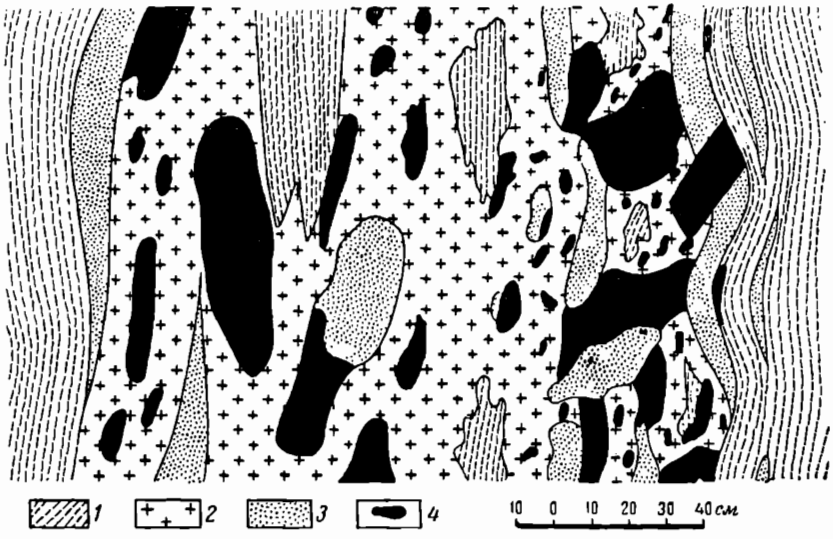


Рис. 63. Сечение перекристаллизованного пегматита жилы 4 Слюдяногорского месторождения. По *Г. Кулешову* и др.

1 — гнейсы; *2* — мелко- и среднезернистые пегматиты; *3* — кварц; *4* — мусковит

этого класса. Перекристаллизованные пегматиты бывают как зональные, так и азональные. В них хорошо проявлено кварцевое и мусковитовое замещение при слабой альбитизации или полном ее отсутствии. Для них характерно также отсутствие миароловых пустот. Такие пегматиты, как правило, принадлежат к древним докембрийским образованиям, сформированным в наиболее глубинных условиях среди глубокометаморфизованных кристаллических пород.

Из перекристаллизованных пегматитов добывают мусковит, полевой шпат, комплексное кварц-полевошпатовое сырье и кварц. Мусковит во всем мире получают исключительно из перекристаллизованных пегматитов, являющихся единственным источником его добычи. По характеру распределения слюды в жильном теле выделяются жилы с равномерным распределением, с зональным распределением в дифференцированных телах и с гнездовым распределением. Размеры пластин слюды колеблются от очень мелких до гигантских с площадью несколько квадратных метров; промышленное значение имеют листы площадью более 4 $см^2$. Показателем промышленной ценности слюды служит произведение средней площади мусковитовых пластин на их массу, отнесенное к 1 $м^3$ жильной массы. За минимальную промышленную величину обычно принимается 10—20 $\frac{кг \cdot см^2}{м^3}$. Крупные месторождения мусковита обладают запасами

слюды в тысячи тонн. Главные места добычи мусковита в СССР находятся в Мамском районе Сибири, в Карелии и на Кольском полуострове. За границей основными центрами добычи мусковита являются пегматитовые поля Индии и Бразилии.

Полевой шпат добывается из гранитных и щелочных пегматитов как зонального, так и азонального строения, но обязательно крупнокристаллической структуры. Он используется в стекольной, керамической и абразивной промышленности. Наибольшую практическую ценность представляет микроклин, меньшую — альбит. Промышленные жилы должны содержать крупные выделения полевых шпатов, свободные от прорастаний кварцем, слюдой, известково-натровыми плагиоклазами или другими минералами. В Советском Союзе полевой шпат добывается из пегматитов Карелии, Украины, Урала и Сибири.

Кварц получают из пегматитов в ограниченных размерах для нужд металлургии (флюс), производства динаса, огнеупорных изделий и ферросилиция обычно попутно с получением полевого шпата.

Комплексное кварц-полевошпатовое сырье, или так называемый «пегматит», получают из зон письменного гранита, подобно тому как это делается при разработке простых пегматитов.

Слюдоносные и кварц-полевошпатовые перекристаллизованные пегматиты встречаются совместно и раздельно.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИ ЗАМЕЩЕННЫЕ ПЕГМАТИТЫ

Пегматиты этого класса в отличие от предыдущих не только перекристаллизованы, но и метасоматически в той или иной мере переработаны под воздействием горячих газоводных минерализованных растворов, химически неравновесных по отношению к составу первичной пегматитообразующей минеральной массы. Они образованы после переломного момента в ходе геохимического процесса пегматитообразования, определяющего резкую смену калиевого метасоматоза натровым, начинающимся развитием зон альбитизации и последующей грейзенизации. Для пегматитов этого класса типично наиболее полное зональное строение (рис. 64), осложняемое скоплениями альбита, грейзенов и сопровождающих их минералов редких металлов, горного хрусталя и драгоценных камней. Этим пегматитам свойственны крупные открытые полости с друзами кристаллического сырья и обилие миароловых пустот. Распространены они шире перекристаллизованных пегматитов и встречаются среди образований разных эпох, но редко образуют месторождения с крупными запасами ценных минералов.

Из метасоматически замещенных пегматитов добываются горный хрусталь, оптический флюорит, драгоценные камни, руды лития, бериллия, цезия, рубидия; иногда пегматиты используются в качестве руды олова, вольфрама, тория урана, ниобия, тантала, редких земель.

Горный хрусталь и флюорит обычно приурочены к открытым друзовым полостям, так называемым «погребам» центральных частей шлировых или эпигенетических гранитных метасоматически измененных пегматитов. Размеры таких кристаллоносных погребов колеблются в широких пределах, достигая 200 м^3 (рис. 65).

Из метасоматически измененных пегматитов в Австралии, Бразилии, Индии, Южной Африке и других странах добываются драгоценные камни — топаз, берилл (аквамарин), турмалин, гранат и аметист.

Скопления лития в пегматитах связаны с лепидолитом, сподуменом, амблигонитом, циннвальдитом и другими менее существенными минералами, добываемыми в качестве литиевой руды. Скопления берилла разрабатываются как бериллиевая руда, цезий добывается из поллуцита, а примеси рубидия извлекаются из лепидолита и поллуцита. Местами метасоматически замещенные пегматиты, содержащие минералы других редких элементов, эксплуатируются в очень ограниченных размерах для извлечения из них урана, тория, редких земель, ниобия, тантала, олова, вольфрама. Соединения этих элементов фиксируются среди метасоматически измененных щелочных и гранитных пегматитов.

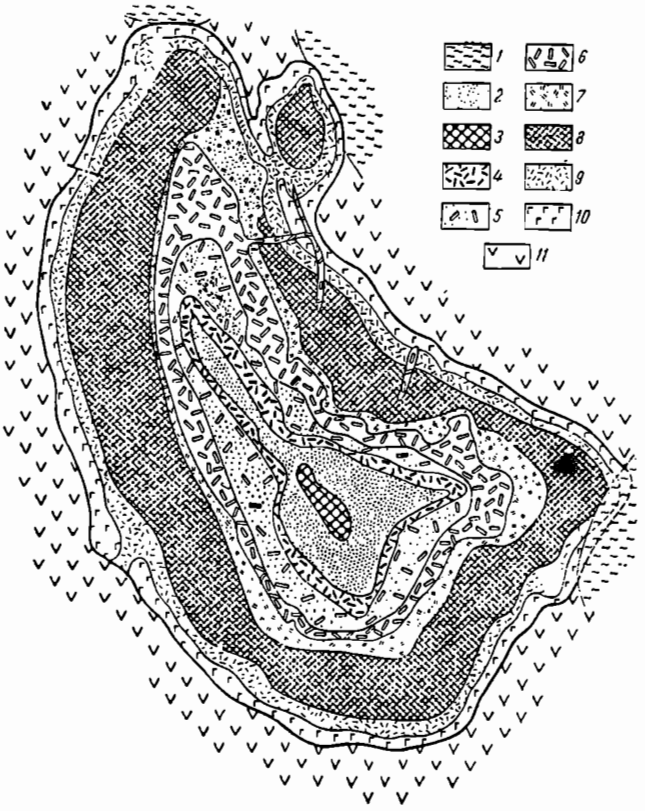


Рис. 64. Сечение метасоматически замещенного пегматита. По *Н. Солодову*.

1 — наносы; *2* — зона блокового кварца; *3* — зона крупноблокового микроклина II; *4* — зона мелкопластинчатого альбита; *5* — кварц-сподуменовая зона; *6* — клевеландит-сподуменовая зона (по внешней периферии этой зоны располагается маломощная зона сахаровидного альбита, не показанная на чертеже из-за ее мелкомасштабности); *7* — зона кварц-мусковитовых гнезд; *8* — зона крупноблокового микроклина I; *9* — зона гнезд мелкозернистого альбита; *10* — графическая кварц-микроклиновая зона (местами сильно альбитизирована); *11* — вмещающие породы

В щелочных пегматитах концентрируются торий в виде торианита, тантал и ниобий в форме колумбита, танталита и других минералов и редкие земли в виде монацита, ортита, пирохлора, самарскита, эшинита, паризита, бастнезита и др.

В метасоматически преобразованных гранитных пегматитах иногда накапливаются олово в виде касситерита, вольфрам в форме вольфрамита, уран в виде уранинита, а также торианит, колумбит, танталит, монацит, циркон и другие редкометальные соединения. Они тяготеют к периферии кварцевого ядра зональных пегматитов, образуя вокруг него своеобразный «рудный чехол», в пределах которого распределены спорадические гнезда крупнокристаллических выделений. Эти минералы редко образуют значительные месторождения, но иногда совместно с грейзеновыми кварц-полевошпатовыми, кварц-турмалиновыми и кварцевыми редкометальными жилами служат коренным источником крупных россыпей. Такие россыпи касситерита, вольфрамита, циркона и других минералов, образованные в результате разрушения редкометальных пегматитовых и грейзеновых образований, были известны в ряде районов мира, в частности в Южном Китае, Бирме, Индонезии.

Чрезвычайно редко в пегматитах обнаруживается промышленная концентрация цветных металлов. Так, в пегматитах Мак-Кензи (провинция Саскачеван в Канаде) учтено свыше 5 млн. т руды, содержащей около 5% цинка и 6% меди. Сульфидное оруденение связано с зонами дробления в пегматитах, отчасти распространяющихся во вмещающие их гнейсы.

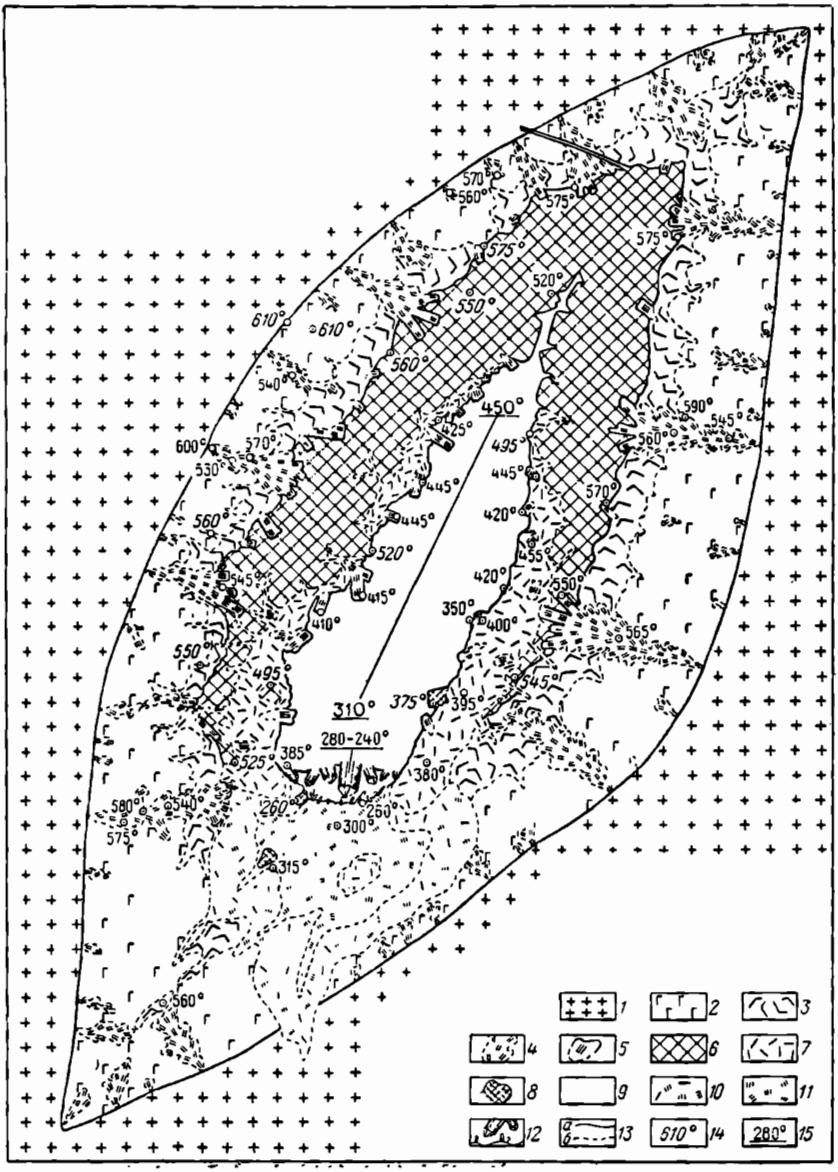


Рис. 65. Мусковит-альбит-микроклиновый пегматит с друзовой полостью. По *А. Таланцеву*

1 — аплитовидный гранит; *2* — графическая зона; *3* — апографическая зона; *4* — кварц-мусковитовые агрегаты; *5* — крупнокристаллический мусковит; *6* — блоковый микроклин; *7* — альбит; *8* — поздний микроклин; *9* — кварцевое ядро; *10* — мелкозернистая альбит-мусковитовая часть подгнездовой зоны; *11* — слюдяная часть подгнездовой зоны; *12* — друзовая полость; *13* — контакты: *а* — резкие, *б* — расплывчатые; *14* — температура кристаллизации, определенная по двухполевошпатовому и мусковит-плагиоклазовому геотермометрам; *15* — то же, по декрепитации

ДЕСИЛИЦИРОВАННЫЕ ПЕГМАТИТЫ

Десилицированные пегматиты в карбонатных и ультраосновных породах сложены в основном плагиоклазами. В пегматитах, плагиоклазы которых содержат не менее 15% анортитовой молекулы, может кристаллизоваться свободный глинозем с образованием корунда и его благородных разновидностей — сапфира и рубина. Возникают корундовые плагиоклазы, в наиболее кислых разностях которых содержится корунда лишь 1%, а в наиболее основных — 90%.

Плагиоклазиты, содержащие более 40% корунда, разрабатываются. К этому типу относятся десилицированные пегматиты Карабаша, Борзовки на Урале, Пенсильвании и Северной Каролины в США, района Сомерсет в Южной Африке, Египта, Индии, Австралии и др.

По мнению некоторых геологов (А. Гинзбург и др.), десилицированные пегматиты представляют собой грейзены, развившиеся в ультраосновных породах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Власов К. А. Текстурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1952, № 2, с. 30—55.

Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования гранитных пегматитов. — «Геология рудных месторождений», 1960, № 1, с. 45—54.

Заварицкий А. Н. О пегматитах как образованиях, промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 79—92.

Камерон Е. Н., Джонс Р. Г. Внутреннее строение гранитных пегматитов. Пер. с англ. под ред. А. Н. Заварицкого М., Изд-во иностр. лит., 1951. 146 с.

Пегматиты Центральной Африки. Пер. с франц. под ред. А. И. Гинзбурга. М., Изд-во иностр. лит., 1958. 286 с.

Минералогия и генезис пегматитов. М., Изд-во АН СССР, 1960. 98 с. (Междун. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геологов, проблема 17).

Никитин В. Д. Пегматитовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1967, с. 84—151.

Соколов Ю. М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. М., «Наука», 1970. 191 с.

Солодов Н. М. Научные основы перспективной оценки редкометальных пегматитов. М., «Наука», 1971. 289 с.

Ферсман А. Е. Пегматиты. Т. 1, изд. 3-е, М., Изд-во АН СССР, 1940. 712 с.

Хесс Ф. Л. Пегматиты Западных штатов. — В кн.: Геология рудных месторождений Западных штатов США. Пер. с англ. под ред. И. Ф. Григорьева. М.—Л., ОНТИ, 1937, с. 434—445.

Шеллер В. Т. Пегматиты. — В кн.: Геология рудных месторождений Западных штатов США. Пер. с англ. под ред. И. Ф. Григорьева. М.—Л., ОНТИ. 1937, с. 160—167.

Jahns R. H., Burnham C. W. Experimental studies of peqmatite qenesis: a model for the derivation and cristallization of granitic pegmatites. — «Econ. Geol.», 1969, No 8, p. 843—864.

Глава шестая

КАРБОНАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Полна чудес могучая природа
А. Островский, 1873 г.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Карбонатитами называются эндогенные скопления кальцита, доломита и других карбонатов, пространственно и генетически тесно ассоциированные со сложными интрузивами ультраосновного-щелочного состава. Их начали использовать для получения полезных ископаемых лишь во второй четверти нашего века, когда среди них были выявлены значительные резервы руд ниобия, редких земель, апатита и установлена повышенная концентрация циркония, тантала, стронция, а местами также магнетита, флогопита и вермикулита. Карбонатитовые месторождения образуют самостоятельную группу полезных ископаемых, промышленное значение которых определилось много позднее выделения других групп эндогенного минерального сырья. Такое позднее использование карбонатитов для добычи полезных ископаемых объясняется рядом причин: 1) в них находятся преимущественно элементы, лишь недавно заинтересовавшие человечество; 2) они необычайны по геологической природе; 3) достаточно редко встречаются на земном шаре. К настоящему времени известно около 200 массивов или групп массивов ультраосновных-щелочных глубинных пород, в которых находятся карбонатиты. На территории Советского Союза последние выявлены в Карело-Кольской, Тиманской, Маймеча-Котуйской, Приенисейской, Чадобецкой, Восточно-Саянской, Алданской, Сетте-Дабанской, Куонамской, Кокчетавской, Сихотэ-Алинской провинциях; за рубежом карбонатиты известны в США, Канаде, Бразилии, Боливии, ФРГ, Швеции, Норвегии, Финляндии, Гренландии, Австралии, Индии, Афганистане и в пятнадцати странах Африки.

Карбонатиты, как правило, входят в состав сложных интрузивных комплексов центрального типа, эволюционировавших по ходу образования от ультраосновных до щелочных пород.

Карбонатитсодержащие ультраосновные-щелочные магматические комплексы обычно формируют концентрически-зональные интрузивные образования сходного морфологического облика. Среди них выделяются: 1) концентрически-зональные штоки типа вулканических горловин; 2) лополитообразные конические массивы; 3) системы кольцевых и полукольцевых даек, выполняющих конические трещины, сходящиеся или расходящиеся на глубине; 4) комбинированные интрузии, объединяющие элементы первых трех.

Формирование таких комплексов начинается внедрением ультраосновной магмы и переходит через ряд ультраосновных-щелочных интрузий к щелочным породам, вслед за которыми, завершая всю эволюцию, образуются карбонатиты.

Местами карбонатиты пересекаются еще более поздними дайками щелочных пород (Тундула, Чилва, Нкалонье в Африке). На некоторых карбонатитовых месторождениях ультраосновные породы отсутствуют и они ассоциированы только с щелочными интрузиями (Луэш в Африке).

В тех довольно частых случаях, когда карбонатитообразующие интрузии внедряются среди гранитов, гнейсов или сланцев, последние претерпевают щелочной метасоматоз с образованием чрезвычайно характерных **фенитов**. В процессе фенитизации происходит привнос калия и натрия либо одного из этих элементов и заметный вынос кремнезема. В результате образуются породы, напоминающие по составу щелочные граниты или сиениты. Ореолы фенитизированных пород распространяются по периферии щелочных комплексов на сотни метров (до 10 км.)

В длительном процессе формирования ультраосновных-щелочных магматических комплексов обычно последующие серии пород смещаются к центру концентрически-зональной структуры и карбонатиты выполняют ее ядро (рис. 66.) Однако известны более редкие случаи обратного развития — от центральной части к периферии структуры, и тогда карбонатиты находятся в краевых зонах концентрически-зонального комплекса.

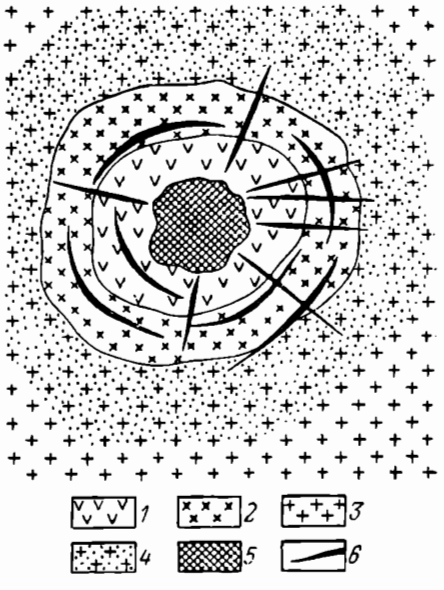


Рис. 66. Общая схема строения карбонатитового месторождения.

1 — щелочные породы; *2* — ультраосновные породы; *3* — гнейсы; *4* — фениты; *5* — шток карбонатитов; *6* — жилы карбонатитов

Залежи карбонатитов образуют: 1) штоки, 2) конические дайки, падающие к центру массива, 3) кольцевые дайки, падающие от центра массива, 4) радиальные дайки. Залежи имеют, как правило, резкие контакты с вмещающими породами и различные размеры. Известны штоки с поперечником от нескольких сотен метров до 7—8 км (Южная Африка) и дайки мощностью до 10 м при длине несколько сотен метров и даже до 1—2 км (Ально в Швеции).

Карбонатиты состоят на 80—99% из карбонатов. Наиболее распространены кальцитовые карбонатиты, или сёвиты, по В. Брёггеру. Реже встречаются доломитовые, еще реже анкеритовые и совсем редко сидеритовые марганецсодержащие карбонатиты. При формировании карбонатитов наблюдается определенная последовательность образования минералов. Вначале накапливается кальцит, затем доломит и уже потом анкерит. Остальные минералы являются, в сущности говоря, акцессорными (табл. 15). Общее их количество около 150.

Среди акцессорных минералов карбонатитов находятся достаточно специфические, которые рассматриваются в качестве типоморфных. К таким типоморфным минералам карбонатитов принадлежат флогопит и апатит, а также более редкие: бадделеит ZrO_2; пирохлор $(Na, Ca, Ce)_2(Nb, Ti, Ta)_2O_6(O, OH, F)$; гатчеттолит — урансодержащий пирохлор; перовскит — кнопит — дизаналит $(Ca, Ce)(Ti, Fe^{3+}, Nb)O_3$; карбонаты редких земель типа синхизита $Ca(Ce, La)(CO_3)_2F$, паризита $Ca(Ce, La)_2(CO_3)_3F_2$, бастнезита $(Ce, La) \times \times (CO_3)F$.

Минералы

Самородные элементы	Карбиды	Сульфиды и их аналоги	Окислы		Галоиды	Карбонаты
			простые	сложные		
Золото Серебро Висмут	Муассанит	Галенит Сфалерит Пирротин Пентландит Халькопирит Пирит Марказит Миллерит Ковеллин Халькозин Борнит Молибденит Тетраэдрит Бурнонит Джемсонит Буланжерит Валлериит Кубанит Бравоит Линнеит Виоларит	Кварц Бадделеит Рутил Анатаз Брукит Торианит Гематит Брусит Церианит	Ильменит Перовскит Дизаиалит Кнопит Пирохлор Гатчеттолит Самарскит Колумбит Циркелит Магнетит Шпинель Луэшит Ферсмит Натрониобит Фергюсонит Эшинит Кальциртит Цирконолит Линдонит	Флюорит Селлаит	Кальцит Доломит Анкерит Магнезит Брейнерит Сидерит Родохрозит Бастнезит Паризит Синхизит Лантанит Стронцианит Сахамалит Рентгехит Бёрбанкит Анкилит Калькинсит Альстонит Баритокальцит Норзетит Карбоцернаит Натрофайрчилдит Кордилит Хуанхит Манассеит Гидротальки т

Для большинства карбонатитов установлен стадийный характер минералонакопления. Согласно А. Гинзбургу и Е. Эпштейну, в процессе накопления карбонатитов различаются четыре стадии. В первую стадию формируются ранние крупнозернистые кальциты, содержащие авгит-диопсид, форстерит, биотит, апатит и магнетит; для них типичны минералы титана и циркония (группа перовскита, кальциртит и сфен). Во вторую стадию возникают среднезернистые кальциты, содержащие диопсид вместо авгит-диопсида и флогопит вместо биотита; для них типичны кроме минералов титана и циркония также минералы тантала, ниобия, урана и тория (циркелит, бадделеит, гатчеттолит, пирохлор). В третью стадию обособляется мелкозернистый кальцит-доломитовый агрегат, содержащий гидроксилсодержащие силикаты, обычно щелочной амфибол, серпентин и тальк; для них характерна ниобиевая минерализация в форме пирохлора; кроме того, они содержат луэшит, эшинит, линдокит, ферсмит и циркон. В четвертую стадию образуются мелкозернистые массы доломит-анкеритового с сидеритом состава с эгирином, арфведсонитом, хлоритом, эпидотом, иногда альбитом, гроссуляром и сульфидами; в них развиты редкоземельные карбонаты — бастнезит, паризит и др.

Таблица 15

карбонатитов

Сульфаты	Фосфаты	Силикаты				
		с изолированными тетраэдрами	со сдвоенными тетраэдрами	цепочечные и ленточные	слоистые	каркасные
Барит Целестин Англезит Ангидрит	Апатит Даллит Монацит Флоренсит Изокит Рабдофанит Крандаллит Гояцит Горсейксит Ванадинит Бобьерит Коллинсит Штаффелит	Форстерит Монтичеллит Хондродит Сфен Гранат Циркон Клиногумит Торит Церит	Эпидот Цоизит Мелилит Везувиан Лампрофиллит Ортит Ниокалит Ловенит Лабунцовит Виноградовит Эвдиалит Вадеит	Диопсид Авгит Эгирин Рибекит Арфведсонит Катафорит Рамзаит Волластонит Пектолит Пизолит	Флогопит Биотит Вермикулит Хлорит Серпентин Гизекит Хризотил Серпофит Мусковит Бастит Тальк	Ортоклаз Альбит Нефелин Катаплеит Канкринит Микроклин Натролит Шабазит

Ранние генерации карбонатитов сменяются поздними обычно от периферии к центру, т. е. в том же направлении, в каком происходит нормальная смена пород интрузивного комплекса. В комбинированных по геологической структуре месторождениях, имеющих в своем составе карбонатитовые штоки и дайки, последние обычно формируются позднее центральных штоков и секут их.

Текстура карбонатитов большей частью массивная, иногда полосчатая, узловатая и плойчатая. Последние разновидности текстуры обусловлены соответствующими выделениями темноцветных акцессорных минералов, образующих линейные цепочки и тонкие прослойки среди карбонатной массы. Структура карбонатитов зернистая с различной крупностью слагающих их минералов.

В карбонатитах сосредоточены ресурсы тантала, ниобия, редких земель и достаточно существенные запасы железной руды (магнетит, гематит, сидерит), титана, флюорита, флогопита, апатита, руд меди, свинца и цинка, карбонатного сырья. Карбонатиты по составу полезных ископаемых, концентрирующихся в них, можно разделить на семь групп: 1) гатчеттолит-пирохлоровую танталовых и ниобиевых руд; 2) бастнезит-паризит-монацитовую редкоземельных руд; 3) перовскит-титаномагнетитовую железо-титановых руд; 4) апатит-магнетитовую

фосфорных и железных руд; 5) флогопитовую; 6) флюоритовую; 7) сульфидных руд меди и свинца.

Гатчеттолит-пирохлоровые карбонатиты, известные в Канаде, Бразилии, Африке и других странах, отличаются значительными запасами ниобия, достигающими миллионов тонн с содержанием 0,1—1% Nb_2O_5, которое повышается в коре выветривания местами до 4,5%; более скромные запасы тантала достигают все же нескольких тысяч тонн при содержании Ta_2O_5 0,01—0,3%.

Бастнезит-паризит-монацитовые карбонатиты, установленные в Канаде, США, Африке и других странах, являются важным поставщиком редких земель, особенно цериевой группы; содержание TR_2O_3 колеблется от десятых долей до единиц процента, достигая в коре выветривания 20% (Маунтин Пасс, США).

Перовскит-титаномагнетитовые руды связаны с гипербазитами, входящими в ассоциацию пород карбонатитовых месторождений Кольского полуострова, Африки и США.

Апатит-магнетитовые с форстеритом карбонатиты известны на Кольском полуострове (Ковдор), в Африке, Канаде, Бразилии; запасы железной руды достигают сотен миллионов тонн при содержании железа от 20 до 70%; запасы апатита такие же при содержании P_2O_5 10—15%, а в коре выветривания до 25%.

Флогопитовые автореакционные скарноподобные образования на контакте карбонатитов и силикатных пород известны на Кольском полуострове (Ковдор), на севере Сибири (Гули) и в других местах; в коре выветривания формируется вермикулит.

Флюоритовые карбонатиты известны в СССР (Большая Тагна), Индии (Амба Донгар), Намибии (Окфузу).

Сульфидоносные карбонатиты образуют месторождения медных (Палабора в ЮАР с запасами меди около 2 млн. т при содержании ее 0,68%), а также свинцово-цинковых руд (Восточная Сибирь).

Местами в посткарбонатитовых жилах содержатся скопления торита, рутила, брусита и барита. Иногда карбонатиты разрабатываются для получения из них извести.

Термин «карбонатиты» был введен в научную литературу норвежским геологом В. Брёггером, описавшим в 1921 г. месторождение Фён в Норвегии. Промышленное значение карбонатитов было оценено на примере месторождений Африки в 1940 г. К. Дэвисом. Содержательные работы по карбонатитам принадлежат Л. Бородину, А. Гинзбургу, Л. Егорову, А. Кухаренко, Л. Пожарицкой, А. Фролову, Ю. Шейнманну, а из зарубежных авторов В. Брёггеру, К. Дэвису, Р. Дэли, Х. Экерманну, В. Пекоре, В. Смиту и др.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Формирование массивов ультраосновных-щелочных пород, завершающееся обособлением карбонатитов, охватывает длительный период времени. Оно проходит, по данным А. Гинзбурга и Е. Эпштейна, через четыре этапа магматической эволюции, разобщенные перерывами внедрения магматических пород. В первый, гипербазитовый этап образуются ультраосновные породы, представленные дунит-перидотитами, перидотитами и пироксенитами. Во второй, щелочно-гипербазитовый этап возникают биотитовые перидотиты и пироксениты, хатангиты и мелилитсодержащие породы. В третий, ийолит-мельтейги-

товый этап формируются породы, состав которых колеблется от якупирангитов до уртитов. В четвертый этап внедряются нефелиновые и щелочные сиениты. Все четыре этапа интрузий сопровождаются комагматичными дайками, отличающимися степенью меланократовости или лейкократовости. Кроме того, образуются поздние дайки, секущие все интрузивные породы и сопровождающие их метасоматиты.

Последовательное внедрение магм меняющегося состава сопровождается эндо- и экзоконтактовым метасоматическим преобразованием пород. В результате эндоконтактового метасоматоза возникают нефелин-пироксеновые, пироксен-флогопитовые и пироксен-амфиболовые скопления среди ранее сформированных гипербазитов. Экзоконтактовый метасоматоз проявляется в образовании ореолов фенитизации среди вмещающих пород.

Среди карбонатитов различают «открытые», когда ультраосновная-щелочная магма достигала поверхности земли и изливалась, и «закрытые», не доходившие до дневной поверхности. В обоих случаях карбонатиты оказываются приповерхностными образованиями. Вместе с тем, будучи приповерхностными в своих верхних точках, карбонатитовые тела распространяются на значительную глубину. Разведочными скважинами карбонатиты в Советском Союзе прослежены на 300—500 м от поверхности земли без тенденции к их выклиниванию. Эрозионный срез Гулинского месторождения достигает 1500 м (Е. Эпштейн), карбонатитов Ально в Швеции 2000 м (Х. Экерманн), а карбонатитов Сетте-Дабанской группы даже 10 000 м (А. Гинзбург и Е. Эпштейн). Таким образом, вертикальный интервал развития карбонатитов был не менее 10 км.

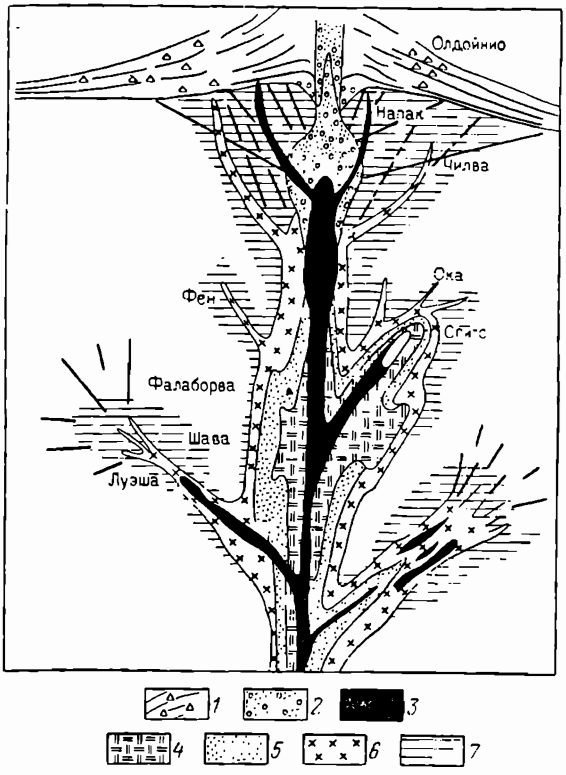


Рис. 67. Сводная схема вертикальной зональности карбонатитов. По *А. Муру*.

1 — вулканиты склонов; *2* — вулканиты жерла; *3* — карбонатиты; *4* — гипербазиты; *5* — ийолиты; *6* — нефелиновые сиениты; *7* — площадь фенитизации

Рассматривая карбонатиты разного уровня образования и эрозионного среза, А. Фролов и А. Мур составили представление о генеральной вертикальной зональности карбонатитовых месторождений. По данным А. Фролова, на больших глубинах преобладают ультраосновные породы, с которыми ассоциирована перовскит-титаномагнетитовая, флогопитовая и доломит-кальцитовая минерализация. На средних глубинах их сменяет превалирующая ийолит-мельтейгитовая формация с кальцитовыми карбонатитами. На малых субвулканических уровнях развиты сиенитовые породы с самыми разнообразными

карбонатитами. Наконец, для эффузивной фации характерны щелочные лавы и туфы с характерной барит-апатитовой минерализацией. Схема зональности карбонатитов, по А. Муру, приведена на рис. 67. Будучи приповерхностными по условиям локализации, карбонатиты, связанные с ультраосновными-щелочными породами, которые рассматриваются как производные подкоровых базальтоидных магм, принадлежат к глубинным магматическим очагам. На основе анализа геологических, геофизических и экспериментальных данных считается, что формирующая их магма поднималась с глубины 100—150 км (А. Кухаренко, Ю. Шейнманн, Г. Иодер и К. Тилли.)

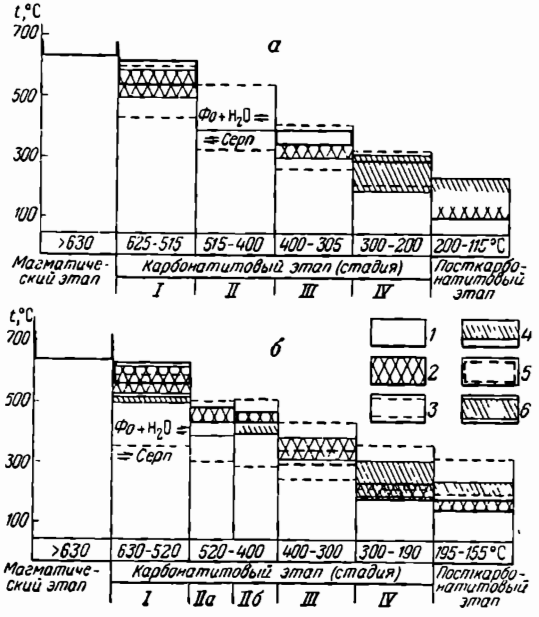


Рис. 68. Температурная градуировка формирования карбонатитов. По *С. Соколову* и *Е. Эпштейну*.

а — массивы Сетте-Дабанской провинции, *б* — массив Ковдор.
1 — биотит-пироксеновый и амфибол-пироксеновый геотермометры; *2* — гомогенизация; *3* — декрепитация; *4* — распад твердых растворов; *5* — пирротин-пиритовый геотермометр; *6* — температура по полям устойчивости минералов

Протяженный интервал подъема карбонатитообразующей магмы, достигающий сотен километров по вертикали, обеспечивал длительное ее продвижение, вероятно, с остановками в промежуточных очагах, важными для радикальной дифференциации от ультраосновного до щелочного состава.

Длительное развитие ультраосновных-щелочных пород и сопровождающих их карбонатитов происходило в широких рамках температуры на фоне постепенного ее снижения (рис. 68). С. Соколов отмечает следующие этапы температурной эволюции (по Цельсию):

1) ультрабазиты по различным данным 1350—1100°;

2) щелочные породы ийолит-мельтейгитового этапа по биотит-пироксеновому геотермометру и по термометрии стекловатых включений 1100—630°;

3) породы этапа нефелиновых сиенитов по аналогичным данным 750—620°;

4) карбонатиты первой стадии по данным анализа полей устойчивости пирротин-пиритового геотермометра, распада твердых растворов, люминесценции и термометрии (гомогенизация и декрепитация) 630—520°;

5) карбонатиты второй стадии по аналогичным данным 520—400°;

6) карбонатиты третьей стадии по тем же данным 400—300°;

7) карбонатиты четвертой стадии по тем же данным 300—200°.

Исходя из большой вертикальной протяженности карбонатитообразования, надо полагать, что давление при этом существенно изменялось от верхнего уровня, достигающего поверхности земли, до глубинных горизонтов. Для Гулинского месторождения, обладающего достаточно глубоким срезом, Л. Панина и В. Костюк оценивают давление в 1000—600 кгс/см². Таким образом, при формировании карбонатитов существовал, по-видимому, широкий интервал достаточно резко проявленного изменения давлений от вершин до корней место-

рождений и такой же широкий диапазон изменения температур от начала к концу их образования. По этим широким изменениям режима давления и температуры в пространстве и во времени их образования карбонатиты резко выделяются среди других групп эндогенных месторождений.

Первые встречи скоплений карбонатного материала среди ультраосновных-щелочных пород были столь неожиданными, что их рассматривали как ксенолиты осадочных известняков, вынесенные из глубин при интрузии. При этом одни геологи считали, что это ксенолиты известняков подстилающих пород (Р. Дэли, С. Шенд), другие — что они наблюдают ксенолиты, погрузившиеся в магму из перекрывающих пород (А. Мак Грегор). Высказывались также предположения о том, что карбонатиты представляют собой осадочные породы, приобретшие на глубине высокую пластичность и выжатые вверх подобно куполам каменной соли (Т. Джеверс и др.).

Однако в настоящее время эти взгляды оставлены, кажется, всеми геологами. Им противоречат следующие факты: 1) в толщах вмещающих пород большинства районов распространения карбонатитов отсутствуют осадочные карбонатные породы; 2) цилиндрическая или дайкообразная форма карбонатитов; 3) многостадийность образования карбонатитов; 4) признаки метасоматического замещения карбонатитами вмещающих пород некоторых месторождений; 5) наличие в карбонатитах специфических, в том числе редкометальных, минералов, отсутствующих в осадочных известняках; 6) связанное с этим обогащение карбонатитов редкими элементами, приводящее к тому, что в них содержится, например, стронция в 5 раз, лантана — в 500 раз, ниобия — в 6000 раз выше, чем в осадочных карбонатных породах (Д. Голд); 7) повышенное значение отношений изотопов C^{13} C^{12}, $Mg^{26} : Mg^{24}$ и Sr^{87} Sr^{86} в карбонатитах по сравнению с осадочными карбонатными породами и соответствие отношений $S^{34} : S^{32}$ метеоритному стандарту, свидетельствующее об их ювенильном источнике, а также о более высокой температуре образования.

В настоящее время конкурируют две гипотезы образования карбонатитов. Одна из них — магматическая — рассматривает карбонатиты как породу, образовавшуюся при раскристаллизации магматического расплава. Эту точку зрения защищают Х. Бассет, Д. Бейли, В. Бреггер, К. Виллиамс, К. Дэвис, Б. Кинг, Е. Ларсен, В. Пекора, Б. Смит, А. Холмс, Х. Экерманн, Р. Эриксон и др., а из русских геологов — Л. Егоров и А. Жабин. По другой гипотезе — гидротермальной — карбонатиты формировались как типичные постмагматические гидротермальные месторождения при различном соотношении отложения вещества в пустотах вмещающих горных пород и при их замещении. Из зарубежных ученых этот взгляд пропагандируют Н. Боуэн, отчасти Е. Сеттер, И. Фрехен, а из советских геологов — Л. Бородин, А. Гинзбург, Л. Пожарицкая, А. Фролов, Ю. Шейнманн, Е. Эпштейн и др.

Магматическая гипотеза. Наблюдения над телами карбонатитов некоторых месторождений говорят о возможном образовании их по способу раскристаллизации из магматического расплава. Об этом свидетельствуют наличие в карбонатитах типичных ксенолитов окружающих пород, в том числе обломков ультраосновных, щелочных и измененных фенитизированных окружающих пород и обнаружение в апатитах среди карбонатитов (Ессей в Сибири) включений вулканического стекла (Л. Панина и В. Шацкий). Этому соответствуют флюидная текстура некоторых карбонатитов и ориентировка длинной оси слагающих их карбонатов вдоль карбонатитовых даек. Эту гипотезу подтверждает также независимость состава карбонатитов от состава пересекаемых ими пород. Наконец, известны случаи излияния карбонатных лав. Так, из современных

вулканов Олдонио и Налианго в Африке изливались щелочно-углекислые и кальциево-углекислые лавы, которые могут рассматриваться как прототипы карбонатной лавы (О. Кнорринг и др.).

Осмотр карбонатитовых даек Ально в Швеции, произведенный участниками XXI сессии Международного геологического конгресса осенью 1960 г. под руководством Х. Экерманна, не оставил сомнения в образовании их из магматического расплава.

Долгое время магматическая гипотеза генезиса карбонатитов не могла объяснить ряд явлений, связанных с физико-химической характеристикой

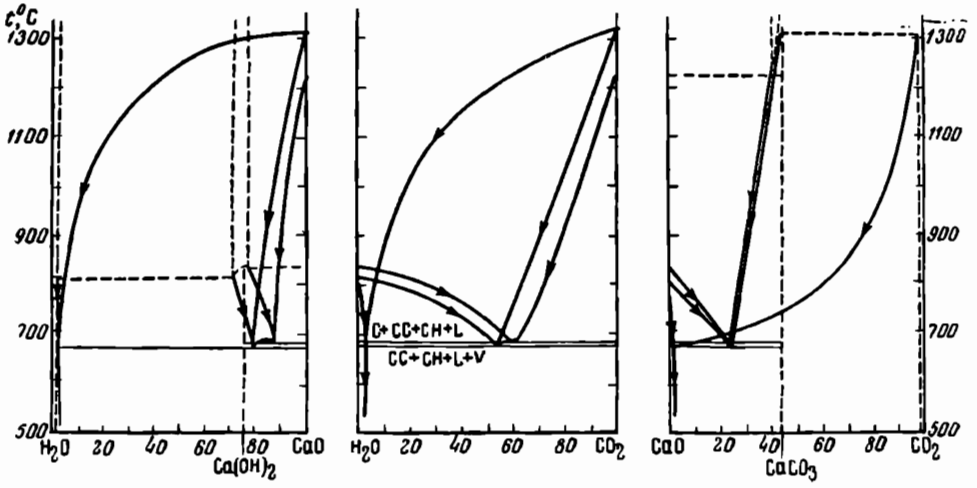


Рис. 69. Перспективная проекция трех сторон призмы тройной системы H_2O—CaO—CO_2. По *П. Уайлу* и *О. Таттлу*.
C — CaO; CC — $CaCO_3$; CH — $Ca(OH)_2$; L — жидкость; V — пар

карбонатного расплава. Так, например, такие карбонаты, как кальцит, слагающие на 80% и более карбонатитовые тела, обладают очень высокой температурой плавления (кальцит плавится при температуре 1339° С и давлении 1025 кгс/см²). Ясно, что при такой температуре и особенно давлении карбонатиты не могли формироваться из магматических расплавов в приповерхностных условиях. Однако экспериментальные исследования Ф. Сыромятникова во Всесоюзном институте минерального сырья (ВИМС) показали, что карбонатный расплав может существовать при сравнительно низком давлении, отвечающем гипабиссальным условиям.

Исследования фазовых взаимоотношений в системе CaO — CO_2 — H_2O, выполненные П. Уайлли и О. Таттлом, установили, что при давлении 1000 кгс/см²: 1) кальцит плавится инконгруэнтно при 1310° С; 2) в присутствии воды он начинает плавиться примерно при 740° С (при высоком отношении H_2O к $CaCO_3$); 3) в четырехфазовой системе (кальцит — портландит $Ca(OH)_2$ — жидкость — пар) минимальная температура плавления составляет 675° С.

Из анализа фазовых взаимоотношений вышеуказанной тройной системы следует, что расплав может существовать при давлении от 30 до 4000 кгс/см² и при температуре от 685 до 640° С (рис. 69). Жидкую фазу такой системы можно сопоставлять с карбонатитовой магмой, в которой наличие CaO обусловлено окислами оснований, а CO_2 и H_2O — летучими составными частями. Авторы

этой системы считают, что существование в ней жидкой фазы при умеренной температуре в широких рамках давления полностью объясняет магматическое происхождение карбонатитов. По их мнению, этот остаточный богатый щелочами карбонатный расплав возникает как продукт кристаллизации щелочной перидотитовой магмы.

На ранней стадии изучения карбонатитов (в 20-е годы нашего столетия) В. Бреггер предполагал, что они образовались вследствие раскристаллизации специфической карбонатной магмы, возникшей в связи с переплавлением на большой глубине метаморфизованных осадочных известняков. В дальнейшем защитники магматического генезиса карбонатитов отказались от идеи ассимиляции и предполагали, что их формирование происходило при внедрении специфического карбонатного остаточного магматического расплава. При этом одни исследователи считали родоначальную магму следствием ассимиляции карбонатных пород (Р. Дэли, С. Шенд и др.), а другие связывали ее с естественной дифференциацией глубинной перидотитовой магмы, не испытавшей ассимиляции (Ю. Шейнманн, Х. Экерманн и др.).

Наиболее обстоятельно гипотеза магматического происхождения разработана Х. Экерманном применительно к карбонатитам о. Ально в Швеции (рис. 70). Территория этого острова сложена архейскими гнейсами, гранитогнейсами, мигматитами и кристаллическими сланцами. Комплекс щелочных пород, с которыми ассоциированы карбонатиты, распространен в северо-восточной части острова. Он занимает округлую площадь размером около 16 км^2. В пределах этой площади выделяются: 1) внутренняя часть, сложенная совершенно лейкократовыми породами, богатыми карбонатом и апатитом; 2) средняя часть, образованная лейкократовыми породами, богатыми нефелином и натровым ортоклазом; 3) внешняя часть, занятая меланократовыми нефелиновыми породами, богатыми пироксеном и меланитом. Предполагается, что в самом центре этого комплекса находится шток сёвитов (карбонатитов), ныне покрытый морем. Мигматиты, вмещающие щелочной комплекс, подверглись различной степени фенитизации.

Наибольший интерес в геологическом строении щелочного комплекса о. Ально имеют обильные дайковые породы, внедрившиеся в следующей последовательности: 1) альноиты, 2) карбонатитовые кимберлиты, 3) бефорситы (доломитовые карбонатиты), 4) уачититы, 5) нефелиниты, тингуаиты, мельтейгиты, 6) альвикиты (кальцитовые карбонатиты). Все они пересекают массивные породы и кольцо окаймляющих их фенитов. Дайки выполняют три группы трещин: 1) радиальные, 2) кольцевые, расходящиеся от центра, 3) кольцевые, падающие к центру (конические). Статистическая сводка данных об углах падения последних позволила Х. Экерманну наметить три глубинных фокуса их зарождения, находящихся соответственно на глубине 4000, 5200 и 9000 м ниже поверхности земли (рис. 71).

Совокупность всех данных по геологии, петрографии, минералогии и геохимии карбонатитов о. Ально дала возможность Х. Экерманну представить следующую схему образования этого месторождения. Все разновидности карбонатитов Ально, такие, как сёвиты, альвикиты и бефорситы, представляют собой результат внедрения и застывания высокомобильного магматического расплава, насыщенного минерализаторами, называемого Х. Экерманном «карбонатитовой магматической жидкостью». Взаимодействие этой жидкости на глубине не менее 10 км от современной поверхности земли с вмещающими породами в обстановке высоких температуры и давления привела к образованию оливиновых пород типа кимберлитов.

В связи с этим могло происходить разрушение силикатов, высвобождение редких элементов (ниобия, тантала, циркония и др.), первоначально присутствовавших в виде изоморфных примесей и эндокриптно захваченных решетками породообразующих минералов, и перевод их в подвижную магматическую

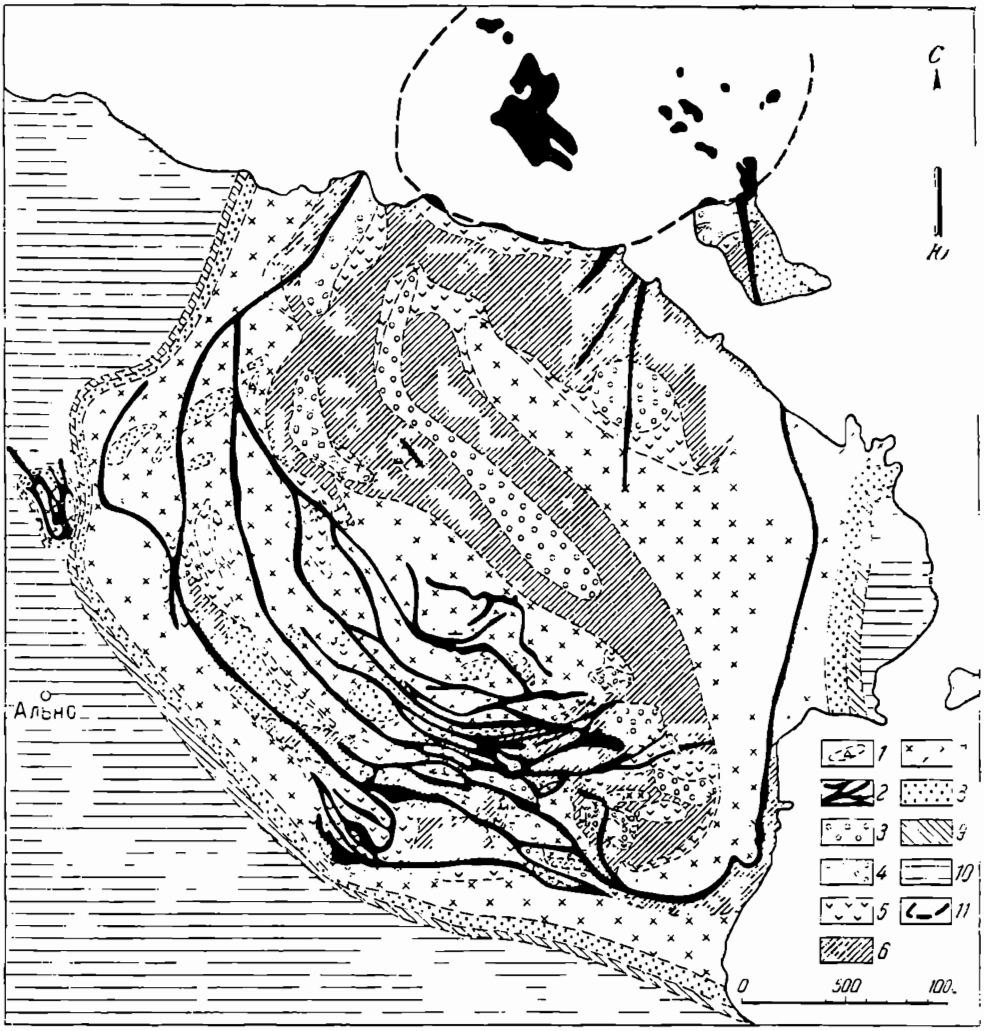


Рис. 70. Геологическая карта карбонатитового месторождения Ально. По *Х. Экерману*

1 — барит; *2* — севиты (карбонатиты); *3* — уртиты, ийолиты, ювиты, фойяиты; *4* — мельтейгиты, малиньиты, якупирангиты; *5* — меланократовые нефелин-сиенитовые фениты; *6* — лейкократовые нефелин-сиенитовые фениты; *7* — сиенитовые фениты; *8* — кварц-сиенитовые фениты; *9* — термодинамически измененные фениты; *10* — мигматиты; *11* — центральная часть месторождения, находящаяся под Балтийским морем

жидкость (А. Кухаренко и Е. Донцова). При этом освобождалась углекислота, которая накапливалась в более верхних участках и развивала давление, приводящее к образованию радиальных и конических трещин, выполняемых карбонатно-магнезиальным раствором. Так была образована первая, наиболее глубокофокусная система конических даек, заполненных бефорситами. Подъем

подобных расплавов приводил к десиликации боковых пород и увеличению количества кальция в составе самих расплавов.

При подъеме в связи с понижением давления накапливались новые порции углекислоты, давление которых приводило к образованию новых более полого-

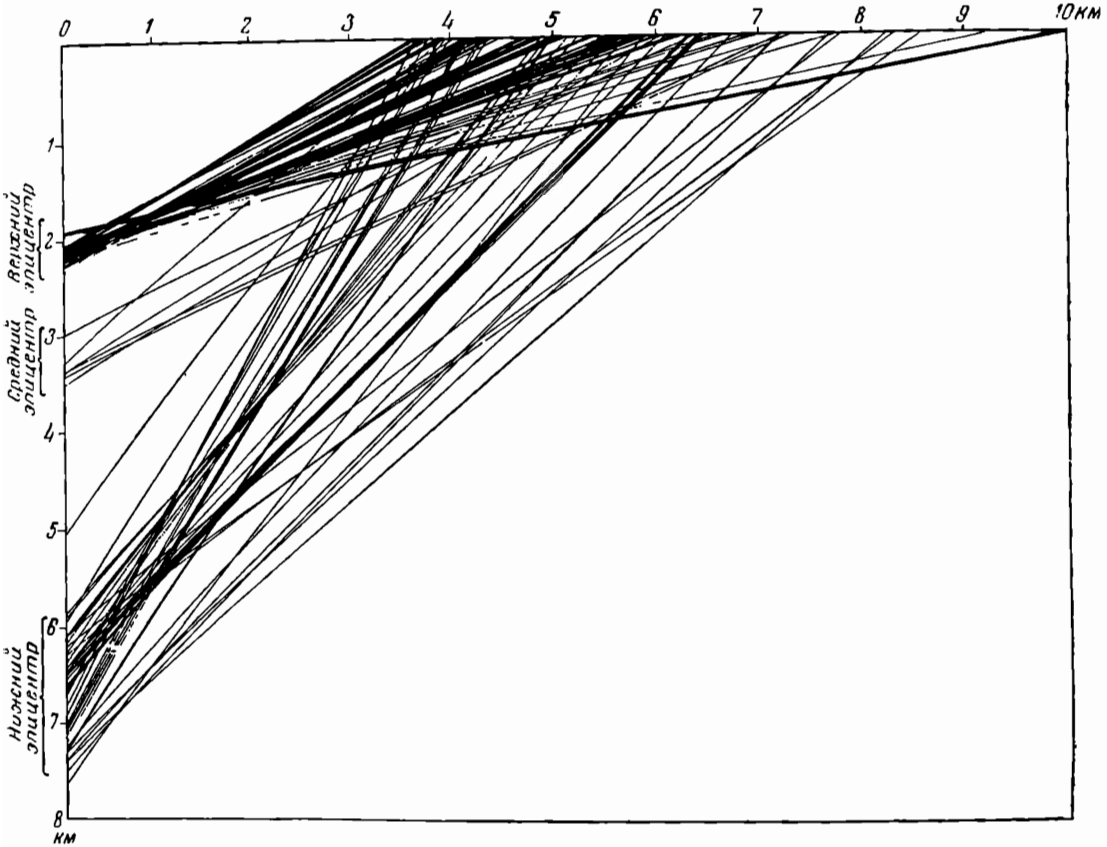


Рис. 71. Пучки карбонатитовых даек месторождения Ально; проекция по углам падения даек на вертикальную плоскость. По *Х. Экерманну*

падающих конических трещин, сопровождающемуся газовыми прорывами взрывного характера. Эти трещины и зоны эксплозивного дробления выполнялись следующими порциями карбонатитов, состав которых отличался более высоким содержанием кальцита.

Таким образом, в истории формирования месторождения Ально намечаются три силовых импульса, открывавших пути внедрения расплавов со все более и более высоких уровней подъема магмы. При этом были образованы три генерации карбонатитов, не считая самых ранних карбонатитов гипотетического центрального штока, скрытого на дне моря. Внедрение щелочных пород сопровождалось интенсивным выделением газовой фазы, воздействовавшей на вмещающие породы и приведшей к их отчетливой фенитизации.

Гидротермальная гипотеза. Весьма существенное возражение против магматического генезиса карбонатитов основано на наблюдении за характером эволюции химического состава комплексов ультраосновных-щелочных пород,

с которыми они связаны. На некоторых месторождениях отмечается постепенное сокращение количества магния и кальция — главных элементов карбонатитов — от ранних к поздним порциям магматических пород. Примером такой эволюции со снижением магния и кальция от начала к концу образования всего

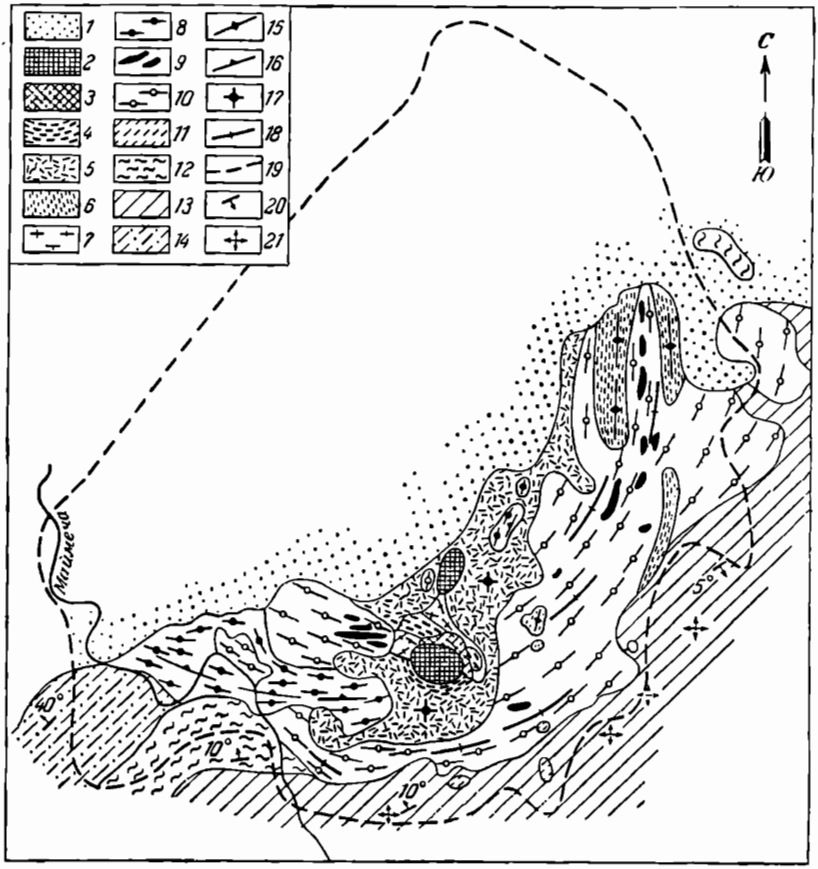


Рис. 72. Схематическая структурная карта Гулинской интрузии. По *Т. Гольдбургу, Л. Егорову* и *К. Шихориной*.

1 — мезо-кайнозойские отложения Хатангского прогиба; *2* — карбонатиты; *3* — метасоматические породы; *4* — ийолит-мельтейгиты; *5* — анкаратриты, анкаратрит-пикриты и другие породы щелочно-ультраосновного состава с горизонтальным залеганием; *6* — те же породы с вертикальным залеганием; *7* — перидотиты, пироксениты и биотит-авгитовые перидотиты; *8* — меймечиты; *9* — рудные пироксениты и перидотиты; *10* — дуниты и перидотиты; *11* — дельканская свита, верхняя подсвита — трахибазальты, базаниты и др.; *12* — дельканская свита, нижняя подсвита — авгититы, пикритовые порфириты, андезито-базальты и др.; *13* — коготокская свита, долеритовые базальты; *14* — щелочные-ультраосновные лавы; *15—17* — полосчатость в интрузивных породах; *15* — вертикальная, *16* — пологопадающая, *17* — горизонтальная; *18* — вертикальные пластовые трещины в дунитах и перидотитах; *19* — граница Гулинской интрузии по данным геофизических работ; *20—21* — залегание эффузивов: *20* — пологонаклонное, *21* — горизонтальное

комплекса пород, слагающего карбонатитовое месторождение, может служить Гулинская ультраосновная - щелочная интрузия, относящаяся к наиболее крупным интрузиям такого рода в мире (рис. 72).

Формирование Гулинского интрузива, согласно Л. Егорову, Т. Гольдбургу, Е. Эпштейну и др., осуществлялось в пять этапов, распадающихся на несколько фаз и субфаз. Длительный ход магматического породообразования

осложнялся процессами автометаморфизма и контактового преобразования ранее созданных пород при последующих магматических инъекциях.

В первый этап внедрились дуниты, перидотиты и пироксениты, обусловившие ореол перекристаллизации и пироксен-плагиоклазового ороговикования древних базальтов. Во второй этап произошло внедрение последовательной серии преимущественно щелочно-ультраосновных пород, испытавших существенный автометаморфизм и сопровождавшихся алюмокалиевым метасоматозом прорываемых ими пород. В третий этап были интрудированы ультраосновные-щелочные породы, существенно преобразованные вследствие автометаморфизма и оказавшие интенсивное контактовое воздействие на вмещающие породы, приведшее к нефелинизации пироксенитов и превращению гипербазитов в агрегат эгирин-диопсида, нефелина, железистого флогопита, магнетита и сфена. В четвертый этап были образованы дайки щелочных пород. В пятый, завершающий этап были сформированы карбонатиты, в экзоконтактовом ореоле которых среди ультраосновных-щелочных пород возникли мощные флогопитизированные зоны.

Основная петрохимическая закономерность многоэтапного формирования комплекса пород Гулинского месторождения заключается в постепенном увеличении кремнезема и алюмосиликатной щелочи в каждой последовательно образующейся серии пород. Одновременно до этапа образования карбонатитов снижается относительное содержание магния, вначале увеличивается, а затем сокращается количество кальция. При этих обстоятельствах трудно объяснить появление карбонатитового расплава на заключительном этапе дифференциации магмы, постепенно насыщающейся кремнеземом и щелочами за счет сокращения щелочноземельных элементов.

Обосновать гидротермальный генезис карбонатитов при этих условиях нелегко, но все же можно. Э. Сеттер на основании изучения норвежского месторождения Фён считает, что на глубине из материнской перидотитовой магмы возникает ультращелочная магма, насыщенная углекислотой. Это возможно, когда магматический очаг находится на большой глубине и имеет значительную протяженность по вертикали. В этих условиях углекислота и другие летучие соединения, находящиеся в первичной магме, будут стремиться вверх и сконцентрируются в апикальной зоне очага. Реакция углекислоты с парами воды при последующей диссоциации угольной кислоты приведет к диффузии ионов HCO_3 и CO_3. В этих условиях возникнет мобильное электрическое поле, обеспечивающее перенос кверху одновалентных и двухвалентных катионов натрия, калия, кальция, магния, бария и стронция, с сохранением стабильной позиции ионов кремнезема.

Такой процесс может привести к накоплению в верхних участках очага ультращелочной магмы, богатой углекислотой. При внедрении дифференцированных таким образом порций магматического расплава формируется серия ийолит-уртитовых пород и карбонатитов, а вмещающие породы при воздействии газовой фазы таких магм фенитизируются. Однако в связи с быстрым снижением температуры и давления при подъеме магмы в верхние горизонты земной коры только малая часть карбонатитов схватывается из расплавов. Бóльшая же их часть формируется из вскипающих газоводных растворов, насыщенных углекислотой и отделяющихся от магмы; эти растворы реагируют с окружающими силикатными породами и метасоматически замещают их.

В этой схеме много противоречивых и неясных мест. Однако гидротермальная природа карбонатитов некоторых месторождений подтверждается при их

полевом и лабораторном исследовании. О таком генезисе свидетельствуют следующие данные (А. Гинзбург, Е. Эпштейн):

1) постепенный переход от карбонатитов к замещаемым ими породам;

2) наличие наряду с прямолинейно ограниченными сложных по очертаниям тел карбонатитов, часто развивающихся по тончайшим трещинкам;

3) реликты незамещенных силикатных пород, пронизанные сетью прожилков;

4) метасоматическая зональность в распределении минеральных ассоциаций, наблюдающаяся у контактов карбонатных и силикатных пород, например переход карбонатита в карбонат-апатитовую породу, затем в флогопит-магнетит-апатитовую, далее в пироксеновую, вслед за тем в нефелин-пироксеновую и, наконец, в мелилитовую породу (Л. Бородин);

5) зависимость состава темноцветных и акцессорных минералов карбонатитов от состава силикатных пород, рассматривающихся в качестве замещенных;

6) избирательный характер карбонатного метасоматоза, при котором гипербазиты и ийолит-мельтейгиты замещаются охотнее нефелиновых и щелочных сиенитов;

7) закономерная смена минеральных парагенезисов при многостадийном развитии карбонатного процесса в соответствии с изменением кислотности — щелочности растворов и химических потенциалов Ca, Mg, Fe и CO_2.

Некоторые геологи придают метасоматическим процессам исключительное значение, полагая, что они диктуют не только условия формирования карбонатитов, но в значительной мере определяют и природу несущих их ультраосновных — щелочных пород. Такие крайние взгляды развивал Л. Бородин. Он считал, что единственными изверженными породами ультраосновных — щелочных комплексов являются гипербазиты, в первую очередь пироксениты. Щелочные разновидности этих комплексов формируются под воздействием на них минерализованных щелочных растворов метасоматическим путем, вследствие нефелинизации пироксенитов. Перегруппировка вещества, связанная с нефелинизацией пироксенитов, приводит, в частности, к высвобождению кальция и других элементов с последующим накоплением их в карбонатитовых залежах.

Как же в настоящее время подходить к условиям образования карбонатитов, учитывая вышеизложенный противоречивый материал об их генезисе? Для понимания обстановки накопления карбонатитов никогда не надо забывать, что условия их образования резко отличаются от условий формирования других групп эндогенных месторождений необычайно широким диапазоном по вертикали, характеризующимся существенным изменением давлений от очень больших до почти нормальных и резкими колебаниями температур от магматических до наземных.

В связи с этим одни исследователи, изучавшие глубоко срезанные месторождения, находили в них черты магматического генезиса, другие же, рассматривавшие слабо эродированные карбонатитовые залежи, наблюдали в них признаки метасоматического происхождения. В этих условиях не исключена возможность существенной эволюции генезиса карбонатитов на сравнительно протяженном пути их образования от глубинных к поверхностным частям месторождений. Не будет слишком смелым предположение о том, что глубинные карбонатиты формировались в основном из магматических расплавов, а по мере подъема родоначальной магмы кверху по достижении определенного уровня происходило вскипание расплава и начинала работать газово-жидкая фаза

системы. Возможно, ранние порции карбонатитового вещества представляли собой застывший расплав, а более поздние, наложенные на него, созданы в результате деятельности постумных газово-жидких агентов.

Следует иметь в виду, что при образовании карбонатитов исключительную роль играет углекислота, присутствие которой существенно отличает условия их формирования от привычной обстановки газоводного постмагматического процесса рудообразования. Р. Гаррелс и Д. Рихтер установили, что углекислота может существовать в виде обособленной от воды жидкой фазы даже на сравнительно небольшой глубине и играть в этих условиях важную роль в минералообразовании. Однако в приповерхностных условиях, на расстоянии менее 300 м от поверхности земли, она в отличие от воды может быть только в газовом состоянии, обеспечивающем активное проникновение в глубь окружающих ее пород их метасоматическую переработку. В дальнейшем, возможно, целесообразно будет расчленить карбонатитовую группу месторождений на три класса — магматический, гидротермальный и смешанный.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Связь с магматическими формациями. Карбонатиты образуют обособленную группу эндогенных месторождений не только в связи с оригинальными особенностями состава, но также и в силу резко специфических геологических условий их образования. Все выявленные до сих пор карбонатитовые месторождения связаны исключительно с платформенным этапом геологического развития и ассоциированы только с комплексами ультраосновных-щелочных платформенных интрузий центрального типа. Эти интрузии имеют, с одной стороны, достаточно сложный, а с другой стороны, отчетливо дифференцированный состав и концентрически-зональное строение.

В них выделяются четыре главные разновидности: 1) ранние ультраосновные породы (дуниты, перидотиты, пироксениты, щелочные пироксениты); 2) последующие щелочные породы (мельтейгит-ийолиты, щелочные и нефелиновые сиениты); 3) ореолы кислых вмещающих пород, подвергшихся щелочному метасоматозу и превратившихся в фениты; 4) карбонатиты. Они сопровождаются обильной дайковой серией обычно сложного состава, отражающего длительную и остро направленную эволюцию магматического очага, и состоящую из разнообразных пород от пикритовых порфиритов до щелочных пегматитов. Петрохимически группа ультраосновных-щелочных пород в целом характеризуется недонасыщением кремнезема и относительным богатством щелочей и летучих компонентов.

В связи с другими магматическими формациями как геосинклинального, так и платформенного происхождения карбонатитовые месторождения до настоящего времени не установлены.

Обычно последовательно формирующиеся группы пород, образующие карбонатитоносные массивы, локализуются в центростремительном направлении от периферии к ядру. Иногда это развитие идет в обратном, центробежном направлении.

Примером такой структуры может служить Кондерский массив Алдана (по данным А. Ельянова, Г. Андреева и др.). Центральная часть интрузива сложена дунитами, образующими шток диаметром 5,5 км (рис. 73). Они окружены прерывистым кольцом перидотитов, окаймленных поясом косьвитов и биотит-пироксеновых пород. Периферическая часть массива сложена диоритами и монцонитами. Все эти разновидности изверженных пород сопровождаются

жильной фацией. Карбонатиты в виде жил мощностью от 0,5 до 45 м располагаются на периферии интрузива. Они выполняют две группы сколовых трещин, одна из которых падает к центру массива под углами 35—50°, образуя системы

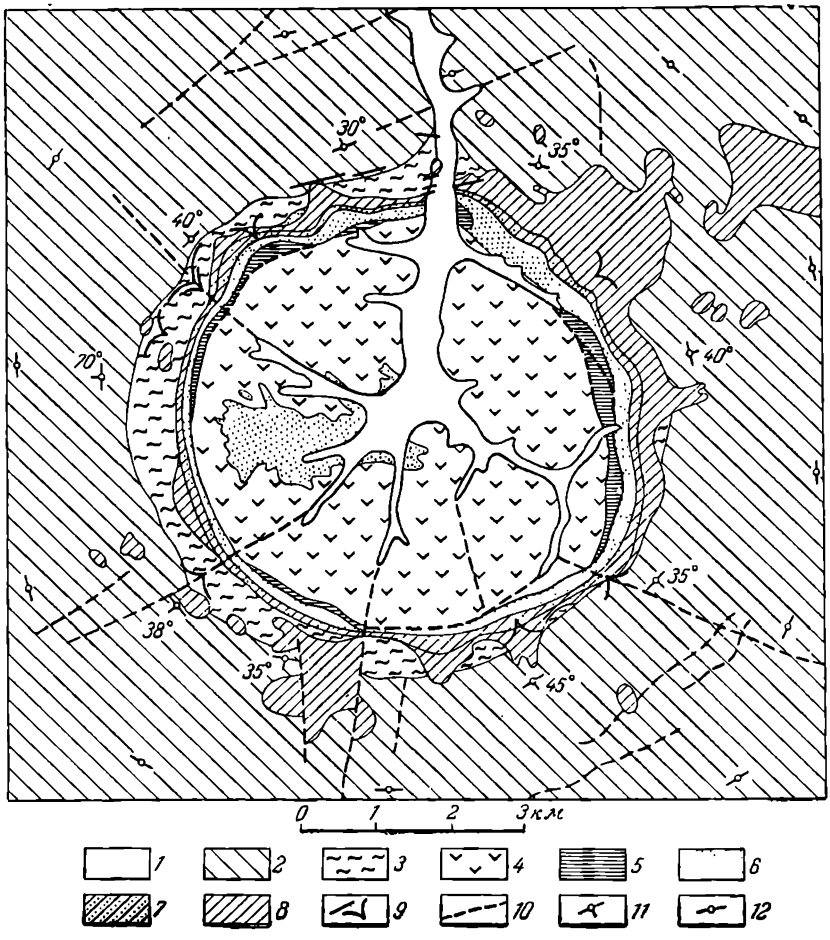


Рис. 73. Схематическая геологическая карта Кондерской интрузии. По *А. Мильто, А. Ельянову, Г. Андрееву.*

1 — четвертичные отложения; *2* — алевролиты и аргиллиты омнинской свиты (рифейский комплекс); *3* — контактовые гнейсы по песчаникам энинской свиты (рифейский комплекс); *4* — дуниты; *5* — перидотиты; *6* — косьвиты и биотит-пироксеновые породы; *7* — гибридные породы типа габбро-диоритов и меланократовых монцонитов; *8* — диориты и монцониты; *9* — карбонатиты; *10* — разрывные нарушения; *11* — наклонное залегание пород; *12* — горизонтальное залегание пород

конических жил, а другая — от интрузива под углами 45—65°, создавая систему кольцевых даек. Карбонатиты пересекаются жилами щелочных пегматитов.

Залежи карбонатитов образуют штоки и дайки различных размеров, имеющие, как правило, резкие контакты с вмещающими породами.

Геологический возраст. Размещаясь на площади допалеозойских платформ, карбонатиты имеют различный геологический возраст. Среди них известны

образования докембрийского (некоторые карбонатиты Африки и Северной Америки), каледонского (Тува, возможно, Восточный Саян и Скандинавия), герцинского (Кольский полуостров), киммерийского (Сибирская платформа, Бразилия, Канада) и альпийского циклов развития (большинство карбонатитов Африки, Азии). Карбонатиты на платформе формировались в то время, когда в соседних геосинклиналях происходили главные фазы складчатости.

Геологическая структура. При рассмотрении геологических структур, контролирующих позицию карбонатитовых месторождений, необходимо различать структуры, определяющие положение карбонатитоносных интрузий и положение карбонатитовых залежей в их пределах.

Как уже отмечалось, ультраосновные-щелочные интрузии центрального типа, с которыми связаны карбонатиты, размещаются исключительно на платформах. Они известны на площадях активизированных платформ, разбитых крупными тектоническими расколами. В настоящее время карбонатиты зафиксированы на площадях Сибирской, Африканской, Южно-Американской, Северо-Американской, Индийской и Австралийской платформ, а также в пределах Балтийского щита Русской платформы. Крупные расколы тяготеют либо к краям платформ, либо находятся в их центральных частях (например, карбонатиты Африканской платформы, расположенные в области Великих разломов). Расколы эти относятся как к двойным, формирующим коптинентальные рифтовые системы (Африка), так и к одиночным, обычно проходящим вдоль границ локальных поднятий и прогибов в теле платформы. Иногда эти расколы древнего заложения и обновлялись в период внедрения интрузий центрального типа. Последние не всегда нанизываются на ось разлома, а располагаются на побочных ответвлениях.

При длительном развитии ультраосновных-щелочных массивов и ассоциированных с ними карбонатитов наиболее ранние среди них возникали вдоль разломов по периферии платформы при последующем центростремительном смещении их в глубь платформы.

Геологические структуры, определяющие положение и морфологию карбонатитовых тел внутри массивов ультраосновных-щелочных пород, имеют один источник деформирующих усилий, но разделяются на две разновидности по морфологии. К первой разновидности относятся геологические структуры, контролирующие центральные штоки, а ко второй — жилы. Центральные штоки приурочены к цилиндрическим трубкам взрыва, формирующимся при газовом прорыве в осевой части магматической постройки перед карбонатитообразованием и открывающим пути для подъема из глубины агентов, создающих карбонатитовые жерла. Такие эксплозиции приводят к брекчированию пород, прорываемых взрывной силой газового давления, характерного для многих карбонатитов. Они наиболее типичны для приповерхностных частей карбонатитовых месторождений.

Карбонатитовые жилы приурочены к круговым структурам, среди которых выделяются три разновидности: 1) радиальные, 2) кольцевые (падающие от центра); 3) конусные (падающие к центру). Первая разновидность относится к структурам отрыва, а две последние — к структурам скола. Механизм их образования достаточно удовлетворительно объяснен Е. Андерсоном, который показал, что сколы по коническим плоскостям появляются при возрастании вертикального давления в глубинном магматическом очаге и представляют собой трещины скалывания по поверхности максимального напряжения давления. Кольцевые разломы, наоборот, возникают при уменьшении давления и нередко сопровождаются опусканием участка вмещающих пород, заключен-

ного внутри кольца. Жильные структуры более типичны для глубоко эродированных частей карбонатитовых месторождений.

Таким образом, геологические структуры, обусловливающие локализацию карбонатитов, достаточно своеобразны и генетически непосредственно связаны с усилиями, возникающими в процессе эволюции магматических очагов. Этим они существенно отличаются от геологических структур, контролирующих другие группы эндогенных месторождений и возникающих в связи с тектоническими усилиями. Соотношения между эксплозивными и сколовыми структурами карбонатитовых месторождений, очевидно, следующие: при резко возрастающем давлении газовой фазы в родоначальном очаге происходят разрушительные газовые прорывы с образованием цилиндрических трубок эксплозивного характера, особенно характерных для приповерхностных условий.

Для более глубинных условий при более плавно нарастающем давлении формируются кольцевые, конические и радиальные сколовые и разрывные трещины. Эти процессы могут чередоваться для одного и того же уровня на площади одного и того же месторождения в зависимости от интенсивности нарастания глубинного давления в разные стадии магматической и постмагматической деятельности. При этих условиях месторождению будет свойствен комбинированный характер геологической структуры, объединяющий элементы эксплозивных и трещинных деформаций.

В соответствии с изложенной схемой развития геологических структур карбонатитовых месторождений, как показал А. Фролов на примере карбонатитов Восточного Саяна, изменяется и характер тектонических деформаций. Для ранних стадий развития геологических структур, до внедрения рудоносных расплавов, характерны плоские двухосные деформации. В период внедрения магматических расплавов и формирования карбонатитов деформация становится объемной (трехосной). Послекарбонатитовые нарушения, смещающие рудные тела, вновь образуются при плоском типе деформаций.

Связь с другими генетическими группами. Карбонатитовые месторождения отчетливо обособлены от других групп полезных ископаемых по геологическим и физико-химическим условиям возникновения. Ближе всего к ним подходят магматические месторождения алмазов в кимберлитах, локализованные, так же как и карбонатиты, вдоль крупных разломов в телах древних платформ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бородин Л. С. Карбонатиты и нефелиновые сиениты. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1963, № 8, с. 23—42.

Гайдукова В. С., Здорик Т. Б. Минералы редких элементов в карбонатитах. — В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 17. М., Госгеолтехиздат, 1962, с. 86—117.

Гинзбург А. И., Эпштейн Е. М. Карбонатитовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1967, с. 152—219.

Егоров Л. С. К проблеме происхождения карбонатитов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1964, № 1, с. 63—74.

Егоров Л. С., Гольдбург Т. Л. Гулинская интрузия ультраосновных-щелочных пород. — «Тр. НИИГА», 1961, т. 122, с. 2—74.

Каледонский комплекс ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., «Недра», 1965. 772 с. Авт.: А. А. Кухаренко, М. П. Орлова, А. Г. Булах и др.

Капустин Ю. Л. Минералогия карбонатитов. М., «Наука», 1971, 288 с.

Карбонатиты. Пер. с англ. Под ред. О. Таттла и Дж. Гиттингса. М., «Мир», 1969. 486 с.

Кухаренко А. А., Донцова Е. А. К проблеме генезиса карбонатитов. — «Геология рудных месторождений», 1962, № 2, с. 32—47.

Пежарицкая Л. К., Самойлов В. С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М., «Наука», 1972. 264 с.

Томкеев С. И. Карбонатиты, их природа и происхождение. — Минерал. сб. Львовского геол. об-ва, 1962, № 16, с. 318—327.

Фролов А. А. К проблеме вертикальной зональности оруденения (на примере формации ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов).—«Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 9, с. 52—61.

Шейнманн Ю. М. Карбонатиты. М., Бюлл. ОНТИ, № 2 (7), 1957, с. 7—10. (Министерство геол. и охраны недр СССР).

Brögger W. S. Das Fengebielt in Telemark, Norwegen. Videnskap. — S. Kr., Kristiania, No. 9, 1921, p. 317—329.

Eckermann H. Contribution to the knoweidge of the alkaline dikes of the Alnö region. Arkivf. Min. o. Geol. Kql. Vet. Akad., 1960, Bd. 2, No 1, I—III, p. 12—24; 1961, Bd. 3, No. 2, IV, p. 65—68; 1963, Bd. 3, No. 12, V—VIII, p. 259—275; 1963, Bd. 3, No. 19, IX, p. 397—402; No. 20, X, p. 403—406; 1964, Bd. 3, No. 29, XI—XII, p. 521—535, Stockholm.

Heinrich E. The geology of carbonatites, 1966, 555 p.

Smith W. C. A review of some problems of African carbonatites. The Quarterly Journal Geol. Soc. of London. No. 446, vol. 62, pt. 2, 1956, p. 189—219.

Глава седьмая

СКАРНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Исследования минеральных месторождений будут особенно успешны в том случае, если исследователь способен самостоятельно разобраться в физико-химических закономерностях изучаемых им процессов минералообразования.

Д. Коржинский, 1953 г.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Скарнами называются породы известково-силикатного состава, образовавшиеся метасоматическим путем в приконтактовой области интрузивов среди карбонатных и в меньшей степени силикатных пород. В тех случаях, когда в них сосредоточивается ценное минеральное сырье, формируются скарновые месторождения полезных ископаемых. Скарновые месторождения называются также контактовыми (В. Обручев, Ф. Шахов), контактово-метаморфическими (Ф. Хесс и Э. Ларсен), контактово-метасоматическими (А. Бетехтин, П. Татаринов и др.), контактово-пневматолитовыми (Г. Шнейдерхен), пирометасоматическими (В. Линдгрен, А. Кнопф).

Скарноидами Д. Коржинский предлагает называть породы, сходные со скарнами, но образованные при метаморфизме «загрязненных» карбонатных пород, таких, как мергели, известковистые туфы и им подобные, без существенного привноса элементов, необходимых для постройки скарнообразующих минералов.

Околоскарновыми, по Д. Коржинскому, называются породы, состоящие преимущественно из полевых шпатов, кварца, скаполита или эпидота и примыкающие к скарнам со стороны изверженных пород.

Скарноподобными этот исследователь считает неопределенные по происхождению породы, минеральный состав которых сходен со скарнами.

Автореакционными скарнами, по В. Жарикову, называются породы, возникшие вследствие кальциевого метасоматоза ультрабазитов, щелочных ультрабазитов и габброидов.

Экзоскарновыми называются месторождения в скарнах, располагающихся в породах, непосредственно примыкающих к интрузиву.

Эндоскарновыми называются месторождения, образованные вследствие метасоматического замещения пород периферической части интрузива.

Бóльшая часть скарнов относится к экзоскарновым образованиям, обычно размещающимся во вмещающих породах вдоль непосредственного контакта интрузива. Некоторая часть экзоскарнов отступает от контакта на десятки и даже сотни метров. Значительно реже скарновые залежи удалены от интрузивов на расстояние до 1000 м, а в единичных случаях даже до 2000 м. Существенно меньшая доля скарнов относится к эндоскарновым образованиям, обычно приуроченным к узкой приконтактовой зоне интрузива, но иногда находящихся на том или ином расстоянии от него. Помимо экзоскарновых и эндоскарновых, встречаются комбинированные месторождения, скарны кото-

рых приурочены к непосредственному контакту изверженных и вмещающих их пород и сформированы за счет первых, а частично за счет вторых. Представление о количественной стороне развития скарновых залежей относительно контакта изверженных пород дает рис. 74.

Форма залежей скарновых месторождений обычно достаточно сложная и разнообразная. Среди них выделяются залежи по степени усложнения морфологии: 1) пластовые и пластообразные, 2) линзовидные, 3) штоки, 4) трубы, 5) жильные и жилообразные, 6) гнезда, 7) сложные ветвящиеся тела. Гнездообразные скопления скарнов имеют незначительные размеры, иногда всего

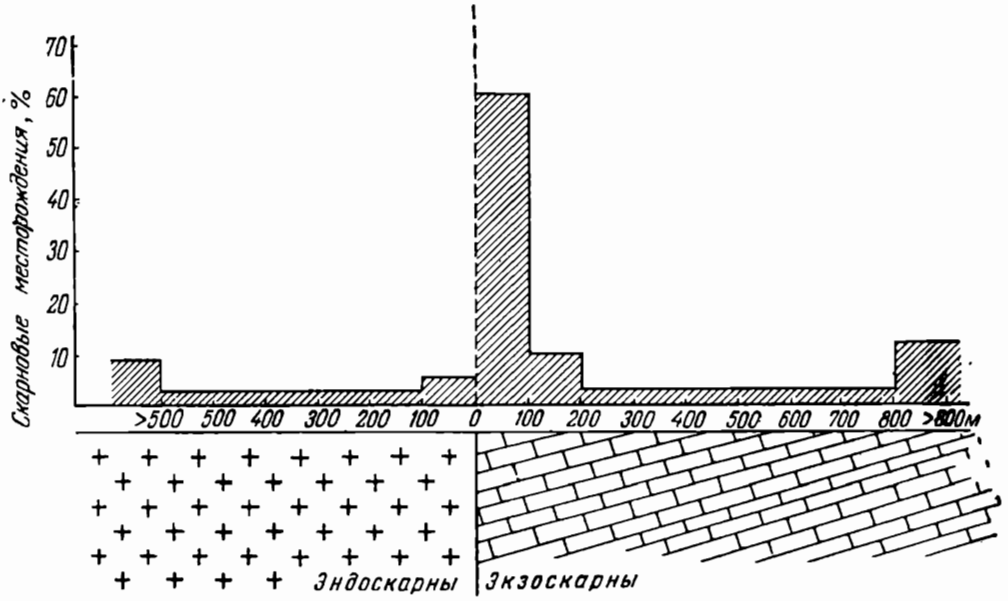


Рис. 74. Примерное распределение скарновых месторождений относительно контакта изверженных и осадочных пород

лишь несколько метров в поперечнике. Среди жилообразных тел, штоков и труб скарнов известны более крупные залежи, вытянутые на сотни метров, иногда даже на 1000—1500 м. Наиболее крупными являются пластовые и пластообразные скарновые тела, протягивающиеся на 2000—2500 м при мощности до 200 м.

По составу исходных пород, на базе которых формировались скарны, выделяются три разновидности: известковые, магнезиальные и силикатные, отличающиеся деталями минерального состава.

Известковые скарны образованы при замещении известняков. Это наиболее распространенная разновидность скарнов. В число главных скарнообразующих минералов известковых скарнов входят: гранат (ряда гроссуляр — андрадит) и пироксен (ряда диопсид — геденбергит). Существенное развитие иногда приобретают везувиан, волластонит, скаполит, амфиболы, эпидот, магнетит, карбонаты и кварц (табл. 16).

Магнезиальные скарны возникли при замещении доломитов или доломитизированных известняков. Они встречаются реже известковых скарнов. Типоморфными минералами этих скарнов являются: диопсид,

Таблица 16

Характерные минералы известковых скарнов

Группа минералов	Главные	Второстепенные
Силикаты	Пироксены (главным образом диопсид-геденбергит), гранаты (главным образом андрадит-гроссуляр), волластонит, скаполит	Ортоклаз, плагиоклазы, циркон, титанит, турмалин, силлиманит, андалузит, кордиерит, бустамит, родонит, гельвинданалит, данбурит, лазурит, хризоберилл, фенакит, берилл
Гидросиликаты	Амфиболы, везувиан, эпидот, ильваит, хлориты	Аксинит, датолит, пренит, топаз, серпентин, антофиллит, ортит, цоизит, биотит, мусковит, флогопит, серицит, дафнит, норбергит, хондродит, цеолиты, тальк, хризотил-асбест, каолин
Окислы	Магнетит, гематит, кварц	Шпинель, касситерит, халцедон, уранинит, франклинит, копиит, перовскит
Сульфиды	Пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, молибденит арсенопирит	Марказит, борнит, ковеллин, халькозин, висмутин, блеклые руды, станнин, кобальтин, глаукодот, скуттерудит, леллингит, кубанит, линнеит, миллерит, антимонит, герсдорфит, шмальтин, хлоантит, сперрилит, куперит, стибиопалладинит
Прочие	Кальцит, флюорит, барит, шеелит	Апатит, витерит, сидерит, анкерит, магнезит, графит, висмут, золото, серебро

Примечание. Разделение на группы нестрогое. К гидросиликатам отнесены минералы с гидроксилом и водой; к сульфидам отнесены также их аналоги.

форстерит, шпинель, флогопит, гумит, серпентин, паргасит, людвигит, магнетит, доломит, кальцит (табл. 17).

Л. Шабынин защищает мнение о том, что магнезиальные скарны формировались на магматической, а известковые — на постмагматической стадии интрузивного процесса.

Силикатные скарны сформированы по породам силикатного состава. Примеры их достаточно обильны. Так, на Урале, в Западной Сибири, Средней Азии, в некоторых районах Америки описаны скарны, возникшие при замещении глубинных изверженных пород состава гранодиоритов, адамеллитов и сиенитов. На Урале, в Закавказье и Западной Сибири известны скарны, образованные по приповерхностным изверженным породам состава различных порфиритов, порфиров, альбитофиров, сиенит-аплитов и их туфов. На Сибирской платформе имеются скарны по траппам. Кроме того, отмечаются более редкие случаи формирования скарнов по аркозовым песчаникам и алевролитам (Тельбес в Западной Сибири). Наиболее характерным для силикатных скарнов является скаполит. В остальном состав их мало отличается от известковых скарнов.

Во взаиморасположении скарнообразующих минералов отмечаются две особенности. Во-первых, отчетливо выраженный метасоматический характер минералонакопления, часто приводящий к псевдоморфозам отдельных мине-

Таблица 17

Характерные минералы магнезиальных скарнов

Группа минералов	Главные	Второстепенные
Силикаты	Пироксены (главным образом диопсид-геденбергит), гранаты (главным образом андрадит-гроссуляр), форстерит	Монтичеллит, ортоклаз, плагиоклазы, скаполит, турмалин, титанит
Гидросиликаты	Серпентин, амфиболы, флогопит, гумит, хлоритоид	Паргасит, биотит, клиноцоизит, эпидот, хлориты, тальк, гидроталькит, гриналит, тыньит
Бораты	Людвигит, котоит	Суанит, флюоборит, варвикит, сингалит, серендибит
Окислы	Магнетит, гематит, шпинель, кварц	Периклаз, брусит
Сульфиды	Пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит	Марказит, борнит, блеклые руды
Прочие	Кальцит, магнезит, брейнерит	Барит, апатит, сидерит, анкерит

ралов и минеральных комплексов по ранее отложившимся минералам и минеральным агрегатам. Во-вторых, фациальная смена скарнообразующих минеральных ассоциаций во времени их образования и в пространстве в зависимости от возрастания кислотности процесса, регулирующей химические потенциалы кальция, магния и железа (В. Жариков). Обычная смена фаций характеризуется вытеснением кальция магнием, а затем железом, вследствие чего создается ряд: волластонит → диопсид → салит → геденбергит → андрадит. В связи с этим говорят о волластонитовом, диопсидовом, гранатовом и других скарнах.

Размеры зерен минералов, слагающих скарн, обычно лежат в пределах от долей миллиметра до 1—2 см; иногда отдельные кристаллы, особенно пироксенов, достигают 10—15 и даже 30—50 см. Среди текстур скарнов наиболее развиты массивная, пятнистая, полосчатая и друзовая. Преобладают гранобластовая, порфиробластовая, пойкилобластовая, волокнистая и реликтовая структуры.

Многие скарновые залежи имеют **зональное строение**. Особенно отчетливая зональность наблюдается по направлению от контакта с интрузивом. Ф. Хесс и Э. Ларсен выделяли в известковых скарновых месторождениях четыре зоны: 1) измененные граниты, 2) темноокрашенные скарны или, как они их называли, тактиты, 3) светлоокрашенные скарны в основном диопсидового состава, 4) мраморы.

Зональное строение хорошо изучено в скарновых месторождениях Советского Союза. Так, на Турьинских рудниках Урала, по данным Д. Коржинского, от изверженных пород к известнякам намечаются следующие зоны: 1) кварцевые

диориты, 2) осветленные кварцевые диориты, 3) околоскарновая пироксен-плагиоклазовая порода, 4) пироксен-гранатовый скарн, 5) мономинеральный гранатовый скарн, 6) мономинеральный салитовый (пироксеновый) скарн,

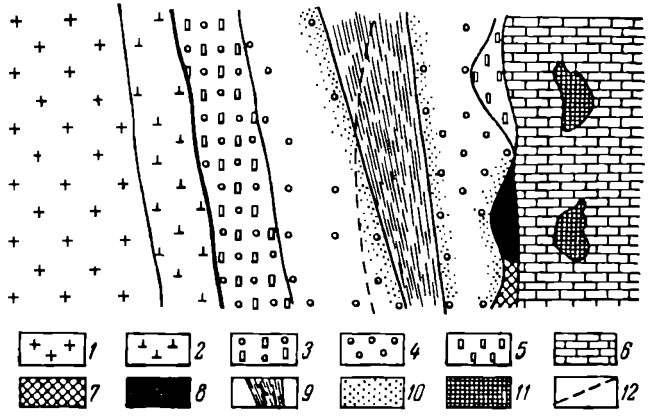


Рис. 75. Идеальный разрез залежи скарнов Фроловского месторождения. По *Л. Овчинникову.*

1 — кварцевый диорит; *2* — околоскарновый («контактовый») диорит; *3* — пироксен-гранатовый скарн; *4* — гранатовый скарн; *5* — салитовый скарн; *6* — мраморизованный известняк; *7* — магнетитовая руда; *8* — массивная халькопиритовая руда в салитовом скарне; *9* — полосчатая халькопиритовая руда зоны скалывания; *10* — вкрапленная халькопиритовая руда в гранатовом скарне; *11* — халькопиритовая руда в известняке; *12* — положение первоначального контакта

7) мраморизованный известняк. При этом отмечается, что состав плагиоклаза околоскарновых пород изменяется от олигоклаза до лабрадора и битовнита по мере приближения к контакту, а состав граната — от гроссуляра до андрадита по мере удаления от контакта. В этой колонне метасоматических пород, формирующих скарновое месторождение медных руд, первые три зоны относятся к исходным изверженным породам, а последние четыре — к известнякам (рис. 75).

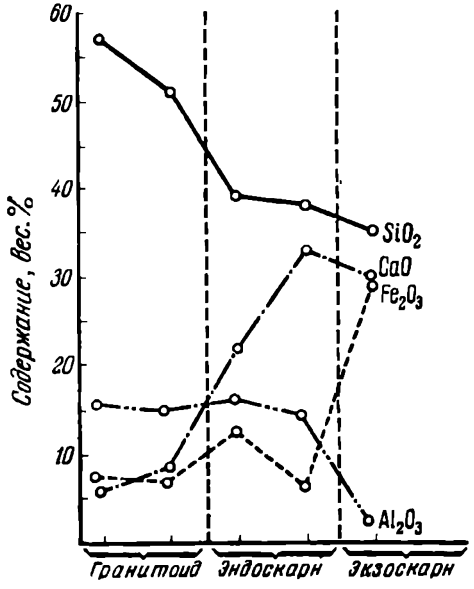


Рис. 76. Диаграмма, характеризующая поведение главных породообразующих компонентов в зоне контакта скарнового месторождения Туранглы. По *А. Баталову*

В общей схеме зональности скарнов Средней Азии, по данным Х. Абдуллаева, А. Баталова, В. Мясникова, В. Флоренского и др., выделяются следующие части: 1) частично измененная (обычно десилицированная) порода эндоконтакта; 2) эпидозиты (кварцевые, амфиболовые и др.); 3) эндоскарны преимущественно гранатового, гранат-эпидотового (иногда со скаполитом) состава; 4) полиминеральные скарны промежуточной зоны (существенно гранат-амфиболовые, гранат-пироксеновые); 5) пироксеновые (салитовые, передко манган-пироксеновые), ильваитовые, волластонитовые экзоскарны; 6) мраморизованные известняки с редкой вкрапленностью и гнездовыми выделениями силикатов скарна. При переходе от изверженных пород через эндоскарны к экзоскарнам падает содержание кремнезема и глинозема, но нарастает содержание окиси кальция и железа (рис. 76). Обстоятельный физико-химический анализ метасоматической зональности скарновых месторождений Средней Азии выполнен в работах В. Жарикова.

Согласно Н. Перцеву, для магнезиальных скарнов характерна следующая зональность: 1) гранитоид; 2) пироксен-полевошпатовая околоскарновая порода; 3) шпинель-пироксеновый скарн; 4) шпинель-форстеритовый скарн;

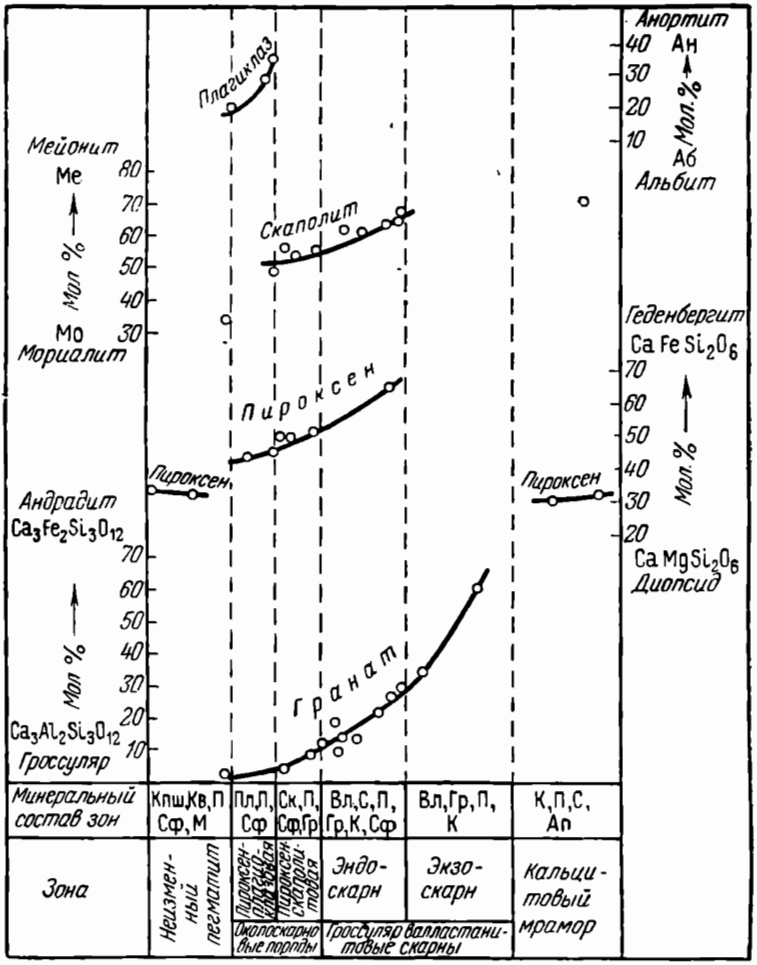


Рис. 77. Диаграмма изменения плагиоклаза, скаполита, пироксена и граната в зависимости от их положения в разрезе скарновых зон второго участка Эмельджака. По *М. Лицареву.*

Ап — апатит; Вл — волластонит; Гр — гранат; Кпш — кальциевый полевой шпат; К — кальцит; Кв — кварц; М — магнетит; П — моноклинный пироксен; Пл — плагиоклаз; С — скаполит; Сф — сфен

5) шпинель-форстерит-кальцифировый скарн; 6) периклазовый мрамор; 7) доломитовый мрамор.

М. Лицаревым очень детально исследована зональность скарнов, возникших в контакте дайки пегматоидных гранитов и известняков на Втором участке Эмельджакского месторождения на Алдане. При этом прослежено не только изменение минерального состава, но и эволюция состава важнейших скарнообразующих минералов как в пределах одной зоны, так и при переходе из зоны в зону (рис. 77).

На некоторых месторождениях наблюдается зональность скарнов не только по их мощности, но также по падению и простиранию. На Тырныаузском шеелит-молибденитовом месторождении Г. Нестеренко проследил изменение скарнов по вертикали на 600 м. При этом было обнаружено уменьшение содержания привносимых компонентов (железо и марганец) от нижних горизонтов к верхним и увеличение в том же направлении компонентов вмещающих пород (щелочи, алюминий). В составе пироксена — главного скарнообразующего минерала — с глубиной увеличивается содержание геденбергитовой молекулы. На свинцово-цинковом месторождении Верхнее из группы Тетюхе, по данным П. Гарбузова,

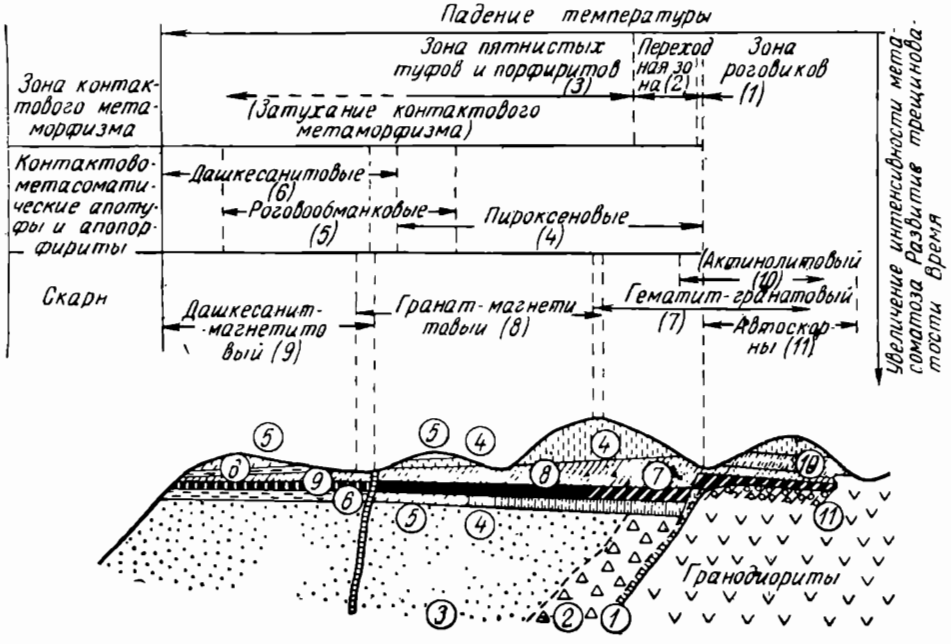


Рис. 78. Схема зональности скарнов на Северо-Восточном участке Дашкесана. По *А. Марфунину*

от поверхности земли до глубины 700 м в составе скарнов содержание геденбергита увеличивается от 60 до 95%, а кальцита и кварца сокращается от 7—10 до 2%. На Дашкесанском железо-кобальтовом месторождении А. Марфуниным описано изменение состава скарновой залежи по мере удаления от контакта с интрузивом, происходящее параллельно затуханию контактового метаморфизма в этом же направлении (рис. 78).

Понятие «скарн» было введено А. Тёрнебомом в 1880 г. для месторождения железных руд Швеции. С тех пор скарновые месторождения обособляются в самостоятельную группу, изучение которой связано с именами Х. Абдуллаева, И. Григорьева, В. Жарикова, А. Заварицкого, Е. Зив, Д. Коржинского, Л. Овчинникова, П. Пилипенко, П. Смолина, Н. Смольянинова, М. Усова, Е. Федорова, Л. Шабынина, Ф. Шахова и других советских геологов. Среди зарубежных исследований скарновых месторождений выделяются труды В. Гольдшмидта, В. Кеннеди, А. Кнопфа, Э. Ларсена, В. Линдгрена, Ф. Хесса, П. Эскола и др.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ СКАРНОВ

Скарновые месторождения достаточно разнообразны по составу добываемых полезных ископаемых. Необычайно широк круг месторождений известковых скарнов, особенно для металлических месторождений. В них известны месторождения почти всех металлов, за исключением хрома, сурьмы и ртути. Наиболее значительны известково-скарновые месторождения железа, кобальта, меди, платины, вольфрама, молибдена, свинца и цинка, золота, олова, бериллия, скандия, ниобия, редких земель, тория и урана. Типичными представителями магнезиальных скарнов могут служить месторождения бора, некоторые месторождения железных, железо-цинковых руд и флогопита.

Железные месторождения. Скарновые железорудные месторождения известны как среди известковых, так и среди магнезиальных скарнов. Встречаются они не очень часто, обычно в изолированных рудных провинциях. В СССР самой крупной провинцией является Урал с месторождениями гор Магнитной, Благодать, Высокой, а также Качарским, Соколовским, Сарбайским и др. Кроме того, скарновые месторождения железных руд известны в Западной Сибири (Темиртау, Таштагол, Шалым, Шерегеш, Ташема, Монгол и др.), Восточной Сибири (Рудногорское, Коршуновское, Таежное, Гаринское и др.) и Центральном Казахстане (Кень-Тюбе, Атансор и др.). Близкие к ним месторождения магнетита с роговой обманкой, хлоритом и эпидотом, но без типичных для скарнов граната и пироксена (Абакан, Анзас и др.), по В. Богацкому, принадлежат к гидротермальным силикатно-магнетитовым образованиям. За границей скарновых месторождений железных руд меньше. Среди них можно отметить Айронспринг и Айронмаунтин в США, Христианино, Арендаль и др. в Норвегии, Норберг и др. в Швеции, Ковары в Польше, Банат в Румынии, а также месторождения Китая, Венгрии, Югославии, Японии и Австралии.

Все эти месторождения обычно расположены в контактовых ореолах гранитоидов повышенной основности или щелочности, нередко натровой ветви (плагиограниты, плагиосиениты). В основном они образованы метасоматическим путем в карбонатных породах, реже — в силикатных породах среди эффузивов, интрузивов, туфов и сланцев. Среди них известны тела пластовой, штоковой и неправильной ветвистой формы. Размеры железорудных скарновых залежей достигают нескольких километров в длину и нескольких сотен метров по мощности. Преобладающим рудным минералом является магнетит, в меньшей степени — гематит.

По минеральным ассоциациям среди скарновых месторождений железных руд Г. Соколов выделяет четыре разновидности: 1) магнетитовые известково-скарновые (гора Магнитная и др.), 2) магнетитовые магнезиально-скарновые, магнезиально-известково-скарновые (Тейское, Таежное и др.), 3) магнетитовые скаполит-альбитовые и скаполит-альбит-скарновые (Сарбайское, Соколовское и др.), 4) магнетитовые и гематитовые водно-силикатные (Абакан).

Запасы железной руды скарновых месторождений 600 млн. т при содержании железа от 35 до 50—54%. В качестве примера кратко описываются месторождения горы Магнитной и Коршуновское.

Гора Магнитная. Это месторождение находится на восточном склоне южной части Уральского хребта. Оно приурочено к приконтактовой зоне сложной гранитоидной интрузии, прорвавшей осадочно-эффузивную толщу пород нижнего карбона, состоящую из известняков, порфиритов и их туфов (рис. 79). Соотношение между вмещающими слоистыми породами, изверженными породами и скарнами свидетельствует о длительном процессе

глубинного магматизма, в конце концов завершившемся образованием скарнов. Вначале внедрялись порфириты, затем диориты, вслед за ними микрограниты и кварцевые диориты. Все эти разновидности изверженных пород сопровождались дайковыми сериями. После них внедрялись самостоятельные серии даек диабазов, и лишь затем были сформированы гранат-пироксеновые скарны с магнетитом. Месторождение образовано двумя пластообразными залежами — Западной и Восточной, разбитыми системой пострудных сбросов и пронизанными большим числом дорудных даек.

Коршуновское месторождение входит в Ангаро-Илимскую группу и находится в бассейне р. Илима, правого притока р. Ангары. Район сложен комплексом осадочных полого залегающих песчано-глинистых и карбонатных отложений нижнего палеозоя и туфогенно-осадочных пород

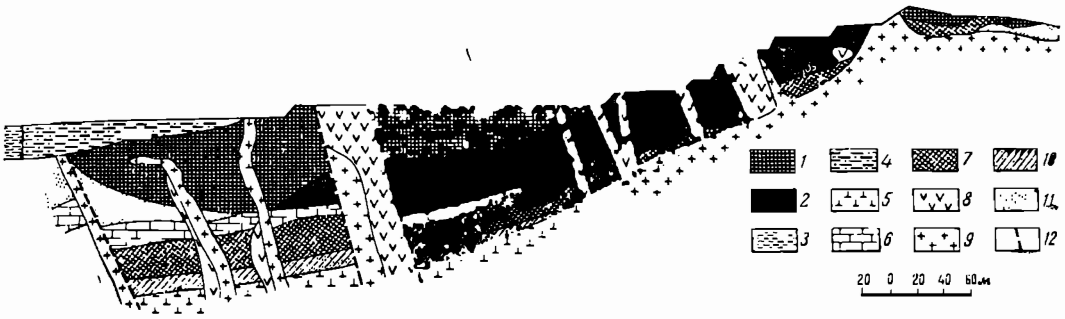


Рис. 79. Разрез по борту карьера горы Магнитной. По *Г. Брауну* и др.
1 — руды окисленные; *2* — руды первичные; *3* — делювий безрудный; *4* — делювий рудный; *5* — порфириты; *6* — известняки и мрамор; *7* — скарны; *8* — диориты; *9* — граниты, микрограниты, кератофиры; *10* — атачиты; *11* — наносы; *12* — линия сбросов

верхнего палеозоя, относящихся к чехлу Сибирской платформы. Весь этот комплекс пород прорван интрузиями габбро-диабазов, диабазов и диабазовых порфиритов, относящихся к формации сибирских траппов. Структура этого месторождения оригинальна: оно локализовано в трубке взрыва, заполненной скарнированной эксплозивной брекчией туфогенных образований (рис. 80). Главным скарновым минералом является пироксен, в меньшей степени — гранат.

Брекчированные породы вместе с пироксен-гранатовыми выделениями в сильной степени хлоритизированы, серпентинизированы, кальцитизированы, ороговикованы и содержат скопления магнетита, гематита и маггемита. Преобладающая масса руд представлена брекчиевидными и вкрапленными рудами; сплошные массивные и полосчатые руды распространены ограниченно. Они формируют крутопадающие секущие и пологие согласные залежи. Н. Павлов отмечает, что характерной особенностью геологии области распространения магномагнетитовых месторождений Сибирской платформы, к которым относится и Коршуновское месторождние, является присутствие в нижних горизонтах отложений палеозойского чехла платформы галогенных фаций, включая пласты каменной соли. Эти месторождения возникли, по-видимому, после взаимодействия траповой магмы с галогенными фациями при активном транспортирующем участии хлора в процессе переноса ряда рудообразующих элементов, в том числе и железа.

Железо-кобальтовые месторождения. Комплексные скарновые месторождения железо-кобальтовых руд очень редки. Среди них Г. Крутов выделяет

скарны с мышьяковыми соединениями кобальта и скарны с кобальтсодержащим пиритом. К первой разновидности принадлежат месторождения Дашкесан в Азербайджане и Акджилга в Киргизии, а за границей Никель Плейт в Британской Колумбии. Ко второй разновидности относятся Высокогорское месторождение на Урале, Корнуэлл в Пенсильвании (США) и Гендерсонгрубе

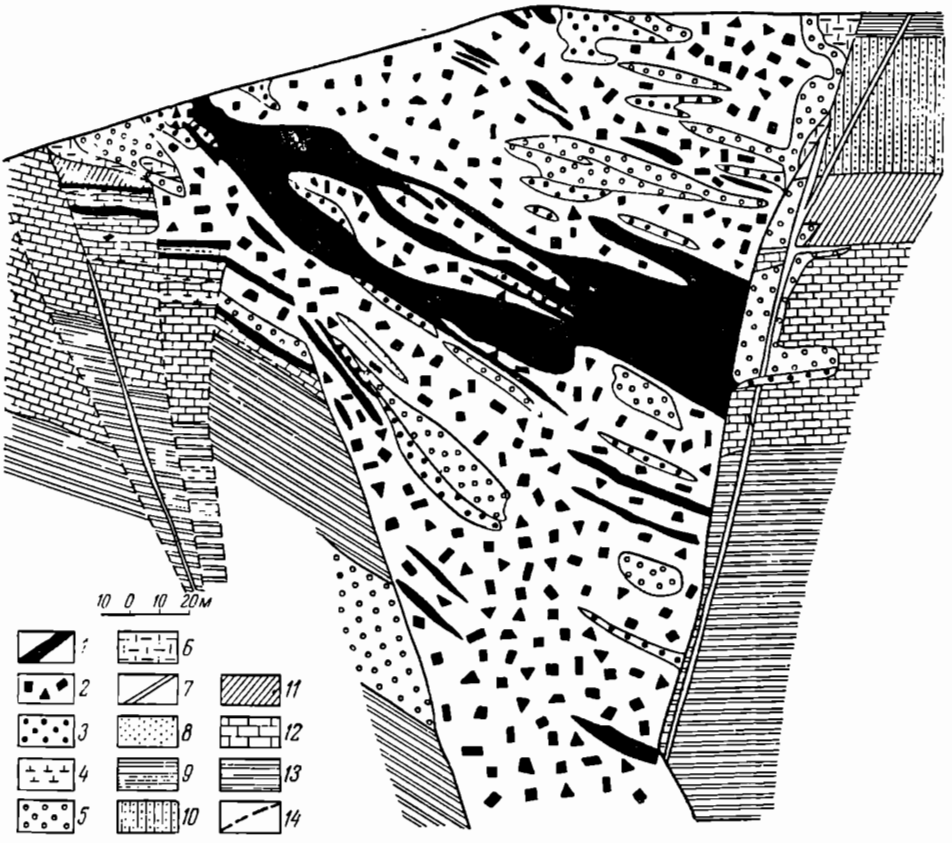


Рис. 80. Геологический разрез через центральную часть участка Рудная гора 2-го Коршуновского месторождения. По *Г. Брауну* и др.

1 — руды магнетитовые массивные метасоматические, почти сплошные; *2* — руды магнетитовые вкрапленные и брекчиевидные; *3* — скарны слаборуденелые; *4* — породы серпентин-тальк-кальцитовые; *5* — породы кальцит-пироксен-гранатовые, пироксен-хлорит-гранатовые и кальцит-гранат-хлоритовые; *6* — туфогенные песчаники, брекчии и конгломераты; *7* — траппы; *8* — породы нижемской свиты; *9* — породы братской свиты; *10* — породы мамырской свиты; *11* — породы переходной зоны; *12* — породы усть-кутской свиты; *13* — породы верхоленской свиты; *14* — тектонические нарушения

в Юго-Западной Африке. Эти месторождения обычно тяготеют к сложнодифференцированным интрузиям гранодиоритового состава с производными относительно кислого состава и повсеместными средними и основными дифференциатами (диориты, габбро, диабазы).

В составе вмещающих пород преобладает смешанный комплекс осадочных и эффузивно-осадочных пород с обязательным присутствием среди них карбонатных отложений. Кобальтсодержащий пирит обычно накапливается на ранней стадии скарнообразования одновременно с магнетитом. Мышьяковые соединения

кобальта, наоборот, формируются на поздней стадии в ассоциации с сульфидами, карбонатами и кварцем. Главным кобальтовым минералом является кобальтин. Обычно вместе с ним обнаруживаются глаукодот, кобальтсодержащий арсенопирит, иногда скуттерудит, а также минералы ряда саффлорит — лёллингит. Примером описываемых образований может служить Дашкесанское месторождение.

Дашкесан. Площадь этого месторождения сложена вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями средней и верхней юры. Вулканогенные породы состоят из горизонтов лав порфиритового состава, перемежающихся с горизонтами их туфов и туфоконгломератов. Карбонатные породы

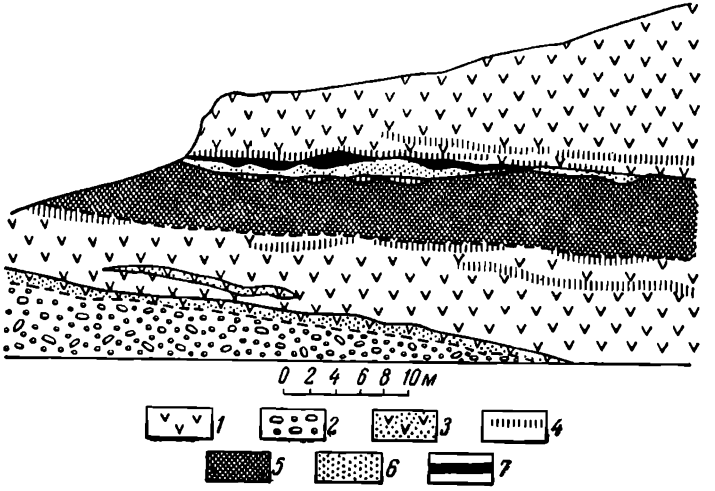


Рис. 81. Поперечный разрез скарновой залежи Северо-Восточного участка Дашкесанского месторождения. По *Г. Крутову*.

1 — порфириты и туфы; *2* — туфоконгломераты; *3* — ороговикованные породы; *4* — дашкесанитовые породы; *5* — магнетитовая руда; *6* — сульфидное оруденение; *7* — кобальтовая руда

сложены коралловыми известняками и глинистыми сланцами среднеюрского и верхнеюрского возраста. Комплекс этих отложений собран в пологую синклинальную складку, ядро которой прорвано серией пород гранодиоритовой магмы, сопровождающихся жильной фацией и более поздними дайками диабазовых и плагиоклазовых порфиритов. Пологие пластообразные залежи скарнов сформировались по контакту известняков и порфиритов или на продолжении выклинившегося пласта известняков среди порфиритов. В их состав входят гранат, пироксен, магнетит и роговая обманка. Среди роговых обманок выделяется разновидность с повышенным содержанием хлора (до 7%), названная дашкесанитом. К более поздней генерации принадлежат эпидот, хлорит, цеолиты, кварц и карбонаты, с которыми ассоциируются кобальтин, арсенопирит, пирит, халькопирит, молибденит, борнит, сфалерит и галенит. Представление о взаимоотношении магнетитового и кобальтового оруденения дает рис. 81.

Медные месторождения. Медное оруденение в скарнах распространено довольно широко, но редко достигает значительных масштабов, свойственных другим типам медных месторождений. В нашей стране среди скарновых месторождений меди могут быть отмечены Турьинские рудники на Урале, Чатыркуль, Ичкеульмес и др. в Казахстане, Юлия и др. в Кузнецком Алатау. Из зарубежных выделяются Клифтон, Бисби, Мерисвил и др. в США, Кананеа, Санта-Евлалия и др. в Мексике, Банат в Румынии, а также месторождения Швеции, Финляндии, Перу, Боливии, Японии, Австралии и других стран.

кобальта, наоборот, формируются на поздней стадии в ассоциации с сул фидами, карбонатами и кварцем. Главным кобальтовым минералом являет кобальтин. Обычно вместе с ним обнаруживаются глаукодот, кобальтсодерж щий арсенопирит, иногда скуттерудит, а также минералы ряда саффлорит лёллингит. Примером описываемых образований может служить Дашкесанск месторождение.

Дашкесан. Площадь этого месторождения сложена вулканогенны и вулканогенно-осадочными отложениями средней и верхней юры. Вулкан генные породы состоят из горизонтов лав порфиритового состава, перемеж ющихся с горизонтами их туфов и туфоконгломератов. Карбонатные пород

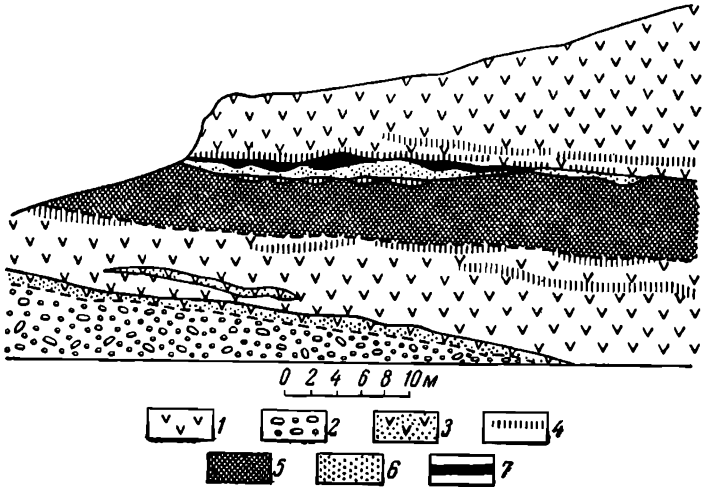


Рис. 81. Поперечный разр скарновой залежи Север Восточного участка Да кесанского месторождени По *Г. Крутову*.

1 — порфириты и туфы; *2* туфоконгломераты; *3* — оро викованные породы; *4* — да кесанитовые породы; *5* — ма нетитовая руда; *6* — сульфи ное оруденение; *7* — кобальт вая руда

сложены коралловыми известняками и глинистыми сланцами среднеюрско и верхнеюрского возраста. Комплекс этих отложений собран в пологую си клинальную складку, ядро которой прорвано серией пород гранодиоритово магмы, сопровождающихся жильной фацией и более поздними дайками диаб зовых и плагиоклазовых порфиритов. Пологие пластообразные залежи скарн сформировались по контакту известняков и порфиритов или на продолжени выклинившегося пласта известняков среди порфиритов. В их состав входя гранат, пироксен, магнетит и роговая обманка. Среди роговых обманок выд ляется разновидность с повышенным содержанием хлора (до 7%), названна дашкесанитом. К более поздней генерации принадлежат эпидот, хлори цеолиты, кварц и карбонаты, с которыми ассоциируются кобальтин, арсен пирит, пирит, халькопирит, молибденит, борнит, сфалерит и галенит. Пре ставление о взаимоотношении магнетитового и кобальтового оруденения да рис. 81.

Медные месторождения. Медное оруденение в скарнах распростране довольно широко, но редко достигает значительных масштабов, свойственны другим типам медных месторождений. В нашей стране среди скарновых мест рождений меди могут быть отмечены Турьинские рудники на Урале, Чаты куль, Ичкеульмес и др. в Казахстане, Юлия и др. в Кузнецком Алатау. И зарубежных выделяются Клифтон, Бисби, Мерисвил и др. в США, Кананеа Санта-Евлалия и др. в Мексике, Банат в Румынии, а также месторождени Швеции, Финляндии, Перу, Боливии, Японии, Австралии и других стра

Скарновые месторождения меди расположены в приконтактовой зоне гранодиоритов, плагиогранитов и плагиосиенитов, обычно среди известняков. В ряде районов они тесно ассоциированы с магнетитовыми рудами, образуя комплексные магнетит-медные скарновые месторождения. Главным породообразующим минералом является халькопирит, ассоциирующийся с пирротином, пиритом, борнитом, сфалеритом и молибденитом. При значительном развитии сфалерита или молибденита формируются комплексные медно-цинковые (Клифтон в США) или медно-молибденовые (Киялых Узень в Хакассии) месторождения. Обычно сульфидный комплекс формируется на поздней стадии образования скарнов в связи с их гидратным разложением. В качестве примеров скарновых месторождений меди ниже кратко описываются Турьинские рудники на Урале и Клифтон в шт. Аризона (США).

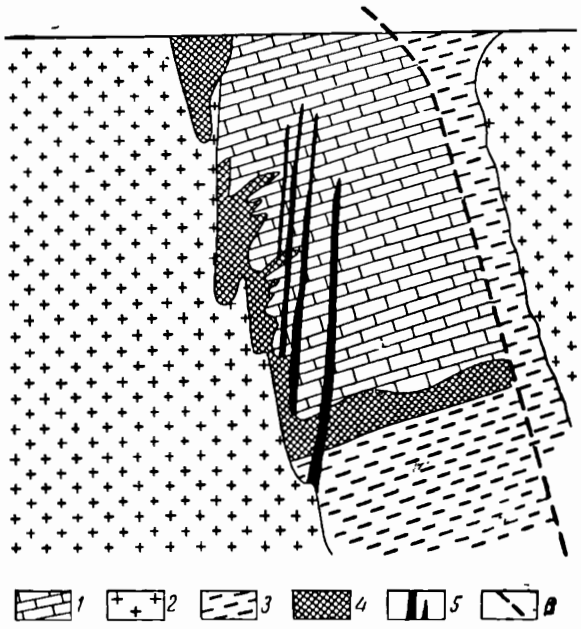


Рис. 82. Поперечный разрез скарновой залежи Фроловского рудника. По *Я. Баклаеву.*

1 — известняки среднего девона; *2* — кварцевые диориты; *3* — эффузивные порфириты и их туфы; *4* — меденосные скарны; *5* — дайки диоритового порфирита; *6* — разлом

Турьинские рудники. Эти месторождения входят в состав Ауэрбахо-Турьинского поля железных и медных руд в скарнах, находящегося в районе г. Краснотурьинска на Северном Урале. Оно образовано двумя группами месторождений, приуроченных к северо-восточному и юго-западному контактам центрального Ауэрбахского гранодиоритового интрузива. Этот интрузив и его сателлиты прорывают комплекс осадочно-вулканогенных пород, в состав которых входят измененные порфириты, их туфобрекчии, туфы, туффиты, туфопесчаники, туфосланцы, глинистые и кремнистые сланцы со свитами, прослоями и линзами известняков верхнего силура, нижнего и среднего девона общей мощностью около 3000 м. В группе медных месторождений, сосредоточенной в северо-восточной полосе рудного поля, насчитывается около 15 месторождений и отдельных рудных тел. Среди них наиболее значительны Фроловское, Никитовское, Ново-Фроловское, Николо-Подгорное и Вадимо-Александровское месторождения.

Фроловское месторождение является центральным в группе Турьинских медных рудников. Приурочено оно к контакту кварцевых диоритов с известняками среднего девона. Общее строение сильно извилистой поверхности контакта усложняется апофизами интрузива, дайками диоритового порфирита и тектоническими нарушениями. На глубине около 300 м толща известняков сменяется порфиритами. Пологопадающий контакт между ними примыкает к поверхности интрузива и создает условия для образования так называемых «донных»

пластовых залежей скарнов (рис. 82). Скарны обладают вышеописанным зональным сложением.

Тела массивных медных руд образуются вследствие замещения внешней зоны салитовых скарнов в виде пластин, гнезд и труб непосредственно на контакте скарнов и известняков, следуя его весьма изменчивым очертаниям. В лежачем боку месторождения, близ контакта скарнов с кварцевыми диоритами, а на верхних горизонтах непосредственно по нему проходит зона скалывания с вкрапленностью пирита и халькопирита на тех ее интервалах, где она сечет скарны. Главным рудообразующим минералом Турьинских рудников является халькопирит, ассоциирующийся с пиритом и более редкими пирротином, сфалеритом, галенитом, линнеитом, молибденитом, кубанитом, тетраэдритом, теннантитом, антимонитом, герсдорфитом, шмальтином, хлоантитом,

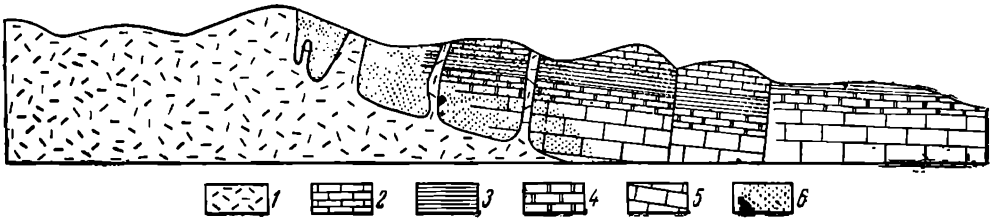


Рис. 83. Поперечный разрез скарнового месторождения меди Клифтон (шт. Аризона, США). По *В. Линдгрену*.

1 — кварцевые монцонит-порфиры; *2* — коралловые известняки карбона; *3* — сланцы девона; *4* — известняки девона; *5* — известняки с прослоями роговиков кембрия; *6* — медеиосные скарны

полидимитом, энаргитом, джемсонитом и фаматинитом; в комплексе с ними формировались хлорит, кальцит и кварц, замещающие более ранние гранат-пироксеновые породы.

К л и ф т о н (штат Аризона, США). На участке этого месторождения полого залегающие кембрийские, девонские и каменноугольные известняки, известковые и кремнистые сланцы прорваны массивом кварцевого монцонита порфировой структуры. В области его контакта по известнякам сформировались скарны, в состав которых входят гранат, диопсид, основной плагиоклаз и эпидот (рис. 83). В скарнах находятся скопления халькопирита в ассоциации с магнетитом, гематитизированным магнетитом и цинковой обманкой. Периферическая часть интрузива близ скарнов окварцована, серицитизирована и содержит вкрапленность пирита, халькопирита и сфалерита.

Платиновые месторождения. Скарновые месторождения платиноидов чрезвычайно редки. К ним принадлежат скарны северной части Бушвельдского комплекса Южной Африки (Зандслот, Ваалкоп, Цвартфорштейн и др.). В скарнах этих месторождений находятся такие минералы платины и палладия, как сперрилит, куперит и стибиопалладинит (Г. Шнейдерхен).

Вольфрамовые месторождения. Эти месторождения образуют отчетливые провинции шеелитовых руд в скарнах. Таких провинций немного. Наиболее крупной среди них является Среднеазиатская провинция Советского Союза. В нашей стране, кроме того, они известны в Сихотэ-Алине на Дальнем Востоке, в Хакассии, Якутии и на Южном Урале. Из зарубежных можно отметить сравнительно некрупные месторождения района Бишоп в Калифорнии (США), а также месторождения Китая, Северо-Восточной Бразилии, Боливии, Бирмы, Японии, Индонезии.

Шеелитоносные скарны обычно приурочены контактам гранитоидных пород повышенной основности, обусловленной ассимиляцией прорываемых ими карбонатных пород (гранодиориты, монцониты, адамеллиты). Вмещающими породами, как правило, являются известняки, хотя известны крупные месторождения эндоскарнов. Для шеелитовых месторождений характерен пироксен-гранатовый состав скарнов с отсутствием или резко ограниченным количеством магнетита и гематита. Вольфрам связан в форме шеелита, к которому необычайно редко и в очень малых дозах присоединяется вольфрамит. Иногда скарны поражаются более поздней сульфидной минерализацией. В качестве примеров кратко описываются два месторождения Средней Азии: Лянгар и Чарух-Дайрон.

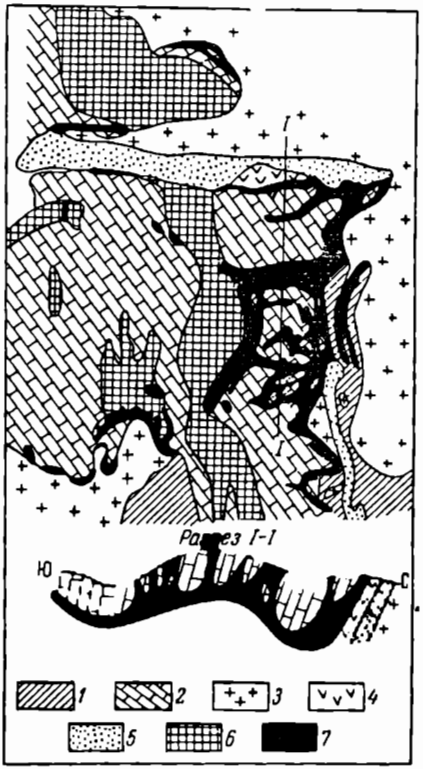


Рис. 84. Схема геологического строения Центрального и Северного участков скарнового месторождения Лянгар. По *Х. Абдуллаеву*.

1 — сланцы; *2* — известняки; *3* — адамеллиты; *4* — тоналиты; *5* — гранит-аплиты; *6* — известково-силикатные роговики; *7* — скарны

Л я н г а р. Геологическую основу этого месторождения составляет мощная толща нижнепалеозойских сланцев и известняков, собранная в крупную антиклинальную складку, прорванную верхнепалеозойскими гранитоидами. Центральная часть последних сложена биотитовыми гранитами, периферическая — кварцевыми диоритами ассимиляционного происхождения, прорванными дайками и мелкими штоками аплитовидного гранита. Вследствие термального контактового воздействия гранитоидов сланцы превращены в роговики, а известняки — в мраморы. При этом по ближайшему ореолу гранитоидов среди известняков возникла зона светлых известково-силикатных пород, состоящих в основном из пироксена, граната, везувиана, волластонита. Вслед за ними были сформированы пироксен-гранатовые скарны с шеелитом. В их состав кроме перечисленных входит около 70 других минералов, таких, как роговая обманка, полевой шпат, эпидот, кварц, кальцит, флюорит, а также различные сульфиды, самородные висмут и золото.

Главная масса шеелита накапливалась в виде выделений по незамещенному (остаточному) кальциту среди пироксен-гранатовых пород в период их гидратного разложения, соответствующего уралитизации пироксенов. Шеелитоносные скарны Лянгара образуют сложные по очертаниям залежи, морфология которых обусловлена извилистой поверхностью контакта гранитоидов с осадочными породами, слоистостью и тектонической трещиноватостью последних (рис. 84).

Ч а р у х - Д а й р о н. Это месторождение интересно тем, что оно находится среди гранодиоритов на расстоянии в несколько километров от контакта с прорываемыми ими верхнепалеозойскими эффузивами. Шеелитоносные скарны образуют протяженное жилообразное тело, вытянутое вдоль тектонического разлома и оперяющих его трещин среди адамеллитов (рис. 85). Они образованы

вследствие метасоматического замещения последних. В поперечном сечении рудной залежи от ее оси к периферии выделяются следующие зоны:

1) скарны преимущественно скаполит-гранатового состава с шеелитом и другими минералами (пироксен, скаполит, амфибол, эпидот, альбит, хлорит, цеолиты, кварц, кальцит, барит, флюорит, магнетит, халькопирит, галенит и др.);

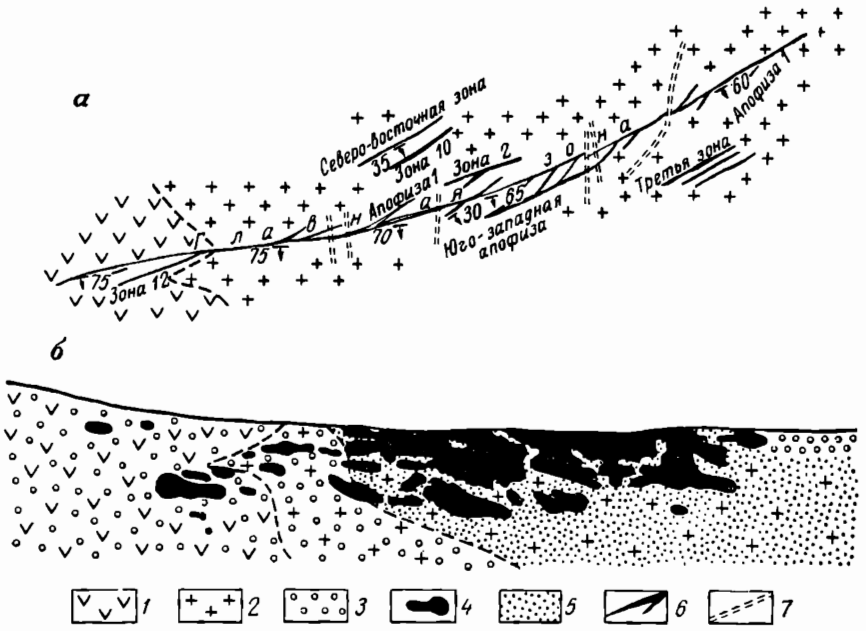


Рис. 85. Схема строения скарнового месторождения Чарух-Дайроп. По *Б. Кристальному.*

а — план, *б* — продольный профиль.
1 — монцониты; *2* — адамеллиты; *3* — преимущественная скаполитизация; *4* — скарново-рудные тела; *5* — преимущественная альбитизация; *6* — рудная зона; *7* — тектонические разрывы

2) альбитизированный адамеллит, характеризующийся развитием натрового плагиоклаза по более основным плагиоклазам, калиевому полевому шпату и темноцветным минералам;

3) каолинизированный адамеллит, полевые шпаты которого в той или иной степени замещены каолином;

4) неизмененный адамеллит с плагиоклазом андезитового состава, содержащий от 2 до 6 вес. % CaO. Большинство исследователей этого месторождения считают, что кальций, необходимый для формирования силикатов и шеелита, заимствовался из основных плагиоклазов при их замещении альбитом. Отложение шеелита происходило после образования силикатов скарнов при их уралитизации и эпидотизации.

Молибденовые месторождения. Скарновые месторождения молибдена встречаются редко. Среди них выделяются молибденитовые месторождения типа Азегур в Марокко, Янцзы-Чжанзы в Китае, Кайманес в Чили, Шарифабад в Иране, а также комплексные шеелит-молибденитовые месторождения типа Тырныауза на Кавказе, Куихаба и др. в Бразилии, Тахталыдаг в Турции и др. В отличие от шеелитовых скарновых месторождений, локализующихся близ умеренно

кислых гранитоидов, скарновые месторождения молибденовых руд нередко ассоциированы с нормальными и даже крайне кислыми лейкократовыми гранитами. Примером их может служить месторождение Тырныауз.

Тырныауз. Площадь месторождения сложена сильно метаморфизованными известняками, сланцами и песчаниками палеозоя и юры, собранными в систему широтных складок. Основу достаточно сложной геологической структуры Тырныауза составляет антиклиналь, соседствующая на юге с синклинальной складкой. В их строении принимают участие две толщи пород — нижняя, сложенная палеозойскими мраморизованными известняками, и верхняя, состоящая из сланцев, превращенных на ранней стадии контактового метаморфизма в пироксеновые роговики. Известняки образуют ядро антиклинали и крылья синклинали, а перекрывающие их роговики формируют ядро синклинали и крылья антиклинальной складки. Складки осложнены продольными сбросами и прорваны массивом мезозойских гранитов, с которыми связывается образование месторождения.

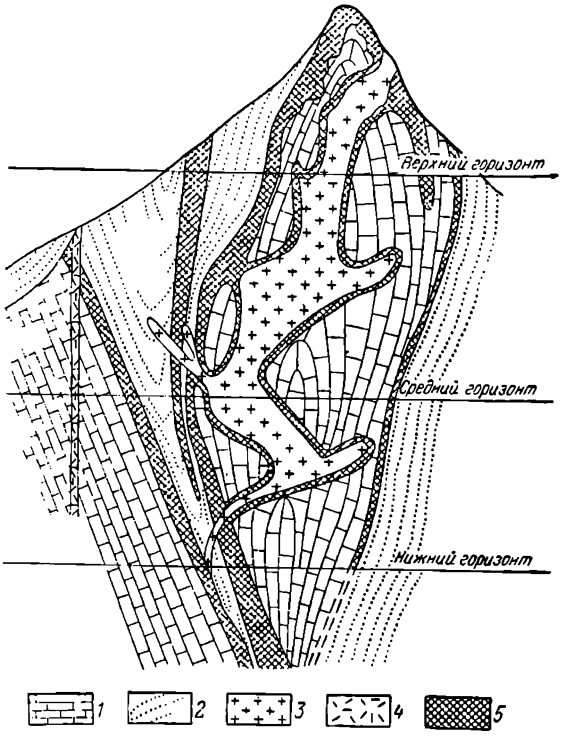


Рис. 86. Схематический поперечный разрез скарнового месторождения Тырныауз. По *А. Пэку* (в интерпретации автора).

1 — мраморизованные известняки; *2* — биотитовые роговики; *3* — лейкократовые гранитоиды; *4* — липариты; *5* — скарны

После создания месторождения (в третичное время) внедрились штоки и дайки липаритов.

По контакту гранитов и известняков проходит лишь тонкая скарновая оторочка. Главная масса скарнов приурочена к контакту роговиков и известняков. Следуя складчатой структуре месторождения, пластообразная залежь скарнов повторяет контуры антиклинальной складки, образует мощный раздув в ее шарнире и распространяется на крылья синклинали (рис. 86). С пироксен-гранатовыми скарнами тесно ассоциируется вольфрамовое оруденение, представленное шеелитом. Более позднее молибденовое оруденение связано с волной окварцевания, охватившей как скарны, так и часть площади роговиков. Молибденовое оруденение представлено молибденитом, а также молибдошеелитом, в котором шестивалентный молибден частично замещает вольфрам.

Свинцово-цинковые месторождения. Скарновые месторождения свинцово-цинковых руд довольно часто встречаются как в нашей стране, так и за рубежом. На территории СССР они известны на Дальнем Востоке в хр. Сихотэ-Алинь (группа Тетюхе), в Центральном Казахстане (Кызыл-Эспе, Аксоран и др.), Средней Азии в горах Карамазар (Алтын-Топкан, Кансай и др.). Из заграничных можно упомянуть месторождения Лоуренс (штат Нью-Йорк),

Бангем (штат Юта), Центральное (штат Нью-Мексико), Косо (штат Калифорния) и др. в США; Трепча в Югославии; Эль Потоси, Сан-Франциско, Парокия и др. в Мексике; Агилар в Аргентине; Равандж в Иране; Акдаг в Турции; Калай Асад в Афганистане; Тембушань, Сункушань и др. в Китае; Кампона в Японии; Аммаберг в Швеции.

Изверженные породы, с которыми связаны скарновые свинцово-цинковые месторождения, отличаются своим резко выраженным гипабиссальным обликом

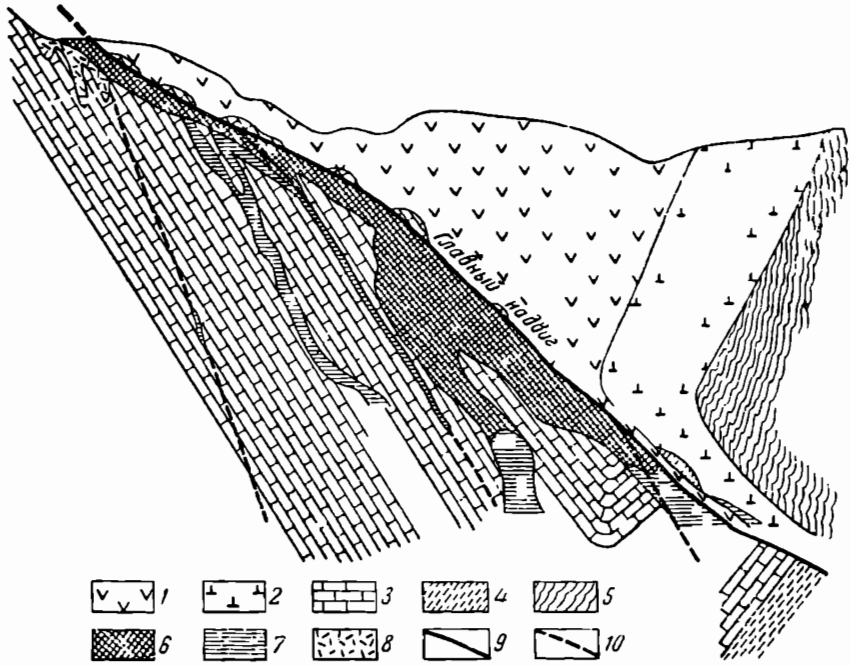


Рис. 87. Схематический поперечный разрез скарнового месторождения Верхнее. По *И. Томсону* и *Н. Мозговой*.

1 — кварцевые порфиры; *2* — андезиты; *3* — известняки; *4* — сланцы и песчаники; *5* — кремнистые сланцы; *6* — скарны; *7* — проекции скарнов; *8* — окисленная цинковая руда; *9* — разлом; *10* — предполагаемые разломы

и порфировой структурой. Среди них распространены гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, кварцевые порфиры. Вмещающие породы, как правило, сложены известняками. Главными рудными минералами являются галенит и сфалерит (обычно состава марматита). Они ассоциированы с кварцем, карбонатами, баритом и другими сульфидами, среди которых наиболее распространены пирротин, арсенопирит, халькопирит, пирит, а также блеклые руды, станнин, аргентит, висмутин и другие минералы. Вся эта ассоциация гидротермального парагенезиса формировалась на заключительной стадии образования месторождений близкоодновременно с гидратным разложением ранее выделившегося гранат-пироксенового минерального комплекса, в процессе которого развиваются роговые обманки, хлорит, эпидот, серицит, каолин.

В качестве примеров этих месторождений приводятся краткие сведения о месторождениях Верхнем из группы Тетюхе на Дальнем Востоке, Алтын-Топкан в Средней Азии и о месторождении на о. Франклин в штате Нью-Джерси в США.

Верхнее. Это месторождение Дальнего Востока входит в группу Тетюхе. Оно интересно тем, что приурочено не к магматическому, а к тектоническому контакту между триасовыми известняками и надвинутыми на них до формирования скарново-рудной залежи верхнемеловыми кварцевыми порфирами. Рудная залежь на самых верхних горизонтах состоит из трех ветвящихся труб, книзу сливающихся в одно мощное трубообразное тело с двумя отходящими от него крупными апофизами (рис. 87). Руда сложена манганегеденбергитом, аксинитом, гранатом, ильваитом, эпидотом, цоизитом, кварцем, кальцитом и рудными минералами, среди которых главными являются сфалерит, галенит, пирротин, халькопирит, а второстепенными — арсенопирит, пирит, марказит, магнетит. Для руд этого месторождения характерны крупные пустоты «продушины», обрамленные сноповидными агрегатами геденбергита и инкрустированные корками и кристаллическими щетками рудообразующих минералов.

Алтын-Топкан. Это месторождение приурочено к длительно развивавшейся зоне тектонического разлома между гранитоидами верхнего палеозоя и карбонатными породами верхнедевонского — нижнекаменноугольного возраста. Вдоль этой зоны внедрялась серия штоков и даек состава гранодиорит-порфира, затем гранит-порфира и, наконец, диабазового порфирита, вслед за которыми сформировались скарново-рудные залежи. Последние имеют форму сложных ветвящихся трубообразных тел, располагающихся вдоль контакта изверженных и карбонатных пород, а также внутри последних (рис. 88). Руда состоит из гранат-пироксенового скарна ранней генерации, преобразованного позднее в кварц-эпидотовую и кварц-эпидот-хлоритовую породу с сульфидами. Среди последних главными являются пирит, сфалерит, галенит и халькопирит; реже встречаются тетраэдрит, гематит и магнетит.

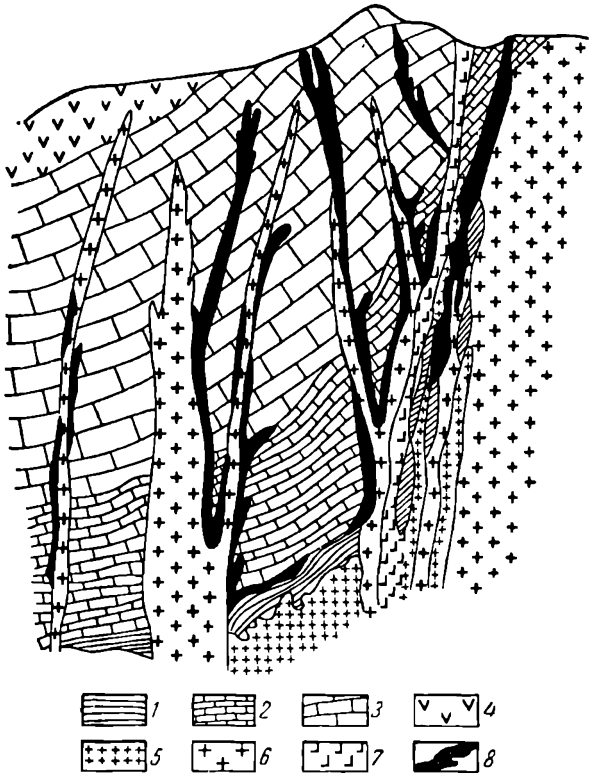


Рис. 88. Схематический поперечный разрез скарнового месторождения Алтын-Топкан. По *А. Амирасланову.*

1 — эффузивно-осадочные породы; *2* — доломиты; *3* — известняки; *4* — туфы; *5* — гранодиориты; *6* — гранодиорит-порфиры; *7* — гранит-порфиры; *8* — скарново-рудные тела

Франклин. Месторождение о. Франклин (штат Нью-Джерси, США) так же, как и соседнее с ним сходное месторождение Стерлинг, залегает среди мраморизованных известняков древней докембрийской, сильно метаморфизованной и интенсивно дислоцированной толщи пород. Сложные пластообразные рудные тела повторяют изгибы сильно смятых вмещающих пород. Руды этих

месторождений в основном цинковые. Они отличаются своеобразным минеральным составом. Цинковые минералы представлены в них франклинитом (комплексный окисел железа, марганца и цинка), виллемитом (силикат цинка) и цинкитом (окисел цинка) и лишь в незначительной степени сфалеритом, находящимся в ассоциации с пироксеном, гранатом, цинксодержащим амфиболом, тефроитом, родонитом, скаполитом, шпинелью, апатитом, флюоритом, арсенопиритом, халькопиритом и галенитом. Некоторые геологи предполагают, что такие оригинальные особенности минерального состава руд этих месторождений обусловлены древним окислением ранее существовавшей сульфидной массы с последующим региональным метаморфизмом окисленных руд.

Золотые месторождения. Скарновые месторождения золотых руд до сих пор не играли существенной роли в балансе добычи этого металла ни в СССР, ни в мире. Большинство известных месторождений этого типа незначительны по их размерам. В Советском Союзе к ним принадлежат Ольховское, Осиновское, Чибижек в Красноярском крае, Акташ в Северной Киргизии, Синюхинское в Горном Алтае, Лебедское в Горной Шории и некоторые другие. За границей могут быть указаны месторождения Кейбл, Элкхорн, Спринг Хилл в Монтане, Оурей в Колорадо (США), Санта Фе в Мексике. Месторождение Минас-Жерайс в Бразилии содержит палладистое золото. В Корейской Народно-Демократической Республике известно довольно крупное месторождение Суйан золотых, медных и висмутовых руд в магнезиальных скарнах с людвигитом и котоитом. К магнезиальным же принадлежат скарновые месторождения золота Натальевское в Мариинской тайге и Тардонское в Туве. Обычно эти месторождения относятся к нормальным известковым скарнам гранат-пироксенового состава, с наложенным на них гидратным преобразованием, сопровождающимся выделением сульфидов, в том числе золотосодержащих. Золото чаще всего связано с пиритом.

Оловянные месторождения. Оловоносные скарны относятся к категории редких месторождений. К ним принадлежит Питкяранта в Карелии, мелкие месторождения Средней Азии, Дальнего Востока, Якутии, Забайкалья и Кавказа. Они известны в Рудных горах ГДР, Китае, Тоскане (Италия), на юго-западе Африки, в Сюарде (Аляска); наиболее значительные оловянные месторождения в скарнах находятся в Параке (Малайзия).

Питкяранта. Это месторождение приурочено к сложной складчатой структуре, в пределах которой купола архейских гранито-гнейсов обрамляются известняково-сланцевой толщей нижнего протерозоя. В строении этой толщи общей мощностью от 100 до 300 м принимают участие слюдяные сланцы, роговообманковые сланцы и амфиболиты с тремя горизонтами известняков: нижним (2—14 м), средним (2—8 м) и верхним (5—15 м).

Архейские и протерозойские породы прорваны протерозойскими гранитами рапакиви, контакт которых пересекает несколько раз слои известняков, собранных в сложный пучок складок. В связи с этим на площади месторождения известно несколько залежей скарнов, приуроченных к месту пересечения известняковых горизонтов гранитами, обычно осложненных трещинными деформациями. Скарны образуют пластообразные залежи, линзы и штокверковые зоны. В составе скарнов выделяются три генерации минералов: 1) известково-силикатная группа, в состав которой входят диопсид, гранат, везувиан-гумит, норбергит, хондродит; 2) более поздняя группа гидратного метасоматоза, состоящая из слюд, амфиболов, хлорита, эпидота, серпентина, флюорита, кальцита; 3) ассоциация сульфидов и связанных с ними минералов, среди которых известны пирит, пирротин, халькопирит, молибденит, арсенопирит,

Урановые и ториевые месторождения. Промышленные скопления урановой и ториевой руды в скарнах редки. Они известны в Австралии, Канаде (Банкрофт), США, на Мадагаскаре (Форт Дофин), в Швеции (Вильгельм). Примером их может служить месторождение Мери Кетлин в Северо-Западном Квинсленде (Австралия).

Мери Кетлин. Район месторождения сложен нижнепротерозойскими метаморфическими породами серии Корелла Бедс, образующими синклинальную складку, разбитую частыми и крупными сбросами.

В состав этой серии входят кварциты, эффузивы основного состава, гранулиты и известковистые гранулиты. Они прорваны гранито-гнейсами, гранитами, порфиритами и дайками долеритов. Скарны образовались в пачке известковистых гранулитов в связи с гранитной интрузией (рис. 89). В их состав входят диопсид, гранат (андрадит, альмандин), скаполит, микроклин и альбит. Рудная минерализация контролируется системой тектонических трещин среди скарнов. Оруденение представлено массивными сульфидными скоплениями, состоящими из пирита, пирротина, халькопирита, содержащими вкрапленность молибденита, пентландита, галенита, уранинита, ортита, стилуэлита, кариоцерита, ранкита и апатита.

Борные месторождения. Месторождения бора в скарнах приурочены исключительно к их магнезиальным разновидностям. К ним относятся некоторые скарновые месторождения СССР, Болгарии, Чехословакии, Румынии, США, Франции, Перу, Малайзии.

Вмещающими породами этих месторождений обычно являются доломиты, реже магнезиты, иногда известковистые доломиты, перемежающиеся с пачками пород иного состава осадочного или вулканогенно-осадочного происхождения. Изверженные породы, в контакте с которыми формируются боросные скарны, довольно разнообразны. Среди них преобладают гранодиориты и граниты, встречаются кварцевые порфиры, диориты, реже сиениты и монцониты, а в единичных случаях отмечены габбро, габбро-пироксениты и пироксениты. В их краевых частях нередко находятся породы повышенной щелочности.

Линзообразные, пластообразные и иной более сложной формы залежи боросных магнезиальных скарнов имеют зональное строение. Состав и последовательность в размещении скарновых зон зависят от состава интрузивов и глубины формирования месторождений. Первоначальная метасоматическая зональность осложняется при наложении на нее продуктов последующей минерализации, с которой связывается борное оруденение, в некоторых случаях ассоцированное с сульфидами, иногда без них. При этом бораты, как правило, сосредоточиваются в зонах шпинель-пироксенового и кальцифирового состава. Иногда магнезиальные скарны вместе с боратами в той или иной степени замещаются минеральными комплексами известковых скарнов.

По составу борных минералов и особенностям их локализации в магнезиальных скарнах Л. Шабынин выделяет четыре типа месторождений: котоитовый, людвигитовый, суанитовый и флюооратовый.

В месторождениях первого типа борная минерализация связана с котоитом $Mg_3[BO_3]_2$; железная руда в них отсутствует.

В месторождениях второго типа ведущим борным минералом является людвигит $(Mg, Fe^{2+})_2Fe^{3+}[BO_3]O_2$, обычно находящийся в тесной ассоциации с магнетитом.

В месторождениях третьего типа бор входит в состав суанита $Mg_2[B_2O_5]$, обычно существенно замещенного ссайбелиитом (ашаритом) $Mg[BO_2](OH)$.

В месторождениях четвертого типа бор локализован в флюоборите $Mg_3[BO_3][F, OH]_3$.

Примером этих месторождений может служить кратко описанное ниже месторождение в Сибири.

Сибирское месторождение сложено архейскими метаморфическими породами, разделяющимися на три горизонта. Подрудный горизонт слагают роговообманковые, роговообманково-биотитовые, диопсид-амфиболовые гнейсы и сланцы.

Продуктивный горизонт со скарнами состоит из доломитовых пород (кальцифиров и мраморов), перемежающихся с диопсид-роговообманковыми, силлиманит-биотитовыми, биотит-графитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами.

Надрудный горизонт образуют силлиманитовые, силлиманит-турмалиновые и турмалиновые кварциты, роговообманково-диопсид-плагиоклазовые кристаллические сланцы и биотит-роговообманковые гнейсы.

Весь этот комплекс пород собран в синклинальную складку, ось которой полого погружается к юго-востоку. Древняя складчатая структура прорвана молодыми верхнеюрскими сиенит-порфирами, гранитами и гранит-пегматитами (рис. 90). Скарны сформировались по линзам доломитов, на их контакте с силикатными породами — кварцитами, гнейсами, кристаллическими сланцами и гранитоидами. Они имеют обычно следующее зональное сложение (от доломитов к силикатным породам): 1) доломитовый мрамор (или кальцифир); 2) оливиновый скарн (± шпинель, диопсид, флогопит), отчасти замещенный клиноцоизитом или серпентином; 3) диопсидовый или пироксеновый скарн (± шпинель, флогопит, паргасит); 4) флогопитовый скарн (± пироксен); 5) роговообманковый скарн; 6) околоскарновая порода пироксен-полевошпатового или пироксен-скаполитового состава; 7) граниты, гнейсы, сланцы. В скарнах Сибирского месторождения сконцентрированы значительные залежи магнетитовой руды, образующие тела пластообразной и линзовидной формы. Часть этих залежей относится к комплексным борно-железным рудам. Ведущий первичный борат людвигит и развивающиеся по нему вторичные минералы входят в ассоциацию с магнетитом, оливином и флогопитом.

Одни исследователи (Д. Коржинский, Л. Шабынин) относят железорудные борсодержащие месторождения к скарновым контактово-метасоматическим образованиям. Другие геологи (В. Перваго, Л. Пустовалов, Д. Сердюченко и др.) считают, что рудные тела этих месторождений образованы в результате регионального метаморфизма осадков, богатых железом, а местами и бором, а метасоматические процессы лишь в некоторых участках обусловили местное переотложение железа и бора.

Прочие месторождения. Из нерудных полезных ископаемых в скарнах известны месторождения флогопита, графита, хризотил-асбеста и талька.

Месторождения флогопита в магнезиальных скарнах известны, в докембрийских толщах Алдана, Прибайкалья, Памира (СССР), в Канаде, Шри Ланка и в других местах. Они возникли на заключительном этапе скарнообразования вследствие флогопитизации прежде образованных шпинель-пироксеновых и шпинель-форстеритовых масс.

Скопления графита в скарнах обычно представляют собой продукты термического преобразования органического и битуминозного вещества. Согласно П. Татаринову, при диссоциации известняков в зоне контакта выделяется в значительном количестве углекислота, которая, реагируя с водородом, выносимым из магмы, дает воду и углерод, кристаллизующийся в виде чешуек,

встречающихся в скарнах. Иногда графит образует значительные скопления, приобретающие промышленные значения, например в Нуратинском хребте Средней Азии, в Ботогole Восточного Саяна, в Мэдоке в Канаде.

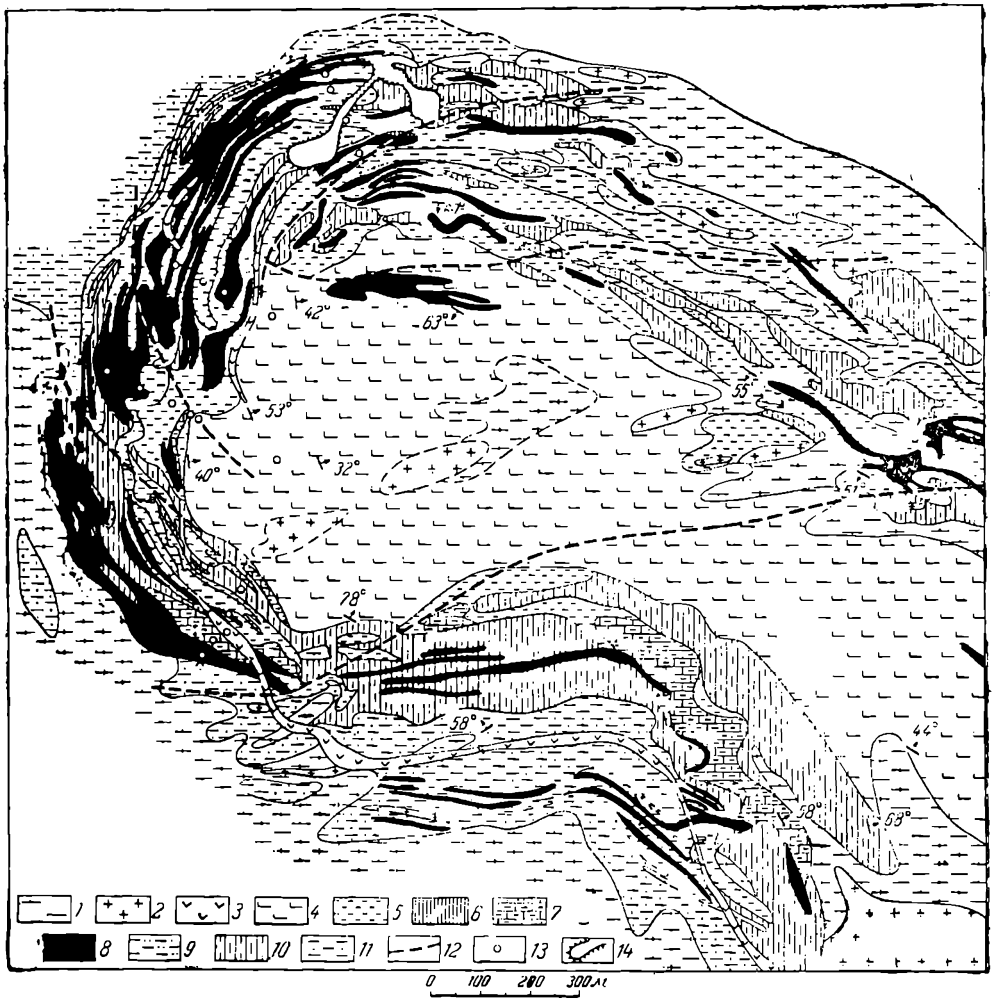


Рис. 90. Схема геологического строения Сибирского месторождения. По *А. Пухареву.*

1 — мигматиты архейских метаморфических пород; *2* — граниты аляскитовые и биотит-диопсидовые, гранит-пегматиты и пегматиты; *3* — верхнеюрские сиенит-порфиры; *4* — кварциты и парагнейсы силлиманитовые, биотит-силлиманитовые с турмалином и кордиеритом; *5* — диопсидовые, диопсид-флогопитовые, серпентиновые (апофорстеритовые) и флогопитовые магнезиальные скарны; *6* — полевошпатовые сланцы с диопсидом, флогопитом, роговой обманкой, турмалином, местами с кварцем (околоскарновые породы); *7* — кальцифиры и доломитовые мраморы; *8* — магнетитовые руды — массивные, полосчатые, вкрапленные; *9* — гнейсы силлиманитовые, силлиманит-биотитовые, биотит-графитовые, биотит-турмалиновые и др.; *10* — гнейсы биотит-амфиболовые, амфибол-пироксеновые; *11* — пироксеновые, пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы; *12* — тектонические нарушения; *13* — буровые скважины, *14* — отвал

Месторождения хризотил-асбеста и талька развиваются в контактовых ореолах гранитоидных интрузий среди доломитов, иногда образуя промышленные месторождения минерального сырья. Хризотил-асбестовые месторождения такого генезиса известны в Западной Сибири, Аризоне (США),

Трансваале (Африка), а тальковые — в Оноте (Восточный Саян), Мэдоке (Канада) и Диллоне (шт. Монтана, США).

Кроме того, известны скарновые месторождения бария в виде скоплений витерита $BaCO_3$, например в Эль Порталь в Калифорнии, а также пьезокварца на Дальнем Востоке.

В контактовых роговиках, образованных за счет богатых глиноземом глинистых сланцев или кислых эффузивов, могут возникнуть скопления простых минералов глинозема. Среди них выделяются месторождения андалузита $Al_2[SiO_4]O$, формирующиеся при отсутствии значительных тектонических напряжений, а также силлиманита $Al[AlSiO_5]$ и кианита $Al_2[SiO_4]O$, образующихся в обстановке значительных тектонических напряжений. Привнос щелочей вызывает образование слюды, изредка корунда, в том числе рубина и сапфира (Восточный Афганистан). Иногда при этих условиях формируются скопления лазурита, известные, например, в Сере-и-Саиге на Гиндукуше (Восточный Афганистан).

Присутствие во вмещающих породах магния может привести к образованию молекул энстатита, которые, реагируя с андалузитовыми молекулами, образуют кордиерит. В результате возникают слюдяные, андалузитовые, кордиеритовые, силлиманитовые и другие роговики. Представителями их могут служить андалузит-корундовые роговики месторождения Семизбугы в Казахстане, андалузитовые роговики Северного Кавказа, Закавказья, Уайт-Маунтин в Калифорнии, США и др.

Скарны и руды. Комплексы ценных минералов обычно выделяются в один из моментов длительной истории формирования скарнов. Х. Абдуллаев по характеру взаимоотношения оруденения со всеми остальными ассоциациями выделяет три типа скарновых месторождений.

Тип одновременного оруденения, характеризующийся накоплением ценных минералов в период образования пироксен-гранатовой ассоциации. К нему относятся некоторые магнетитовые, боратовые и графитовые месторождения, где контуры рудных тел совпадают или близки к контурам залежей скарнов.

Тип сопутствующего оруденения, когда отложение ценных минералов непосредственно сменяет формирование известково-силикатных минеральных комплексов. К нему относятся некоторые магнетитовые, боратовые и вольфрамовые месторождения. При этих условиях рудные тела могут занимать лишь часть объема скарнированных пород.

Тип наложенного оруденения, когда накопление ценных минералов связано с более поздней стадией, продукты которой отчетливо накладываются на известково-силикатную минеральную ассоциацию. К нему принадлежит большинство месторождений кобальта, меди, молибдена, свинца, цинка, золота, олова, тория, урана, а также часть месторождений вольфрама в скарнах. В таких месторождениях скарны являются вмещающими породами. Контуры рудных тел при этом не совпадают с очертаниями скарновых залежей, частично перекрывают их, выходя во вмещающие породы.

По мере перехода от первого к третьему этапу рудоносности скарнов возрастает роль петрографического контроля оруденения: в определенных зонах ранее образованных скарнов накапливаются ценные минералы. В локализации оруденения увеличивается значение различных тектонических деформаций, открывающих пути для сопутствующей и накладывающейся минерализации.

Е. Карпова и А. Ивашенцев отмечают наличие следующей связи между составом главных скарнообразующих минералов и оруденением. С гранатами

андрадитового состава чаще встречаются железное, полиметаллическое, железо-кобальтовое и, возможно, бериллиевое оруденение, с гранатами андрадит-гроссулярового состава — преимущественно медное и частично вольфрамовое. С гранатами, в составе которых преобладает молекула гроссуляра, связана главная масса вольфрамового оруденения. Отмечено, что все виды оруденения в скарнах, кроме магнетитового, связаны в основном с анизотропными (аномальными) гранатами. Железистые разновидности пироксенов с высоким содержанием геденбергитовой молекулы характерны для магнетитовых скарнов, а высокая марганцовистость пироксена, принадлежащего к манган-геденбергиту, благоприятна для нахождения скарнов с полиметаллической рудой. Широкое проявление гидратного преобразования ранних генераций скарнообразующих минералов с формированием роговых обманок, хлорита, эпидота обычно связано с накоплением в скарнах руд кобальта, меди, молибдена, свинца, цинка, золота, олова, урана, отчасти железа и вольфрама.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Скарновые месторождения формируются в результате комбинированного действия тепла интрузий и горячих минерализованных газоводных растворов.

Обзор исследования температуры внутри и вблизи интрузий приведен в работе Т. Ловеринга (1958 г.). Наиболее обстоятельный анализ развития температурных полей вокруг остывающего интрузива произвел Д. Казанли. Исходя из начальной температуры расплава 1300° С, скрытой теплоты плавления гранита 60 кал, теплопроводности $4 \cdot 10^{-3}$, теплоемкости 0,3 и линейного распределения температур, автор вывел кривые и уравнения температуры прогретых пород в зависимости от размеров интрузива, расстояния от его контакта и времени. Из этих графиков, в частности, следует, что вмещающие породы приконтактовой зоны значительных интрузивов на расстоянии до 200 м за 1000 лет прогреваются до 250°, а за 50 тыс. лет — до 600° С. По данным Ф. Шипулина, прогрев, вероятно, осуществляется быстрее, так как расчеты не учитывают влияния термодиффузионных и диффузионных потоков тепла.

На заре исследования скарнов считали, что они являются продуктом непосредственного воздействия раскаленных магматических расплавов на окружающие породы. Позднее повсеместно было установлено, что скарны развиваются не только в породах, прилегающих к интрузивам, но и в них самих, замещая периферические участки изверженных пород. Стало ясно, что они формируются в приконтактовых зонах, как правило, в значительной степени или полностью раскристаллизованных массивов. Воздействие таких массивов на окружающие породы двойственное. С одной стороны, они прогревают эти породы, вызывая их перекристаллизацию. В результате вокруг интрузивов возникают более или менее непрерывные ореолы пород, претерпевших термальный метаморфизм. При этом образуются: за счет сланцев разные контактовые роговики, по песчаникам — кварциты, по известнякам — мраморы. С другой стороны, при выделении летучих из периферии интрузива или его глубинных частей происходят метасоматические процессы с образованием в пределах этого ореола локальных скарновых тел, положение которых контролируется тектоническими деформациями; общее протяжение их составляет не более десятой части периметра интрузива. Соотношение между продуктами термального и метасоматического метаморфизма в ореолах интрузивов сводится к следующему.

1. Термально метаморфизованные породы формируются в основном при перекристаллизации окружающих пород без существенного привноса новых веществ, а метасоматические породы (скарны) образуются вследствие воздействия на вмещающие породы привносимых химических соединений.

2. Термально метаморфизованные породы формируются на ранних стадиях внедрения и застывания интрузивов, образуя непрерывный ореол, а скарны обычно создаются позднее в виде локальных залежей.

3. Термально метаморфизованные породы возникают при остывании интрузивов на любой глубине и при любых давлениях, а скарны могут появиться лишь на сравнительно небольшой глубине, где внутреннее давление, развиваемое летучими соединениями остывающего интрузива, в состоянии преодолеть внешнее давление налегающих на него пород.

Почти все исследователи отмечают приуроченность скарнов к гипабиссальным интрузивам и отсутствие их в связи с абиссальными изверженными породами. Глубина формирования интрузий в районе Осло, по В. Гольдшмидту, не превышает 1500 м. По В. Линдгрену, интрузии и скарновые месторождения штата Нью-Мексико формировались на глубине 650—1000 м и лишь изредка до 2500 м; известны случаи образования скарнов на глубине 300 м. По Е. Карповой и А. Ивашенцеву, большинство скарнообразующих интрузий Средней Азии застывало на глубине 1000—2000 м. Скарновые месторождения Северного и Среднего Урала, по данным Л. Овчинникова, формировались на глубине 1200—1500 м. Петрологические исследования скарнов Турьинского месторождения, выполненные Д. Коржинским, также показали, что разложение амфиболов с образованием ассоциации талька с кальцитом может быть связано исключительно с малой глубиной их формирования. Вместе с тем Р. Слободской указывает на скарны Усть-Чуйского плутона, застывшего на глубине 5—8 км.

Горными выработками и буровыми скважинами скарновые месторождения Урала, Средней Азии и Кавказа прослежены на глубину до 1200 м; с учетом эродированой части вертикальный размах скарнового оруденения на Сарбайском и Соколовском месторождениях Урала оценивается Н. Руденко в 4000 м.

В. Жариков, исходя из расчетных данных о предельных температурах устойчивости кальциевых силикатов, считает возможным образование известковых скарнов до глубины 12—15 км, а магнезиальных — даже до глубины 30—40 км. Вероятно, эти глубины не типичны и оптимальный диапазон формирования скарновых месторождений лежит в пределах 500—2000 м.

Большинство скарновых месторождений формировалось в широком интервале температур при их скачкообразном снижении от начала до конца процесса. П. Пилипенко на основе анализа минеральных парагенезисов считает, что скарны образуются при температурах от 1200 до 250° С. Однако, по мнению большинства исследователей, начальная температура скарнообразования была ниже и не превышала 900° С, а конечная температура могла опускаться до минимальной гидротермальной 100—50° С.

Опорные данные для температурной градуировки процесса скарнообразования сводятся к следующему.

Температура синтеза главнейших скарнообразующих минералов при высоком потенциале кальция и при участии легкорастворимых солей, по данным Д. Калинина, лежит в пределах: 1) для андрадита и гроссуляра 950—225° С; 2) диопсида, тремолита и волластонита 350° С; 3) геденбергита 320° С. Эксперименты В. Соловьева и Х. Мервина по нагреву гранатов ограничивают верхнюю температуру их выделения 850—750°, при которой двупреломляющие гранаты, свойственные скарнам, трансформируются в изотропные.

В. Жариков по сводным диаграммам, построенным на основании экспериментальных данных и расчетов плавления силикатных пород, реакций образования некоторых силикатов, температур дегидратации водных силикатов, температур диссоциации карбонатов и полей равновесия скарнообразующих силикатов, установил четыре температурные фации скарнов: 1) волластонит-плагиоклазовую (900—750° С); 2) пироксен-гранатовую (800—500° С); 3) гранат-эпидотовую (500—450° С); 4) пироксен-эпидотовую (около 400° С).

А. Заварицкий приводит данные В. Штирнеманна об экспериментальном образовании магнетита при температуре 550° С, а пластинчатого гематита при 320° С. В скарнах некоторых месторождений, например Лянгара в Средней Азии и Питкяранты в Карелии, известен самородный висмут, формирующийся при температуре ниже 270° С. Исследование газово-жидких включений в минералах скарнов по способу их гомогенизации при нагревании свидетельствует о выделении этих минералов при температурах приблизительно от 510 до 70° С (см. рис. 23).

Существуют две основные гипотезы образования скарнов и скарновых месторождений: инфильтрационно-диффузионная, развиваемая Д. Коржинским и его последователями, и стадийная, наиболее глубоко изученная П. Пилипенко.

Инфильтрационно-диффузионная гипотеза Д. Коржинского. Вначале при изучении скарнов Турьинских медных рудников на Урале Д. Коржинский для объяснения условий формирования скарновых залежей выдвинул идею б и м е т а с о м а т о з а, которая заключается в следующем. По обе стороны разогретого контакта силикатных пород — гранитоидов и карбонатных пород — известняков, в горячем водном растворе, пропитывающем эти породы, возникает резко неравновесная химическая система. С одной ее стороны в растворе будут находиться элементы, свойственные карбонатной среде, а с другой — силикатным породам. В связи с этим должно происходить выравнивание состава раствора с встречным диффузионным оттоком элементов из области их высокой концентрации в зону пониженной концентрации. На фронтах такого диффузионного проникновения будут происходить обменные реакции как между соединениями раствора, так и между ними и породообразующими минералами. При этом формируются соединения, в состав которых входят элементы как силикатных, так и карбонатных пород, т. е. известково-силикатные минералы скарнов. Детали такого процесса были подтверждены экспериментами Л. Овчинникова (1961), который установил, что при соприкосновении расплава базальта с куском известняка происходит интенсивное химическое взаимодействие с образованием биметасоматических реакционных зон. В известняк в значительных количествах диффундируют кремний, алюминий, магний, натрий, калий, а в базальт — кальций, содержание которого повышается здесь в 2,5 раза. При этом из базальта мигрирует железо, обособления которого в известняке моделируют образование железорудных тел. Перемещение вещества из базальтового расплава в известняк происходит дифференцированно с различной скоростью для разных элементов.

При разной степени подвижности диффундирующих элементов снижение их концентрации в растворе по направлению к фронту диффузии будет происходить с различной скоростью, обусловливая зональный порядок размещения минеральных парагенезисов скарнов. По степени подвижности все элементы, входящие в состав силикатной и карбонатной пород, разделяются на четыре группы.

К первой группе наиболее подвижных соединений относится вода, подвижность которой не зависит от состава наполняемых ею пород и возрастает с увели-

чением температуры. К этой же группе принадлежит углекислота, подвижность которой возрастает с глубиной (с увеличением давления).

Ко второй группе вполне подвижных элементов при всех условиях относятся сера, хлор, калий и натрий.

К третьей группе элементов, вполне подвижных лишь при интенсивном метасоматозе, принадлежат кислород, кремний, кальций, магний и железо. Их относительная подвижность сильно зависит от условий температуры, давления и состава пород. Например, подвижность кремнезема и кальция возрастает со снижением температуры, а подвижность железа падает.

К четвертой группе относятся наименее подвижные, инертные элементы — фосфор, титан и алюминий.

Следовательно, соотношение в относительной подвижности различных элементов изменяется в зависимости от температуры процесса. В начальную стадию при высокой температуре создаются резко различные концентрации, с одной стороны, кальция карбонатных пород, а с другой — кремния и алюминия изверженных пород. Общий парагенезис устойчивых минералов скарнов в эту стадию определяется только этими тремя инертными компонентами, не привносимыми и не удаляющимися из системы (рис. 91). В данных условиях устойчивы только парагенезисы, подчиняющиеся этой диаграмме. Прочие возможные минералы, отсутствующие на диаграмме, должны растворяться или замещаться. Состав возникающих при этом реакционных зон отвечает закономерностям диаграммы и соседние зоны находятся в равновесии друг с другом (см. рис. 75). Пользуясь диаграммой, можно объяснить строение скарновых зон. По соотношению $CaO\ SiO_2 : Al_2O_3$ исходный кварцевый диорит попадает в точку *I*. Он должен преобразовываться в процессе интенсивного метасоматоза когда щелочи, кислород, магний и железо становятся вполне подвижными. При этом магнетит растворяется, роговая обманка и биотит замещаются диопсидом, а ортоклаз — олигоклазом. По мере диффузионного поступления кальция кварц исчезает и образуется диопсид-плагиоклазовая околоскарновая порода (точка *II*). Дальнейший привнос кальция вызывает образование диопсид-гранатовой зоны (точка *III*), переходящей в мономинеральную гранатовую (точка *IV*). К этой зоне примыкает диопсид-геденбергитовый скарн, образующийся при замещении известняка (*V*). Остальные скарнообразующие компоненты либо ведут себя вполне подвижно (H_2O, CO_2, K, Na, O_2, Mg, Fe), либо являются индифферентными (Ti, P) и не влияют на соотношение скарнообразующих минералов.

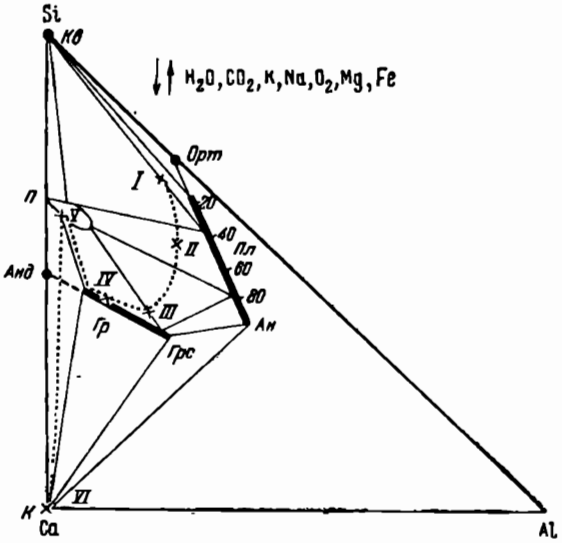


Рис. 91. Диаграмма парагенезиса скарнов Турьинских месторождений в зависимости от соотношений алюминия, кремния, кальция.
По *Д. Коржинскому.*

Ан — анортит; Анд — андрадит; Гр — гранат; Грс — гроссуляр; К — кальцит; Кв — кварц; Орт — ортоклаз; П — пироксен моноклинный; Пл — плагиоклаз

Окончательная картина зональной структуры скарнов создается в связи с постепенным разрастанием зон в направлении диффузионного потока при наступлении тыловых зон на фронтальные. В соответствии с законами кинетики метасоматической зональности (Д. Коржинский) между зонами образуются резкие границы (впереди отсутствует замещающий, а сзади — замещаемый минерал). При переходе от авангардных к тыловым зонам уменьшается число минералов, вплоть до образования мономинеральной последней зоны.

Изучение парагенетических ассоциаций скарновых зон на месторождениях Северного и Среднего Урала, выполненное после Д. Коржинского Л. Овчинниковым, показало, что современный минеральный состав этих зон представляет собой результат наложения ряда минеральных сообществ, отвечающих постепенному понижению температуры и сопровождающихся массовым разложением и преобразованием ранее выделившихся минералов. Эти ассоциации минералов, одновременно устойчивых в рамках тех или иных температур, отвечают определенным ступеням равновесия.

Д. Коржинский выделяет десять ступеней равновесия, которые характеризуются однозначным соответствием химического и минерального состава скарнов. Для высокотемпературной стадии намечаются две ступени: пироксен-гранатовая и пироксен-эпидотовая, для среднетемпературной стадии — также две ступени: актинолит-эпидотовая и хлорит-эпидотовая. Низкотемпературная стадия подразделяется на шесть ступеней: пренитовую, пумпеллиитовую, кальцит-альбитовую, кальцит-кварц-серицит-хлоритовую, кальцит-кварц-серицит-доломитовую и цеолитовую. Парагенезис устойчивых минералов каждой ступени может быть изображен при помощи трехкомпонентной диаграммы, подобной диаграмме рис. 91, соответствующей первой ступени высокотемпературной стадии.

С падением температуры изменяется относительная степень подвижности некоторых элементов, эволюционирует геохимический режим от начальных к последующим стадиям процесса скарнообразования. Например, железо на ранней высокотемпературной стадии в ряду подвижных компонентов относится к наименее подвижным и характеризуется отчетливым реакционным изменением концентрации. Поэтому иногда вместо железосодержащего салита возникает безжелезистый волластонит, а количество осаждающегося в скарнах железа закономерно изменяется внутри контактовой зоны, нарастая к ее внешней границе. Так, состав граната по направлению к экзоскарнам постепенно изменяется от гроссуляра, не содержащего железа, до андратида, в состав которого входит 31,5% Fe_2O_3. Понижение температуры вызывает еще большее ослабление подвижности железа и приводит к массовому накоплению магнетита. В дальнейшем, на более поздних низкотемпературных стадиях железо становится совершенно инертным, а в числе подвижных элементов появляются сера и медь. Взаимодействуя с ранее выделившимися соединениями железа, они будут формировать скопления пирита и халькопирита в зонах, предшествующих наибольшей концентрации железа по экзогенной границе скарнов.

Однако такая стройная концепция формирования скарнов по схеме биметасоматоза была поколеблена исследованием баланса вещества при формировании скарнов (рис. 92). Установлено, что объем кремнезема, идущего на формирование скарнов в известняках и достигающий 70% объема окиси кремния, заключенного в единице объема гранитоида, совершенно немыслим только за счет десиликации последнего, а обязан привносу извне. Для образования некоторых эндоскарнов не хватает окиси кальция, перемещающейся из известняков, и дефицит ее также компенсируется привносом. Кроме того, по схеме биметасо-

матоза невозможно образование скарнов, залегающих исключительно среди силикатных или карбонатных пород.

В дальнейшем Д. Коржинский развил идею биметасоматического происхождения скарнов в инфильтрационно-диффузионную концепцию их образования. По этой концепции скарновые месторождения

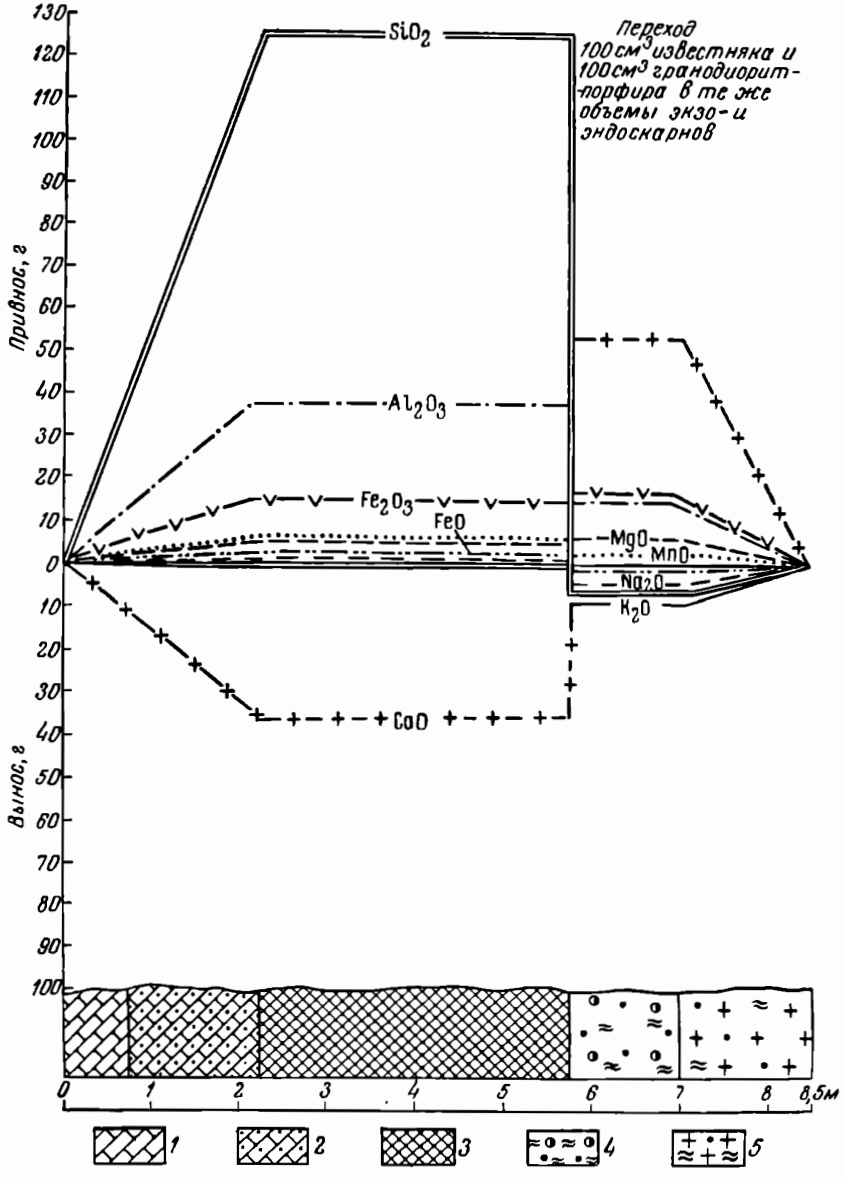


Рис. 92. Диаграмма привноса и выноса главных компонентов при образовании скарнов месторождения Ташбулак в Средней Азии. По *Г. Осиповой.*

1 —известняки; *2* — слабоскарнированные известняки; *3* — гранат-пироксеновые экзоскарны; *4* — гранат-эпидотовые эндоскарны; *5* — скарнированные гранодиорит-порфиры

формируются вблизи границы силикатных и карбонатных пород в связи с циркуляцией горячих растворов, привносящих химические соединения, выносимые из глубинных магматических очагов или заимствованные из пород на путях движения этих растворов. Д. Коржинский особенно большое значение придает именно этим последним и в связи с их наличием рассматривает контактово-инфильтрационное скарнообразование.

Таким образом, при контактово-инфильтрационном процессе в скарнообразовании участвуют как элементы, привносимые раствором, так и элементы контактирующих силикатной и карбонатной пород, поступающие в раствор вследствие их диффузии. Соотношение между теми и другими изменяется от пункта поступления раствора в приконтактовую область до пункта выхода из нее. В точке входа раствора преобладают привносимые соединения, далее, по мере отложения их соединений, роль их заметно сокращается и скарнообразование осуществляется в основном за счет встречной диффузии элементов силикатных и карбонатных пород. В отличие от биметасоматоза в застойном растворе, в потоке инфильтрационного раствора диффундирующие элементы несколько сносятся течением и фиксируются далее по пути его движения. Такого рода обстановка создает более сложные парагенетические комбинации скарнов, отличающиеся от четких зональных колонн, формирующихся при биметасоматозе.

Образование скарнов исключительно в силикатных или карбонатных породах Д. Коржинский объясняет привносом вещества, заимствуемого на путях движения растворов. Для некоторой части магнезиальных скарнов он допускает возможность их образования во время трансформации доломитов в гранитоиды под воздействием сквозьмагматических растворов, на переднем фронте которых в приконтактовой зоне магматического расплава и карбонатных пород и формируются скарны. По мнению Д. Коржинского, «преобладающая масса скарнов развивается биметасоматически, но среди оруденелых скарнов обычно наиболее ценными оказываются контактово-инфильтрационные скарны, связанные с наиболее мощным воздействием постмагматических растворов в трещинных зонах»[1].

Теоретическая концепция Д. Коржинского об условиях образования скарнов представляет собой крупное достижение научной мысли. Однако у нее есть и свои слабые стороны: она обстоятельно объясняет закономерности сочетания безрудных минералов скарнов, но оставляет в тени причины разнообразия рудных минералов в скарнах, обусловливающие необычайную широту скарновых месторождений. Кроме того, эта концепция не увязана со стадийностью формирования скарнов, играющей большую роль в их образовании и рудоносности. Последнее обстоятельство рассмотрим несколько подробнее.

Стадийность в образовании скарнов в настоящее время общепризнанный факт. Она описана Л. Овчинниковым для скарновых месторождений Урала, Х. Абдуллаевым для скарнов Средней Азии, В. Богацким, В. Чистяковым и др. для скарнов Сибири, Л. Шабыниным для формации магнезиальных скарнов. Суммарные данные о стадиях образования скарновых месторождений содержатся в трудах Е. Карповой и А. Ивашенцева, И. Магакьяна, Ф. Шахова и других исследователей. В общем ходе формирования скарновых месторождений выделяются следующие стадии:

---

[1] Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в ученье о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 409.

1) светлые слабожелезистые известково-силикатные роговики;
2) темные железистые скарны;
3) водно-силикатная;
4) кварц-карбонатно-сульфидная.

Стадия накопления светлых известково-силикатных роговиков иногда резко отделяется от собственно скарновой стадии, иногда они незаметно сменяют друг друга, не расчленяясь на самостоятельные стадии. Наиболее четко отделяются скарновая и водно-силикатная стадии, разобщающиеся, как правило, перерывом минералонакопления, интраскарновыми деформациями, иногда внедрением интраминерализационных даек (скарны железорудных месторождений Западной Сибири). Этот момент является переломным в скарнообразовании еще и потому, что он отделяет этап накопления безводных силикатов от последующего этапа их гидратного разложения с формированием водных силикатов.

Кварц-карбонатно-сульфидная стадия иногда совпадает с водно-силикатной, и тогда гидратное разложение ранее выделившихся силикатов совпадает во времени с отложением кварца, карбонатов и сульфидов. В других случаях эти стадии отделены друг от друга перерывом минералообразования и тектоническими деформациями.

В раннюю стадию светлых роговиков скарновые месторождения полезных ископаемых не образуются. К этой стадии с известной долей условности можно отнести лишь образование слюдяных, андалузитовых, кордиеритовых, силлиманитовых и других роговиков. В стадию темных железистых роговиков накапливаются крупные массы магнетита, иногда с боратами, а также графита. Все остальное разнообразие скарновых месторождений связано в основном с поздними водно-силикатной и кварц-карбонатно-сульфидной стадиями процесса.

Исследование особенностей распределения элементов-примесей в скарнах Урала, выполненное Л. Овчинниковым, выявило ряд интересных закономерностей. Установлено, что ранние генерации рудообразующих минералов содержат бóльшее количество примесей. Содержание элементов-примесей в этих минералах снижается от массивных руд к вкрапленным, от центральных частей рудных тел к периферическим. В высокотемпературных минеральных ассоциациях примеси распределены равномернее, чем в низкотемпературных. Это объясняется тем, что с повышением температуры сильно возрастают растворимость элементов-примесей и их подвижность как при инфильтрации, так и при диффузии. Однако из-за низкой концентрации их подвижность при метасоматических процессах всегда ниже подвижности основных рудообразующих элементов. При диффузионном привносе элементов-примесей содержание их в пространстве изменяется постепенно, а при инфильтрации — скачкообразно, что дает возможность по характеру их распределения отличить продукты диффузионного метасоматоза от инфильтрационного.

Стадийная гипотеза П. Пилипенко. Эта гипотеза образования скарновых месторождений была изложена до появления блестящих работ Д. Коржинского, затмивших как труд П. Пилипенко, так и произведения других исследователей теории скарнообразования. Однако во взглядах П. Пилипенко и его сторонников имеются положения, заслуживающие пристального внимания.

П. Пилипенко, так же как и Д. Коржинский, полагал, что скарнообразование происходит при постепенном понижении температуры. Но в отличие от Д. Коржинского он считал, что главная масса вещества, необходимая для образования скарнов и скарновых месторождений, приносится извне скарно-

образующими растворами при энергичном участии минерализаторов внешнего происхождения. При этом состав привносимых веществ постепенно изменяется, обусловливая, с одной стороны, зональное строение скарнов, а с другой — все их минеральное разнообразие. На основе эмпирической сводки обширных материалов по составу и строению скарновых месторождений П. Пилипенко весь процесс их образования разделял на шесть фаз метасоматоза (или, как бы мы теперь сказали, на шесть стадий).

Первая фаза кремневого метасоматоза характеризуется привносом кремния, протекает в условиях высокой температуры и приводит к образованию диопсидовой породы.

Вторая фаза алюмосиликатного метасоматоза обусловлена привносом кремния и алюминия, создающих условия для образования различных гранатов; состав гранатов постепенно изменяется от маложелезистых до железистых.

Третья фаза галоидного метасоматоза связана с привносом хлора, приводящим к накоплению скаполита в скарнах.

Четвертая фаза железного метасоматоза характеризуется выделением закисного и окисного железа, приводящим, с одной стороны, к накоплению магнетита и гематита, а с другой — к обогащению скарна железистыми алюмосиликатами — геденбергитом, лиевритом, железистым гранатом и др.

В течение всех четырех перечисленных стадий формируются «сухие скарны», минералы которых не содержат воды.

Пятая фаза флюидно-водного метасоматоза протекает при участии таких минерализаторов, как вода, углекислота и хлор, и приводит к образованию «водных скарнов», в состав которых входят роговые обманки (в том числе дашкесанит), эпидот, а также шеелит и кальцит.

Шестая фаза сульфидного метасоматоза, наиболее низкотемпературная, обусловлена привносом воды, серы (в виде сероводорода) и металлов, при участии которых формируются различные сульфиды и сульфосоли. Эту фазу П. Пилипенко разделял на три подфазы: 1) мышьяково-серного метасоматоза, 2) железо-медного метасоматоза, 3) свинцово-цинкового метасоматоза.

В этой схеме формирования скарновых месторождений П. Пилипенко имеются спорные и неясные места. Так, не все минералы скарнов отвечают изложенной последовательности их выделения; это особенно относится к таким соединениям, как скаполит и шеелит. П. Пилипенко сам отмечает схематичность гипотезы и указывает, что в зависимости от физико-химических и геологических условий отдельные фазы процесса могут выпадать или совмещаться. Однако в основном представление П. Пилипенко о смене веществ, привносимых для образования скарнов, очень многое в составе и строении скарновых месторождений объясняет лучше, чем другие гипотезы.

Оценивая все данные по скарнообразованию, можно прийти к заключению, что на ранних стадиях этого процесса заметную роль в формировании известково-силикатных минеральных комплексов мог играть биметасоматоз, а затем по мере развития процесса прогрессивно нарастало значение привноса веществ из глубинных источников, особенно важное для образования рудных минералов, заменившее к концу формирования скарновых месторождений явления диффузионного обмена между силикатными и карбонатными вмещающими породами.

Ряд исследователей обратили внимание на то обстоятельство, что скарновые месторождения часто приурочены к гранитоидам повышенной основности или щелочности, обусловленной ассимиляцией магматическим расплавом

карбонатных пород (А. Заварицкий, К. Власов, Х. Абдуллаев и др.). По мнению некоторых исследователей, такая ассимиляция имела решающее значение не только для изменения состава магматического расплава, но также и для образования скарновых месторождений. Так, например, К. Власов отмечает, что при ассимиляции известняков магмой в высокотемпературную стадию образуются плагиоклазовые молекулы с поглощением окиси кальция. При этом часть железа, могущая вместе с алюминием образовывать ряд силикатов, лишается этой возможности, поскольку окись алюминия связывается с окисью кальция в плагиоклазовых молекулах. Поэтому железо как более слабое основание вытесняется кальцием, не входит в минералы магматической стадии кристаллизации и концентрируется в постмагматических продуктах скарнов. Л. Овчинников экспериментально доказал широкие возможности выноса железа из магматического расплава при ассимиляции им карбонатсодержащих пород.

Связь с другими генетическими группами. Образование скарновых месторождений достаточно обособлено от формирования других групп эндогенных полезных ископаемых. Однако это отграничение довольно определенно для начала процесса и менее отчетливо для конца его, носящего явно выраженный гидротермальный характер. В самом деле, гидратное преобразование силикатов и кварц-карбонатно-сульфидный минеральный парагенезис поздних стадий скарнообразования полностью отвечают характеристике гидротермального минералонакопления.

Поэтому некоторые исследователи склонны относить скарновые месторождения к гидротермальной группе (например, И. Григорьев относит к ней скарновое месторождение полиметаллических руд Тетюхе на Дальнем Востоке), а другие предлагают считать скарновыми только известково-силикатные ассоциации этих месторождений, относя к постскарновым гидротермальным скопления кварца, кальцита, сульфидов и сопровождающих их минералов.

И то, и другое нельзя признать правильным. От гидротермальных скарновые месторождения отличаются комплексом силикатных минералов, возникающих вследствие обменных реакций вещества вмещающих их силикатных и карбонатных пород. Отчленять кварц-карбонатно-сульфидные минеральные комплексы от скарнов также нельзя, так как они не представляют собой самостоятельных образований, а создаются на последних наиболее низкотемпературных стадиях единого процесса.

Очень сходны со скарновыми осадочные месторождения железных, а также марганцевых руд, преобразованные на контактах с глубинными изверженными породами. К такого рода месторождениям контактово-метаморфического генезиса некоторые геологи относят железо-борные месторождения Якутии, а также железорудные месторождения Ковары в Судетах Польши, Остеродер в ФРГ, Мансье в Швеции, Дивриги в Турции и др. Отличить их от скарновых трудно. И даже то обстоятельство, что минералы железа (магнетит, гематит, маггемит) являются исходными для последующих преобразований и не создаются в процессе накопления силикатов, не всегда позволяет однозначно определить генезис этих месторождений.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Связь с магматическими формациями. Скарновые месторождения формируются на всем протяжении геосинклинального цикла геологического развития и после его завершения при платформенных условиях. Наиболее значительные скарновые месторождения ранней стадии геосинклинального цикла связаны

с плагиогранит-сиенитовой магматической формацией, средней стадии — с гранодиоритовой формацией, а поздней стадии — с формацией малых интрузий. Все эти три разновидности скарновых месторождений, образующиеся в геосинклинальных условиях, заметно отличаются друг от друга.

Скарновые месторождения ранней стадии геосинклинального развития связаны преимущественно с плагиогранитами и плагиосиенитами, являющимися кислыми и щелочными производными базальтовой магмы. Они особенно широко развиты в базальтофильных геосинклиналях, выделяющихся по признаку обильного магматизма ранней стадии развития. Такие плагиогранитовые и сиенитовые интрузивы концентрируются в пределах геосинклинальных рвов, выполняющихся вулканогенными породами и превращающимися впоследствии в зеленокаменные синклинории. Вот почему для этой разновидности скарнов широко распространенными вмещающими породами являются эффузивы и их туфы. Описываемые месторождения отчетливо выделяются среди других составом полезных ископаемых. К ним и только к ним принадлежат скарновые месторождения руд железа, меди и кобальта. Все сколько-нибудь значительные геосинклинальные скарновые месторождения магнетитовых, халькопиритовых и кобальтиновых руд относятся к этой разновидности.

Для некоторых подобных скарновых месторождений характерны околоскарновые зоны осветленных пород, связанные с их альбитизацией, приводящей к полному разложению темноцветных минералов и выносу из них железа, количества которого, по мнению Я. Баклаева, В. Кореля, Г. Полякова и др., вполне достаточно для концентрации его в железорудных залежах скарнов с образованием промышленных месторождений.

Скарновые месторождения средней стадии геосинклинального развития связаны в основном с гранодиоритовой субформацией, являющейся умеренно кислой производной гранитоидной магмы. Они встречаются в геосинклиналях всех типов, где распространены преимущественно в периферических зонах. Широкое развитие в разрезах этих зон известняков и доломитов приводит к тому, что вмещающими породами описываемых скарнов обычно являются карбонатные породы. Более того, умеренно кислый состав гранитоидов этой зоны некоторые исследователи склонны связывать с образованием их среди пород, в составе которых распространены карбонатные составляющие, ассимилируемые гранитной магмой и приводящие к повышению ее основности. Состав полезных ископаемых этой разновидности скарнов не столь резко отличается, как состав полезных ископаемых скарнов, связанных с плагиогранит-сиенитовой формацией ранней стадии геосинклинального развития. Однако достаточно определенными типоморфными ее месторождениями являются скарновые залежи с шеелитом.

Скарновые месторождения поздней стадии геосинклинального развития ассоциированы с малыми интрузиями гранитоидного состава. Для последних особенно характерен гипабиссальный облик, развитие порфировых структур и размещение в мобильных зонах, контролируемых крупными разломами. Вмещающими породами чаще являются карбонатные, реже другие, например, эффузивные отложения. Оруденение всех месторождений этой разновидности связано преимущественно с завершающими стадиями скарнообразования. Поэтому они приурочены к скарнам, претерпевшим интенсивное гидратное преобразование ранних силикатов, с развитием на их месте амфиболов, хлорита, эпидота, кварца, карбонатов и сульфидов. Оруденение в них постоянно имеет наложенный характер. По составу полезных ископаемых

это обычно комплексные месторождения, такие, например, как вольфрам-молибденовые или свинцово-цинковые.

С перидотитовыми и габбровыми интрузиями ранней стадии геосинклинального развития, а также с аляскитовыми интрузиями средней стадии скарновые месторождения образуются редко, имеют незначительные размеры и обычно не представляют практического интереса.

Среди формаций изверженных пород платформенного этапа геологического развития известны скарновые месторождения железа, связанные с габбровой магмой траппов. К ним, например, принадлежит вышеописанное Коршуновское и другие месторождения Сибирской платформы. Менее ясны скарновые месторождения гранитов, их основных и щелочных дифференциатов, внедрившихся на активизированных платформах. В связи с перидотитовыми интрузиями платформ, представленных кимберлитами и ультраосновными-щелочными породами, самостоятельные скарновые месторождения не формируются. Своеобразные зоны реакционного метасоматоза, возникающие иногда между карбонатитами и прилегающими к ним силикатными породами, целесообразно рассматривать в качестве принадлежности первых.

Суммарные данные о связи скарновых месторождений с формациями изверженных пород приведены в табл. 18.

Таблица 1

Степень распространения скарновых месторождений по формациям изверженных пород

Этап	Стадия	Формация магматических пород	Степень распространения	Типичные месторождения
Геосинклинальный	Ранняя	Вулканогенная	Отсутствуют	—
		Ультраосновная и основная	Редкие	—
		Плагиогранит-сиенитовая	Распространены	Железа, меди, кобальта
	Средняя	Гранодиоритовая	Распространены	Вольфрама
		Гранитная	Редкие	—
	Поздняя	Малые интрузии	Встречаются	Комплексные
Платформенный		Перидотитовая	Отсутствуют	—
		Габбровая (траппы)	Встречаются	Железа
		Гранитоидная	Плохо изучены	

Наиболее сложны связи скарновых месторождений с многофазными интрузиями. Соотношение скарнов и интрузий последовательных фаз внедрения бывает различным. В одних случаях, как, например, на Уйзокском скарновом месторождении Тельбесской группы железных месторождений в Западной Сибири, скарны связаны с двумя последовательными фазами гранитоидной интрузии. Гранитоиды первой интрузивной фазы обусловили создание биотитовых роговиков и амфиболовых скарнов, а гранитоиды дополнительной фазы привели к образованию нового ореола роговиков, скарнов и магнетитовой руды. Точно так же в двухфазной интрузии Каратюбе в Средней Азии ранние скарны,

связанные с гранодиоритами первой фазы, составляют около 0,9 их общего объема и несут шеелитовую минерализацию. Поздние же скарны, залегающие на контакте дополнительной интрузии аляскитов, образуют небольшие залежи, не содержащие вольфрамового оруденения. В других случаях, как, например, на железном месторождении Атансор в Казахстане, скарны сформированы в связи с интрузией гранодиоритов ранней фазы, а гранитная интрузия второй фазы сечет скарны.

Соотношение даек и скарнов достаточно разнообразно для разных районов и групп месторождений. Однако при всем этом разнообразии намечаются некоторые общие закономерности. Среди пород дайковой серии скарнообразующих интрузий выделяются доскарновые, интраскарновые и постскарновые образования.

Доскарновые дайки зафиксированы во многих месторождениях. Обычно они представляют собой апофизы внешней части скарнообразующих массивов — такие, как гранодиорит-порфиры, кварцевые сиенит-диориты, гранит-порфиры, аплиты и др.

Однако помимо этой серии даек, положение которых совершенно естественно по отношению ко времени образования скарнов, среди доскарновых даек известны дайки и иного состава, не комагматичного скарнообразующим интрузиям. К ним относятся доскарновые спессартитовые дайки железорудного месторождения Атансор в Казахстане, лампрофиры Таштагольского месторождения железных руд Сибири, диабазы горы Магнитной на Урале, порфириты Турьинских медных рудников Урала, порфириты, спессартиты и лампрофиры скарновых месторождений шеелитовых руд Зирабулакских гор Средней Азии и др.

На Уйзокском скарновом месторождении железных руд Западной Сибири начало скарнообразования совпадает с внедрением последней серии дорудных даек состава плагиоклазовых и плагиоклаз-роговообманковых порфиритов, которые секут контактовые роговики, но сами пересекаются прожилками метасоматических скарнов. Все это свидетельствует о достаточно существенном разрыве во времени между образованием скарнообразующих массивов изверженных пород и скарновых месторождений, разделенных не только периодом внедрения ранней периферической серии даек, но также иногда и формированием значительно более поздней глубинной дайковой серии.

Интраскарновые дайки встречаются не так часто, как дайки доскарновые. Они обычно внедряются в перерыве между стадиями скарнообразования. Известны интраскарновые дайки, разделяющие стадии образования светлых роговиков и темных скарнов. К ним относятся, например, дайки лампрофиров и риолитов месторождения Магдалена в Мексике. Более многочисленны дайки, внедряющиеся между стадией образования темных железистых скарнов и стадией их последующего гидратно-сульфидного преобразования. К таким принадлежат дайки порфиритов скарнового полиметаллического месторождения Верхнего из группы Тетюхе на Дальнем Востоке, дайки плагиоклазовых порфиритов и диабазов Уйзокского железного месторождения в Западной Сибири и др.

Постскарновые дайки выявлены на многих скарновых месторождениях. Обычно они состоят из диабаза, диабазового порфирита, диоритового порфирита, иногда из лампрофира. Такие дайки установлены на железорудных месторождениях Западной Сибири, Урала, Мегри-Ордубадского плутона Азербайджана, медных месторождениях Урала, свинцово-цинковых и вольфрамовых скарновых месторождениях Средней Азии и в других местах. Помимо

основных местами установлены кислые постскарновые дайки. К ним, например, принадлежат фельзит-порфиры шеелитового месторождения в скарнах Чалаты и аплиты в сульфидных скарнах Зеравшана в Средней Азии, аплиты горы Магнитной на Урале и др. Во всех случаях не всегда ясно, входят ли кислые постскарновые дайки в дайковую серию скарнообразующей интрузии или они принадлежат к иной, более молодой интрузии, не имеющей непосредственного отношения к скарнообразованию.

Таким образом, длительный процесс формирования скарновых месторождений близок по времени образования периферическим и глубинным дайкам скарнообразующей интрузии. При этом взаимоотношения даек и скарнов разнообразны для разных групп месторождений и районов их размещения. Однако в общем виде отмечается, что формирование роговиков ранней стадии скарнообразования близко по времени с внедрением кислых даек периферической серии, а образование темных железистых скарнов и особенно продуктов водно-силикатной и кварц-карбонатно-сульфидной стадий ближе соответствует образованию основных даек глубинной серии, внедрение которых нередко продолжается и после полного завершения скарнообразующего процесса.

Геологический возраст. Скарновые месторождения формировались на всем протяжении развития земной коры. Они известны для протерозойских, рифейского, каледонского, герцинского, киммерийского и альпийского циклов развития. На всем этом длительном протяжении времени не отмечается отчетливой эволюции скарнообразования. Фиксируется лишь некоторое, слабо проявленное изменение соотношения скарнов разного состава, связанных с различными магматическими формациями и обусловленное степенью проявления последних на определенных циклах геологического развития. Плагиогранит-сиенитовая формация геосинклинальной стадии развития шире распространена среди складчатых областей древних геосинклиналей, поэтому связанные с ними скарновые месторождения руд железа и меди преобладают в образованиях нижнего и среднего палеозоя. Наоборот, в связи с большим развитием малых интрузий в молодых складчатых областях ассоциированные с ними скарновые месторождения комплексных руд цветных и редких металлов чаще встречаются в верхнепалеозойских, киммерийских и альпийских складчатых областях. Однако представители как тех, так и других известны в металлогенических провинциях всех циклов геологического развития. По мере перехода от молодых скарновых месторождений к древним становится все труднее отделять их от сходных образований, созданных вследствие разного рода метаморфизма, особенно магматического, ранее существовавших, в том числе и первичноосадочных, месторождений.

Геологическая структура. Скарновые месторождения не образуют непрерывного кольца вокруг интрузивов. Они формируются там, где магматический контакт пересекает породы, благоприятные для скарнообразования, при наличии геологических структур, обеспечивающих этот процесс. Наиболее благоприятны для развития скарнов, как об этом уже сообщалось выше, карбонатные породы, а затем известковистые эффузивы и их туфы. Причем метасоматическому процессу формирования скарнов наиболее способствуют не однородные толщи соответствующих пород, а их переслаивание с породами иного состава. Поэтому, если скарнообразующий интрузив залегает в породах разного состава, скарновые месторождения локализуются в тех пунктах его контакта, где он пересекает благоприятные для их образования свиты пород (рис. 93).

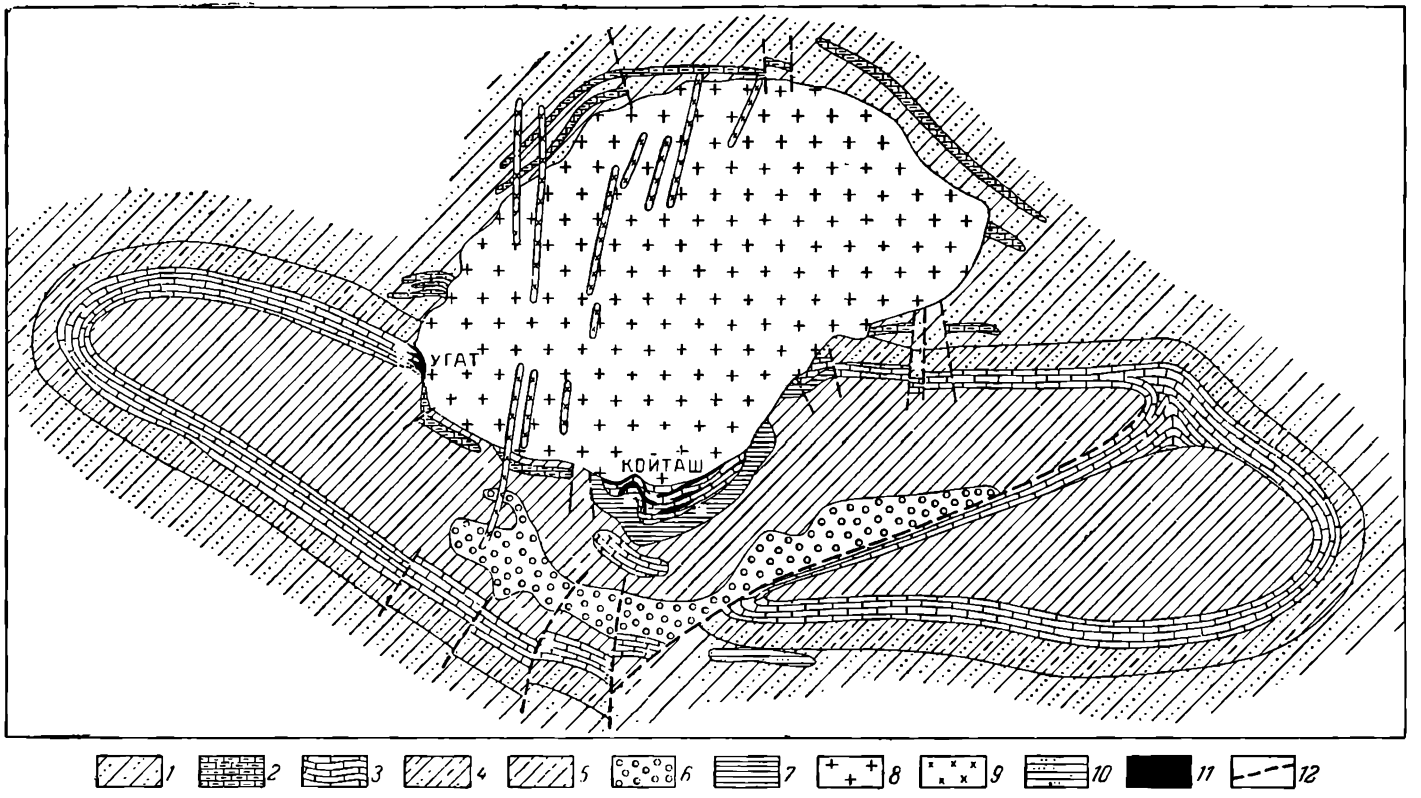


Рис. 93. Схема геологического размещения скарновых месторождений гор Койташ в Средней Азии. По *Н. Ушакову*.

1 — сланцы и песчаники Pz; *2* — известняки и светлые роговики Pz; *3* — известняки C_2; *4* — песчано-глинистые сланцы C_2; *5* — сланцы C_3; *6* — конгломераты C_3; *7* — пироксеновые роговики; *8* — граниты; *9* — дайки граподиорит-порфиров; *10* — кварциты; *11*—скарновые поля; *12* — тектонические нарушения

Но даже на тех интервалах контакта, где интрузив залегает в подходящих для скарнообразования породах, формирование скарновых месторождений обеспечивается соответствующей тектонической подготовкой. При этом геологическая структура скарновых месторождений определяется тремя элементами: 1) поверхностью контакта изверженных и вмещающих их пород; 2) слоистостью вмещающих пород; 3) тектоническими трещинами, пересекающими в зоне контакта как изверженные, так и вмещающие породы. Значение разных элементов геологической структуры скарновых месторождений меняется в ходе

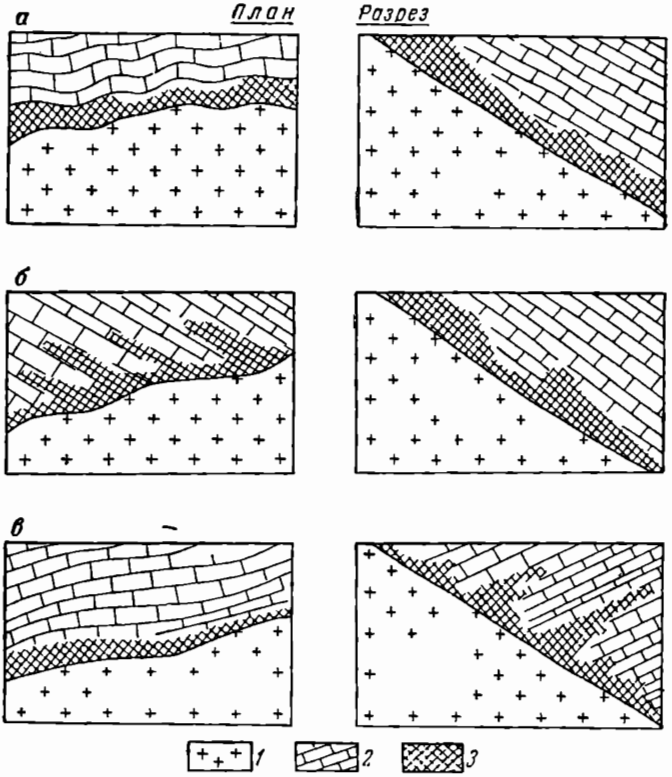


Рис. 94. Положение контакта изверженных пород по отношению к слоистости осадочных пород, вмещающих скарны.

а — контакт, согласный в плане и разрезе; *б* — контакт, согласный в разрезе, но секущий в плане; *в* — контакт, согласный в плане, но секущий в разрезе.
1 — изверженные породы; *2* — осадочные породы; *3* — скарны

процесса их образования. На ранних стадиях в локализации скарнов наиболее существенное значение имеют контактовая поверхность и слоистость вмещающих пород. На поздних стадиях все большее значение приобретают трещинные деформации, контролирующие размещение оруденения, накладывающегося на известково-силикатную порцию минералов.

В. Чернышов, исследовавший структуры скарновых месторождений Средней Азии и Урала, связывает это обстоятельство с тем, что на ранних стадиях скарнообразования в зоне сильно прогретого контакта осуществляется в основном пластическая деформация пород, выявляющаяся по оптической ориентировке оптических осей кальцита в известняках, соответствующей типичному В-тектониту. Позднее же, по мере охлаждения интрузива, возникает обстановка, обеспечивающая хрупкие деформации, приводящие к развитию на участках скарнообразования тектонических расколов.

Поверхность контакта изверженных пород может быть поразному ориентирована по отношению к слоистости вмещающих толщ. Можно

выделить две разновидности контакта: согласный и секущий. Согласный контакт менее благоприятен, чем секущий, хотя и при нем иногда возникают крупные пластообразные залежи скарнов, например скарны горы Магнитной на Урале. Секущее положение контакта может быть в плане, на разрезе или как в плане, так и на глубине. Особенно внимательного исследования требуют контакты, секущие слоистые толщи пород по направлению их погружения, так как в этих случаях на глубине могут находиться крупные пластовые и иной формы залежи скарнов, не выходящие на поверхность земли (рис. 94).

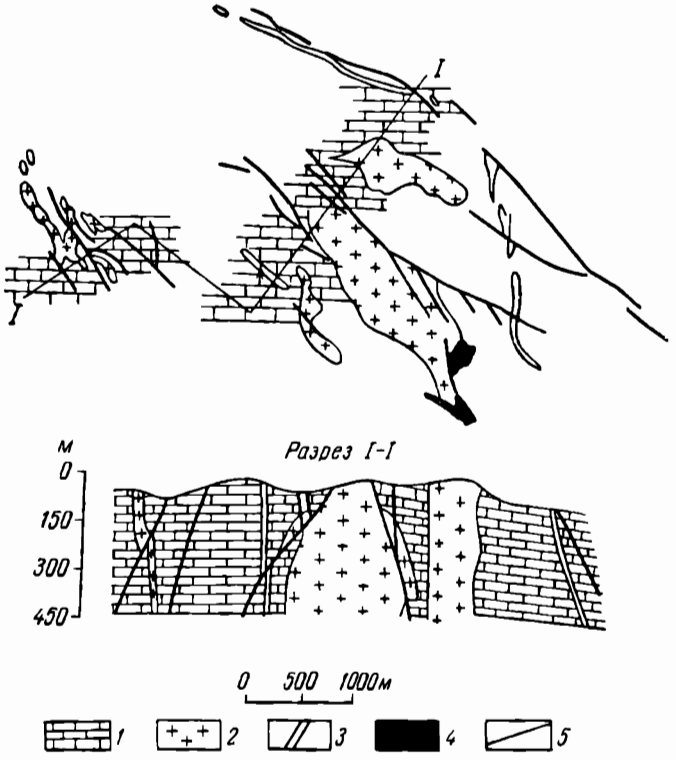


Рис. 95. Жилы скарнового месторождения меди Тепецала в Мексике. По *А. Вандке* и *Т. Моору*.

1 — известняки; *2* — кварц-монцониты; *3* — риолитовые дайки; *4* — массивные залежи скарнов; *5* — жилы скарнов

Морфология тел скарновых месторождений при секущем контакте обычно более сложная, чем при согласном. При этом возникают не только пластообразные залежи, но также линзы, трубы и гнезда скарнов. Следует отметить, что первичный магматический контакт изверженных и вмещающих пород обычно неблагоприятен для образования скарновых месторождений. Приваренная поверхность, возникшая в период соприкосновения раскаленной магмы с вмещающими породами, может обеспечить в лучшем случае образование тонкой каймы биметасоматических скарнов. Формирование же наиболее важных в практическом отношении скарнов, образующихся из притекающих растворов и требующих открытых путей для своего движения, осуществляется по участкам контакта, осложненных деформациями. Такие деформации возникают как вследствие отслоения пород вдоль контакта при сокращении интрузива в связи с его остыванием, так и при тектонических напряжениях.

Слоистость вмещающих толщ обеспечивает выборочное развитие метасоматоза по определенным пластам пород или вдоль их контакта.

Наряду с оптимальной пористостью, трещиноватостью и соответствующим химическим составом, благоприятствующими скарнообразованию, существенное значение при этом имеют послойные тектонические подвижки, контролирующие распространение скарнообразующих растворов вдоль пластов. Как известно, наиболее значительные зоны межпластового проскальзывания, отслоения и дробления находятся между пластами пород разного состава, обладающих различными механическими свойствами. Такие зоны, в частности, возникают между карбонатными и силикатными породами, например между хрупкими известняками и гибкими сланцами. Тектонически осложненные контакты между пластами пород силикатного и карбонатного состава особенно благоприятны для формирования пластообразных залежей скарнов, распространяющихся в этих условиях далеко от контакта с интрузивом.

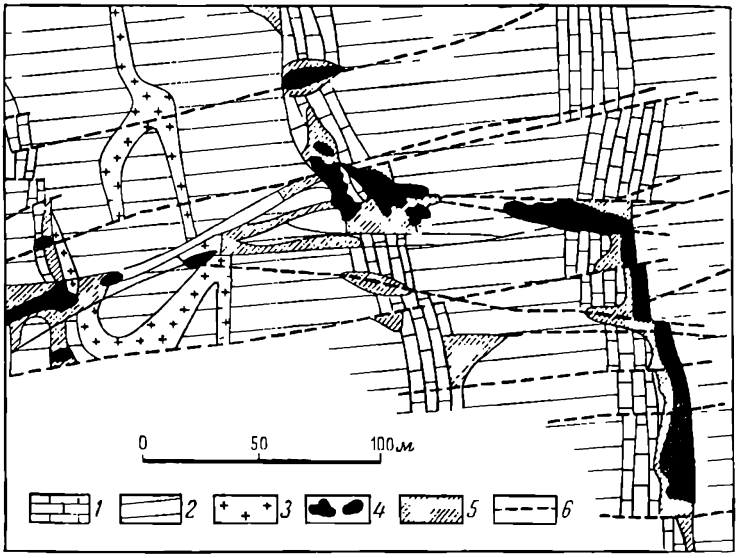


Рис. 96. Скарновые тела шеелитового месторождения Дарвив Хилл в Калифорнии, приуроченные к участкам пересечения пластов известняков разломами. По *Л. Уилсону*.

1 — известняки; *2* — роговики; *3* — кварцевые диориты; *4* — оруденелые скарны; *5* — безрудные скарны; *6* — тектонические разломы

Секущие тектонические разрывы играют тройственную роль в образовании скарновых месторождений. Во-первых, они локализуют скарны, формируя жильные тела (рис. 95). Такой контроль скарнов более редок, чем их размещение по контакту изверженных и вмещающих пород или по пластам последних. Во-вторых, они служат каналами, обеспечивающими проникновение скарнообразующих растворов на участки локализации скарнов, например к контактам карбонатных и силикатных пород; в этом случае сами они могут быть слабоминерализованными (рис. 96). В-третьих, тектонические трещины и зоны дробления, возникающие в минеральных комплексах ранних стадий скарнообразования, нередко контролируют размещение наложенного оруденения поздних стадий этого процесса (рис. 97).

Различные элементы тектонической структуры, контролирующие локализацию скарновых месторождений, определяют особенности морфологии их залежей. Вдоль согласных контактов интрузий и при межпластовом метасоматозе формируются пластообразные тела. Вдоль секущих поверхностей интрузивов возникают пластообразные, линзовидные, трубчатые и гнездовые залежи. По трещинам иногда образуются скарновые жилы. Комбинация всех

этих элементов, обычно наблюдающаяся на скарновых месторождениях, обусловливает создание тел сложных очертаний, детали морфологии которых в высокой степени определяются метасоматическим характером их происхождения.

Подразделение скарновых месторождений. Единая генетическая классификация скарновых месторождений, учитывающая физико-химические особенности формирования их разновидностей, окончательно не разработана. Существуют пять главных подходов к разделению группы скарновых месторождений на классы.

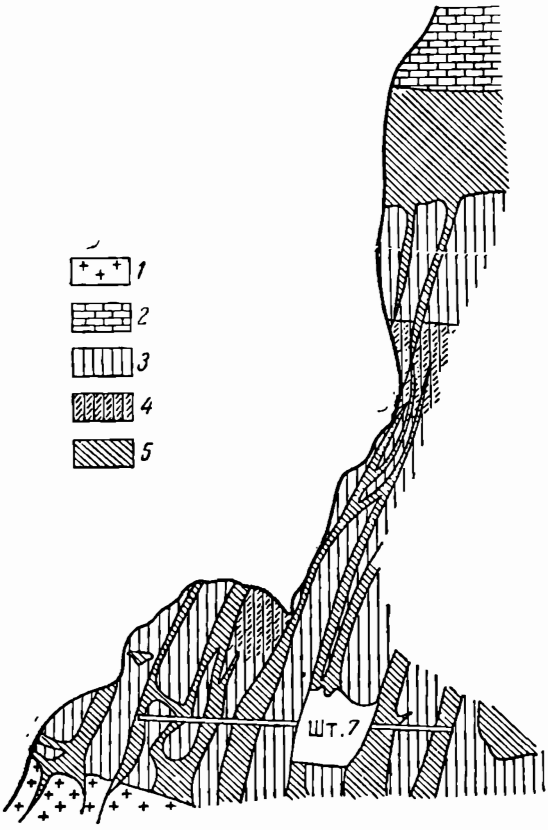


Рис. 97. Кварц-сульфидные тела по тектоническим трещинам в скарнах месторождения Майхура в Средней Азии (геологический разрез по И. Королеву).

1 — гранодиориты; *2* — известняки; *3* — скарны гранатовые; *4* — скарны кварц-гранатовые; *5* — кварц-сульфидные образования

1. Скарновые месторождения разделяются по их положению относительно контакта изверженных пород. С этой точки зрения выделяются эндоскарновые и экзоскарновые (Д. Коржинский), или автоскарновые и аллоскарновые образования (Х. Абдуллаев). Однако это подразделение неудобно, так как обычно одна часть скарновых залежей развивается по интрузиву и принадлежит к эндоскарнам, а другая часть образуется при замещении вмещающих пород и относится к экзоскарнам. Кроме того, по этому признаку скарновые месторождения полезных ископаемых не распадаются на отчетливо различающиеся по их составу классы, хотя их иногда и можно разделять по специальным элементам-примесям и типоморфным минералам. Так, например, М. Кантор указывает, что эндоскарны Урала и Средней Азии содержат в качестве примесей ванадий, хром, бериллий и цирконий, отсутствующие в экзоскарнах, но зато в последних имеется волластонит, не отмечаемый в эндоскарнах.

2. Скарновые месторождения расчленяются по стадиям их образования. Ф. Шахов выделяет магнетитовые месторождения скарновой стадии и прочие месторождения сульфидной стадии. Г. Соколов вслед за Д. Топорковым для железных месторождений в известковых скарнах предлагает различать скаполитовый, скарновый и водно-силикатный типы. Е. Карпова и А. Ивашенцев разделяют скарновые месторождения на простые, образованные в раннюю, собственно скарновую стадию, и сложные, созданные в течение всех стадий процесса скарнообразования. Такое подразделение очень ограниченно для применения, так как подавляющая часть скарновых месторождений принадлежит к продуктам сложных образований, созданных в результате отложения известково-силикатных минералов и их последующего преобразования.

3. Скарновые месторождения можно группировать по формациям магматических пород, с которыми они связаны общностью происхождения. Выделяют: 1) скарновые месторождения железных и медных руд натровых гранитоидов базальтовой магмы; 2) скарновые месторождения вольфрамовых руд батолитических гранитоидов; 3) комплексные скарновые месторождения малых интрузий. Однако такая классификация раскрывает основные стороны геологических условий образования скарновых месторождений, но не определяет физико-химических условий их происхождения.

4. Скарновые месторождения расчленяются по составу полезных ископаемых. Это наиболее широко распространенный подход к группировке скарнов. Он очень удобен для их описания, но, не являясь генетическим, не раскрывает ни общего процесса скарнообразования, ни его особенностей для разных геологических и физико-химических условий.

5. Скарновые месторождения подразделяются по составу замещенных пород на известковые, магнезиальные и силикатные. Возможно, за отсутствием более совершенного подхода к их генетической классификации такая их группировка и может быть признана в настоящее время наиболее рациональной.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абдуллаев Х. М. Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1947. 400 с.

Жариков В. А. Скарновые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 220—302.

Казанли Д. Н. Температурные поля интрузивных тел и их роль в контактовом и рудном минералообразовании. — «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1952, вып. 12, с. 3—26.

Карпова Е. Д., Ивашенцев А. Г. Скарны. — В кн.: Измененные околорудные породы и их поисковые значение. Под ред. Н. Н. Курек. М., Госгеолтехиздат, 1954, с. 10—254.

Кнопф А. Пирометасоматические месторождения. — В кн.: Геология рудных месторождений Западных штатов США. Пер. с англ. под ред. И. Ф. Григорьева, ОНТИ, 1937, с. 445—467.

Коржинский Д. С. Образование контактовых месторождений.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1945, № 3, с. 12—33.

Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. М., Изд-во АН СССР, 1948. 148 с. (Тр. ИГН, вып. 68.)

Овчинников Л. Н. Контактово-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. М., Изд-во АН СССР, 1960. 495 с. (Тр. Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, вып. 39.)

Овчинников Л. Н. О взаимодействии расплава базальта с известняками. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 607—621.

Павлов Н. В. Магномагнетитовые месторождения района Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1961. 223 с. (Тр. ИГЕМ, вып. 52.)

Пилипенко П. П. Скарны и оруденение. М., Госгеолиздат, 1939, с. 3—81. (Тр. МГРИ, т. 13)

Рудник В. А. К развитию представлений о скарнообразовании. — «Минерал. сб. ВСЕГЕИ», 1961, вып. 45, № 2, с. 83—107.

Смолин П. П. Контактные процессы послеюрских интрузий Алдана. М., Изд-во АН СССР, 1960. 124 с. (Тр. Ин-та геологии рудных м-ний, петрографии, минерал. и геохимии, вып. 39.)

Шабынин Л. И. Рудные месторождения в формации магнезиальных скарнов. М., «Недра», 1974. 287 с.

Шахов Ф. Н. К теории контактовых месторождений. Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1947. 95 с. (Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 1.)

The petrology and geochemistry of some Grenville skarns. — «Canad. Mineral.», Pt. I, II, 1963, p. 713—729. Auth.: D. Show, R. Moxham, R. Fliby, W. Lapkowsky.

Глава восьмая

АЛЬБИТИТОВЫЕ И ГРЕЙЗЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Основным процессом, ведущим к концентрации редкометального оруденения, является грейзенизация.

Г. Щерба, 1973 г.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Альбититы и грейзены объединяет общность происхождения, локализации и источника рудообразующих веществ. В типичном случае они связаны с апикальными выступами массивов кислых и щелочных гипабиссальных изверженных пород, подвергшихся постмагматическому щелочному метасоматозу. Вследствие натрового метасоматоза апикальные части гранитных куполов и их апофиз были альбитизированы, а избыток калия вынесен и связан в грейзенах, накопившихся по границе альбитизированных гранитов и вмещающих их пород, а также среди последних, вблизи кровли интрузивов.

О характере перегруппировки породообразующих элементов в этом процессе могут свидетельствовать следующие данные, заимствованные из работ Г. Щербы и др. по альбититам и грейзенам герцинских рудоносных гранитов Казахстана (табл. 19).

Таблица 1

Перегруппировка важнейших породообразующих элементов в процессе возникновения альбититов и грейзенов по гранитам Казахстана

Окислы	Содержание, %		
	Граниты	Альбититы	Грейзены слюдистые
SiO_2	75,10—77,16	61,46—74,44	44,07—54,84
Al_2O_3	12,22—13,74	11,57—13,89	19,08—34,52
CaO	0,47—1,19	1,30—1,56	0,00—2,38
Na_2O	2,08—3,98	5,35—6,74	0,30—1,59
K_2O	3,82—4,69	2,55—3,86	5,29—9,00

В связи с возникновением альбититов заметно увеличивается концентрация натрия, а при формировании слюдяных грейзенов накапливается калий. При этом происходит рафинирование породы от металлических элементов-примесей и переотложение части их в альбититах, а другой части — в грейзенах. Типоморфными металлами альбититов являются цирконий, ниобий и торий, а грейзенов — бериллий, литий, олово и вольфрам. Процесс концентрации рудных элементов облегчается тем, что рудоносные граниты сами по себе обладают несколько повышенным содержанием рудообразующих металлов.

При перегруппировке типоморфных металлов, концентрирующихся в альбититах и грейзенах из гранитов (табл. 20), отмечается существенный вынос

Таблица 20

Перегруппировка типоморфных металлов в процессе возникновения альбититов и грейзенов по гранитам Казахстана (в г/т).
По *Г. Щербе, А. Ситнину* и др.

Металл	Кларк	Гранит		Альбитит	Грейзен
		безрудный	рудоносный		
Nb	2	26	61	1000	Свед. нет
Be	5,5	3	17	72	1000
Li	40	40	140	100	1000
Sn	3	5	26	50	3000
W	1,5	2	60	5	5000

Примечание. Для грейзенов данные рассчитаны по оптимальному содержанию элемента в руде.

металлов из нижней подрудной зоны. Так, по данным В. Барсукова, содержание олова с 26 г/т в неизмененных гранитах в зоне выноса падает до 4—5 г/т; если содержание олова в биотите составляет 200—300 г/т, то в замещающем его мусковите оно снижается до 20—30 г/т.

Общая схема перераспределения главнейших породообразующих элементов и некоторых типоморфных металлов при метасоматическом преобразовании гранитов в альбититы и грейзены изображена на рис. 98. Кривые изменения концентрации на этом рисунке показаны без масштаба.

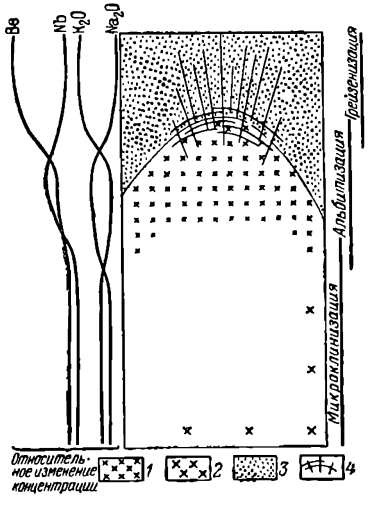


Рис. 98. Схема перераспределения некоторых элементов при метасоматическом преобразовании гранитов.

1 — микроклинизированные граниты; *2*— альбититы; *3* — породы кровли; *4*— грейзены

Единство процесса возникновения альбититов и грейзенов не всегда приводит к их одновременному и совместному образованию. Во-первых, формирование рассматриваемых продуктов постмагматического щелочного преобразования обычно начинается с калиевого метасоматоза, сводящегося к микроклинизации, а затем, при инверсии процесса, развивается натровый метасоматоз, приводящий к альбитизации пород. В тех случаях, когда изменение ограничивается только калиевым метасоматозом, возникают лишь грейзены в приконтактовых частях микроклинизированных гранитов. Во-вторых, описываемые метасоматиты связаны с преобразованием серии пород, в которую входят нормальные граниты, граниты повышенной щелочности, щелочные граниты и щелочные породы. По мере перехода от нормальных гранитов ко все более щелочным породам относительный объем альбитизации возрастает, а грейзенообразования падает. Таким образом, в природе чаще образуются грейзеновые месторождения без альбититов и альбититовые месторождения без грейзенов, чем совместная ассоциация рудоносных альбититов и грейзенов.

Главными провинциями распространения альбититовых и грейзеновых месторождений в СССР являются Казахстан, Забайкалье, Тува, Дальний Восток и Северо-Восток. За границей наиболее значительные месторождения

известны в Малайзии, Индонезии, на юге Китая, в КНДР, Бирме, Австралии, Центральной и Юго-Западной Африке, Южной Америке (Аргентина, Перу, Чили), Мексике, во Франции, Испании и Португалии, Чехословакии и ГДР, Англии (Корнуолл).

Грейзеновые месторождения известны со времени Агриколы, а альбититовые месторождения вошли в круг практических интересов в широких масштабах лишь в последние десятилетия. И только тогда была подмечена тесная генетическая связь, позволяющая объединять их в одну группу геологических образований.

Наиболее существенные результаты исследования альбитит-грейзеновых месторождений связаны с именами А. Беуса, В. Боголепова, И. Говорова, И. Григорьева, Н. Наковника, Д. Рундквиста, Г. Щербы; из заграничных геологов надлежит отметить труды Ф. Вилламса, Р. Джекобсона, П. Керра, Г. Тишендорфа, М. Штемпрока.

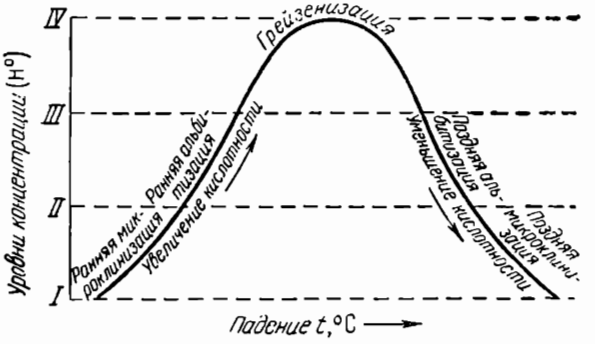


Рис. 99. Схематическая кривая изменения режима кислотности — щелочности растворов в процессах высокотемпературного постмагматического метасоматоза при раскристаллизации гранитов. По *А. Беусу* и *И. Залашковой*

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Альбитит-грейзеновые месторождения формировались в обстановке воздействия горячих химически активных постмагматических водных растворов на массу раскристаллизовавшейся интрузивной породы. На основании изучения зонального строения выступов изверженных пород, подвергшихся щелочному метасоматозу, намечается следующая схема процесса их преобразования (по А. Беусу). Вначале развивался калиевый метасоматоз, фиксирующийся ранней микроклинизацией, локализующейся в ядерных частях массивов в обстановке повышенных давлений. Затем, вследствие инверсии процесса, активизировался натровый метасоматоз, приведший к ранней альбитизации преимущественно в периферийной зоне массивов в условиях пониженных давлений. Эта прогрессивная часть процесса развивалась на фоне восходящей кислотности растворов, при которой сильное основание (калий) сменялось более слабым (натрий). Максимальное увеличение кислотности минералообразующих растворов происходило при их переходе из надкритического в гидротермальное состояние в стадию грейзенизации, когда в условиях высокой активности фтора и бора из пород выносились щелочи, алюминий и элементы-примеси.

Переход растворов из надкритического в гидротермальное состояние сопровождается увеличением их кислотности в связи с появлением свободных кислотных анионов в результате диссоциации неустойчивых ацидокомплексов при появлении жидкой фазы воды. Затем после перелома, отвечающего периоду грейзенизации, началась регрессивная часть процесса, протекавшего в обратном направлении на фоне снижающейся кислотности растворов вследствие накопления в них щелочей, прошедшая через позднюю альбитизацию и завершившаяся поздней микроклинизацией (рис. 99). Поздние микроклинизация

и альбитизация по объему меньше ранних, и иногда они ограничиваются лишь выделением тонких прожилков адуляра и альбита.

Характер кривых гомогенизации газово-жидких включений, обильных для многих минералов альбититов и грейзенов, свидетельствует о большой роли газовой фазы в их формировании, вследствие чего некоторые исследователи относят их к особой пневматолитовой группе (П. Ниггли, В. Обручев, А. Ферсман и др.). Таким образом, в начальных стадиях процесс протекал под воздействием надкритических растворов, постепенно, по мере снижения температуры, переходивших в высокотемпературные гидротермальные растворы, насыщенные минерализаторами.

Температурный режим образования альбититовых и грейзеновых месторождений по данным исследования парагенетических ассоциаций и микротермометрического изучения газово-жидких включений (по И. Говорову, Г. Щербе и др.) определяется следующими примерными границами (в °С):

микроклинизация	650—550
альбитизация	550—400
грейзенизация силикатных пород	450—300
сопровождающие кварцевые жилы	450—250
грейзенизация карбонатных пород	400—250
сопровождающие флюоритовые и другого состава жилы	250—220

Оптимальная глубина возникновения альбититов оценивается А. Беусом от 1,5—2 до 3—4 км.

При общности физико-химических условий образования альбититовых и грейзеновых месторождений они различаются в деталях процесса. Альбититы возникают раньше из более высокотемпературных щелочных, вероятно, надкритических растворов в тыловой части метасоматической колонны, а грейзены — позже из менее высокотемпературных кислых растворов по фронту метасоматоза.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Связь с магматическими формациями. Альбитит-грейзеновые месторождения формировались в среднюю и позднюю стадии геосинклинального цикла развития, а также при активизации магматической деятельности на древних платформах. Они особенно характерны для гранитофильных геосинклиналей, в меньшей мере для геосинклиналей других типов. В среднюю стадию геосинклинального развития альбитит-грейзеновые месторождения исключительно тесно связаны с формацией нормальных и крайне кислых гранитов, приуроченных к осевым поднятиям, возникающим на месте внутренних зон геосинклиналей. На поздней стадии они тяготеют к гранитам повышенной щелочности формации малых интрузий, размещение которых определяется глубинными разломами, особенно по обрамлению срединных массивов и складчатых поясов. На активизированных платформах эти месторождения связаны с формацией щелочных пород, массивы которых обычно образуют цепи, вытянутые вдоль региональных разломов, разрезающих тело платформы. Во всех этих условиях, будучи приуроченными к линейным зонам массивов материнских пород, они формируют протяженные рудные пояса, детально описанные Г. Щербой.

Таким образом, в совокупности материнских пород, порождающих альбитит-грейзеновые месторождения, намечаются следующие главные разновидности:

1) нормальные биотитовые и двуслюдистые граниты;
2) щелочные граниты аляскитового типа;
3) щелочные и нефелиновые сиениты.

Геологический возраст. Среди альбитит-грейзеновых месторождений известны докембрийские (Африка, Бразилия, Австралия, Украина), каледонские (Австралия, Тува), обильны герцинские (Африка, Австралия, Европа, Казахстан, Урал, Дальний Восток), значительны киммерийские (Тихоокеанский архипелаг, Китай, Забайкалье, Монголия) и сравнительно редки альпийские (Боливия, Кавказ), Отмечается нарастание в количественном развитии этих месторождений от древнейших металлогенических эпох к герцинскому и киммерийскому циклам при последующем спаде для альпийского цикла геологического развития.

Геологическая структура. Для альбитит-грейзеновых месторождений характерны два типа геологических структур: 1) геологические структуры, контролирующие положение рудных поясов; 2) структуры, определяющие облик месторождений.

Структуры рудных поясов рассматриваемых месторождений принадлежат к трем категориям. Это протяженные антиклинории осевых поднятий внутренних зон геосинклиналей, вдоль которых внедрялись рудообразующие граниты средней стадии геосинклинального развития; их примером может служить Калба-Нарымский пояс Казахстана. Затем глубинные разломы, контролирующие пояса гранитов и щелочных гранитов поздней стадии геосинклинального развития, подобные изученным для герцинского цикла в Казахстане, киммерийского цикла Северо-Востока СССР и альпийского цикла в Андах (Боливия). Наконец, региональные разломы платформ, вдоль которых внедрялись штоки щелочных пород, известные, например, среди рифтовых зон Африканской платформы.

Структуры месторождений определяются их размещением у куполов массивов изверженных пород вскоре после их раскристаллизации. Здесь возникали своеобразные элементы геологической структуры, сочетание которых и определяет облик альбитит-грейзеновых залежей. Среди этих элементов наиболее существенна роль следующих:

1) напластование пород кровли;
2) сводовые полости купольного отслоения;
3) конусные и радиальные трещины вертикального магматического давления;
4) кольцевые трещины проседания;
5) трещины отдельности остывания;
6) зоны эксплозивных брекчий;
7) упорядоченные системы тектонических трещин скола и отрыва, важные для грейзеновых жил;
8) неупорядоченная тектоническая трещиноватость, обусловливающая появление штокверков.

Связь с другими генетическими группами. Альбитит-грейзеновые месторождения в начале процесса их образования связаны с пегматитами, иногда со скарнами. Наиболее отчетлива их связь с пегматитами, порождаемыми теми же самыми материнскими интрузивами, что и альбитит-грейзеновые месторождения, но всегда до начала возникновения этих месторождений. Альбитизация и грейзенизация накладываются на простые пегматиты, но, вероятно, близки по времени их преобразования в метасоматически замещенные пегматиты. Грейзены, формирующиеся в карбонатных породах, иногда ассоциируются

со скарнами, но и здесь являются более поздними продуктами единого для обеих групп магматического массива.

В конце процесса их образования альбитит-грейзеновые месторождения связаны с плутоногенными гидротермальными кварцевыми, кварц-полевошпатовыми, кварц-турмалиновыми и кварц-флюоритовыми жилами тех же металлов, что и в грейзенах. Такие жилы формируются среди грейзенов и за их пределами близкоодновременно с грейзенами и вслед за ними.

Подразделение альбитит-грейзеновых месторождений. Группа альбитит-грейзеновых месторождений отчетливо распадается на два класса: альбититовый и грейзеновый.

АЛЬБИТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Термины «альбититы» и «альбититовые» месторождения возникли в советской геологической литературе в 50-х годах после обнаружения А. Беусом

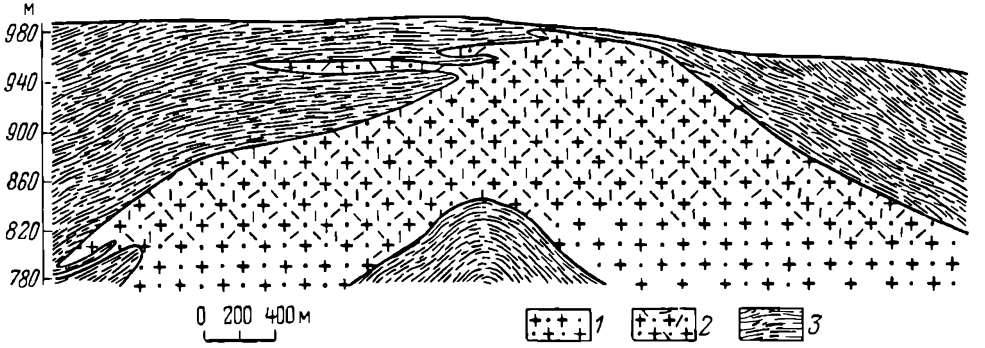


Рис. 100. Геологический разрез альбититового месторождения Восточного Забайкалья. По *А. Беусу*.

1 — мусковит-альбитовые граниты; *2*—мусковит-альбитовые граниты с интенсивным проявлением грейзенизации; *3* — песчано-сланцевые породы

этих месторождений в Сибири. Они представляют собой штокообразные массы метасоматически преобразованных куполов и апофиз материнских изверженных пород, достигающих по площади нескольких квадратных километров и обычно распространяющихся на глубину на первые сотни метров, реже до 600 м и более, значительно реже альбитизация захватывает и породы кровли (рис. 100).

Альбитит — лейкократовая порода, в которой на фоне мелкозернистой основной альбитовой массы отмечаются порфировые выделения кварца и микроклина, а также пластинки слюд или щелочного амфибола (рибекит), реже пироксена. Различные альбититы характеризуются единым парагенезисом главных минералов — альбита, микроклина и кварца.

Для этих месторождений обычна вертикальная зональность, которая в нормальных гранитах выражается в развитии следующих зон (снизу вверх): 1) биотитовый гранит (микроклин I, плагиоклаз, кварц, биотит); 2) двуслюдяной гранит (микроклин I, плагиоклаз, кварц, биотит, мусковит); 3) альбитизированный гранит (микроклин I, альбит, кварц, мусковит); 4) альбитит (альбит, кварц, мусковит, микроклин II); 5) грейзен (мусковит, кварц).

Минеральный состав альбититов в существенной степени зависит от состава исходных пород и заметно изменяется в соответствии с их щелочностью (табл. 21).

Таблица 21

Минеральный состав альбититов. По *А. Беусу*

Альбититы	Главные минералы	Второстепенные типоморфные минералы	Типоморфные редкометальные акцессории	Характерные металлы
		Нормальные граниты		
Мусковит-микроклин-кварц-альбитовые	Альбит, кварц, микроклин	Мусковит	Берилл, хризоберилл, бертрандит, фенакит, эвксенит, вольфрамит, молибденит, минералы висмута, касситерит	Бериллий (W, Mo, Sn, Ta)
		Субщелочные граниты		
Литионит-микроклин-кварц-альбитовые	Альбит, кварц, амазонит	Криофиллит, лепидолит, циннвальдит, топаз	Колумбит-танталит, микролит, пирохлор, касситерит	Тантал, ниобий, литий, рубидий
		Щелочные граниты		
Биотит-кварц-альбитовые	Альбит, кварц, микроклин	Биотит	Пирохлор, циркон, фергюсонит, колумбит, торит, гагаринит, приорит, поликраз, ксенотим, бертрандит, фенакит, бастнезит, молибденит	Цирконий, ниобий, иттриевые редкие земли, торий
Эригин-альбитовые	Альбит, кварц, микроклин	Эгирин	Циркон, чевкинит, ксенотим, монацит, иттриалит, фергюсонит	
		Нефелиновые сиениты		
Нефелин-содержащие микроклин-альбитовые	Альбит, нефелин, микроклин	Эгирин, щелочной амфибол	Циркон, пирохлор, сфен, апатит, бритолит, ильменит	Цирконий, ниобий, цериевые редкие земли

Неодинаков и состав полезных ископаемых в альбититах различного происхождения. В альбититах апогранитов нормального ряда ведущим является бериллий; в альбититах апогранитов субщелочного ряда — литий, рубидий, тантал и ниобий; в альбититах апогранитов щелочного ряда — цирконий, ниобий и иттриевые редкие земли; в альбититах апонефелиновых пород — цирконий, ниобий и цериевые редкие земли.

Практический интерес при разработке альбититов могут представлять ниобий, цирконий, торий, литий, бериллий и редкие земли.

Ниобий концентрируется в скоплениях танталит-колумбита и пирохлор-микролита среди альбититов по щелочным породам. Иногда эти скопления достигают весьма крупных размеров. Так, например, на месторождении Каффо (Северная Нигерия) количество пятиокиси ниобия достигает 450 тыс. т при содержании, близком к 0,3%. В неизмененных гранитоидах ниобий и тан-

тал заключены в биотите при соотношении 1 : 5—1 : 20. В процессе альбитизации в связи с более легкой перегруппировкой ниобия это соотношение достигает 10 : 1—25 : 1.

Цирконий вместе с гафнием накапливается в цирконе, циртолите и малаконе также среди альбититов по щелочным породам, где его концентрация достигает 0,7%.

Литий вместе с рубидием обособляется в литиевых слюдах (криофиллит, лепидолит, циннвальдит), в альбититах по гранитам субщелочного ряда, концентрация его 0,05—0,06%.

Бериллий локализуется в берилле альбититов по нормальным гранитам.

Редкие земли в альбититах по щелочным гранитам представлены преимущественно иттриевой группой, а в альбититах по нефелиновым сиенитам — цериевой группой. В первом случае они накапливаются главным образом на фронте альбитизации, а во втором — в его тыловой части.

Особые типы альбититовых месторождений. Помимо кратко описанных выше классических альбититовых месторождений могут быть указаны два особых типа редкометальных альбититов: фениты и линейные альбититы.

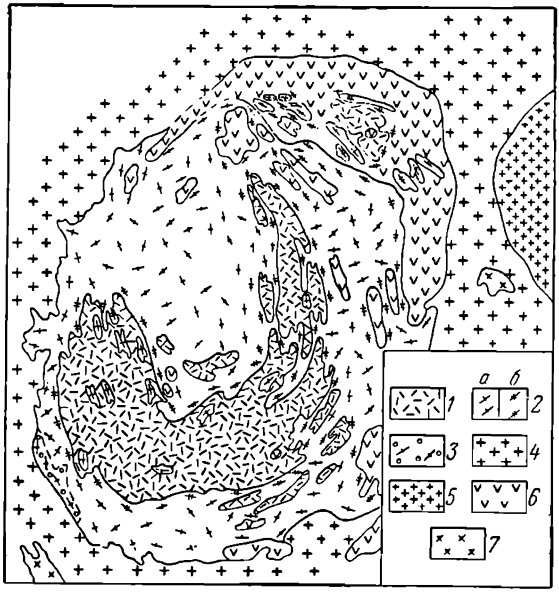


Рис. 101. Схема строения зоны фенитов Октябрьского массива. По *К. Власову*.

1 — фойяиты; *2—3* — фениты: *2* — полевошпатовые (*а*) и нефелин-полевошпатовые (*б*), *3* — полевошпатовые с кварцем; *4* — граниты; *5* — биотитовые граниты; *6* — габбро-пироксениты; *7* — гранито-гнейсы

Фениты образуются в ореолах щелочных пород, особенно в тех случаях, когда они внедряются в гранито-гнейсы. Вмещающие породы при этом претерпевают вначале высокотемпературный калиевый метасоматоз, а затем более низкотемпературный натровый метасоматоз с образованием альбититов. Прерывистые кольца фенитов имеют ширину от десятков до сотен метров (рис. 101). В зависимости от состава исходных пород и степени метасоматического преобразования среди них выделяются разновидности: кварц-полевошпатовая, полевошпатовая, нефелин-полевошпатовая и др. Типоморфными редкометальными минералами фенитов являются: лопарит, ринколит, бритолит, фергюсонит, бетафит, эвдиалит, цирконолит, ловенит, розенбушит, велерит барилит, эвдидимит, лейкофан, поэтому они могут рассматриваться как источники ниобия, циркония, гафния и др. Среди них уже известны промышленные месторождения, например Силл-Лэйк в Канаде, с запасами окиси бериллия 6000 т на каждый метр углубки при содержании в руде: окиси бериллия 0,4—0,8%, тория 0,3—2%, ниобия 0,01—0,3%, лантана 0,02—0,4%, иттрия 0,02%.

Линейные альбититы сформировались вдоль зон древних и юных глубинных разломов в кристаллическом основании платформ вне видимой связи с магматизмом (рис. 102). Разломы эти имеют региональный характер

Таблица 22

Типы линейных альбититов

Тип альбитита	Рудные минералы (и их спутники)
I. Кварц-ортоклаз-микроклиновый II. Кварц-микроклиновый III. Кварц-альбит-микроклиновый	Ортит, циркон, малакон, монацит, сфен, тантало-ниобаты, берилл, иттротитанит, чевкинит, бритолит, торит, ураноторит (апатит, магнетит, титаномагнетит, молибденит, пирит, халькопирит, арсенопирит)
IV. Кварц-микроклин-альбитовый V. Кварц-альбитовый	Ортит, циркон, монацит, ксенотим, ураноторит, уранинит (апатит, касситерит, магнетит, ильменит, лейкоксен, молибденит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит)

и относятся как к пограничным, располагающимся на стыке разнородных блоков, так и к внутренним. Очевидно, в таких условиях альбититы возникли под воздействием химически активных растворов, обусловленных ультраметаморфизмом. Они отличались вполне подвижным поведением воды, углекислоты, кремнезема и щелочей при особенно высокой активности последних. Уменьшение давления и температуры растворов по мере их перемещения в направлении дневной поверхности земной коры приводило к распаду высокотемпературных комплексных соединений и к диссоциации сильных кислот, ранее связанных в этих соединениях. В связи с этим и в результате взаимодействия растворов стадии существования калиевого метасоматоза с минералами ранних парагенетических ассоциаций понижалась щелочность растворов, что приводило к увеличению активности более слабых оснований и к смене существенно калиевого метасоматоза на натровый в условиях постепенного, но закономерного увеличения кислотности растворов (В. Рудник и В. Терентьев).

По наблюдениям А. Никольского рассматриваемые альбититы формировались в четыре стадии. Первая главная стадия проявилась в чрезвычайно интенсивной метасоматической альбитизации с замещением альбитом таких породообразующих минералов, как калиевые полевые шпаты, кальциевые плагиоклазы и кварц. Вторая стадия определяется развитием призматически-зернистого альбита. Третья стадия выделяется по карбонатизации, а четвертая — по окварцеванию. Среди рассматриваемых образований могут быть выделены пять типов пород со свойственными им редкометальными минералами (табл. 22).

В линейных альбититах сосредоточены существенные ресурсы руд урана и тория, отчасти бериллия, тантала, ниобия и редких земель.

ГРЕЙЗЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Грейзен — старинный термин немецких рудокопов, употребляющийся в геологической литературе со времен А. Вернера (Greisen — по-немецки — расщепление). Такое название связано с тем, что типичный грейзен состоит из легко расщепляющегося агрегата слюды (мусковит, биотит, цинвальдит) и кварца, местами турмалина, топаза, флюорита и сопровождающих их рудных минералов (табл. 23).

Главная масса грейзенов формировалась в апикальных выступах гранитных массивов и алюмосиликатных породах их кровли (песчаники, сланцы, эффузивы и туфы); реже они возникали в основных и карбонатных породах кровли.

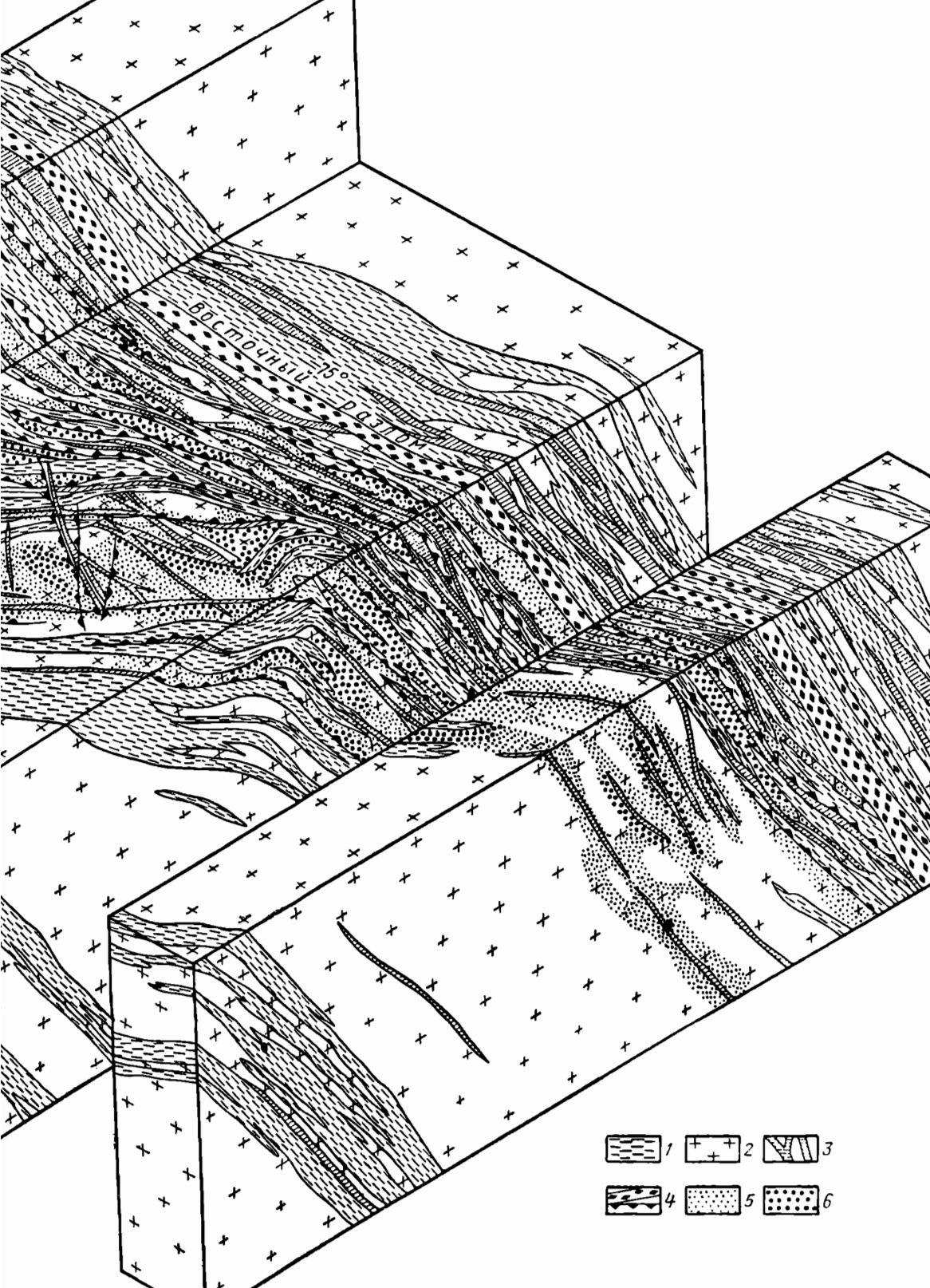

Восточный разлом
25°
1
2
3
4
5
6

Таблица 23

Сводный минеральный состав руд грейзеновых месторождений

Минералы	Главные	Второстепенные	Редкие
Жильные	Кварц, мусковит	Турмалин, топаз, флюорит, микроклин, биотит, альбит	Олигоклаз, актинолит, гранат, ильменит, рутил, циркон, монацит, анатит, шпинель, корунд, селлаит, скаполит, диаспор, флогопит, маргарит, эпидот, хлорит, серицит, шпинель, цеолиты, карбонаты
Рудные	Касситерит, вольфрамит	Молибденит, берилл, лепидолит, циннвальдит	Гематит, магнетит, шеелит, гельвин, эфесит, даналит, хризоберилл, колумбит, фенакит, бертрандит, таффеит, пирротин, пирит, арсенопирит, браннерит, висмутин, халькопирит, сфалерит, галенит, станнин, блеклая руда, самородный висмут

Начальная стадия грейзенообразования связана с нарастающим кислотным выщелачиванием вплоть до возникновения мономинеральных метасоматитов, последующая стадия обусловлена повышением щелочности и переотложением избыточных компонентов предшествующего выщелачивания. В различных породах процесс проходил по-разному (Г. Щерба).

В алюмосиликатных породах

Грейзенизированный гранит → Мусковит-кварцевый грейзен → Кварцевый грейзен → Топаз-кварцевый грейзен → Топазовый грейзен → Мусковитовый грейзен → Турмалин (гематит)-кварцевый грейзен

В ультраосновных и основных породах

Хлоритизированный и оталькованный амфиболит (серпентинит) → Маргарит-флогопитовая зона → Кварц-плагиоклазовая зона → Кварц-мусковитовая зона

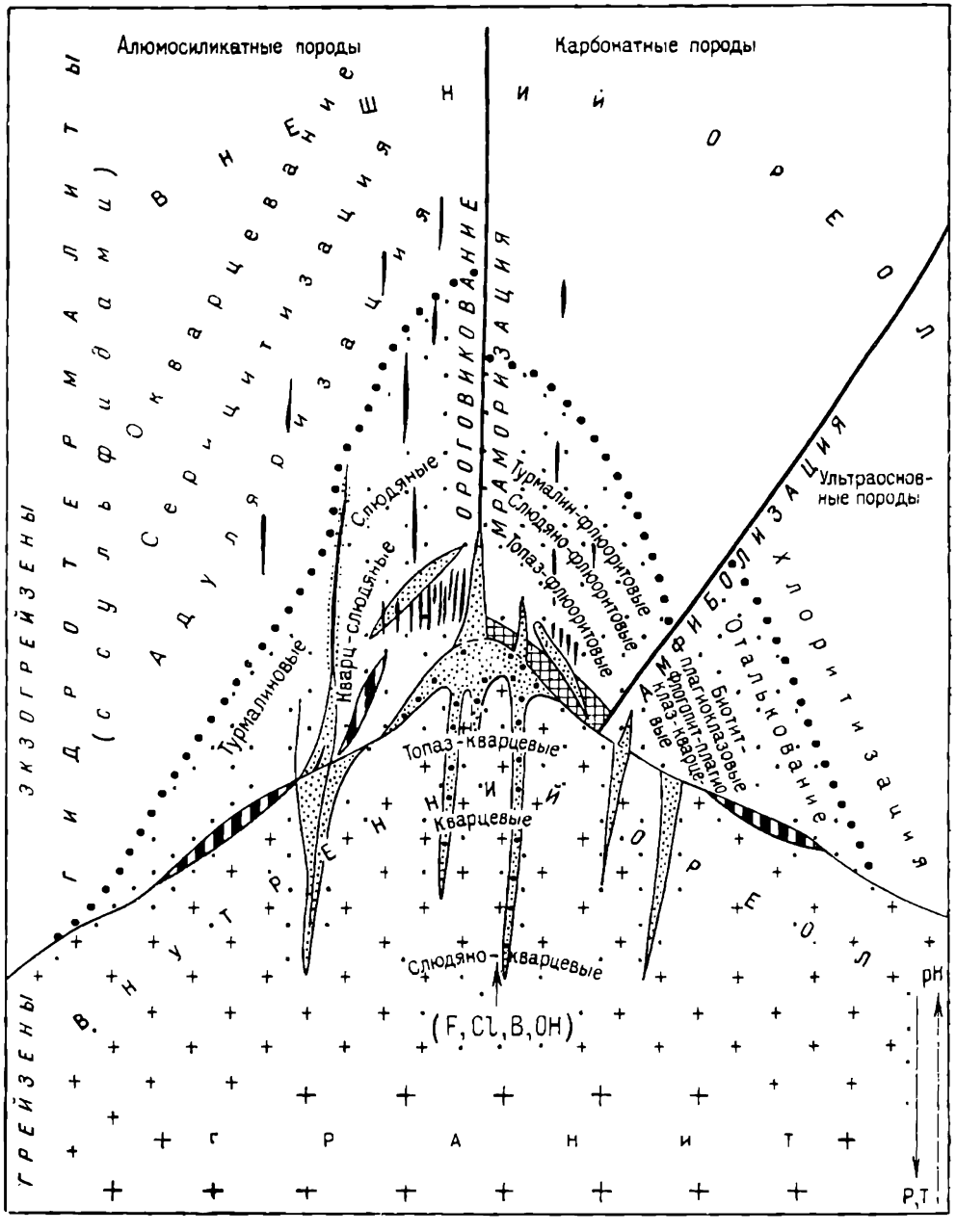
Хлоритизированный и оталькованный амфиболит (серпентинит) → Актинолит-флогопитовая зона

В карбонатных породах

Мраморизованные и скарнированные породы → Слюдяно-флюоритовые породы → Топаз-флюоритовые породы → Микроклин (турмалин)-флюоритовые породы → Сульфидно-кварцево-флюоритовые породы

В связи с этим грейзены, формирующиеся в различных породах, обладают зональным строением (рис. 103) и характерным набором фаций (табл. 24).

В связи с тем что грейзены располагаются как среди активных магматических пород, так и в породах их кровли, среди них выделяются э н д о г р е й з е н ы и э к з о г р е й з е н ы. По данным В. Боголепова, 80% грейзенов принадлежат к эндоконтактовым с распространением их на 300—500 м вглубь от кровли, а остальные — к экзоконтактовым с развитием их по вертикали до 1500 м.



1 2 3 4 5 6

Рис. 103. Сводная схема зональности грейзенов. По *Г. Щербе*.

1 — грейзенизированные породы; *2* — грейзены; *3* — пегматиты; *4* — скарны; *5* — кварцевые жилы и штокверки; *6* — верхняя граница грейзенов

Таблица 24

Характерные фации грейзенов.
По *Г. Щербе, И. Григорьеву* и др.

Исходные породы		
Алюмосиликатные	Основные	Карбонатные
Биотит-кварцевая Биотит-мусконит-кварцевая Мусковит-кварцевая Кварц-мусковитовая Кварц-топаз-мусковитовая Топаз-мусковитоная Турмалин-мусковитовая Флюорит-мусковитовая Мусковитовая Топазовая Кварцевая	Флюоритовый слюдит Маргарит-флогопитовый слюдит Плагиоклазит	Слюдяно-флюоритовая Топаз-флюоритовая Турмалин-флюоритовая Микроклин-флюоритовая

Примечания: 1. Порядок перечисления фаций отвечает общей последовательности их образования. 2. Кроме приведенных типичных фаций известны более редкие, такие, как мусковит-альбитовая, андалузит-турмалиновая, андалузитовая, амблигонитовая и др.

Грейзеновые месторождения имеют форму штоков, возникающих при массовом метасоматозе, и штокверков, образующихся по густой сети мелких трещин и жил, следующих вдоль систем разобщенных трещин. Первые преобладают среди эндогрейзенов, последние — среди экзогрейзенов.

Хотя привнос рудных элементов при формировании грейзеновых месторождений происходил к концу грейзенообразования, это был процесс длительный, прерывистый и развивался синхронно с развитием рудоконтролирующих структур (рис. 104). Он начинался с отложения силикатов, сменялся выделением рудных минералов, завершался образованием пострудных кварц-полевошпатовых, кварц-карбонатных жил и распадался на ряд стадий. Так, при образовании рудоносных грейзеновых штокверков Казахстана Г. Щерба намечает 13 последовательно сменяющихся минеральных генераций. Е. Доломанова для грейзеновых месторождений Забайкалья выделяет восемь стадий. В общей схеме последовательности выделения рудных минералов, согласно Д. Рундквисту,

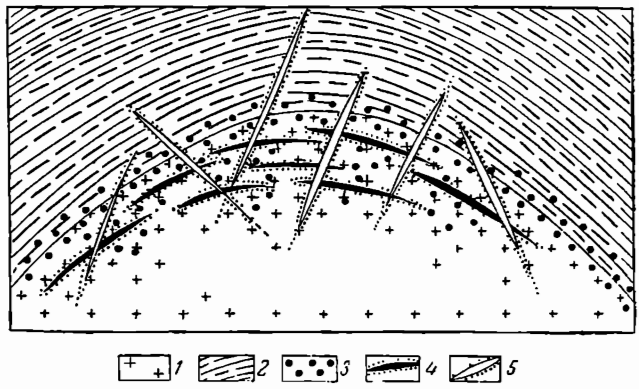


Рис. 104. Схема развития геологической структуры и процесса грейзенизации. По *Ив. Григорьеву* (упрощено).
1 — граниты; *2* — песчаники и сланцы; *3* — предрудная массовая грейзенизация гранитов и вмещающих пород; *4* — жильные и штокверковые грейзены ранней стадии; *5* — жильные грейзены поздней стадии

первыми обособлялись минералы молибдена, вольфрама и олова, затем тантала, ниобия, бериллия, лития, далее различные сульфиды, флюорит и карбонаты. На некоторых месторождениях отмечены интрарудные дайки,

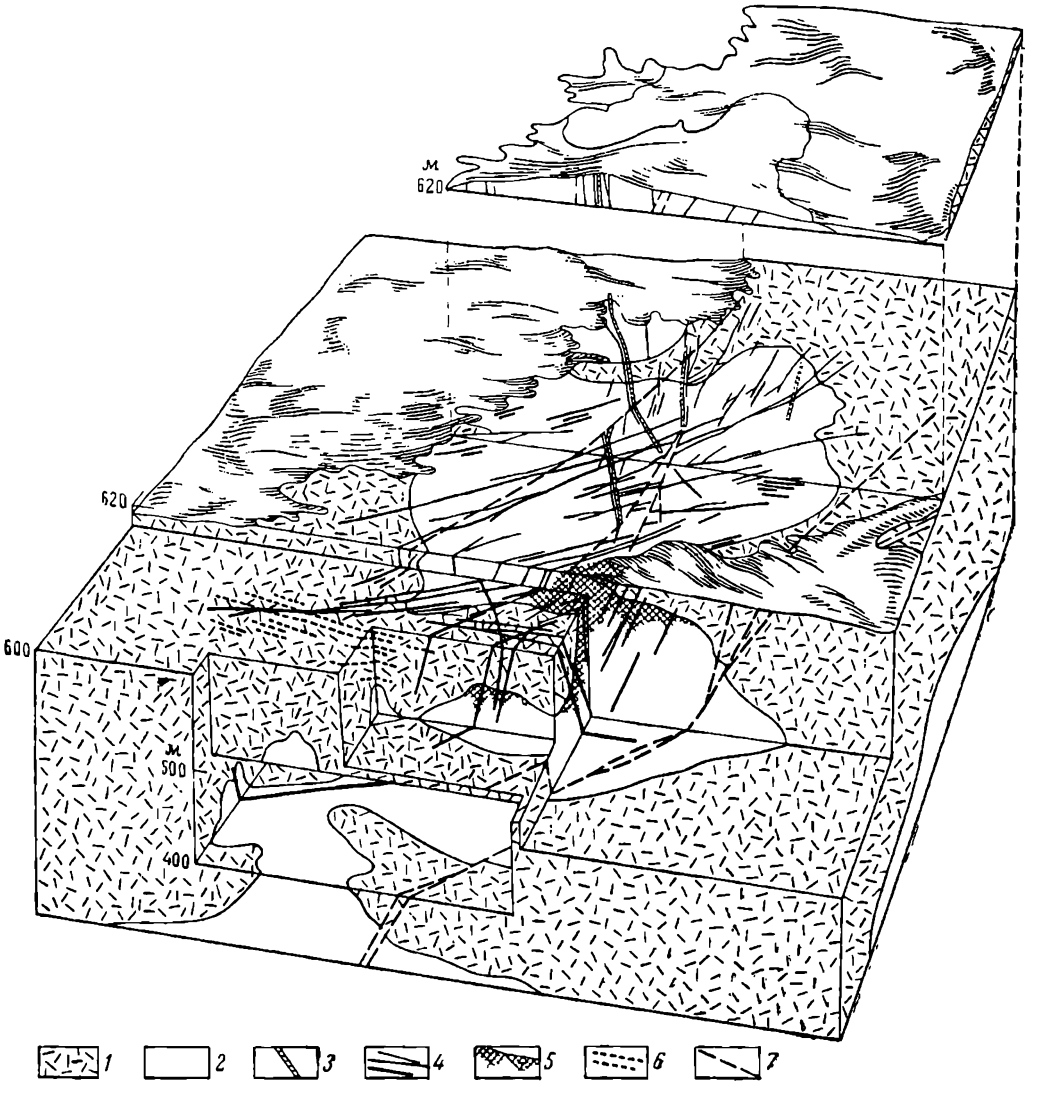


Рис. 105. Блок-диаграмма месторождения Казахстана. По *А. Строганову*.

1 — туфы и лавы кислого состава нижне-среднедевонского вулканогенного комплекса; *2* — граниты карабинского интрузивного комплекса позднегерцинского времени; *3* — крутопадающие кварц-вольфрамитовые жилы второй вольфрамоворудной стадии; *4* — крутопадающие кварц-вольфрамитовые жилы первой вольфрамоворудной стадии; *5* — грейзеновое рудное тело под покрышкой вмещающих интрузив пород; *6* — пологопадающие кварц-молибденитовые жилы; *7* — разрывные нарушения

внедрившиеся между отдельными стадиями формирования грейзеновых месторождений. Дайки эти всегда лейкократовые гранит-аплитового состава.

В грейзенах всех разновидностей сосредоточены ресурсы: 1) олова в форме касситерита, 2) вольфрама главным образом в виде вольфрамита, 3) лития

в литиевых слюдах, 4) бериллия в форме берилла в силикатных грейзенах, в форме фенакита, бертрандита и гельвина в карбонатных грейзенах и в виде хризоберилла и изумруда в грейзенах по основным породам. Причем известны месторождения как простые, однометальные, так и комплексные. В последнем случае металлы комбинируются по два (оловянно-вольфрамовые, вольфрам-молибденовые, молибден-бериллиевые, литиево-бериллиевые и др.), по три (вольфрам-молибден-бериллиевые), реже более.

Среди грейзеновых редко встречаются очень крупные месторождения, но зато часто они содержат богатую руду.

В качестве примеров грейзеновых образований приводится краткое описание месторождений Казахстана, Чехословакии, ГДР и Сибири.

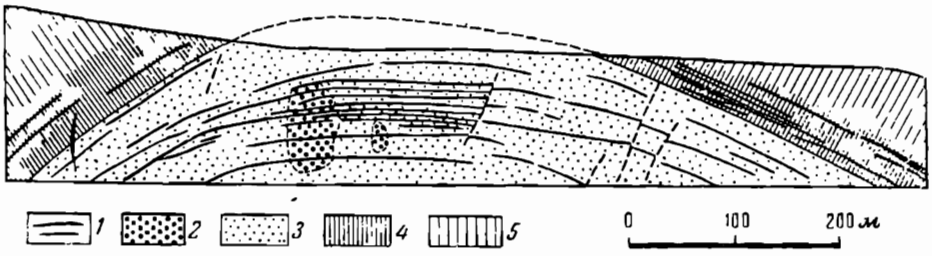


Рис. 106. Геологический разрез грейзенового месторождения Циновец, Чехословакия. По *Х. Цинкайзену* и др.

1 — оловянные жилы; *2* — оловоносные грейзены; *3* — граниты; *4* — грейзенизированные кварц-порфиры; *5* — кварц-порфиры

На месторождении Казахстана, согласно Г. Щербе, эффузивно-пирокластический комплекс пород девона прорван тремя последовательными интрузиями гранитной магмы верхнего палеозоя. Наиболее поздняя интрузия лейкократовых гранитов и явилась источником грейзенового редкометального оруденения. Эрозия срезала самую «макушку» интрузива, имеющую форму гребня, и обнажила площадь гранитов размером 1,8 × 0,6 км. По ее периферии среди гранитов и прилегающих эффузивных пород формировалась система тектонических трещин, выполняющаяся по мере ее развития последовательными продуктами постмагматической деятельности (рис. 105).

На центральном участке месторождения установлена следующая последовательность этого процесса: 1) пегматиты, 2) гнезда грейзенов в грапите, 3) кварц-полевошпатовые жилы, 4) кварц-касситеритовые и кварц-топазовые жилы, 5) кварц-молибденитовые жилы, 6) внутрирудные дайки аплит-порфиров, 7) кварц-вольфрамитовые жилы, 8) кварц-сульфидные жилы (халькопирит, висмутин, сфалерит, пирротин и др.), 9) жилы гребенчатого кварца, 10) кварц-флюоритовые жилы (все в сопровождении грейзенизации боковых пород), 11) кальцитовые прожилки, 12) альбитовые прожилки, 13) халцедоновые прожилки, 14) цеолитовые прожилки.

Месторождение Циновец (по-немецки Цинвальд) находится в Рудных горах на границе Чехословакии и ГДР. Оловянно-вольфрамовое оруденение приурочено в основном к пологим жилам, залегающим в выступе аляскитовых гранитов верхнепалеозойского возраста, лишь на короткую дистанцию распространяющихся во вмещающие кварц-порфиры (рис. 106). По исследованиям М. Штемпрока, формированию месторождения предшествовала альбитизация гранитов. После приоткрывания пологих трещин происходило

выполнение их кварцем. При последующей интенсивной грейзенизации часть кварца замещалась циннвальдитом, топазом, касситеритом и вольфрамитом. Затем происходил поздний калиевый метасоматоз с образованием скоплений адуляра за счет кварца жил и грейзенов. Такие кварц-полевошпатовые жилы ранее принимались за пегматиты. В заключение процесса отложилось некоторое количество сульфидов и барита.

Месторождение Сибири относится к апокарбонатным грейзенам. Оно связано с внедрением палеозойских гранитоидов в толщу карбонатных и песчано-глинистых пород кембрия. Ранние гранодиориты обусловили скарнообразование. С последующими лейкократовыми гранитами связаны: 1) альбитизация

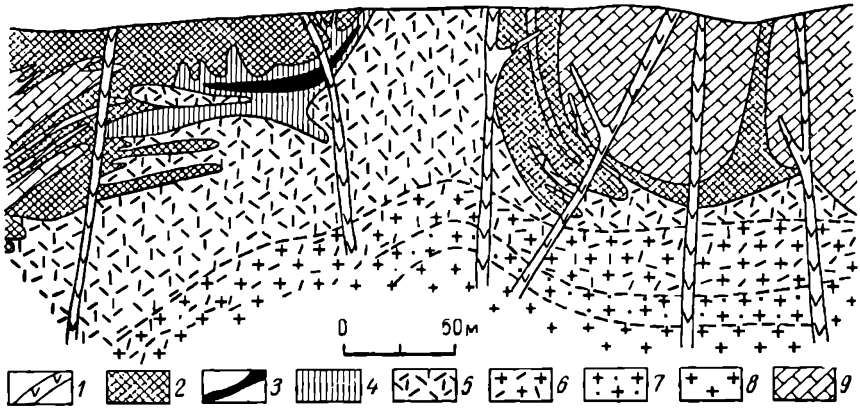


Рис. 107. Схематический поперечный геологический разрез грейзенового месторождения в известняках у контакта с гранитом. По *И. Говорову*.

1 — порфиритоиды; *2—5* — грейзены: *2* — слюдисто-флюоритовые, *3* — диаспор-топаз-флюоритовые, *4* — топаз-флюоритовые, *5* — кварц-топазовые; *6—8* — граниты: *6* — сильно грейзенизированные, *7* — умеренно грейзенизированные, *8* — слабо грейзенизированные; *9* — известняки

и грейзенизация гранитов, 2) образование касситеритсодержащих кварц-турмалиновых жил с грейзеновыми оторочками в песчано-сланцевых породах, 3) возникновение своеобразных грейзенов среди карбонатных пород кровли (рис. 107). Эти грейзены окаймляют апикальные выступы альбитизированных и грейзенизированных гранитов, имеют флюорит-мусковит-диаспор-турмалин-топазовый состав, содержат касситерит, вольфрамит и тантало-ниобаты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Беус А. А. Альбититовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1967, с. 303—377.

Геотектоногены Казахстана и редкометальное оруденение. Т. 1—2, Алма-Ата, «Наука», 1972, т. 1, 217 с.; 1973, т. 2, 291 с. Авт.: Г. Н. Щерба, В. В. Степанов, А. В. Кудряшев и др.

Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Под ред. К. А. Власова. М., «Наука», 1964, т. 1, 687 с.; 1965, т. 2, 830 с.; 1966, т. 3, 860 с.

Говоров И. Н. Грейзенизация известняков и интрудировавших их гранитов. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 522—530.

Григорьев И. Ф. Грейзены, их минералогические типы и условия образования. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1953, т. 28, вып. 1, с. 3—40.

Кудрин В. С., Кудрина М. А., Шурыга Т. Н. Редкометальные метасоматические образования, связанные с субщелочными гранитоидами. — «Геология месторождений редких элементов», вып. 25. М., «Недра», 1965. 147 с.

Минералого-геохимические и генетические особенности редкометальных апогранитов. М., «Наука», 1969. 118 с.

Наковник Н. И. Грейзены. — В кн.: Измененные околорудные породы и их поисковое значение. М., Госгеолтехиздат, 1954, с. 53—81.

Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г. Грейзеновые месторождения. М., «Недра», 1971. 328 с.

Северов Э. А. К вопросу о генезисе ниобийсодержащих гранитов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1962, № 1, с. 85—94.

Щерба Г. Н. Грейзеновые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1967, с. 378—442.

Глава девятая

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Геолог, занимающийся изучением рудных месторождений, должен держать свой ум свободным в отношении существующих теорий рудообразования: теории эти слишком еще несовершенны.

С. Смирнов, 1947 г.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Гидротермальные месторождения создаются циркулирующими под поверхностью земли горячими минерализованными газово-жидкими растворами. Скопления полезных ископаемых гидротермального происхождения возникают как вследствие отложения минеральных масс в пустотах горных пород, так и в связи с замещением последних. Поэтому форма тел гидротермальных месторождений зависит, с одной стороны, от морфологии рудовмещающих полостей, а с другой — от очертаний замещаемых пород. Наиболее типичны для гидротермальных месторождений различные жилы. Среди них распространены также штоки, гнезда, штокверки, линзы, пластообразные залежи и сложные комбинированные тела.

Тела полезных ископаемых гидротермального генезиса обычно размещаются среди пород, подвергшихся гидротермальному изменению в процессе рудообразования. Они, как правило, окаймляются ореолами рассеянной минерализации, постепенно затухающими по их периферии. В связи с этим тела полезных ископаемых гидротермальных месторождений часто не имеют четких границ и оконтуриваются по данным опробования на основе устанавливаемого минимального содержания ценных компонентов в руде.

Размеры тел полезных ископаемых гидротермального происхождения изменяются в очень широких границах. Так, например, отдельные кварцевые золотоносные жилы Березовского месторождения на Урале имеют длину 2—3 м, а Материнская жила Калифорнии протягивается на 200 км. На глубину от поверхности земли гидротермальные жилы местами прослежены до 3,2 км (золотые месторождения Индии).

Пустоты в горных породах, используемые для гидротермального рудообразования, разделяются на сингенетичные и эпигенетичные. К сингенетичным относятся: 1) промежутки между зернами породообразующих минералов, 2) плоскости напластования, 3) миаролитовые пустоты и пузыри эффузивов.

Эпигенетичные пустоты разделяются на нетектонические и тектонические. Среди нетектонических могут быть указаны: 1) пустоты растворения, 2) пустоты, возникающие при увеличении или сокращении объема горных пород, 3) пустоты, обязанные кристаллизации и перекристаллизации минеральных масс, 4) пустоты брекчий оседания, 5) пустоты вулканических брекчий. К тектоническим принадлежат: 1) полости межпластового и внутрипластового отслоения, 2) общая тектоническая трещиноватость горных пород, 3) отдельные разломы.

Наибольшее значение для локализации гидротермального оруденения имеют тектонические пустоты.

Пористость горных пород обусловливается различными группами пустот. *Общая*, или *теоретическая*, *пористость* представляет собой отношение объема всех пустот к объему породы и выражается в процентах. Общая пористость зависит от формы зерен, их взаиморасположения и степени сортировки по размеру. Она варьирует от 0 до 55% (табл. 25).

Таблица 25

Пористость некоторых пород (в об. %).
По *А. Овчинникову*

Порода	Пористость			Число определений
	средняя	максимальная	минимальная	
Граниты	1,00	1,90	0,02	50
Гнейсы	1,00	2,40	0,30	2
Кварциты	1,00	3,40	0,008	5
Мраморы	1,00	6,00	0,11	7
Эффузивы разные	2,00	6,00	0,60	19
Известняки плотные	3,00	6,90	0,20	7
Сланцы кровельные	4,00	10,28	1,16	59
Известняки пористые	5,00	34,00	0,21	76
Песчаники палеозоя	11,00	26,50	1,09	110
Песчаники постпалеозоя	20,00	42,00	2,29	683
Глины	35,00	55,00	18,30	321

Для циркуляции гидротермальных растворов сквозь горные породы значение имеет не общая, а *эффективная пористость*. Она определяется как отношение объема сообщающихся пор, обеспечивающих протекание жидкости, к общему объему породы. Для эффективной пористости важное значение имеет абсолютный размер пор. По этому признаку выделяются три группы пор: 1) сверхкапиллярные, или обычные, поры с диаметром более 0,5 мм, движение жидкости по которым происходит по законам гидростатики; 2) капиллярные поры диаметром от 0,0002 до 0,5 мм, перемещение жидкости по которым обусловливается силами поверхностного натяжения или внешними силами (давление газа, статическое давление, тектоническое давление и др.); 3) субкапиллярные поры диаметром менее 0,0002 мм, по которым движения жидкости при обычных условиях не происходит.

Эффективная пористость пород на путях циркуляции гидротерм обычно увеличивается на ранней предрудной стадии процесса в связи с явлениями выщелачивания, а затем вновь сокращается в рудную стадию при заполнении пор рудными минералами. Например, при предрудной альбитизации гранитов эффективная пористость возрастает от 0,5 до 6%, при скарнировании известняков от 0,4—0,9 до 2,5—5% (Ю. Розанов), при преобразовании вулканогенных пород в процессе предрудного гидротермального изменения в кварц-серицит-хлоритовые сланцы от 1,2—3,7 до 7,6—12% (В. Старостин).

Проницаемость определяется как свойство породы пропускать через поры жидкость или газ при наличии разности давления. Проницаемость выражается в единицах дарси. За единицу дарси принимается такая проницаемость, при которой через породу с поперечным сечением 1 $см^2$ и перепаде давления 1 $кгс/см^2$ на протяжении 1 см проходит 1 $см^3$ жидкости вязкостью 1 спз.

Проницаемость зависит от ряда причин: размера зерен (увеличивается с их укрупнением), конфигурации пор, их взаиморасположения, направления движения раствора относительно структуры породы.

Проницаемость не зависит от пористости; так, например, высокопористые глины, как известно, являются плохо проницаемыми, а более низкопористые пески — хорошо проницаемыми. По величине проницаемости все породы разделяются на шесть групп: 1) очень хорошо проницаемые породы с проницаемостью более 1 Д, 2) хорошо проницаемые с проницаемостью от 1 до 0,1 Д, 3) среднепроницаемые с проницаемостью от 0,1 до 0,01 Д; 4) слабопроницаемые с проницаемостью от 0,01 до 0,001 Д; 5) очень слабопроницаемые с проницаемостью от 1 до 0,1 мД; 6) практически непроницаемые с проницаемостью менее 0,1 мД.

Д. Рундквист установил, что проницаемость (скорость фильтрации) существенно возрастает при увеличении температуры пород и просачивающихся сквозь них растворов; вследствие этого в анизотропном температурном поле просачивание растворов осуществляется избирательно вдоль прогретых направлений (контакты интрузий, дайки), а относительно холодные породы выступают в роли барьеров, ограничивающих потоки растворов. Проницаемость возрастает также с увеличением давления и снижается с увеличением концентрации растворов.

Гидротермальные месторождения имеют огромное значение для добычи многих важнейших полезных ископаемых, особенно для получения цветных, редких, благородных и радиоактивных металлов. Резко подавляющая часть меди, свинца, цинка, сурьмы, молибдена, ртути, серебра, кадмия и лития, а также значительная доля золота, кобальта, урана, олова и вольфрама извлекаются из руд гидротермального происхождения. Такой же генезис имеет преобладающее число месторождений хризотил-асбеста, магнезита, флюорита, барита, а также некоторые существенные месторождения горного хрусталя, исландского шпата, флогопита, графита и апатита.

Термин «гидротермальные месторождения» впервые применил французский геолог Л. де Лоне в 1897 г. Среди наиболее значительных работ по исследованию гидротермальных месторождений в первую очередь могут быть отмечены труды А. Бетехтина, С. Смирнова, О. Левицкого, Л. Овчинникова, а среди зарубежных ученых — Л. Грейтона, В. Линдгрена, Т. Ловеринга, Г. Шнейдерхена.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Гидротермальные месторождения формируются из горячих газовых и жидких растворов. Большинство исследователей считают, что растворителем является вода с растворенными в ней минеральными солями и газами. Некоторые ученые, как, например, Р. Гаррелс и Д. Дихтер, при помощи термодинамических расчетов показали, что углекислота в глубинных условиях земной коры может быть также жидкой и служить растворителем, из которого могут отлагаться руды.

Рудообразующие растворы могут принадлежать к взвесям, коллоидам и молекулярным растворам.

Взвеси, или суспензии, к которым обычно относятся растворы с размером частиц дисперсной фазы, превышающей 0,1 мкм, не имеют существенного значения при гидротермальном рудообразовании, хотя, продвигаясь по зонам предрудного и интрарудного дробления, гидротермальные растворы

могут взмучиваться тонкими продуктами тектонического дробления, переносить и отлагать их на путях своего движения.

Коллоидные растворы с размером частиц дисперсной фазы от 0,1 мкм до 1 нм играют более существенную роль в гидротермальном рудообразовании. Дисперсионной средой рудообразующих растворов служит вода, и они относятся к гидрозолям. Как правило, это гидрофильные коллоиды с мицеллами различных соединений металлов, стабилизированных неорганическими электролитами. Формируются они конденсационным путем и, коагулируясь, обычно образуют гели. При дальнейшем синерезисе и окристаллизации возникают метаколлоидные минеральные массы.

Истинные, или молекулярные, растворы с размером находящихся в них ионов, групп ионов и молекул от 1 до 0,1 нм являются самыми существенными источниками гидротермального рудообразования. Для таких разбавленных растворов важны современные представления о теплотах фазового преобразования, растворимости и теплотах растворения, электролитической диссоциации, сольватации, диффузии и химической термодинамике.

По гипотезе электролитической диссоциации, выдвинутой в 1883 г. С. Аррениусом (Швеция) и горячо поддерживавшейся в России И. Каблуковым, часть молекул растворенного вещества в разбавленных растворах расщеплена на ионы — положительно заряженные (катионы) и отрицательно заряженные (анионы). Степень такого расщепления определяется коэффициентом диссоциации — отношением количества диссоциированных молекул к их общему количеству. Величина этого коэффициента в основном зависит от состава растворенного вещества и температуры раствора; с повышением последней он в большинстве случаев увеличивается.

Чистая вода и вода растворов также диссоциируются на катион водорода и анион гидроксила. Десятичный логарифм концентрации водородных ионов в водном растворе, взятый с обратным знаком, называется водородным показателем и обозначается символом pH. При $pH = 7$ водный раствор нейтрален, при $pH > 7$ — щелочной и при $pH < 7$ — кислый. Нейтральная точка водородного показателя уменьшается с увеличением температуры и давления: так, при 100° С и давлении 1 кгс/см² она равна 6,1, при 218° С и 23 кгс/см² 5,7 (Н. Хитаров).

Для характеристики водных растворов существенное значение имеет также окислительно-восстановительный потенциал, обозначаемый Eh. Он определяет силу тока, возникающего между реагирующими веществами при их окислении — восстановлении, измеряется в микровольтах и может иметь как положительное, так и отрицательное значение. По отношению к воде он определяет способность окислителей отнимать водород, а восстановителей — кислород, являясь мерилом отдачи электронов окисляющим и восстанавливающим веществом.

Согласно гипотезе сольватации, высказанной Д. Менделеевым в 1887 г., при растворении вещества происходит образование непрочных соединений их с растворителем — гидратов для водных растворов или сольватов для растворов вообще, находящихся в таком состоянии в растворе.

Диффузия обеспечивает выравнивание химического состава вследствие миграции растворенного вещества внутри раствора от участков их повышенной концентрации к участкам пониженной концентрации.

Процессы гидротермального рудообразования протекают в неоднородной минеральной среде, состоящей из твердых продуктов разложения вмещающих пород, выпавшего осадка, горячего раствора и его пара. По отношению

к подобного рода гетерогенным системам Дж. Гиббс (США) еще в 1875 г. произвел термодинамические расчеты, позволившие ему вывести некоторые функции, изменение величин которых указывает направление химических реакций, возможных в системе. На основе первого и второго законов термодинамики он вывел условие равновесия между различным состоянием одного вещества, а также группы веществ. Равновесие в системе подчиняется правилу фаз.

Фазами называются физически и химически однородные части системы, отделенные друг от друга поверхностью раздела. Например, в минеральной системе гидротермального раствора могут быть фазы: 1) газовая, если она обособлена и не растворена в жидкой воде, 2) жидкая, 3) несколько твердых, по числу выпавших из раствора минералов.

Компонентами называются независимые химические вещества, которые будучи взяты в наименьшем числе, позволяют выразить химический состав всех фаз системы. Величины, при помощи которых может быть описано состояние системы, называются параметрами. Среди них выделяются экстенсивные параметры, величина которых возрастает с увеличением массы системы или фазы (масса, объем, энтропия, энтальпия или теплосодержание и др.), и интенсивные параметры, величина которых не зависит от размеров системы (температура, давление, концентрация и др.). Концентрация может быть выражена в натуральных единицах, например в граммах на литр, а также в моляльной форме, определяемой числом молей, растворенных в 1000 г воды. Термодинамическая концентрация, или активность, представляет эффективную концентрацию вещества, которая может быть выражена через коэффициент активности как отношение активности и моляльности. Активность газовой фазы определяется величиной ее парциального давления; давление идеального газа называется фугитивностью. (летучестью). В этом случае активность определяется как отношение фугитивности растворенного компонента к его фугитивности в стандартном состоянии. Изменение интенсивных параметров системы или, как их иногда называют, переменных величин, приводит к изменению вида равновесия, меняя соотношения между фазами.

Степень свободы определяется возможностью изменить равновесие системы при изменении переменных величин. Число степеней свободы представляет собой наибольшее число переменных величин, которые могут меняться независимо друг от друга, не вызывая уменьшения числа сосуществующих фаз. Оно определяется по формуле

$$F = 2 + n - r,$$

где F — число степеней свободы;

n — число компонентов;

r — число фаз.

Систему, лишенную степеней свободы, называют инвариантной (нонвариантной), с одной степенью свободы — моновариантной, с двумя — дивариантной и т. д.

Условием равновесия изолированной системы является достижение ею максимальной энтропии, возможной при данной внутренней энергии системы. Химический потенциал определяется как пай внутренней энергии системы, приходящийся на единичные молекулярные количества компонентов, и вычисляется по формуле

$$\mu_i = \mu_i^0 + RT \ln N_i,$$

где μ_i^0 — величина, постоянная при данных температуре и давлении;

R — универсальная газовая постоянная;

T — абсолютная температура;

N_i — мольная доля компонента в растворе.

Согласно Д. Коржинскому, компоненты, массы или моли которых являются факторами равновесия системы, могут быть названы инертными. В закрытых системах все компоненты инертны. Но в открытых природных минеральных системах могут быть вполне подвижные компоненты, химические потенциалы которых являются факторами равновесия системы. С каждым вполне подвижным компонентом связан один интенсивный фактор равновесия (химический потенциал, парциальное давление пара или концентрация этого компонента в одной из фаз). С каждым инертным компонентом связан один экстенсивный фактор равновесия (масса или мольное количество этого компонента).

Растворимость минеральных солей резко возрастает в комплексных растворах, играющих первостепенную роль при гидротермальном рудообразовании. Комплексом называют находящиеся в растворе частицы, образованные путем соединения двух или более простых частиц, каждая из которых может существовать независимо. В них различают ядро и лиганды. Ядро выступает в роли катиона и обычно представлено двух-, трех-, четырехвалентными металлами; оно может состоять из одного или нескольких элементов. Лиганды образованы ионами или молекулами, связанными с ядром таким образом, что их максимальное число соответствует максимальному координационному числу центрального катиона.

В процессе формирования постмагматических рудных месторождений существенная роль принадлежит хлоридным комплексам (К. Бэрнем, Р. Рафальский, Г. Колонин, Г. Хелгесон и др.). Ряд ученых придают большое значение гидросульфидным комплексам (Д. Смит, Х. Барнс и др.). Для рудообразующих гидротермальных растворов выделяются также гидроксильные, карбонатные, бикарбонатные и другие комплексы.

Х. Барнс заметил, что увеличение прочности комплексов хорошо коррелируется со степенью удаленности руд соответствующих металлов от пункта зарождения рудоносных растворов.

Источники воды. Вода гидротермальных растворов может иметь тройное происхождение: 1) это может быть магматическая, или ювенильная, вода; 2) вода метаморфического происхождения; 3) метеорная, или вадозная, вода глубокой циркуляции.

Магматическая вода отделяется от магматических расплавов в процессе их застывания и формирования изверженных пород. Количество воды в магме может быть приблизительно оценено по его содержанию в быстро излившихся и застывших лавах. Так, в липаритовых перлитах и обсидианах вода находится в количестве от 0,2 до 4%, иногда составляя 8—10%. По разного рода планетарным и локальным расчетам А. Кадика, Е. Лебедева и Н. Хитарова, кислые магмы содержали не менее 2%, в некоторых случаях до 10% воды, основные — не менее 1%, иногда до 5—6%. Опыты Р. Горансона с гранитными стеклами показывают, что гранитоидная магма при температуре 900° С и давлении, равном массе столба пород 15; 7,5 и 2 км, способна удержать и отдать при кристаллизации соответственно 9,35; 8,15 и 3,75% воды. Если принять за среднее содержание воды в расплаве 8%, а удерживающее при кристаллизации глубинных пород 1%, то 7% воды, высвобождающейся при этом, составит около 0,2 км^3 от каждого кубического километра расплава.

Согласно Н. Хитарову, высвобождение воды из магматического расплава, проникающего из нижних в верхние части земной коры, происходит по-разному для базальтовых и гранитных пород. Графическое сопоставление освобождающегося количества воды при переходе с уровня давления 3000 кгс/см² на уровень 2000 кгс/см² и затем на уровень 1000 кгс/см² наглядно иллюстрирует это положение (рис. 108). Из этого рисунка видно, что основная магма освобождает большее количество воды на глубине и поступает в верхние этажи в существенной степени обезвоженной. Кислая магма, наоборот, имеет возможность отдавать свою воду по преимуществу в верхних горизонтах Земли.

Миграция воды из магмы имеет сложную историю. При определенных условиях вода вначале может заимствоваться магматическим расплавом из

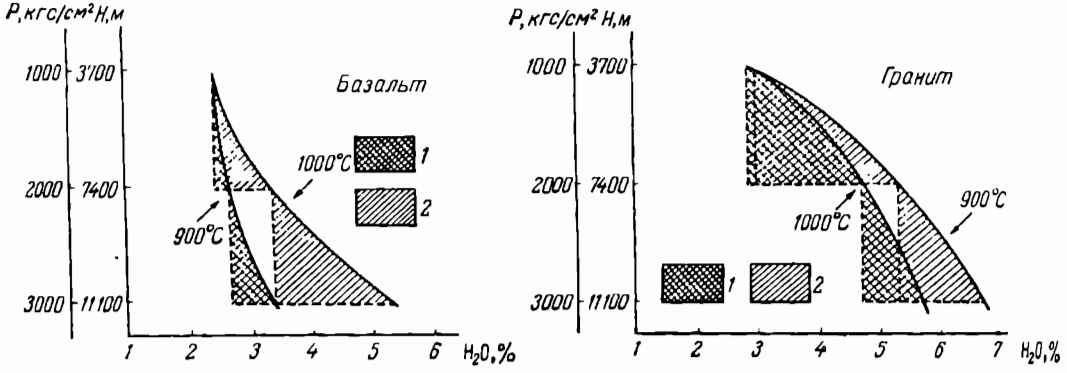


Рис. 108. Отдача растворенной воды базальтовым и гранитным расплавами в зависимости от давления и температуры. По *Н. Хитарову*.

1 — площади, характеризующие отдачу воды при переходе расплава с одного уровня на другой при 900° С; *2* — то же, при 1000° С. Жирные линии — кривые растворимости воды

окружающих пород, а затем при его раскристаллизации вновь выделиться в эти породы. Проникновение воды в магму, названное венгерским ученым Е. Ссадецки-Кардошом «трансвапоризацией», осуществляется в связи с тем, что под влиянием тепла магмы в боковых породах, содержащих летучие компоненты, образуется большое количество пара или газа с высоким давлением, значительная часть которого после заполнения и закупорки пор и трещин боковых пород проникает в еще жидкую и, следовательно, проницаемую магму.

Н. Хитаров в 1959 г. на основании исследования диаграмм (см. рис. 108) пришел к заключению, что поступление воды в базальтовую магму на всех уровнях ее существования в заметном количестве затруднительно. Наоборот, кислая магма до начала ее раскристаллизации на всем пути продвижения от уровня с давлением 3000 кгс/см² до поверхности земли не насыщена водой и обладает способностью поглощать ее из окружающих пород.

Таким образом, на ранней стадии внедрения магмы градиент давления, развиваемый парами воды, может быть направлен от вмещающих пород в магму и расплав окажется способным поглощать воду окружающих пород. В дальнейшем, по мере раскристаллизации расплава и увеличения газовой фазы в его составе, градиент давления меняет свой вектор на противоположный, обеспечивая истечение воды из магмы в окружающие породы.

Согласно Дж. Кеннеди, последнему может способствовать диффузия воды из внутренних частей магматических объемов к их периферии. Это происходи

потому, что вода в штоке магмы должна обладать одинаковым парциальным давлением. Но парциальное давление повышается с увеличением температуры. Поэтому в горячих глубоких частях штоков магматического расплава меньший объем воды обеспечивает такое же давление, что и больший ее объем в более холодных внешних верхних частях магматической камеры. По мере охлаждения периферической части камеры в порядке выравнивания парциального давления воды развивается диффузия воды и находящихся в ней соединений из нижней к верхней части магматической массы. Происходит накопление воды у вершины магматических штоков, содействующее выносу ее в окружающие породы. По расчетам А. Кадика, в магматическом столбе высотой 10 км при первичном содержании воды 1—2% в его донной части будет 0,1%, а в верхней — до 10—20%. Таким образом, вода из магмы может отделяться по трем схемам: 1) при поглощении ее магмой на глубине и отдаче в верхних частях магматического столба по схеме «магматического насоса»; 2) при подъеме магмы до ее раскристаллизации из-за снижения давления и температуры; 3) в процессе раскристаллизации вследствие нарастания ее концентрации и парциального давления.

Метаморфическая вода формируется вследствие метаморфизма горных пород на глубине под воздействием возрастающих давления и температуры. Ее происхождение связано с мобилизацией вод, захороненных в поровом пространстве, и с дегидратацией гидроксилсодержащих минеральных масс. В свежих слабо метаморфизованных осадочных горных породах может находиться поровая, пленочная, капиллярная, интерминеральная и конституционная вода. Количество всех этих форм воды может достигать 30% и более от веса породы. На низких ступенях метаморфизма резко сокращается количество свободной воды; на высоких ступенях, при температуре выше 300° С, выносится вода остальных форм. В интенсивно метаморфизованных породах содержание всех форм воды редко составляет более 1—2%.

Расчеты А. Саукова показывают, что если принять плотность глинистых осадочных пород равной 2,5 и потерю воды при метаморфизме от 5 до 1%, т. е. равной 4%, то при данном превращении 1 км^3 осадков высвободит около 100 млн. т воды, не считая еще больших масс ее, высвобождающихся в процессе диагенеза и литификации. Таким образом, при метаморфизме высвобождается огромное количество воды, способной питать гидротермальные растворы. Эксперименты показывают, что из глины, содержащей около 31% воды, при давлении 6000 кгс/см^2 отжимается около 65% исходного количества влаги; из известняка с влажностью 9,8% при такой же нагрузке выделяется около 50% воды (Н. Хитаров).

Отдача воды породами повышается с возрастанием температуры. Если взять породу с пористостью 2,5% и содержанием воды 0,8%, то объем, занимаемый водой, будет равен 1,3 см^3 на 1 г. Если эта порода попадает в условия с температурой 350° С, то плотность воды повысится до 1,56 см^3 на 1 г и имеющейся пористости для нее не хватит. Чтобы сохранить воду в породе при этих условиях, потребуется сжатие до 1000 кгс/см^2, при глубине залегания 1100 м (300 кгс/см^2) это обусловит избыточное давление воды 700 кгс/см^2. При переходе породы с водой в условия, определяющиеся температурой 400° С, избыточное давление достигнет 1200 кгс/см^2. Это давление может служить одним из элементов движущей силы возникающих при описанных условиях гидротермальных растворов (Н. Хитаров).

Гидротермальные воды, возникающие вследствие регионального прогрессивного метаморфизма и ультраметаморфизма, продвигаются впереди общего

фронта метаморфизма, опережая его и создавая авангардную зону гидротермальных процессов.

По мнению Н. Судовикова, отделение и миграция метаморфогенных вод может происходить лишь до глубины 5 км, ниже которой по условиям давления и температуры вся вода будет отогнана из метаморфических пород. Ниже этого уровня могут существовать лишь ювенильные воды.

Д. Коржинский считает, что подобного рода восходящие потоки ювенильных водных «сквозьмагматических» растворов на ранних стадиях своей деятельности обеспечивают гранитизацию пород, а на поздних, отделяясь от гранитных расплавов, создают всю гамму постмагматических продуктов, связанных с глубинным магматизмом.

Метеорная вода свободной циркуляции может при соответствующих гидрогеологических условиях проникать в глубинные части земной коры, нагреваться, минерализоваться и приобретать свойства гидротермальных растворов. Такие воды могут возникать как в результате их разогрева внутренним жаром Земли, так и благодаря их прогреву и минерализации при процессах глубинного магматизма. Так, по данным С. Набоко, минерализация вадозных вод глубокой циркуляции на Камчатке и Курильских островах высокотемпературными вулканическими газами обусловила создание современных гидротерм этой вулканической провинции нашей страны.

Еще более определенно значение метеорных вод в гидротермальном рудообразовании подчеркивает А. Овчинников, который считает, что все жидкие воды земной коры находятся в условиях гидродинамического напора, при этом выделяются область создания напора и инфильтрации атмосферных вод и область их распространения с очагами разгрузки. Концентрация рудообразующих компонентов и формирование рудных тел происходили, по мнению А. Овчинникова, в участках древних очагов разгрузки подземных вод.

Многие гидротермальные растворы имеют, вероятно, смешанное происхождение, определяющееся вхождением в их состав двух или даже трех вышеописанных источников. Различать их по минеральным продуктам, формирующим гидротермальные месторождения, в меру современного состояния науки затруднительно. В связи с этим исключается возможность разделения этих месторождений на «истинно гидротермальные», т. е. образованные из магматических вод, и на «псевдогидротермальные», т. е. созданные водами метаморфического или метеорного происхождения. Некоторые перспективы такого разделения намечают М. Симон, Р. Шеппард и Х. Тейлор в связи с исследованием отношений дейтерия и водорода в водосодержащих гидротермальных минералах, так как вариации этих отношений различны для ювенильных и поверхностных вод.

Источники минерального вещества. Термальные воды недавно угасшего и современного вулканизма выделяют на путях циркуляции в трещинах и порах разнообразные минеральные продукты, производя при этом гидротермальное изменение окружающих пород. Состав минеральных отложений и метасоматически преобразованных пород в известной мере зависит от химического состава термальных вод, определяющегося условиями их образования. В. Иванов выделяет четыре типа термальных вод областей современного вулканизма: 1) сероводородные углекислые, образующиеся в верхней окислительной зоне при участии вулканических газов и характеризующиеся сульфатами и сульфато-хлоридами сложного катионного состава; 2) азотно-углекислые, формирующиеся в глубинных восстановительных условиях при ограниченном участии магматических и термометаморфических газов и характеризующиеся хлорид-

ным или гидрокарбонатно-хлоридным натровым ионным составом; 3) углекислые, образующиеся в глубинных условиях при участии термометаморфических процессов и характеризующиеся хлоридным и хлоридно-гидрокарбонатным натровым и кальциево-натровым ионным составом; 4) азотные, образующиеся в глубинных восстановительных условиях без участия магматических и термометаморфических процессов и характеризующиеся сульфатно-хлоридным натриевым ионным составом.

В местах разгрузки высокотермальных минерализованных вод возникают процессы парообразования, дегазации с образованием газопаровых струй и вторичных обычно кислых поверхностных термальных растворов, осуществляющих гидротермальное изменение боковых пород.

Химический состав многих термальных вод при этом испытывает изменение, приводящее к выпадению в осадок различных минеральных соединений. Среди них распространены минералы, характерные для гидротермальных месторождений. Так, в осадках современных камчатско-курильских гидротерм отмечаются соединения свинца, цинка, меди, молибдена, сурьмы, ртути, мышьяка и других металлов. Термальный источник Стимбот Спринг в Неваде (США) отлагает у поверхности земли кремнистые туфы с весомыми количествами сернистых соединений ртути, сурьмы, мышьяка, меди, свинца, а на некоторой глубине из его осадков образовалась залежь киновари. Горячие источники и вулканические возгоны Японии, Исландии, Новой Зеландии и других районов мира содержат медь, свинец, цинк, никель, сурьму, ртуть, мышьяк, золото, серебро и другие металлы. В современных осадках на склонах действующего вулкана архипелага Новые Гебриды содержание меди достигает 12,3%, в ярозитах горячих источников Камчатки концентрация свинца составляет около 1%, а в кремнистых туфах вулканов Новой Зеландии содержание вольфрама доходит до 3%.

Грандиозные фумаролы «Долины десяти тысяч дымов» на Аляске, ежегодно выбрасывающие в воздух свыше миллиона тонн соляной и около 200 тыс. т плавиковой кислоты, рассеивают в горных породах магнетит, спекулярит, молибденит, пирит, галенит, сфалерит, ковеллин. При этом вмещающие горные породы претерпевают заметное гидротермальное изменение, приводящее к образованию зон адуляризации, хлоритизации, серицитизации, цеолитизации, карбонатизации, алунитизации, аргиллизации, каолинизации и опализации.

О колоссальных масштабах подобных процессов на Курильских островах свидетельствуют расчеты Е. Мархинина, показавшего, что с верхнего мела до наших дней на этой островной дуге при вулканических извержениях из мантии на поверхность земли была вынесена масса водяных паров и других газовых компонентов в количестве $4 \cdot 10^{14}$ т; количество ювенильной воды, вынесенной в это же время сольфатарами и гидросольфатарами, определяется величиной того же порядка. В год на Курильских островах горячие источники выносят серной кислоты более 250 тыс. т, соляной кислоты более 100 тыс. т, железа около 13 тыс. т.

Феноменальны горячие воды глубокой скважины Южной Калифорнии, поступающие с глубины 2000 м и представляющие собой высококонцентрированный (36%) гидротермальный раствор — рассол, в состав которого входят хлориды щелочей, 2 г/т серебра, 25 г/т меди, 100 г/т свинца и 700 г/т цинка. Подобного рода высокоминеральные воды установлены также на п-ове Челекен и на дне Красного моря. На Челекене они относятся к хлоридно-натриево-кальциевым и содержат меди от 0,09 до 15,0 мг/л, цинка от 0,2 до 5,4 мг/л,

свинца от 3,6 до 77 мг/л. Хлоридно-натровые воды впадин Красного моря содержат меди от 1 до 3 мг/л, цинка от 8 до 50 мг/л и свинца от 2 до 6 мг/л.

Хотя концентрация ценных минералов в отложениях современных термальных источников часто значительно ниже их концентрации в ископаемых гидротермальных месторождениях, все же их большое геохимическое сходство позволяет рассматривать последние как минеральные продукты древней гидротермальной деятельности.

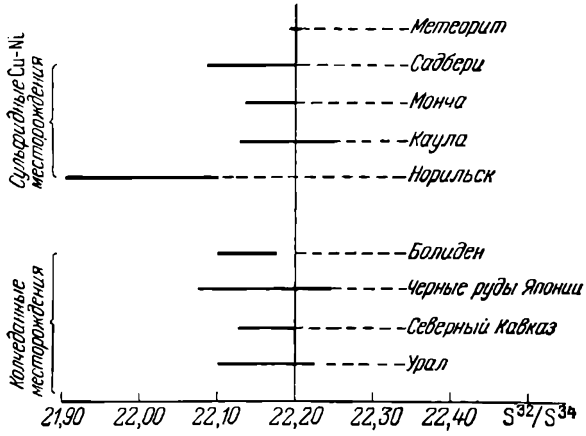


Рис. 109. Вариации изотопного состава серы сульфидов в эндогенных месторождениях, связанных с базальтоидной магмой (по разным авторам)

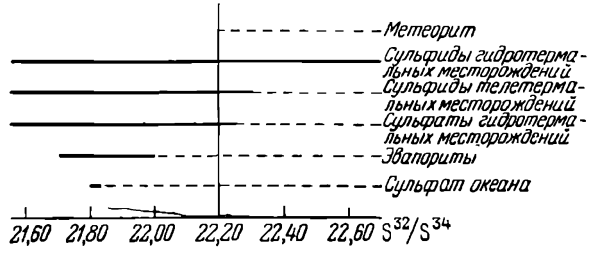


Рис. 110. Вариации изотопного состава серы сульфатов и сульфидов в эндогенных месторожениях, связанных с гранитоидной магмой (по разным авторам)

Источники минеральных веществ гидротермальных растворов могут иметь тройное происхождение. Они могут быть ювенильными магматическими, ассимиляционными магматическими и фильтрационными внемагматическими.

Ювенильные магматические источники рудообразующих веществ особенно характерны для месторождений ранней стадии геосинклинальных циклов геологического развития. Они являются производными первичной подкоровой базальтоидной магмы, отделяющимися от нее при подъеме и остывании в верхних зонах земной коры. Таковы источники железа, марганца, титана, ванадия, хрома, никеля, меди и платиноидов магматических месторождений перидотитовой и габбровой формаций. Вероятно, этот источник в основном питал рудообразование скарновых и колчеданных месторождений плагиогранитовой и спилит-кератофировой формаций. Об этом свидетельствуют вариации соотношений изотопов серы всех перечисленных месторождений, за исключением особых случаев, соответствующие соотношению метеоритного стандарта (рис. 109). За счет глубинной дегазации мантийной магмы, по мнению В. Кузнецова, формировались ртутные месторождения.

Ассимиляционные магматические источники рудообразования свойственны преимущественно месторождениям средней и поздней стадий геосинклинальных циклов. Они связаны с гранитоидной магмой, возникшей при переплавлении нижней части осадочной оболочки Земли, высылавшей свои сателлиты в верхние этажи этой оболочки, не подвергшиеся глубокому метаморфизму и гранитизации. Поскольку такая магма имеет палингенное происхождение, состав сопровождающих ее рудных месторождений в известной мере зависит от химизма переплавленных пород. В связи с этим вариации изотопов серы, входящей

в состав гидротермальных месторождений, связанных с гранитоидами, испытывает большие отклонения от метеоритного стандарта (рис. 110). Однако формирование постмагматических рудных месторождений, ассоциированных с гранитоидами, регулируется не только составом исходного вещества, идущего на образование гранитной магмы, но и физико-химическими закономерностями ее кристаллизации, отделения от нее летучих веществ и связывания их в рудных телах. При этом происходит отбор избранных элементов, до известной степени выравнивающий характер постмагматических продуктов. Таким образом обособляются типоморфные металлы месторождений гранитной группы, наиболее типичными представителями которых служат олово, вольфрам, бериллий, литий, ниобий и тантал. Эти и другие элементы выносятся летучими соединениями из раскристаллизовавшихся гранитных массивов по схеме их экстракции, свойственной образованию альбитит-грейзеновых месторождений, или в процессе остывания и раскристаллизации по классической схеме формирования гидротермальных месторождений.

Фильтрационные внемагматические источники обусловлены заимствованием рудообразующих веществ из боковых пород на путях циркуляции гидротермальных растворов. Некоторые геологи считают их универсальными для гидротермального рудообразования. Подобные взгляды, получившие название «латеральсекреционной гипотезы», развивали немецкие ученые К. Бишоф, Ф. Зандбергер, И. Кенигсберг, американский геолог Ч. Ван Хайз и др.; по отношению к гидротермальным месторождениям свинца и урана их мнения придерживается А. Тугаринов. Геологи, защищавшие латеральсекреционную гипотезу, обращали внимание на то, что в составе пород, окружающих гидротермальные рудные тела, химические анализы устанавливают повышенное количество металлов, входящих в состав руд. Позднее выяснилось, что в данном случае причина оказалась спутанной со следствием. Повышенное содержание металлов в породах вокруг залежей не обусловило формирование гидротермальных месторождений этих металлов, а было обусловлено образованием последних и представляет собой ореолы рассеяния вещества гидротермальных рудных тел.

Латеральсекреционной гипотезе образования гидротермальных месторождений противоречит также обычное пересечение рудными жилами одного состава пород разного состава и возраста. Например, флюоритовые месторождения Забайкалья залегают среди конгломератов, аркозов, граувакк, алевролитов, углисто-глинистых сланцев, известняков, туфов, порфиритов, сидеритов и гранитов, а ртутные месторождения Средней Азии расположены среди известняков, сланцев, песчаников, туфов, эффузивов и т. д. Этому представлению о латеральсекреционном образовании гидротермальных месторождений также не соответствует нахождение гидротермальных жил разного состава в породах одного и того же комплекса. Например, среди кристаллических сланцев Большого Кавказа известны самостоятельные месторождения вольфрама, молибдена, олова, сурьмы и других металлов. Точно так же состав минералообразующих растворов газово-жидких включений в гидротермальных минералах не зависит от состава вмещающих пород. С позиций латеральсекреционной гипотезы невозможно объяснить смену минерального состава последовательных стадий рудоотложения сложных многостадийных месторождений. Следовательно, латеральсекреционную гипотезу нельзя считать универсальной. Боковые породы не являются генеральным поставщиком рудообразующих веществ, но тем не менее в некоторых случаях вещество боковых пород может играть существенную роль в образовании гидротермальных месторождений.

Таким образом, можно говорить о частичном и о более редком полном заимствовании вещества боковых пород при гидротермальном рудообразовании.

Частичное заимствование вещества окружающих пород наиболее распространено для петрогенных элементов, менее для промежуточных, отмечается и для металлогенных элементов.

Петрогенные элементы, входящие в состав гидротермальных месторождений (прежде всего кремний, кальций, магний, калий и хлор), часто заимствуются из пород, по которым протекали гидротермальные растворы.

Кремний скоплений горного хрусталя в кварцевых жилах извлекался гидротермальными растворами из толщ кварцитов и песчаников, в которых они залегают (П. Татаринов).

Кальций и магний жильных карбонатов многих гидротермальных месторождений привнесены растворами из подстилающих или окружающих пород. Такими породами могут быть как карбонатные, так и иные, например средние и основные изверженные, при гидротермальном разложении основных плагиоклазов которых освобождается кальций, а при разрушении пироксенов — магний и железо, идущие на постройку таких гидротермальных минералов, как кальцит, доломит, анкерит, сидерит. Таков генезис карбонатов золотоносных жил типа месторождения Зод на Кавказе, залегающих в габбро. Кальций, необходимый для образования шеелита вольфрамовых месторождений, также обычно заимствуется из кальцийсодержащих минералов, обычно из карбонатов, иногда из основных плагиоклазов, как, например, на месторождении Чарух-Дайрон в Средней Азии.

Калий в процессе образования серицитовых или каолиновых масс гидротермальных месторождений мобилизуется из калиевых силикатов вмещающих пород.

Хлор, входящий в состав скаполита некоторых месторождений, извлекается гидротермальными растворами из подстилающих эти месторождения пластов каменной соли; так же Г. Соколов и Н. Павлов трактуют генезис магномагнетитовых месторождений района Тунгусской синеклизы Сибирской платформы, а Г. Крутов — скарновых месторождений железа и кобальта.

Изучение условий переотложения петрогенных элементов гидротермальными растворами в различных условиях глубинности геологически юной Камчатской рудной области, выполненное М. Василевским, показало, что оно происходит дифференцированно и зависит от изменения давления и температуры процесса и парциального давления кислорода. По мере падения давления и температуры и увеличения парциального давления кислорода первыми перестают выноситься из боковых пород и переотлагаться более инертные компоненты, затем менее инертные и, наконец, при низком давлении, температуре и высоком парциальном давлении кислорода, характеризующих приповерхностное минералообразование в зоне затухающей поствулканической деятельности, — подвижные компоненты. Для этих условий выявлен ряд относительной подвижности переотложения (в порядке от более инертных к более подвижным компонентам): Al_2O_3, SiO_2, MgO, FeO, Fe_2O_3, K_2O, CaO, Na_2O, рудные компоненты, H_2O, SO_3. Среди рудных компонентов более подвижны мышьяк, сурьма и ртуть, менее подвижны свинец, медь и цинк.

Соединения петрогенных элементов рудовмещающих пород, высвобождающиеся при формировании метасоматических залежей, нередко вновь осаждаются на путях восхождения гидротермальных растворов, образуя скопления кварца, карбонатов и других переотложенных минералов над рудными телами,

являющихся хорошими поисковыми признаками рудных тел, не выходящих на поверхность земли.

Промежуточные элементы гидротермальных месторождений, к которым относятся железо и марганец, также иногда заимствуются из окружающих пород. Хорошо известно использование железа биотита для образования пирита под воздействием серосодержащих гидротермальных растворов, приводящее к образованию золотоносных березитов. Железо, высвобождающееся при гидротермальном разложении пироксенов, идет на создание анкерита и сидерита золотоносных лиственитов. Источником железа для гидротермального сидеритового месторождения Абаил в Южном Казахстане. В. Гарьковец считает залегающие под ним сланцы, обогащенные анкеритом. Скопления марганцевых минералов родонита, бустамита, марганцовистого геденбергита в месторождениях Карамазара в Средней Азии, залегающих в известняках, А. Королев объясняет извлечением марганца гидротермальными растворами из толщи вулканогенных пород, подстилающих известняки.

Металлогенные элементы гидротермальных месторождений иногда также в той или иной мере могут заимствоваться из окружающих пород. Об этом свидетельствуют зоны обеднения вмещающих пород элементами, входящими в состав рудных тел, отмеченные на некоторых месторождениях. Так, по Ф. Касаниуки, андезиты, вмещающие рудные жилы Дьендьершорси в Венгрии, содержат вблизи жилы цинка на 490 г/м^3, а свинца на 400 г/м^3 меньше, чем эти же породы вдали от жил. Содержание золота вблизи рудных жил Райс-Лейк в Канаде, по данным В. Вебера и Дж. Стифаненсена, снижается по сравнению с вмещающими породами с 100 до 30 ppt. Содержание фтора в флюоритсодержащих пегматитах, по Ю. Долгову, около них вначале повышается, затем падает на 20—25%, оконтуривая зону, обедненную этим элементом.

Вероятно, для скоплений настурана, находящегося в ассоциации с типичными гидротермальными минералами в секущих трещинах среди ураноносных черных сланцев или фосфатизованных песчаников, уран извлекался из боковых пород.

Гидротермы, циркулирующие по ультраосновным и основным породам, могут извлекать из них никель и кобальт и переотлагать их в гидротермальных месторождениях в форме шмальтин-хлоантита, герсдорфита, пентландита, миллерита и виоларита. Таково происхождение этих минералов в золотоносных жилах Зода (Кавказ), залегающих в габбро, в свинцово-цинковых жилах Тызыла (Кавказ), в жилах кобальтовых руд Буазера, Марокко (Г. Крутов), находящихся в змеевиках, и в других местах. В. Барсуков, А. Беус, Ю. и Э. Размахнины и др. объясняют формирование рудоносных растворов мобилизацией таких элементов, как олово, бериллий и вольфрам, первично рассеянных в граните или в кристаллических сланцах в результате метасоматической переработки этих пород высокотемпературными постмагматическими растворами.

А. Тугаринов и А. Змеенкова по соотношению изотопов свинца в месторождениях Канады, Австралии и СССР заключают, что часть свинца этих месторождений (от 0 до 37%) извлечена растворами из вмещающих пород. Такие месторождения Т. Ловеринг предложил называть *диплогенетическими*.

Сероводород, очень важный компонент для гидротермального сульфидного рудообразования, мог быть, по мнению А. Германова, выделен из горячих сульфатных вод глубокой циркуляции при их соприкосновении с битуминозными породами под воздействием сульфатредуцирующих бактерий по следующей реакции:

$$2C + SO_4 + 2H_2O \rightarrow H_2S + 2HCO_3.$$

Для образования одного моля сероводорода и двух молей углекислоты при этом расходуется два моля углерода, заимствуемого из битумов.

При одностороннем подогреве осадочных толщ, насыщенных подземными водами, под воздействием глубинных магматических масс в них должно происходить перемещение водных растворов снизу вверх. Ф. Шипулин отмечает, что при этом существенную роль в процессах миграции и концентрации водных растворов играет относительная термодиффузия растворенных в ней солей. Соединения с большим молекулярным объемом (сульфаты и отчасти бикарбонаты щелочных и щелочноземельных металлов) должны удаляться от источника тепла, а соли с меньшим молекулярным объемом (хлориды, отчасти бикарбонаты) перемещаться в обратном направлении. Сульфаты, накопившиеся во фронтальной части односторонне разогревающихся вод, могут быть источником серы для сульфидного минералообразования. Рудообразование при этих условиях рассматривается как следствие взаимодействия ювенильных металлоносных растворов с сульфатизированными подземными водами.

Полное заимствование вещества рудных тел из окружающих пород возможно при образовании гидротермальных месторождений химически активными горячими подземными водами немагматического происхождения. В качестве их возможного примера указываются стратиформные месторождения свинцовых руд, залегающие в толщах карбонатных пород вне видимой связи с магматическими породами. Исследование изотопов свинца галенитов этих месторождений показало, что в тех случаях, когда рудовмещающие формации подстилаются древними породами, в них обнаруживается повышенная доза радиогенных изотопов, свидетельствующая о включении в состав руд свинца более древнего, чем время возникновения месторождений. При этом в состав руд Миссисипской долины США, залегающих в нижнепалеозойских известняках, входит докембрийский свинец, в руды хр. Каратау в Западном Казахстане, залегающие в среднепалеозойских породах, входит свинец нижнепалеозойского возраста, третичные руды хр. Акшийряк в Центральной Киргизии оказываются сложенными верхнепалеозойским свинцом. Геологи, рассматривавшие эти данные, имеют основание утверждать факт мобилизации древнего свинца на путях циркуляции восходящих рудоносных растворов среди подстилающих пород.

Вариации изотопов серы в рудах таких свинцовых месторождений резко отклоняются в сторону сульфатов (см. рис. 110). В связи с этим геологи ряда стран (в Советском Союзе, например, А. Германов) вопрос об источниках серы решают с позиции ее мобилизации из сульфатных вод, насыщающих пласты осадочных пород. Развернутая точка зрения о заимствовании всех рудообразующих элементов амагматогенных свинцовых месторождений из окружающих пород под воздействием проникающих сквозь них концентрированных внутрипластовых сульфатсодержащих растворов, отделившихся при диагенезе из эвапоритов, защищалась английским геологом Ч. Дэвидсоном.

Гипотеза о регенерированных месторождениях. В связи с рассмотрением условий переотложения вещества горных пород при формировании гидротермальных месторождений уместно задержаться на гипотезе образования регенерированных месторождений. Эта концепция появилась в связи с высказываниями немецкого геолога Г. Шнейдерхена в 1952—1953 гг. и возникшей вслед за этим оживленной дискуссией, захватившей в основном европейских геологов, занятых исследованием эндогенных рудных месторождений.

Сущность этой гипотезы сводится к следующему. Со времени кембрия во всех рудоносных провинциях мира якобы происходил только один главный

металлогенический орогенез. В Евразии это был герцинский, а в западной части Америки, точнее в пределах Тихоокеанского пояса, киммерийский металлогенический период. Все более ранние постпротерозойские периоды, точно так же как и более поздние, по мнению сторонников этой гипотезы, были бесплодны в отношении первичных металлообразований. Однако при более поздних орогенезах могли происходить мобилизация и переотложение вещества месторождений, созданных при более раннем главном металлогенезе, с образованием вторичных эндогенных концентраций, которые и предложено называть регенерированными месторождениями. По мнению сторонников этой гипотезы, все киммерийские и альпийские месторождения Средиземноморского пояса образованы вследствие переотложения вещества эндогенных рудных месторождений герцинской металлогенической эпохи.

Формирование регенерированных месторождений протекало по-разному в различной геотектонической обстановке. В платформенных и полуплатформенных условиях перегруппировку вещества могли осуществлять гидротермальные растворы, выносящие по глубоким расколам металлические элементы из месторождений нижнего структурного яруса в слабо деформированные толщи пород верхнего яруса. В случае вовлечения рудоносной площади в новый, молодой орогенез, при отсутствии или слабом проявлении синорогенного плутонизма переотложение рудных элементов осуществлялось, кроме того, в результате тектоно-метаморфических процессов. В тех же условиях, но при развитии синорогенного магматизма переотложение рудного вещества происходило также при его мобилизации продуктами молодых магматических пород и палингенного псевдомагматизма.

Гипотеза имеет ряд слабых сторон. Она не учитывает независимую роль каледонской металлогении, что совершенно неправильно. В областях каледонской складчатости и магматизма (Алтае-Саянская область, Казахстан, Тянь-Шань, Урал и др.) распространены каледонские месторождения, хотя и менее интенсивные, чем герцинские, но тем не менее содержащие реальные промышленные объекты руд железа, золота, цветных и редких металлов. В полициклических рудных провинциях, таких, как Забайкалье с его герцинскими и киммерийскими месторождениями, Кавказ с герцинскими, киммерийскими и альпийскими месторождениями и др., нет никаких доказательств образования всех месторождений молодых циклов по способу заимствования рудного вещества месторождений древних циклов. Наоборот, обычная наибольшая концентрация руд в месторождениях молодых циклов, различное соотношение стабильных изотопов в рудных минералах месторождений молодых и старых циклов свидетельствуют о их самостоятельном первозданном происхождении.

Защитники рассматриваемой концепции не освещают химизм процесса регенерации руды, обычно сложенной неподатливыми к легкому растворению и переотложению силикатами, окислами, сульфидами и другими соединениями. В гипотезе делается упор только на концентрацию вещества при захвате его в процессе последующей магматической, метаморфической и гидротермальной перегруппировок, но абсолютно не учитывается его тенденция к распылению, которая в этих условиях будет преобладать. Поэтому данная гипотеза полностью не может быть принята. Однако при процессах тектонической, магматической и геохимической регенерации в отдельных, вероятно достаточно редких, случаях вещество ранее существовавших месторождений может быть использовано при формировании новых молодых месторождений.

Магматическая гипотеза. Традиционные представления магматистов сводятся к тому, что основным источником минерального вещества гидротермальных

месторождений является магматический расплав. Возможно такой расплав содержит 1—5% воды, металлы, серу, углерод, водород и галоиды общим количеством в десятые доли процента.

Согласно этим представлениям, магматические массы в процессе их остывания и кристаллизации обогащают гидротермальные растворы минеральными соединениями, последующее отложение которых на путях циркуляции этих растворов и приводит к созданию гидротермальных месторождений. Концентрация элементов в остаточных продуктах кристаллизации магмы осуществляется вследствие:

1) накопления избыточных элементов, остающихся от постройки породообразующих силикатов (кремний, щелочи);

2) легкоплавкости, сохраняющей элементы в жидкой фазе при остывании расплава;

3) летучести, обусловленной низкой температурой кипения элементов, входящих в соединение с летучими: хлором, фтором, бором и др.;

4) низкого теплопоглощения при образовании соединений, выпадающих в осадок (принцип Ле Шателье);

5) отклонения в размерах атомов от элементов сходной валентности, не позволяющего изоморфно входить в решетки породообразующих силикатов;

6) различных поляризационных свойств ионов.

Магматическая гипотеза опирается на ряд фактических данных. На всем земном шаре отмечается совместное распространение магматических горных пород и ассоциированных с ними гидротермальных месторождений, особенно тесное в складчатых областях, возникших на месте геосинклиналей. Более того, нередко наблюдаются постепенные переходы через пегматиты, альбитит-грейзены или скарны к ореолам гидротермальных образований вокруг массивов изверженных пород, свидетельствующие о генетической связи продуктов прошлой гидротермальной деятельности с этими массивами или их глубинными очагами. В ряде случаев состав элементов-примесей изверженных пород соответствует химическому составу ассоциированных с ними гидротермальных месторождений. Нередко наблюдается тождественность соотношения стабильных изотопов отдельных элементов изверженных пород и тяготеющих к ним месторождений. Очевидно, главным поставщиком минеральной массы гидротермальных месторождений, особенно металлических элементов, служат магматические очаги.

Роль магматической ассимиляции. Рудопроизводящие магмы могут в той или иной степени обогащаться различными элементами, в том числе и металлами при их ассимиляции в составе боковых пород, переплавляемых магматическим расплавом. При последующей раскристаллизации расплава эти элементы могут выноситься в растворах летучих соединений и вводиться в состав гидротермальных месторождений. Значение магматической ассимиляции в мобилизации вещества вмещающих пород, идущего затем на создание постмагматических месторождений, геологи расценивают по-разному. Некоторые исследователи приписывают ей исключительную роль в так называемой металлогенической специализации магмы, определяющейся тем, что каждой рудной провинции свойственны месторождения определенных металлов.

А. Никольский, отметив, что кларк олова песчано-сланцевых отложений выше среднего в 5—20 раз, объясняет этим развитие гидротермальных оловянных месторождений почти исключительно в связи с гранитами, прорывающими песчано-сланцевые отложения и ассимилировавшими из них этот металл. П. Кропоткин, а позднее Ю. Щербаков, принимая во внимание пространст-

венную приуроченность гидротермальных золотых месторождений и ассоциированных с ними гранитоидов к площадям развития основных эффузивных пород, обладающих повышенным кларком золота, считают, что их образование связано с ассимиляцией гранитной магмой эффузивных и других пород, характеризующихся повышенной золотоносностью.

Однако эти и подобные им утверждения достаточно спорны. Дело в том, что в любом магматическом расплаве находятся все элементы, необходимые для создания гидротермальных тел, в таком количестве, что их с огромным избытком хватит на образование любых самых крупных месторождений. По экспериментальным данным И. Рябчикова, количество металлов, мобилизуемых в водный флюид, отделяющийся от магмы, составляет не более 3% их общей первоначальной массы. При решении проблемы образования гидротермальных месторождений из магматического расплава основное внимание должно быть обращено не на источник магматогенных элементов, необходимых для формирования постмагматических месторождений, а на механизм отделения их от магмы.

Магма при ассимиляции окружающих пород, вероятно, осваивает и их ценные элементы, в том числе и металлы. Часть этих металлов позднее выносится из остывающих расплавов гидротермальными растворами и входит в состав месторождений. Косвенным свидетельством этому служит, например, повсеместное распространение гидротермальных урановых месторождений на площадях широкого развития ураноносных толщ осадочных пород, прорываемых рудообразующими интрузиями. Однако удельное значение этого явления все еще не ясно. Скорее всего в общем случае оно несущественно и лишь иногда заметно отражается на составе постмагматических месторождений.

ТЕМПЕРАТУРА ОБРАЗОВАНИЯ

Завершение раскристаллизации гранитной магмы на глубине происходит при температуре 1000—800° С. Начальная температура гранитного пегматитового расплава 800—700° С. Непосредственное измерение температуры газовых струй современных вулканов показывает, что, хотя в отдельных редких случаях оно достигает 1018° (вулкан Парикутин в Мексике), обычно же лежит ниже 700° С. Так, например, температура вулканогенных эксгаляций в разных пунктах «Долины десяти тысяч дымов» (Аляска) колеблется от 645 до 50° С. Определение температуры осаждения минералов некоторых гидротермальных жил по их газово-жидким включениям показывает максимальное ее значение 540—560° С (кварц из Тетюхе Дальнего Востока, топаз Шерловой горы из Забайкалья и др.). Вероятно, начальная температура гидротермального рудообразования около 700—600° и, постепенно понижаясь, опускается до 50—25° С. Наиболее обильное гидротермальное рудообразование происходит в интервале 400—100° С.

Согласно исследованиям Ф. Летникова и др., горячая вода после ее охлаждения может некоторое время находиться в метастабильном состоянии и обладать повышенной растворяющей способностью.

Все приемы определения температуры отложения минералов из гидротермальных растворов, согласно Н. Ермакову и Э. Ингерсону, разделяются на о б с е р в а т и в н ы е, связанные с наблюдениями за некоторыми признаками минералов геологических термометров, и и с с л е д о в а т е л ь с к и е, обусловленные необходимостью выполнения тех или иных лабораторных исследований этих минералов для оценки температуры их образования.

Температура формирования минералов по первой группе признаков определяется согласно точкам их плавления, диссоциации, полиморфных переходов, распада твердых растворов, перекристаллизации, эвтектики, природной ассоциации, распределению элементов между сосуществующими минералами, изменению физических свойств, изменению габитуса кристаллов, а также на основе данных гидротермального синтеза.

Температура плавления минералов определяет верхний предел их образования. Она существенно изменяется в зависимости от среды минералообразования, особенно в присутствии летучих. При повышении температуры до плавления отдельные минералы могут распадаться на смесь других минералов, каждый из которых способен плавиться самостоятельно. Для гидротермальных месторождений имеет значение температура плавления самородного висмута 264—271° С, фиксирующая верхний предел температуры образования месторождений, в рудах которых находится самородный висмут.

Температура диссоциации минералов используется для тех же целей. Дегидратация гидроксилсодержащих силикатов происходит при температуре 400° С и имеет ограниченное значение для регистрации температуры гидротермального минералообразования. Декарбонатизация протекает при более низких температурах и также может быть использована для этих целей. Так, сидерит разлагается в интервале 200—490°, доломит от 500 до 800°, кальцит от 880 до 920° С. Десульфидизация некоторых сернистых металлов осуществляется при еще более низких температурах: аурипигмент распадается при 190—220°, кубанит при 235°, киноварь при 338—358°, марказит при 440—475° С; пирит при 600° С диссоциирует на пирротин и пары серы. Температура диссоциации с глубиной по мере увеличения давления заметно возрастает и роль ее в определении температурного режима гидротермального рудообразования падает.

Температура перехода полиморфных минералов имеет большое значение для фиксации гидротермального процесса. Бета-кварц переходит в альфа-кварц при 573°, маггемит в гематит при 500°, тетрагональный халькопирит в кубический при 500°, кубический аргентит в ромбический аканит при 179°, ромбический халькозин в гексагональный при 105° С. Наличие примесей в минералах может существенно изменить температуру точек их перехода.

Распад твердых растворов устанавливает предельную температуру существования гомогенной минеральной фазы до распада ее на составляющие минералы. Наиболее показательны температуры структур распада минералов системы Cu—Fe—S—O. Так, распад с образованием пары минералов халькозин — ковеллин происходит при 75°, халькопирит — пирротин при 250°, борнит — халькопирит при 300°, халькопирит — кубанит при 450° С.

Перекристаллизация минералов иногда может быть использована для определения температуры их образования. Например, самородное серебро перекристаллизовывается при 200°, самородная медь при 450° С.

Температура эвтектики может быть полезна для геологической термометрии, когда можно доказать, что взаимное прорастание минералов относится к структуре эвтектики. Примером их могут служить эвтектические срастания халькозин — галенит — аргентит при 400°, прустит — пираргирит при 465°, магнетит — ульвошпинель при 500° С.

Ассоциации минералов могут иногда служить указателем температуры их образования. Экспериментальным и расчетным путями уста-

новлены возможные ассоциации минералов в условиях разных температур и давлений для различных систем. Примером таких минеральных равновесий, более всего отвечающих гидротермальным условиям значений температуры и давления, могут служить минеральные ассоциации, возникающие в системе Al_2O_3—SiO_2—H_2O. На рис. 111 показано семь кривых моновариантного равновесия, разделяющих восемь полей *I—VIII* дивариантного равновесия. В дивариантных областях могут совместно существовать три фазы, так как

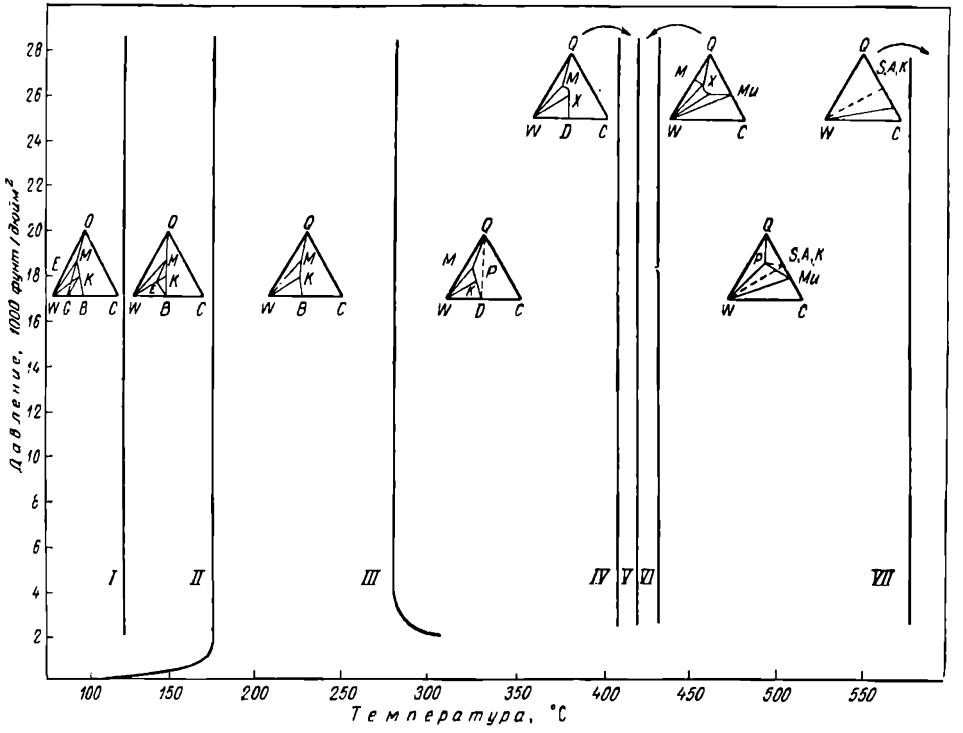


Рис. 111. Линии моновариантного равновесия в системе Al_2O_3—SiO_2—H_2O. По *Р. Рою* и *Е. Осборну*.

Фазы: *W* — вода, *Q* — кварц, *C* — корунд, *E* — энделлит, *K* — каолинит, *X* — *X*-фаза; минералы: *M* — алюминистый монтмориллонит, *P* — пирофиллит, *B* — бёмит, *Д* — диаспор, Mu — муллит, S — силлиманит, A — андалузит, *K* — кианит

в системе имеются три компонента. Различные минеральные комбинации, которые могут существовать в каждой области, устанавливаются при помощи треугольных диаграмм, в вершинах которых находятся вода, кварц и корунд.

При переходе из одного дивариантного температурного поля в последующие, можно видеть, как изменяются естественные ассоциации минералов с изменением температуры. Так, каолин исчезает при температуре свыше 400°, монтмориллонит — при 430°; пирофиллит и диаспор, наоборот, появляются после 300°, причем последний вновь исчезает после 430°; силлиманит, андалузит и кианит возникают лишь после 430°С. Г. Фисс показал, что соотношение тетраэдрита и теннантита к энаргиту и фаматениту может быть использовано для оценки температуры рудообразования. П. Бартон и Б. Скиннер описали инвариантные точки пар минералов различных металлов, представляющие интерес для температурной градуировки рудных месторождений.

Распределение элементов между сосуществующими минералами широко используется для оценки температуры их образования. Т. Барт предложил оценивать температуру возникновения сосуществующих щелочных полевых шпатов и плагиоклазов по распределению альбитовой молекулы. Л. Перчук оценивает температуру сосуществующих силикатов по распределению в них железа и магния. Для этих же целей используется распределение скандия в биотите (Офтедаль), железа в сфалерите (Г. Кулеруд), железа в пирротине (П. Арнольд).

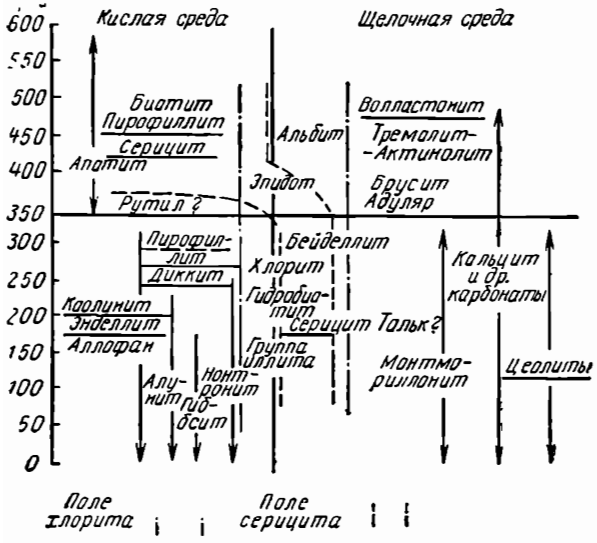


Рис. 112. Влияние температуры и кислотности на поля образования некоторых гидротермальных минералов. Подчеркнуты минералы, имеющие совершенно точно установленные поля. По *Б. Стрингему*

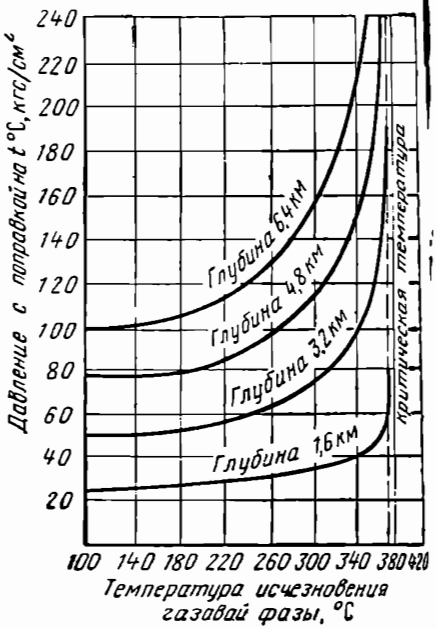


Рис. 113. Кривые поправок к температуре исчезновения газовой фазы жидких включений для различных давлений, господствовавших во время образования минерала. По *Дж. Кеннеди*

Изменение физических свойств минералов также принимается в расчет при рассмотрении температуры их возникновения. Например, флюорит обесцвечивается при 175°, дымчатый кварц и аметист теряют окраску при 240—260°, плеохроичные кольца в слюде разрушаются при 480° С.

Габитус кристаллов, законы их строения, двойникования и прорастания иногда связаны с температурой образования. Изменение габитуса кристаллов с изменением температуры их образования изучено для касситерита, апатита, берилла, циркона, кварца, кальцита, флюорита и некоторых сульфидов (Н. Ермаков). Различие текстур и структур руд разных температурных градаций отмечено у П. Рамдора. Смена политипных модификаций минералов в зависимости от температуры изложена Ф. Чухровым. П. Арнольд предложил определять температуру образования гексагональных пирротинов по величине межплоскостного расстояния $10\bar{1}2$ при дифрактометрическом измерении.

Гидротермальный синтез минералов может дать важные сведения для определения температуры природного гидротермального мине-

ралонакопления. В специальной литературе по этому вопросу имеется большой фактический материал по температурным полям устойчивости полевых шпатов, слюд, хлоритов и других минералов (рис. 112).

При лабораторных определениях температуры гидротермального минералонакопления исследуются газово-жидкие включения, элементы-примеси, термоэлектрические потенциалы, термолюминесценция, данные изотопного анализа и др.

Газово-жидкие включения, сохраняющиеся в отдельных минералах гидротермального происхождения, могут быть использованы для

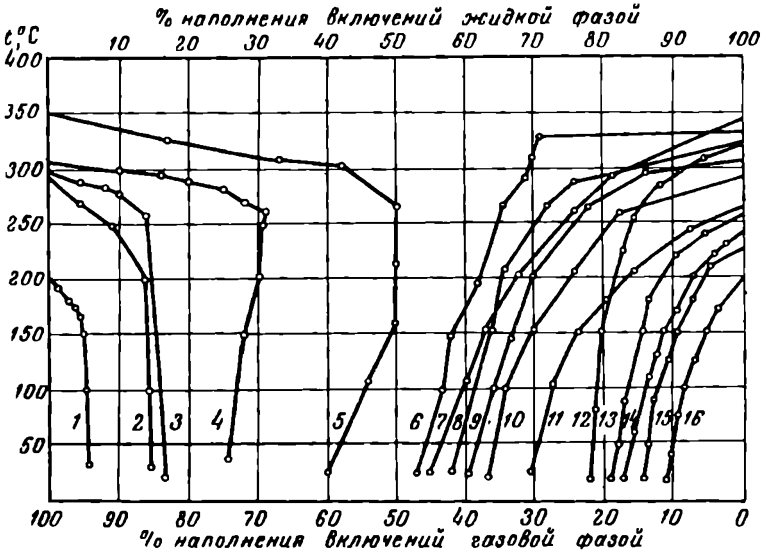


Рис. 114. Ход гомогенизации газовых и жидких включений в гидротермальных кварцах разных месторождений. По *Н. Ермакову*.

1—5 — второй тип гомогенизации; *6—16* — первый тип гомогенизации. Виды гомогенизации: *4* и *5* — гомогенизация с точкой инверсии, *6* и *8* — гомогенизация с точкой кипения, *12* — гомогенизация многофазового включения

определения температуры отложения этих минералов. Существуют два способа определения температуры гидротермального процесса по исследованию газово-жидких включений — способ *гомогенизации* и способ *декрепитации*. В первом случае минерал нагревают и под микроскопом следят за моментом превращения двухфазового включения (жидкость с пузырьком газа) в гомогенную фазу. Этот момент и фиксирует температуру образования минерала, которую исправляют на значение давления, определяемого по предполагаемой глубине гидротермального минералообразования (рис. 113). Если гомогенизация происходит путем растворения газовой фазы в жидкой, минерал, вероятно, отложился из жидкого раствора; если же гомогенизация наступает вследствие перехода жидкой фазы в газовую, то считают, что минерал выделился из газового раствора при пневматолизе. В связи с этим различают два типа кривых гомогенизации (рис. 114).

По способу декрепитации исследуемый минерал дробят в порошок, затем нагревают и следят за моментом растрескивания минеральных частиц из-за разрушения их стенок при возросшем давлении заключенных в них газово-жидких включений. По кривым декрепитации определяют температуру образования минерала (рис. 115).

Элементы-примеси входят в состав гидротермальных минералов в определенной пропорции, отвечающей температуре их формирования.

О температуре образования можно судить, например, по количеству окиси титана в титаномагнетите, тантала и ниобия в касситерите, марганца в вольфрамите, серебра в золоте, по отношению сурьмы к висмуту в галените (А. Малахов). Однако это не всегда возможно сделать. Так, возбудившее интерес предложение Г. Кулеруда об определении температуры кристаллизации сфалерита по содержанию в нем железа при детальном изучении оказалось трудно-

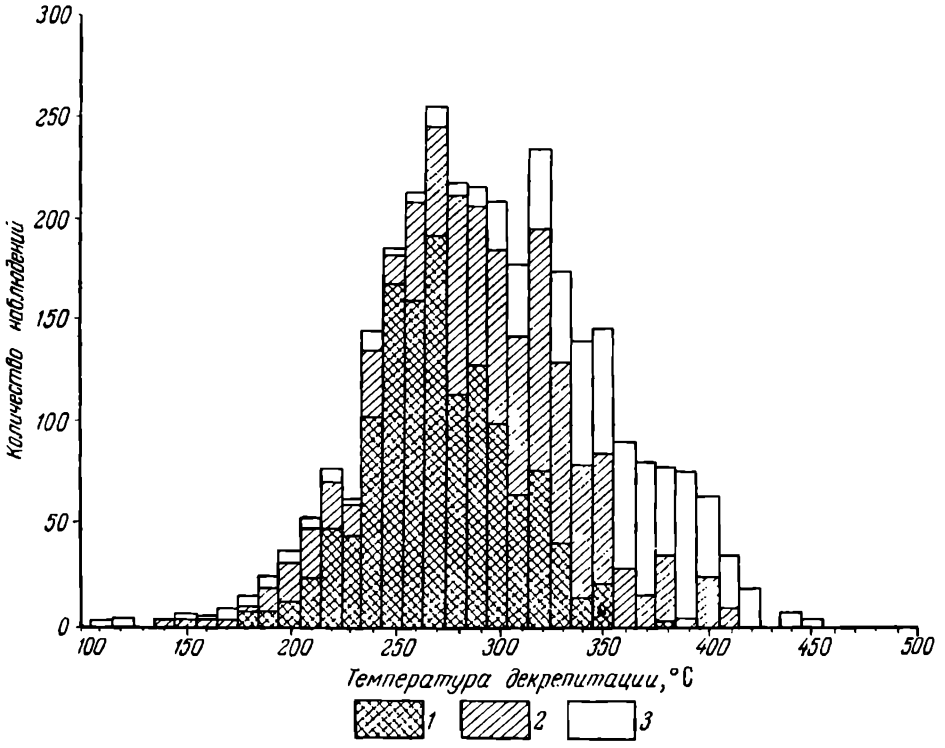


Рис. 115. Гистограмма распределения температуры декрепитации включений в сфалеритах (исследовано 37 образцов в микротермометрической лаборатории кафедры полезных ископаемых геологического факультета МГУ, материалы аспиранта Сюй Го-цина).

1 — интенсивное взрывание; *2* — средней интенсивности взрывание; *3* — слабое взрывание

реализуемым. Было выяснено, что предел вхождения железа в сфалерит существенно изменяется под влиянием водного раствора различного состава, в частности в зависимости от парциального давления серы (П. Бартон, А. Годовиков и др.).

Термоэлектрические потенциалы гидротермальных сульфидов, измеряемые в паре с металлом, выявляют изменение величины их электропроводимости в зависимости от температуры образования. Такие исследования для пиритов производил Ф. Смит, для галенитов Г. Горбатов.

Термолюминесценция для оценки температуры минералообразования может быть использована путем сопоставления кривых температурного высвечивания минералов, прогретых в природных условиях до разного предела.

Изотопный анализ позволяет по соотношению изотопов определять температуру отложения минерального вещества. Это обусловлено различной интенсивностью фракционирования разных изотопов одного и того же элемента при изменяющейся температуре. Наиболее широко применяется для этих целей анализ отношений изотопов O^{16} и O^{18}. В частности, по соотношению этих изотопов удается отличать «холодные» доломиты морского осадочного происхождения от «горячих» доломитов гидротермального генезиса. Е. Донцовой и Г. Наумову по отношению изотопов кислорода удалось определить, что температура гидротермального кварца была на месторождениях Алдана 310—405°, Тетюхе на Дальнем Востоке 225°, Замбарака в Средней Азии 180°, в жсодах осадочных пород Подмосковья 45° С.

Для определения температуры возникновения минералов могут быть использованы также данные по структурной плотности решетки и плотности минерала, микротвердости, показателям преломления и отражения, фотоупругому эффекту, тепло- и электропроводности, тепловому расширению и сжимаемости, скорости упругих волн, магнитным свойствам, кривым фракционирования изотопов серы рудообразующих сульфидов (Н. Ермаков, А. Пизнюр, Р. Рай, Ф. Чухров и др.).

В связи с тем, что отложение минералов из гидротермальных растворов при одной и той же температуре зависит от других параметров (давление, концентрация раствора и др.), определение температуры их выделения по перечисленным выше признакам, как отмечают Н. Ермаков и Э. Ингерсон, может дать только предельные ее значения.

Для оценки условий постмагматического рудообразования важное значение имеет теплоэнергетический анализ процесса. Этот процесс может протекать только при значительном вкладе тепловой энергии. Так как рудообразование развивается при высокой температуре, необходим предварительный прогрев породы, зависящий от ее теплоемкости. Так, например, по данным В. Синякова и А. Дударева для прогрева 1 м³ доломита, обладающего теплоемкостью 0,25 кал/г·градус, от 100 до 800° С требуется около $5 \cdot 10^5$ ккал. На растворение пород расходуется скрытая теплота растворения, составляющая 600—6000 кал/см³ для разных пород и для 1 м³ доломита достигающая около $7 \cdot 10^3$ ккал. Наконец, выделение рудообразующих минералов идет в режиме эндотермических реакций с поглощением тепловой энергии. Так, для образования 1 м³ скарна требуется $2 \cdot 10^5$ ккал, на возникновение среднего по размерам скарнового месторождения расходуется около 150×10^{11} ккал. Это количество не обеспечивается теплом, выделяемым при остывании изолированного магматического массива, а требует длительного притока глубинного тепла. Должны существовать локальные зоны тепловых потоков, следующие по каналам высокой теплопроводности. Для вышеуказанного скарнового месторождения необходим тепловой поток $16{,}6 \cdot 10^3$ ккал/км²·с. Эта величина приближается к значению тепловых потоков в областях современной гидротермальной деятельности, но почти в 1000 раз превышает среднее тепловое поле Земли.

ДАВЛЕНИЕ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

О давлении, характеризующем гидротермальное минералообразование, данных значительно меньше, чем о температуре. Давление в некоторой степени соответствует глубине формирования гидротермальных месторождений. Нам неизвестно, осуществляется ли гидротермальное минералообразование

в подкоровых глубинах Земли. Отрицать его присутствие во всей толще земной коры вряд ли можно, особенно принимая во внимание, что мощность коры в геологическом прошлом могла быть меньше ее настоящей мощности, достигающей на современных континентах 25—50 км. Фактический материал об этом очень ограничен. Максимальная глубина горных выработок и буровых скважин, вскрывающих гидротермальные рудные тела, на золотом месторождении Колар в Индии составляет 3,2 км. Принимая во внимание, что эрозией удалено не менее 3 км, можно считать доказанной глубину образования нижних частей этого месторождения, вскрытых горными выработками, 6,5 км.

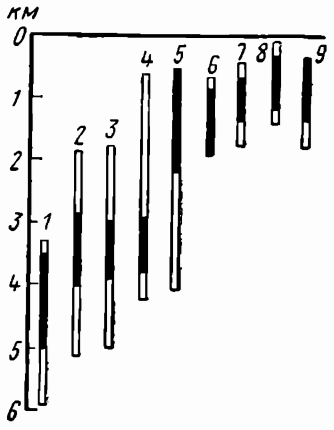


Рис. 116. Вертикальный диапазон формирования гидротермальных месторождений Чаткало-Кураминских гор в Средней Азии. По *А. Малахову* и др.

1 — кварц-молибден-вольфрам-висмут-мышьяковая формация; *2* — флюоритовая формация; *3* — кварц-молибден-вольфрамовая формация; *4* — скарново-железорудная формация; *5* — скарново-полиметаллическая формация; *6* — медная формация с молибденом во вторичных кварцитах; *7* — кварц-барит-флюорит-свинцовая формация; *8* — кварц-барит-висмутовая формация; *9* — кварц-карбонат-свинцово-серебряная формация. Черное — интервал промышленного оруденения

Комплексы гидротермальных месторождений, свойственные тем или иным районам, были ограничены в период их образования верхним и нижним уровнями, определяющими вертикальный диапазон минералообразования. Согласно И. Кушнареву, все эндогенные месторождения Кураминских гор в Средней Азии образовались в пределах глубин 500—4500 м от верхнепермской — нижнетриасовой поверхности, соответствующей времени рудообразования. Интервал от 0 до 500 м оруденения не содержит. Ниже, с увеличением глубины, появляются во все возрастающем количестве гидротермальные свинцово-цинковые, медные и флюоритовые месторождения. Максимум их развития приходится примерно на глубину 2200 м. Одновременно с глубины 1500—1700 м возникают гидротермальные оловянные, вольфрамовые, молибденовые и мышьяковые, а также скарновые свинцово-цинковые месторождения, а несколько ниже — золоторудные образования. Максимум распространения этой группы месторождений отвечает глубине 3000—3200 м. К глубинам 3500—4000 м число месторождений всех типов резко падает, а ниже 4000—4500 м они практически не встречаются. По данным А. Малахова и др., вертикальный размах гидротермального рудообразования в этом районе был несколько более широким (рис. 116).

Т. Ловеринг на основе реконструкции стратиграфической колонки рудовмещающих пород, экстраполяции геотермического градиента и определения температуры газово-жидких включений в рудообразующих минералах сульфидного месторождения Гилмен в США установил, что оно образовалось на глубине не менее 1400 и не более 4200 м. Некоторые геологи предпринимали попытки определения глубины эндогенного рудообразования по характеру гидротермального изменения боковых пород (рис. 117).

Гидростатическое давление на уровне 15 км достигает 1500 кгс/см^2, а давление столба пород будет в 2,5—3 раза больше и приблизится к 4000 кгс/см^2. Однако эти цифры не определяют истинное давление, развиваемое гидротермальным раствором на указанной глубине. Фактически оно может быть меньше или больше. Меньше оно может быть при образовании открытых полостей вследствие тектонических перемещений по криволинейным поверхностям как

при деформациях скола, так и при деформациях отрыва. При этих условиях давление может понизиться до вакуума. Чаще же оно было, вероятно, более вышеуказанных цифр, особенно величины гидростатического давления, вследствие превращения всех форм воды в этих высокотемпературных условиях в пар, сжатый в малом объеме пор и развивающий поэтому огромное давление.

При геотермическом градиенте 1° на 30 м на глубине 15 км температура будет достигать 500° С. При этих условиях давление может резко возрасти и,

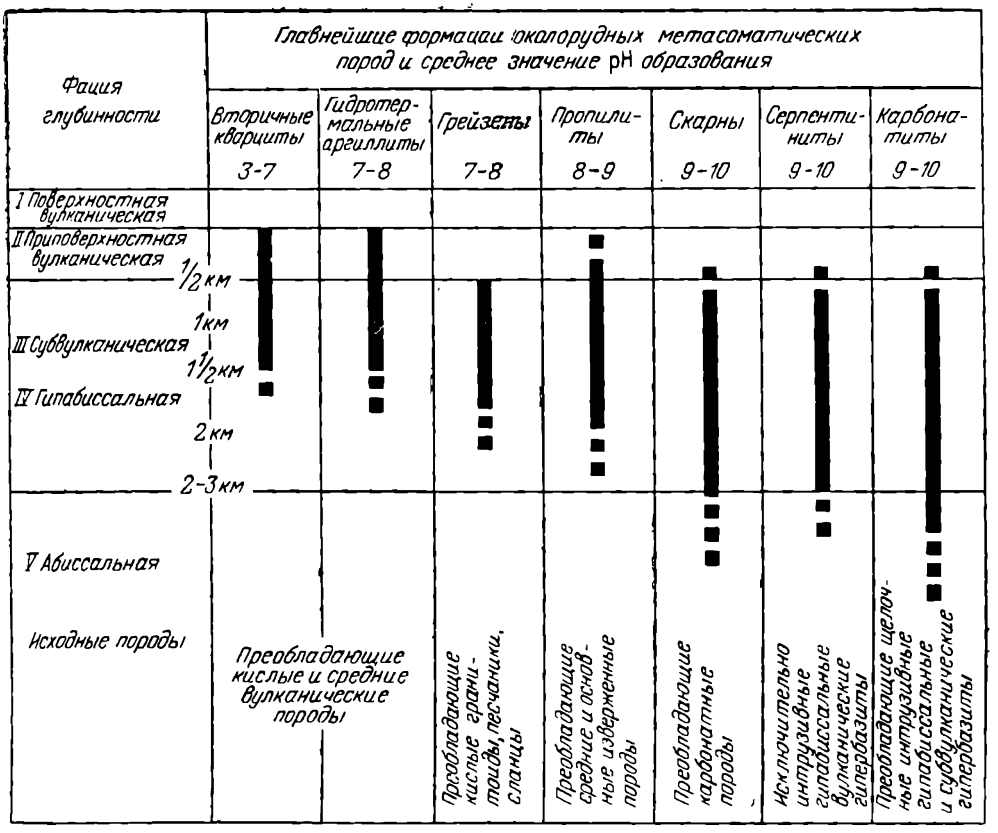


Рис. 117. Схема вертикальной зональности продуктов изменения рудовмещающих пород. По *Н. Наковнику*

судя по данным об искусственном синтезе алмазов, достичь десятков тысяч килограммов на 1 см^2.

Лабораторный метод определения давления при гидротермальном процессе предложен В. Калюжным. Для этого им составлена совмещенная в одной плоскости диаграмма состояния углекислоты и воды. Ее использование требует определения температуры гомогенизации двух рядом и в одном минерале находящихся самостоятельных включений воды и углекислоты. Пересечение определенных при этом температурных кривых на указанной диаграмме позволяет выяснить давление в гидротермальной системе. Л. Колтун таким способом определил давление, существовавшее при образовании золотоносного кварца Березовского месторождения на Урале, которое оказалось равным

585—600 кгс/см². С. Морозов показал, что горный хрусталь из кварцевых жил Памира формировался при давлении от 850 ± 100 до 425 ± 50 кгс/см².

Кроме того, давление можно определять по разности температур гомогенизации и декрепитации газово-жидких включений (В. Наумов), по сопоставлению температур растворения зерен галита и исчезновению газового пузырька включений (А. Пизнер), по содержанию железа в сфалерите (С. Скотт), на основе расчетов плотности некоторых минералов, например хромшпинелидов (И. Малахов).

ОБРАЗОВАНИЕ МАГМАТОГЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

По современному состоянию науки о гидротермальных месторождениях полезных ископаемых могут рассматриваться три модели их возникновения: 1) магматогенная, 2) метаморфогенная, 3) гипергенная (вадозная). Однако физико-химические условия формирования гидротермальных месторождений по двум последним схемам практически не разработаны. Ниже освещается лишь магматогенная модель гидротермального рудообразования, аргументированная наиболее обстоятельно.

Принимая во внимание все вышеизложенное об источниках воды и минеральных веществ для гидротермальных месторождений, уровнях температуры и давления при их образовании, мы полагаем, что вне зависимости от условий попадания воды и других минеральных соединений в магматический расплав и от той или иной доли заимствования этих соединений растворами на путях их циркуляции из боковых пород, невозможно отказаться от мысли о том, что значительная (обычно определяющая) доля многих ценных элементов этих месторождений, особенно металлических, происходит из магмы. В связи с этим возникает необходимость рассмотрения физико-химической стороны генезиса гидротермальных месторождений, с учетом магматогенного происхождения растворов и заключенных в них ценных минеральных соединений. Целесообразно рассмотреть следующие стороны этого процесса: 1) способ отделения гидротермальных растворов из магмы; 2) физическая характеристика гидротермальных растворов; 3) химическая характеристика гидротермальных растворов; 4) формы переноса минеральных соединений в гидротермальных растворах; 5) причины их передвижения; 6) причины и способы отложения вещества из гидротермальных растворов.

Отделение гидротермальных растворов из магмы. Полевые наблюдения показывают, что гидротермальные месторождения формируются после раскристаллизации периферических частей интрузивов, обычно после внедрения даек первого этапа и образования пегматитов. Очевидно, в процессе раскристаллизации магматического расплава, по мере накопления в нем твердой фазы породообразующих силикатов, увеличивается относительное количество летучих соединений, в том числе и воды. Летучие наращивают внутреннее давление, которое в конце концов становится больше внешнего и приводит к их истечению за пределы магматической камеры.

Такие представления отражены в известной диаграмме П. Ниггли (см. рис. 57). На этой двухкомпонентной диаграмме анализируется соотношение летучего компонента *A* (вода) и нелетучего компонента *B* (силикат) в процессе остывания магматической системы. В левой части изображена кривая концентрации воды в магме по мере снижения температуры системы от 1000 до 50° С. В правой части показана кривая изменения давления воды, разделяющая весь процесс на три этапа.

В ортомагматический этап в системе существуют три фазы — твердые породообразующие минералы, жидкий расплав и пар. Давление к концу этапа, к моменту формирования пегматитового расплава, нарастает. В следующий, пневматолитовый этап давление достигает максимального, происходит вскипание жидкости, и система оказывается состоящей только из двух фаз — твердых минералов и гомогенизированного флюида. В заключительный, гидротермальный этап при падении давления происходит конденсация флюида, распадение его на водный жидкий раствор и пар, и система вновь становится трехфазовой — она состоит из гидротермального жидкого раствора, выпадающих из него гидротермальных минералов и паров воды. По мере снижения давления и температуры до нормального уровня гидротермальный процесс затухает.

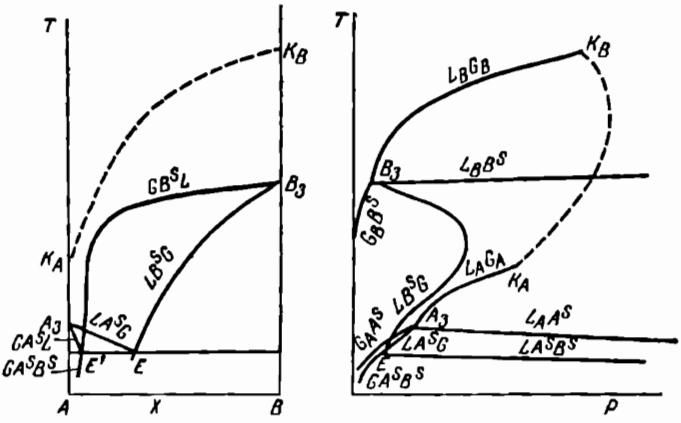


Рис. 118. Проекции модели системы типа «легкорастворимая соль — вода» на плоскости температура — состав (*TX*) и температура — давление (*TP*). По *В. Николаеву*

Эта схема очень хорошо рисует условия отделения воды от магмы, но она не учитывает ограниченной ее растворимости в магматическом расплаве. Между тем опыты Р. Горансона, показавшие ограниченную растворимость воды в гранитном расплаве, потребовали учета этого важного явления [1]. В. Николаев рассмотрел для этой цели тройные системы, состоящие из летучего компонента *A* (вода), нелетучего компонента *B* (силикат) и особого компонента *C* (растворимые в воде соли).

Но прежде чем обратиться к такой тройной системе, необходимо сказать несколько слов о бинарных системах, без которых указанная тройная система малопонятна. Выделяются бинарные системы трех типов (В. Николаев, В. Доливо-Добровольский). Первый тип двойной системы с одним летучим компонентом без критических точек на трехфазной кривой отражает особенности системы состава «легкорастворимая соль — вода». Проекция такой системы в координатах *TX* и *TP* (температура — состав и температура — давление), т. е. в тех же координатах, что и выше рассмотренные простые диаграммы П. Ниггли, изображены на рис. 118. Второй тип двойных систем с одним летучим компонентом — с двумя критическими точками на трехфазной кривой — для нас менее интересен. Более важен третий тип двойной системы состава «породообразующий силикат — вода» (рис. 119).

На основе этих бинарных диаграмм отстроены тройные диаграммы, среди которых наиболее важна диаграмма так называемого смешанного типа, состоящая

[1] Данные О. Таттла о непрерывной растворимости воды в магме при низком давлении не относятся к гранитным расплавам и их можно не учитывать.

из вышеуказанных компонентов A, B и C. Схема пространственной модели изобарического сечения показана на рис. 120, а изобарическая диаграмма фазового равновесия такой тройной системы приведена на рис. 121. На этих диаграммах краевая система AC отвечает бинарной системе первого типа,

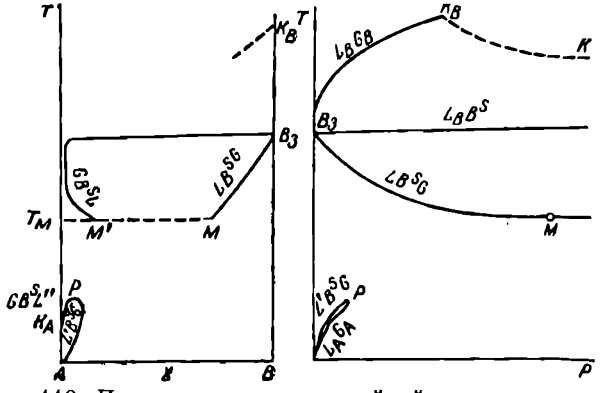


Рис. 119. Проекции модели двойной системы типа «породообразующий силикат — вода» на плоскости температура — состав (TX) и температура — давление (TP). По *В. Николаеву*.

M (M^1) — точка минимума на кривой LB^S G (соответственно на кривой GB^S L); B_3 — тройная точка компонента B; P — критическая точка на трехфазной кривой; K_B K—критическая кривая

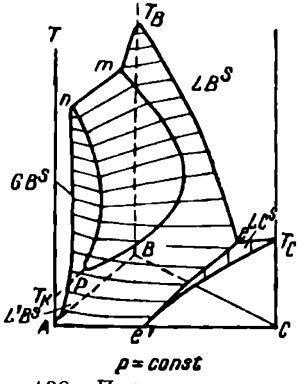


Рис. 120. Пространственная модель изобарического сечения тройной системы смешанного типа с одним летучим компонентом (внешнее давление предполагается достаточно высоким). По *В. Николаеву*

AB — бинарной системе третьего типа и BC — бинарной системе эвтектического типа. Давление предполагается высоким, значительно превышающим давление в критической точке P краевой системы AB и максимальное давление на трехфазовой кривой в краевой системе AC. T_B и T_C представляют собой точки плавления соответствующих компонентов, T_π соответствует температуре критической точки компонента A. Поверхность LB^S, переходящая в поверхность $L'B^S$, представляет собой поле кристаллизации твердой фазы B^S из жидкой фазы, поверхность LC^S — то же для фазы C^S. Эти поля разграничиваются между собой одновариантной кривой LB^SG^S, отходящей от эвтектической точки e в краевой системе BC.

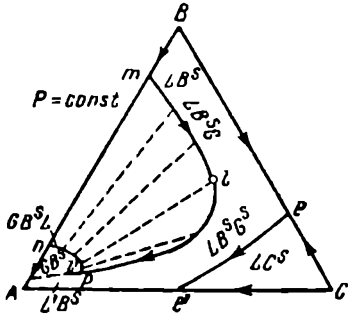


Рис. 121. Изобарическая диаграмма фазовых равновесий в тройной системе смешанного типа с одним летучим компонентом для высоких давлений. По *В. Николаеву*

Поверхность GB^S представляет собой поле кристаллизации фазы B из надкритической газообразной фазы. Пространство $mlpl'nm$ относится к области несмешиваемости. Границами ее являются сопряженные трехфазные кривые LB^SG и GB^SL, точки которых отображают составы жидкой и газообразной фаз в трехфазном равновесии $L — G — B^S$. Точка l на кривой LB^SG и сопряженная с ней точка l' на кривой GB^SL характеризуется наибольшей величиной отношения $C : A$ на вышеуказанных кривых. Форма кривых LB^SG и GB^SL показывает, что до точек l и l' изменение состава жидкой и газообразной фаз характеризуется обогащением компонентом C и резким падением концентрации компонента B, а после этих точек — рез-

ким обогащением компонентом A. До точек l и l' при охлаждении происходит магматическая дистилляция, а после этих точек — конденсация газовой фазы.

Таким образом, из рассмотрения бинарных и тройной систем можно сделать следующие выводы:

1) в инвариантных условиях ретроградного изменения бинарной системы отделения воды из магмы не происходит;

2) отделение воды из магмы может начаться задолго до конечной стадии кристаллизации магматического расплава и продолжаться длительное время на всем температурном интервале кристаллизации;

3) начало отделения воды из магмы, масштабы, формы и темпы этого процесса зависят от первичной концентрации воды и растворяющихся в ней соединений, а также от давления в системе;

4) при сравнительно низких давлениях относительно малых глубин отделение воды происходит вследствие магматической дистилляции в парообразном состоянии с последующей конденсацией в гидротермальный раствор;

5) при относительно высоком давлении больших глубин магматическая дистилляция приводит к обособлению надкритического раствора, при охлаждении непосредственно переходящего в сжатый гидротермальный раствор;

6) в относительно открытых системах магматическая дистилляция начинается раньше, т. е. при более высоких температурах, чем в системах замкнутых, и заканчивается также раньше.

Таким образом, по мере остывания магматического расплава, с момента достижения предела растворимости, происходит расщепление силикатной и водной составляющих с последующим длительным непрерывным отделением воды из магмы при нарастании интенсивности этого процесса к концу раскристаллизации. По П. Родионову, при исходном содержании воды в магме 2% из интрузива, застывающего на глубине 10 км, отделение воды начнется при 93% раскристаллизации, а застывающего на глубине 2 км — при 50% раскристаллизации. При этом в абиссальных условиях расплав будет постепенно переходить в жидкий гидротермальный раствор, а в гипабиссальных и приповерхностных условиях от него будет отделяться газовая фаза по принципу вскипания. При исходном количестве воды в магме 10% такое вскипание будет происходить с глубины 20 км, 6% — с глубины 10 км, 3% — с глубины 3 км, 1% — с глубины 1 км. При этом может отделиться от 6 до 115 кг воды на тонну силикатного расплава (А. Кадик, Е. Лебедев, Н. Хитаров). При перманентном отделении воды из магмы должен изменяться состав растворенных в ней и выносящихся за пределы магматического очага минеральных соединений, фиксирующихся впоследствии в гидротермальных месторождениях.

Отделение воды из остывающего магматического силикатного расплава, приводящее к образованию гидротермальных месторождений, подтверждается экспериментальными исследованиями Д. Хейнриха, И. Рябчикова, В. Уолла и К. Бернэма. По их данным, количество металлов, выносимых из магмы водными растворами и формирующих гидротермальные месторождения, строго соответствует количеству отделяющихся из нее водных растворов и хлоридов. По мнению И. Рябчикова и др., при затвердевании гранитного штока средней величины (около 100 км^3) в магматогенный водный раствор переходит, например, количество цинка, вполне достаточное для образования крупного месторождения этого металла с запасами 500 000 т.

Физическая характеристика гидротермальных растворов. Отделение воды из магмы начинается при температуре, превышающей критическую температуру воды, равную 374° С. При этих условиях вода может существовать только

в парообразном состоянии. Известно, что выпаривание воды с последующей конденсацией применяется для очистки воды от растворенных в ней веществ. Поэтому способность паров воды растворять и переносить минеральные соединения подвергалась сомнению. Однако исследование двух- и трехкомпонентных систем с одним или двумя летучими, а также эксперименты Н. Хитарова, Ф. Сыромятникова, Г. Мори, Е. Ингерсона, Т. Гиллингелса, Ф. Штрауба и др. подтвердили возможность такого переноса (Г. Мори). Экспериментальные кривые растворимости кремнезема в паре показаны на рис. 122. Экспериментальные данные о растворимости некоторых соединений в паре при температуре 500° С и давлении 1000 бар сведены в табл. 26.

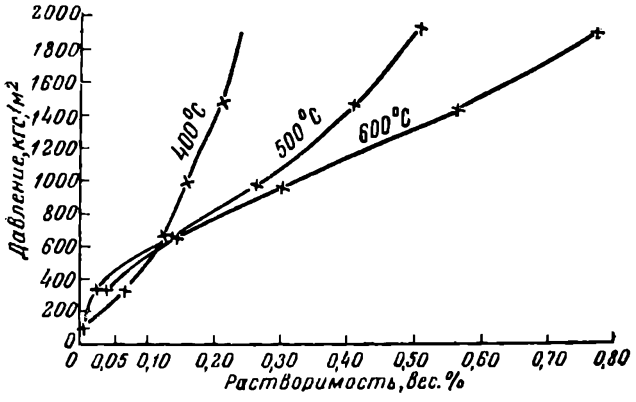


Рис. 122. Кривые растворимости кварца в перегретом паре при 400, 500 и 600 °С. По *Г. Мори* и *Дж. Хесселгессеру*. Величины растворимости выражены в вес.% SiO_2 в сконденсированном паре

Присутствие углекислого газа повышает растворимость окиси олова в 25 раз, окиси железа в 4 раза и понижает растворимость кремнезема на 20%.

К. Краускопф произвел теоретические исследования транспортировки металлов магматическим паром при температуре 600° С для оценки роли этого явления при гидротермальном рудообразовании. Пропорциональные количества компонентов пара оценивались по результатам анализов газов, полученных при нагревании изверженных пород, по расчетам общего количества летучих веществ, поступающих из недр Земли, и на основе законов термодинамического равновесия парообразной фазы с минералами в прогретой зоне интрузивного контакта. Концентрация летучих металлов и металлических соединений в паре рассчитывалась по термодинамическим данным, исходя из предположения, что пар насыщен металлами и при этом сохраняется равновесие с обычными металлсодержащими минералами, встречающимися в гидротермальных месторождениях.

Таблица 26

Растворимость разнообразных соединений в паре при 500° С и 1000 кгс/см². По *Г. Мори*

Соединение	Растворимость, $1 \cdot 10^{-6}$ частей	Соединение	Растворимость, $1 \cdot 10^{-6}$ частей
UO_2	0,2	Fe_2O_3	80,0
Al_2O_3	1,8	$PbSO_4$	110,0
SnO_2	3,0	BeO	120,0
NiO	20,0	$CaCO_3$	120,0
$CaSO_4$	20,0	ZnS	204,0
Nb_2O_5	28,0	SiO_2	2600,0
Ta_2O_5	30,0	Na_2SO_4	4300,0
$BaSO_4$	40,0	GeO_2	8700,0

Эти исследования показали, что магматические газы при 600° С могут перенести в парообразном состоянии количество металлов, достаточное для образования рудных месторождений. Металлы могут находиться в форме парообразных сульфидов, окислов, хлоридов, фторидов и в элементарной форме.

Все обычно встречаемые металлы, для которых получены соответствующие термодинамические данные, оказываются наиболее летучими в виде хлоридов, за исключением золота (хлорид которого при 600° С разлагается) и меди, обладающей наибольшей летучестью в виде сульфида. Низкие значения летучести большинства сульфидов при 600° С исключают возможность транспортировки металлов в этой форме. Низкие величины давления паров большинства свободных металлов и незначительная степень распада большинства металлических сульфидов при 600° С указывают, что миграция металлов в элементарной форме в парообразном состоянии также не играет существенной роли для рудообразования.

Критическая температура воды повышается в зависимости от растворенных в ней минеральных веществ. Согласно М. Планку, зависимость температуры испарения воды от растворенных в ней соединений определяется формулой

$$T - T_0 = \frac{RT_0^2}{Ml} c,$$

где T — температура испарения раствора;
T_0 — температура испарения воды;
R — универсальная газовая постоянная;
M — молекулярная масса растворенного вещества;
l — теплота испарения на 1 г вещества;
c — концентрация раствора.

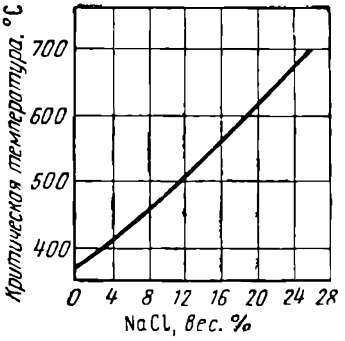


Рис. 123. Изменение критической температуры водного раствора хлористого натрия в зависимости от его концентрации. По *С. Такеноучи* и *Дж. Кеннеди*

По экспериментальным данным Н. Хитарова, критическая температура в случае присутствия в водном растворе 0,25 моль/л Na_2CO_3 возрастает на 24° С, при 0,25 моль/л Na_2SiO_3 на 18°, при 0,22 моль/л NaOH на 68,3°С. Е. Ингерсон экспериментально показал, что включения водных растворов в гидротермальных минералах, содержащие 10% NaCl или KCl, имеют критическую температуру 437° С. Т. Керкис и В. Костюк обнаружили, что двухфазовые газово-жидкие включения в нефелине гомогенизируются в жидкую фазу при температуре 680—840° С. Суммарные данные об изменении критической температуры водного раствора хлористого натрия приведены на рис. 123.

Таким образом, критическая температура водных растворов существенно отличается от критической температуры чистой воды и может приближаться к температуре магматического расплава. В последнем случае водный раствор из магмы будет отделяться непосредственно в жидком состоянии, минуя парообразную фазу. А. Бетехтин, Д. Коржинский, Л. Грейтон, В. Шеллер и др. допускают возможность отделения минерализованного водного раствора от магмы сразу в жидком виде, минуя газовое состояние. А. Заварицкий и В. Соболев также полагают, что при давлениях, превышающих 700 кгс/см², водный раствор на значительных глубинах может находиться только в жидком виде.

По мнению большинства других исследователей, водный раствор из магмы сепарируется в виде пара с последующей конденсацией в жидкость. При этом они подчеркивают значение для выноса металлических соединений восходящих

потоков газовых пузырьков, фильтрующихся сквозь магматический расплав (пенная флотация, по Л. Овчинникову).

Эндогенные месторождения, отложение минерального вещества в которых началось из парообразной фазы, обычно заканчивают свое формирование накоплением минеральных продуктов, выделяющихся из жидкой фазы. С другой стороны, гидротермальные растворы на участках перепада давления могут вскипать и отлагать минеральные соединения из паровой фазы. Отделить месторождения, созданные газовыми растворами и называемые пневматолитовыми, от месторождений, сформированных жидкими растворами и называемых собственно гидротермальными, практически невозможно. Поэтому мы не выделяем месторождения пневматолитовой группы, включая их в гидротермальные, возникшие из газово-жидких растворов, при разном соотношении газовой и жидкой фаз для разных условий и стадий процесса, определяющих различное соотношение минеральных продуктов, выделившихся как из той, так и из другой фазы. Более или менее достоверно продукты, сформированные газовой фазой, можно наметить лишь в вулканических возгонах, образующих местами скопления самородной серы, боратов, пирита, реже других сульфидов (Курильская гряда, Камчатка, Япония, Италия и другие вулканические провинции).

Химическая характеристика гидротермальных растворов. Д. Коржинский на основе исследования минеральных ассоциаций, возникающих в постмагматический этап, выделяет раннюю стадию щелочного состояния гидротермальных растворов, последующую стадию кислотного состояния и заключительную позднюю стадию щелочного состояния растворов.

Ранняя щелочная стадия, следующая вслед за кристаллизацией гранитов, обусловливает повышение коэффициентов активности катионов сильных оснований и происходит под воздействием растворов, привносящих в боковые породы калий, натрий, магний и др. С этой стадией связаны процессы натрового метасоматоза, приводящего к альбитизации, и развитие щелочных амфиболов и щелочных пироксенов, предшествующих рудообразованию и особенно характерных для некоторых месторождений железных руд (Кривой Рог, КМА, Карсакпай, Абакан, Анзас и др.). С этой же стадией связывается создание альбититов, биметасоматических и инфильтрационных скарнов, флогопитовых и лазуритовых месторождений.

Кислотная стадия повышает коэффициенты активности анионов и приводит к выщелачиванию боковых пород под воздействием кислотных растворов. Проявления этой стадии типичны для месторождений в грейзенах, вторичных кварцитах, в хлоритизированных, лиственитизированных, березитизированных, серицитизированных, каолинизированных, окварцованных и карбонатизированных породах.

Поздняя щелочная стадия наступает с понижением температуры, когда гидротермальные растворы снова становятся нейтральными или щелочными. О ней, в частности, свидетельствуют низкотемпературные карбонатные жилы. Понижение кислотности растворов отчасти происходит путем нейтрализации их при взаимодействии с боковыми породами. Но частично кислотность понижается с понижением температуры независимо от взаимодействия с боковыми породами, о чем свидетельствуют отложения карбонатов в середине кварцевых жил, гипогенное замещение вольфрамита шеелитом, образование ортоклазовых и слюдяных прожилков в окварцованных при грейзенизации породах. Такие явления объясняются тем, что с понижением температуры появляются новые порции гидротермальных растворов, обладающие щелочной характеристикой.

В изложенной схеме химической эволюции гидротермальных растворов

Д. Коржинского наиболее неясны значение ранней щелочной стадии и причина смены ее последующей стадией кислотного состояния растворов. Но поскольку сам автор этой схемы полагает, что рудообразующие гидротермальные растворы начинаются с кислотной стадии, можно считать, что рудообразующие гидротермы, отделяющиеся из магмы, вначале имеют кислую реакцию, сменяющуюся затем щелочной. Смена эта обусловлена, по-видимому, не нейтрализацией растворов вследствие их реакции с боковыми породами, так как при этом из раствора должны были бы выпасть все металлические соединения и процесс гидротермального рудообразования был бы обречен на прекращение. Очевидно, она связана со сменой кислых растворов раннего периода постмагматической деятельности щелочными растворами более позднего периода в самом магматическом очаге.

Схема химической эволюции гидротермальных растворов Д. Коржинского углубляется гипотезой кислотно-щелочной дифференциации этих растворов. Д. Коржинский считает, что в постмагматических гидротермальных потоках в силу кислотного фильтрационного эффекта возникает опережающая волна кислотных компонентов, продвигающихся быстрее общего движения потока. При этом в каждом сечении потока при прохождении кислотной волны кислотность раствора вначале повышается, а затем понижается. В связи с этим вначале происходит выщелачивание оснований, а затем их отложение. Выщелачивание происходит по всему фронту, а осаждение — по трещинам в форме прожилков. Об этом свидетельствуют: 1) прожилки, обогащенные глиноземом во вторичных кварцитах, 2) жилки мусковита, топаза и щелочных полевых шпатов в грейзенах, 3) прожилки серицита, кальцита, хлорита, альбита и сульфидов в серицитизированных и окварцованных породах.

При уходе кислотных компонентов растворы становятся сильно пересыщенными основаниями, выщелоченными из боковых пород в предшествующую кислотную стадию, что может способствовать выпадению из них рудных минералов. Если по этой гипотезе рассматривать гидротермальный поток в целом, то в нижних его частях будет преобладать выщелачивание, а в верхних — отложение минеральной массы. Данное обстоятельство может обусловить вертикальную зональность в составе гидротермально измененных боковых пород и жильного выполнения. Смену кислотных растворов щелочными можно объяснить и иначе, а именно их эволюцией не за пределами магматического очага, а изменением их химизма в процессе отделения от последнего.

По представлениям С. Набоко, при отделении летучих из магм малых глубин в субвулканических и вулканических условиях формируются кислые и ультракислые хлористо-водородные минерализованные растворы. Из магм больших глубин образуются близкие к нейтральным гидротермы хлоридного натриевого состава. Те и другие могут существенно изменяться вследствие реакций с окружающими породами, жидкими и газовыми растворами.

Некоторые геологи (А. Бетехтин, Л. Грейтон и др.) считают, что гидротермальные растворы от начала до конца их отделения из магмы имели щелочную характеристику. Так, по мнению А. Бетехтина, «...трудно себе представить, чтобы гидротермальные растворы в момент своего образования могли быть сильно кислыми» (Бетехтин, 1953, с. 218). Он полагал, что свойства растворов по мере развития гидротермальных процессов не оставались постоянными, а находились в зависимости от окислительно-восстановительного потенциала окружающей среды. Однако «...подавляющая масса химических реакций в месторождениях гидротермального происхождения протекала, по-видимому, в слабощелочных или нейтральных средах» (там же, с. 298).

Таким образом, химическая природа изначальных магматогенных гидротермальных растворов и их эволюция как в магматическом очаге, так и за его пределами остается все еще гипотетической и дискуссионной. Выяснению этой проблемы не содействуют и противоречивые данные по измерению кислотности — щелочности современных термальных минеральных источников и газово-жидких включений в гидротермальных минералах. Так, pH горячих источников США и Новой Зеландии, по данным Д. Уайта, колеблется от 2 до 9,5. Это происходит потому, что преимущественно нейтральные глубинные воды указанных источников по мере приближения к поверхности могут становиться то щелочными в связи с кипением содержащейся в них углекислоты, то кислыми в результате поверхностного окисления находящегося в них сероводорода.

По данным А. Захарченко, Г. Грушкина, В. Калюжного и др., pH растворов жидких включений в постмагматических минералах также колеблется в широких пределах — от 4,3 до 8,6, хотя кислые значения преобладают в минералах пегматитового, а щелочные — в минералах гидротермального происхождения.

ФОРМЫ ПЕРЕНОСА МИНЕРАЛЬНЫХ СОЕДИНЕНИЙ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРАХ

Химический состав гидротермальных растворов точно нам неизвестен. О нем косвенно можно судить по составу современных термальных источников и составу газово-жидких включений в минералах гидротермального происхождения. Химические типы минеральных вод районов современного вулканизма упоминались выше (см. с. 232). Что касается газово-жидких включений в гидротермальных минералах, то благодаря исследованиям А. Захарченко, Г. Грушкина, А. Лисицина, С. Малинко, Т. Сущевской и др. о их сводной химической характеристике можно сказать следующее. Они представляют собой водные растворы хлоридов, фторидов, бикарбонатов, сульфатов и силикатов щелочных и щелочноземельных металлов, их гидратов, кремнезема и насыщены углекислотой. В растворах помимо SiO_2 преобладают Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}; в значительных количествах присутствуют Cl^-, HCO_3^-, SO_4^{2-}, в малых количествах — металлы (Fe, Mn, Ni, Co, Cu, Pb, Zn, Mo, W, Sn, Ag, Li, Ba, Sr, V, Ti и др.).

Концентрация растворов 2—16%, изредка достигает 30—40%. В жидких включениях в кварце повышенные концентрации кремнезема находятся в зависимости от наличия хлоридов и бикарбонатов. Во включениях среди сульфидов отмечается повышенное количество сероводорода и сульфатов щелочных и щелочноземельных металлов. Во включениях среди флюорита характерны фториды, а во включениях полевых шпатов преобладают калий и кремнезем. Хотя газово-жидкие растворы и представляют собой, по выражению А. Бетехтина, «отработанные гидротермальные растворы», не отражающие их первичного состава, тем не менее по ним можно составить некоторое представление о химической природе рудообразующих гидротерм. Исходя из этих представлений, а также принимая во внимание минеральные ассоциации гидротермальных месторождений, можно высказать суждения о вероятных формах переноса минеральных веществ в гидротермальных растворах.

Существуют четыре основные гипотезы переноса вещества гидротермальными растворами: 1) в ионных, или истинных растворах минералов, слагающих гидротермальные руды; 2) в коллоидных растворах минералов, слага-

ющих гидротермальные руды; 3) в легкорастворимых соединениях простых ионных растворов с последующим отложением труднорастворимых минералов; 4) в легкорастворимых соединениях комплексных ионно-молекулярных растворов с последующим отложением труднорастворимых минералов.

Гипотеза переноса минеральных веществ в истинных растворах минералов, слагающих гидротермальные руды, предусматривает возможность кристаллизации минералов из их растворов по мере падения температуры и возрастания концентрации, подобно отложению солей из испаряющейся рапы. Однако эта гипотеза наталкивается на непреодолимое препятствие, связанное с тем, что подавляющее большинство гидротермальных минералов имеет чрезвычайно низкую растворимость. Так, например, растворимость сульфидов согласно экспериментам по одним данным составляет от $n \cdot 10^{-5}$ до $n \cdot 10^{-8}$, а по другим — даже от $n \cdot 10^{-8}$ до $n \cdot 10^{-27}$. Эти экспериментальные данные подтверждаются термодинамическими расчетами, выполненными А. Капустинским, Дж. Ферхугеном, Р. Гаррелсом, Р. Рафальским, Г. Чаманским и др.

Вследствие чрезвычайно низкой растворимости природных сульфидов металлов в истинных водных растворах требуется совершенно невероятное количество воды, которое должно пройти через жильную полость для того, чтобы образовались сульфидные рудные тела. Р. Гаррелс отмечает, что для отложения нескольких тонн сульфидной медной руды между стенками такой полости должно пройти количество воды, равное Средиземному морю. По расчетам Л. Фирсова, для образования золотоносных кварцевых жил в одном из районов Колымы потребовалась бы отдача воды от слоя магмы мощностью 100 км.

По отношению к сульфидам несколько видоизмененный вариант рассматриваемой гипотезы представляет собой концепция Ф. Смита, согласно которой перенос металлов может осуществляться в виде растворимых двойных сернистых соединений типа $HgS \cdot 2Na_2S$, $CuS \cdot Na_2S$ и т. п. По растворимости сульфидов тяжелых металлов в сернистом натрии выделяются три группы: 1) плохо растворимые в расплавах сернистого натрия (железо, молибден); 2) хорошо растворимые в расплавах, но плохо растворимые в растворах этого соединения (цинк, свинец, медь, серебро, висмут, кадмий и др.); 3) хорошо растворимые как в расплавах, так и в растворах сернистого натрия (ртуть, мышьяк, сурьма). Таким образом, эта концепция ограничивается возможностью ее приложения по отношению только к трем последним металлам.

Гипотеза переноса минеральных веществ в коллоидных растворах минералов, слагающих гидротермальные руды, пришла на смену вышеописанной, как только выяснилась непригодность последней для понимания рудообразующих процессов. Эту гипотезу развивали Ф. Чухров, О. Левицкий, В. Линдгрен, Х. Бойделл, Р. Гаррелс, К. Фрондел и другие исследователи. Ее положительной стороной является прежде всего то обстоятельство, что растворимость минеральных соединений, слагающих гидротермальные руды, в коллоидной форме превосходит растворимость в истинной форме в миллионы раз. Так, например, Дж. Кларк и П. Менаул установили, что в слабощелочных растворах из тонкоизмельченных природных сульфидов и арсенидов при пропуске сероводорода в течение двух с лишним месяцев в коллоидное состояние переходило от 2,2% (пирротин) до 29,8% (станнин).

Вместе с тем эта гипотеза встретила следующие возражения со стороны ряда геологов (А. Бетехтин, С. Смирнов, Дж. Грюнер и др.): 1) мало вероятно возникновение коллоидных растворов в раскаленном магматическом очаге,

хотя Ф. Чухров и считает, что из магматического расплава могут сепарироваться газовые коллоиды или аэрозоли; 2) трудно представить длительный перенос минеральных веществ в коллоидном растворе от магматического очага до места отложения руды без коагуляции под воздействием различных электролитов, возникающих хотя бы от взаимодействия с боковыми породами; высококонцентрированные электролиты обнаруживаются в жидких включениях гидротермальных минералов; 3) невозможно развитие из вязких коллоидных растворов интенсивного диффузионного и инфильтрационного метасоматоза, столь характерного для гидротермального рудообразования.

Однако распространенность колломорфных метаколлоидных образований в гидротермальных рудах не позволяет полностью отбросить возможное участие коллоидных растворов в гидротермальном рудообразовании. Очевидно, необходимо считаться с отложением минеральной массы из гидротермальных коллоидных растворов. Но признание возможности отложения минеральных веществ из коллоидных растворов еще не обязывает утверждать и перенос его в таких растворах. Он мог осуществляться в истинных ионных растворах, которые при приближении к месту локализации минеральной массы могли преобразоваться в коллоидные. Возникающие при этом гидрозоли могли формироваться из истинных растворов как вследствие их резкого пересыщения при охлаждении, так и в процессе химических реакций, совершающихся в растворе. Из образующейся при этом коллоидной дисперсной фазы возможно отложение минеральных веществ в виде геля, в основном выполняющего открытые полости. Дисперсионная же среда, представляющая истинный минеральный раствор, способна как к инфильтрационному, так и к диффузионному метасоматозу.

Так, по экспериментальным данным Н. Икорниковой, в системе PbS — SiO_2 — H_2O — NaCl при 400—500° С раствор хлористой соли служит одновременно дисперсионной средой для SiO_2 и растворителем для PbS.

Гипотеза переноса минеральных веществ в легкорастворимых соединениях простых ионных растворов с последующим отложением труднорастворимых минералов была выдвинута А. Бетехтиным (1953) для объяснения сульфидного гидротермального рудообразования. По этой гипотезе металлы переносятся в гидротермах в виде легкорастворимых соединений, диссоциированных на простые ионы. Такими легкорастворимыми соединениями являются хлориды и фториды, диссоциирующиеся на анионы хлора или фтора и катионы металлов (табл. 27).

Вероятно, в гидротермальном растворе одновременно с галогенидами находится сероводород, который, по представлениям А. Бетехтина, к моменту зарождения гидротерм при температуре около 400° С пребывает в состоянии недиссоциированных молекул H_2S. Он не вступает в реакции с галогенидами

Таблица 27

Растворимость галоидных соединений металлов в воде при 18° С (в граммах на 100 г раствора). По *А. Бетехтину*

Компоненты	Pb^{2+}	Cu^{+}	Hg^{2+}	Ba^{2+}	Al	Na^{2+}	Fe^{2+}	Cu^{2+}	Mn^{2+}	Li	Fe^{3+}	Sn^{2+}	Zn^{2+}	Sb^{3+}
Cl	0,96	1,5	6,8	26,3	31,4	39,0	40,7	43,1	43,6	44,7	47,9	73,0	78,6	—
F	0,0064	—	—	2,16	—	2,5	—	—	0,66	0,26	—	—	0,8	81,6

металлов, а транспортируется вместе с ними на то или иное расстояние. По мере охлаждения гидротермального раствора химически инертный сероводород электролитически диссоциируется с образованием в воде химически активных анионов S^{2-} и $[S_2]^{2-}$. Последние вступают во взаимодействие с катионами галогенидов и переводят металлы в осадок в виде сульфидов по обменной реакции типа

$$\underset{\text{растворим}}{FeCl_3} + H_2S = \underset{\text{нерастворим}}{FeS} + 2HCl.$$

Изложенная гипотеза приложима только к области образования сульфидов, но не объясняет условия образования других труднорастворимых минералов гидротермального генезиса и поэтому является ограниченной. Но даже и в таком ограниченном значении она подверглась критике со стороны Я. Ольшанского и В. Иваненко. Ссылаясь на расчеты Дж. Ферхугена и свои данные, они приходят к заключению, что константа электролитической диссоциации сероводорода не возрастает, а уменьшается при снижении температуры раствора. В связи с этим совместное присутствие в растворе хлоридов соответствующих металлов и сероводорода равносильно допущению предположения о высокой растворимости сульфидов, что исключается.

Гипотеза переноса минеральных веществ в легкорастворимых соединениях комплексных ионно-молекулярных растворов стала господствующей в последнее время. Еще в 1859 г. В. Гитторф высказал предположение о существовании комплексных ионно-молекулярных растворов, в которых электролитическая диссоциация растворенного вещества осуществляется по ступеням: полимерные молекулы → комплексные ионы → простые ионы. Привлекательность гипотезы переноса минеральных веществ в комплексных растворах связана с тем, что, с одной стороны, растворимость комплексных соединений металлов превосходит растворимость их в простой ионной форме в миллионы раз. С другой стороны, комплексные растворы достаточно чувствительны к изменению физико-химической характеристики растворов, в связи с чем комплексы сравнительно легко распадаются на простые ионы и образуют труднорастворимые соединения, выпадающие в осадок. Все это способствует наиболее приемлемому объяснению процесса гидротермального рудообразования. Высокая константа растворимости металлов в комплексных ионных растворах подтверждена экспериментально и термодинамическими расчетами П. Бартоном, Х. Барнсом, Г. Чаманским, Я. Ольшанским, Р. Рафальским, Н. Хитаровым, В. Щербиной и др. По данным П. Бартона, гидротермы в виде комплексов могут транспортировать большинство металлов.

Можно привести ряд примеров переноса металлов в виде комплексных соединений. Для урана ими могут быть урано-карбонатные и урано-силикатные комплексы, изученные Р. Рафальским. Растворимость урано-карбонатных комплексов типа $Na_4UO_2(CO_3)_3$ или $Ca_2UO(CO_3)_3$ при комнатной температуре достигает десятков граммов в литре воды. Они распадаются при понижении содержания углекислоты в растворе, с изменением pH среды (устойчивы при pH, равном от 5—6 до 8—9), при окислительно-восстановительных реакциях (наличие восстановителя приводит к выпадению UO_2). Урано-силикатные комплексы типа $Na_2O \cdot UO_3 mSiO$ изучены хуже.

Для олова В. Барсуковым описаны соли комплексных гексакислот типа $Na[Sn(F, OH)_6]$, распад которых происходит в нейтральной и слабощелочной средах при pH = 7—7,5. При этом выделяется гидрат оловянной

кислоты $Sn(OH)_4$, вследствие разложения которого выпадает касситерит с параллельным образованием флюорита. В. Щербина указал, что сурьма может переноситься в виде $2Na_3SbS_3$ с выпадением Sb_2S_3 (антимонита) вследствие понижения концентрации S^{2-} в растворе. Он обратил внимание на возможный перенос молибдена в форме Na_2MoS_4 с отложением молибденита при разрушении аниона MoS_4^{2-} окислами железа. Для формирования гидротермальных сульфидов, согласно И. Ходаковскому, особое значение имеет перенос металлов в воде с молекулами растворенного H_2S и с продуктами его диссоциации HS^- и S^{2-} в комплексах типа $[Me^{x+}(HS)^{x-n}]$, распадающихся на Me^{x+} и HS^-. В этом случае сульфиды могут отлагаться при уменьшении концентрации сероводорода в растворе и связанной с этим уменьшением концентрации лиганда HS^- (при дегазации, окислении S^{2-} до S_2^{2-}, S° и SO_4^{2-}, реакциях с боковыми породами). Они будут отлагаться также вследствие повышения щелочности растворов (при реакциях с боковыми породами, при дегазации углекислоты и др.). Кремний помимо его вхождения в сложные комплексы может переноситься в виде простого комплекса $SiO_2 \times nH_2O$, а железо — в форме гидрокомплексов $FeOH$ и $Fe(OH)_2$.

Перенос в растворах изучен А. Новоселовой для бериллия в виде комплекса $Be(F, OH)_3$, Н. Тюриным для золота в форме тиосульфатного комплекса $Me[S_2O_3]_2^{3-}$, Н. Вилором в виде $AuCl(OH)_3^-$, Г. Хельгесоном для свинца в виде $[PbClH]^{2-}$ $[PbCl]^+$, а Д. Хемли в виде $Pb[HS_2]Pb[HS]_3$, Л. Лебедевым в виде $Pb(CO_3)_2Cl^{3-}$, Н. Хитаровым для молибдена в форме $Na_8[Si(Mo_2O_7)_6]$, В. Рехарским в виде $[UO_2MoO_4(OH)]^{2-}$, Г. Ивановой для вольфрама в виде $KWO_3F \cdot 0{,}8H_2O$ и др., Х. Барнесом и Г. Чаманским для цинка в виде $Zn(HS)_3$, кадмия в виде $Cd(H_2S)$, меди в виде $Cu(HS)_4$, ртути как $Hg(HS)_2$, сурьмы в форме HSb_2S, И. Ганеевым в различных комплексах для тория, вольфрама, алюминия и других металлов.

Причины передвижения гидротермальных растворов. Представление о том, что гидротермальные месторождения формируются из восходящих гидротермальных растворов, требует выяснения причин подъема этих растворов. Такой подъем может, очевидно, осуществляться в том случае, когда внешнее давление, под которым находятся растворы, становится меньше внутреннего давления. У геологов нет единого мнения о причинах восходящего движения гидротермальных растворов. Существующие по этому вопросу точки зрения могут быть разделены на четыре группы:

1) геологи, высоко оценивающие участие вадозных вод в гидротермальном процессе (А. Германов, А. Овчинников и др.), полагают, что восходящее движение гидротерм обусловлено гидростатическим напором, возникающим в бассейнах гидротермальных вод артезианского типа;

2) геологи, считающие, что гидротермальные растворы отделяются из магматического очага сразу в жидкой фазе, ссылаются на литостатический напор, как на вероятную причину их подъема. Выжимающее давление столба вышележащих пород на магматический очаг способно, по мнению Л. Грейтона, поддержать весь вертикальный столб рудного флюида и сохранить еще резерв такой же величины для преодоления трения во время его циркуляции;

3) А. Бетехтин связывает возможность перемещения гидротерм с образованием вакуума в раскрывающихся на глубине трещинах, засасывающего гидротермальные растворы. В литературе уже обращалось внимание на то, что при таком механизме возможно заполнение тектонических полостей гидротермальным раствором, но исключается его циркуляция. В этом случае транспорти-

ровка рудообразующих веществ возможна лишь по законам диффузии. Диффузионное питание может, вероятно, происходить при гидротермальном рудообразовании, но роль этого процесса, его объем и возможность полного обеспечения материалом, необходимым для образования рудных залежей, остаются невыясненными;

4) в качестве наиболее убедительной причины восходящего движения гидротермальных растворов выдвигается давление парообразной фазы, накапливающейся при раскристаллизации магмы, гидравлически связанной со столбом сконденсированного раствора. Эту точку зрения разделяют большинство геологов.

Причины и способы отложения вещества из гидротермальных растворов. Накопление минеральных масс гидротермальными растворами может быть обусловлено следующими причинами: 1) обменными реакциями веществ, находящихся в растворе; 2) обменными реакциями веществ при смешении растворов; 3) обменными реакциями между растворами и боковыми породами; 4) изменением pH среды; 5) коагуляцией коллоидов; 6) фильтрационным эффектом; 7) сорбцией; 8) воздействием естественных электрических полей; 9) изменением температуры гидротермальной системы; 10) изменением давления системы.

Как справедливо отметил А. Бетехтин, наибольшее значение для гидротермального минералонакопления имеют о б м е н н ы е р е а к ц и и, в том числе окислительно-восстановительные как между соединениями, находящимися в растворе, так и между ними и боковыми породами. Однако вопреки настойчивому стремлению А. Бетехтина доказать доминирующую роль в этом процессе обменных реакций веществ самого раствора согласиться с этим трудно. Невозможно представить длительное совместное существование в растворе соединений, легко реагирующих друг с другом, с выпадением в осадок труднорастворимых минералов, представляющих продукты их реакции. Это было показано на выдвинутой А. Бетехтиным схеме накопления сульфидов по способу обменных реакций между галоидами металлов и сероводородом.

Вероятно, значительно чаще происходят обменные реакции между смешивающимися растворами, в частности в результате смешения гидротермальных растворов, поступающих из глубины, с подземными водами разных уровней их циркуляции. Достаточно широко распространены обменные реакции между веществом, привносимым в растворе, и боковыми породами.

Хорошо известен случай локализации арсенопирит-шеелитовых руд Кти Теберды на Кавказе в зависимости от состава боковых пород, впервые исследованный А. Пэком и Л. Лукиным. Здесь богатое оруденение сконцентрировано на пересечении гидротермальными кварцевыми жилами амфиболитов. При этом отмечается изменение амфиболитов, выражающееся в превращении роговой обманки в бурую слюду, обязанное химическим реакциям породы с металлоносными растворами. Из растворов боковой породы были заимствованы калий, алюминий, железо, фтор, вошедшие в состав биотита. Освободившийся при этом кальций роговой обманки вошел в состав плагиоклаза, образующего оторочки кварцевых жил, шеелита, сфена, апатита, граната и кальцита жильной массы.

Известны многочисленные случаи концентрации гидротермальных руд на пересечении жил с битуминозными породами. Последние, реагируя с веществом, находящимся в растворе, могли осаждать его вследствие реакций восстановления. Кварцевые жилы Гумбейского месторождения, по данным А. Коржинского, обогащаются шеелитом на пересечении с известняками. Это связывается с повышением щелочности гидротермального раствора в процессе реакции его с известняком.

По данным Г. Пелымского, на локализацию гидротермального уранового оруденения наибольшее влияние оказывают породы, богатые кальцием, натрием, магнием, двухвалентным железом и сульфидами, особенно пиритом. К ним принадлежат биотитовые сланцы, туффиты, амфиболиты, диабазы, скарны, доломитизированные известняки и различные пиритизированные породы. Выпадение урановой смолки происходит вследствие повышения щелочности и уменьшения окислительного потенциала при взаимодействии растворов с перечисленными боковыми породами. В местах пересечения рудными жилами пород, слабо вступающих в реакцию с гидротермальными растворами (такими, как мусковитовые сланцы, глинистые сланцы, кварциты, песчаники, граниты), урановое оруденение бывает бедным или отсутствует.

Наиболее широко обменные реакции между рудоносными гидротермальными растворами и боковыми породами осуществлялись при гидротермальном изменении боковых пород рудных тел, описанных ниже.

В длительном многостадийном процессе гидротермального рудообразования реакции обмена могут происходить между твердыми минеральными фазами, отложенными на ранних стадиях рудообразования, и растворами последующих стадий. Интересные данные по такому внутрирудному метасоматозу получены Ю. Дымковым по известным месторождениям пятиэлементной формации Рудных гор Центральной Европы. Рудные жилы этой провинции формировались в пять стадий, разобщенных перерывами минералонакопления и последующим тектоническим приоткрыванием рудовмещающих полостей: 1) силикатно-окисную, 2) кварц-сульфидную, 3) кварц-карбонатно-гематитовую, 4) флюорит-барит-арсенидную, 5) кварц-гематитовую.

Внутрирудный метасоматоз свойствен всем стадиям рудообразования, начиная со второй. Особенно отчетливо он проявлен в третьей, четвертой и пятой стадиях. В третью стадию происходило замещение кальцитом ранее отложенного флюорита. В четвертую стадию различные ранее отложенные карбонаты кальция, магния и железа метасоматически замещались кварцем, флюоритом, баритом и арсенидной рудой. Наиболее интенсивный внутрижильный метасоматоз отмечается для последней, пятой стадии. В это время происходило замещение кварцем ранее отложенных карбонатов, флюорита и барита вплоть до полного их вытеснения. Замещаемые соединения отгонялись вверх и к периферии жил, где некоторая, вероятно, весьма существенная часть их вновь переотлагалась, образуя безрудный ореол жил (Taube Gänge — термин немецких геологов).

Т. Ловеринг считает, что сульфиды цветных металлов гидротермальных месторождений образуются вследствие обменных реакций между галоидными соединениями этих металлов в щелочных растворах и пиритом, накапливающимся на ранних стадиях гидротермальной деятельности.

Водородный показатель (pH) раствора имеет весьма существенное значение для отложения минеральных масс из гидротермальных растворов. Он, во-первых, сказывается при реакциях гидролиза в процессе обменного разложения растворенных солей с водой, в результате которого из раствора выпадают труднорастворимые гидроокислы и окислы. Во-вторых, простые и комплексные ионы различных металлов могут существовать в гидротермальном растворе только в тех или иных, широких или узких, границах значений pH раствора, за пределами которых они в той или иной форме выпадают в осадок. Особенно чувствительны к изменениям pH раствора комплексные ионы, разрушающиеся по достижению как верхнего, так и нижнего предельного значения водородного показателя и выделяющиеся в осадок.

Коагуляция коллоидов из гидротермальных золей осуществляется: 1) вследствие резкого пересыщения или переохлаждения растворов; 2) в результате химических реакций обменного разложения; 3) при распаде комплексных ионов; 4) под воздействием электролитов, возникающих при обменных реакциях с боковыми породами или при смешении растворов. При дальнейшем синерезисе и окристаллизации возникают метаколлоидные минеральные массы гидротермального происхождения.

Фильтрационный эффект сказывается в повышении концентрации растворенных веществ гидротерм при их просачивании через полупроницаемые горные породы. Согласно Р. Макею, при фильтрации гидротермальных растворов через малопроницаемые горные породы в них накапливаются рудные компоненты с последующим отложением их в виде руд перед такого рода барьерами. Если гидротермальный раствор при просачивании преодолевает все более и более плотные барьеры, то у ближайших преград вначале отложатся легче удерживаемые элементы (олово, медь), а затем у последующих запруд сконцентрируются труднее улавливаемые металлы (свинец, ртуть).

Д. Коржинский для описываемого процесса ввел понятие коэффициента фильтрационного эффекта ψ, показывающего, какая часть вещества, первоначально растворенного в просачивающемся объеме гидротермального раствора, прошла вместе с растворителем через фильтр. По экспериментальным исследованиям Л. Овчинникова и В. Максенкова, при фильтрации растворов через кварцевый песок с величиной частиц 0,002 мм коэффициент фильтрации для растворов хлоридов и сульфатов меди, железа, марганца, кобальта и никеля составляет 0,4—0,6.

Сорбция проявляется во всех трех ее разновидностях при гидротермальном рудообразовании, т. е. в виде адсорбции, абсорбции и хемосорбции. Но роль ее ограниченна, а стехиометрическая емкость очень мала. Физико-химическая обстановка процессов фильтрации и сорбции при гидротермальном рудообразовании описана В. Голубевым.

Естественные электрические поля рассматриваются некоторыми геологами как фактор возможной полярной сепарации различно заряженных ионов гидротермальных растворов и как причина их отложения.

Изменение температуры гидротермальных растворов имеет прямое и косвенное значение для осаждения растворенных в них веществ. Прямое влияние сказывается в уменьшении констант растворимости большинства минеральных соединений по мере охлаждения растворов, приводящее к их насыщению и выпадению в осадок. Косвенное влияние обусловлено дифференциальным изменением химической активности простых и комплексных ионов гидротермальных растворов с изменением температуры растворов, приводящее к замене одних обменных реакций другими, к смене минерального состава выпадающих из раствора осадков. Изменение температуры, особенно совместное с изменением давления, приводит к изменению степени диссоциации раствора и тем самым к увеличению или уменьшению значения pH, которое регулирует отложение минеральной массы.

Изменение давления может привести к вскипанию гидротермального раствора, повышению концентрации растворенного вещества в остаточной жидкой фазе и его отложению. Так, по данным А. Штернберга, при относительно низких надкритических давлениях переход воды из жидкого в газообразное состояние сопряжен с большим увеличением объема и резким

снижением растворимости нелетучих компонентов. В связи с этим порция раствора при снижении температуры до 500° С при давлении 400 кгс/см² будет отлагать минералы из газовой фазы. Но по мере дальнейшего снижения температуры в области перехода из газообразного в жидкое состояние, совершающегося при давлении 400 кгс/см² в интервале 500—400° С, та же порция будет активно выщелачивать породы. При дальнейшем снижении температуры ниже 400—300° С вновь будет происходить отложение минералов, но уже из жидкой фазы.

По мнению А. Штейнберга, при литостатическом давлении более 800—1200 кгс/см² на глубинах более 4 км переход воды в газообразное состояние не вызывает существенного изменения растворимости и не влияет на перенос — отложение минеральных масс.

С повышением давления гидротермальной системы дифференцированно изменяется парциальное давление газовой фазы. Например, парциальное давление углекислоты с глубиной, по мере увеличения давления, заметно возрастает и значение ее в обменных реакциях становится все более и более существенным. Следует отметить, что для отложения минеральной массы из гидротерм наибольшее значение имеет не плавное и медленное изменение температуры и давления, а интенсивные и быстрые их перепады, только и способные привести к резкому сдвигу концентрации веществ, находящихся в разбавленном гидротермальном растворе.

Режим серы и кислорода. Соотношение реакций ионов металлов с химически активными серой и кислородом имеет особое значение для образования гидротермальных руд. Эта сторона гидротермального рудообразования наиболее глубоко разработана А. Бетехтиным, а термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемами рудообразования освещена А. Маракушевым и Н. Безменом. Выяснено, что в ходе развития гидротермального процесса концентрация химически активных анионов серы постепенно увеличивается. Поэтому малосернистые соединения, характерные для начальных высокотемпературных стадий, затем сменяются высокосернистыми, хотя к завершающим низкотемпературным стадиям гидротермальной деятельности химический потенциал серы в растворах вновь падает и относительное количество сульфидов в ряде месторождений сокращается.

На изученных автором гидротермальных месторождениях Тянь-Шаня этот процесс был отчетливо отмечен еще ранее. В этой провинции на ранней стадии гидротермальной деятельности преобладали кислородные соединения, фиксирующиеся в виде силикатов, магнетита, гематита, шеелита, вольфрамита, подавлявших сульфиды. Постепенно нарастала активность серы, железо из кислородной формы переходило в сульфидную, но частично было еще недонасыщенно серой и представлено преимущественно пирротином. На более поздней стадии сера становится более обильной и ее вполне достаточно для связи всего железа в форме насыщенного сульфида, представленного уже исключительно пиритом. Однако вопреки впоследствии развитым А. Бетехтиным взглядам об увеличении химической активности серы благодаря нарастанию коэффициента электролитической диссоциации при снижении температуры гидротермальных растворов на путях их циркуляции, по мнению автора, смена кислородного режима на серный и увеличение роли серы в ходе гидротермального процесса обусловлено первичным изменением состава растворов при пермапептном отщеплении их из магматического очага.

Если изменение режима серы при гидротермальном рудообразовании происходит во времени, то режим кислорода изменяется также в пространстве.

Его концентрация, или парциальное давление, сильно увеличивается снизу вверх по пути восходящего движения гидротермальных растворов. В связи с этим происходит окисление ионов S^2 до $[SO_4]^{2-}$, изменяется соотношение концентрации этих анионов в пользу последних. Поэтому в верхних частях месторождений создаются условия, предпочтительные для отложения не сульфидов, а сульфатов, например барита, столь характерного для вершин гидротермальных тел. Кроме того, к верхним частям гидротермальных месторождений сульфидные соединения могут вытесняться окисными, а последние по мере перемещения с нижних горизонтов на верхние — переходить от низших степеней окисления к высшим, формирующим все более и более высоковалентные соединения.

Комбинации в соотношениях химически активных серы и кислорода в гидротермальных растворах приводят к тому, что труднорастворимые соединения одних металлов выпадают в осадок и накапливаются, а легкорастворимые соединения других металлов сохраняются в растворе, не осаждаются и не входят в естественные минеральные парагенетические ассоциации гидротермальных руд. Например, медь и цинк в условиях режима серы, обусловленного высокой концентрацией в растворе химически активного аниона, выпадают в виде сульфидов, создавая крупные месторождения этих металлов. Когда такой режим нарушается воздействием кислорода с окислением ионов серы до $[SO_4]^{2-}$, возникают сульфаты меди и цинка как легкорастворимые соединения, не выпадающие из раствора и не создающие месторождений этих металлов. При дальнейшем нарастании парциального давления кислорода и переходе к кислородному режиму реакции обмена и разложения с участием меди и цинка в гидротермальных растворах не протекают, и месторождения этих металлов также не образуются.

Металлы, способные в природных условиях давать как сернистые, так и кислородные соединения, к которым принадлежат железо, олово и другие металлы, в случаях низкой концентрации кислорода в гидротермальных растворах, насыщенных сероводородом, выпадают главным образом в виде сульфидов, а в условиях высокой концентрации кислорода — в форме окислов. Металлы, обладающие резко выраженным сродством с кислородом, например уран или вольфрам, но не образующие в природных условиях сульфидов, в сильно восстановительной среде, насыщенной сероводородом, способны мигрировать с гидротермальными растворами до тех пор, пока не будет достигнута в них концентрация кислородных ионов, достаточная для осаждения. Ряд металлов (золото, серебро, висмут и др.), мигрирующих в растворах в виде ионов, в восстановительных условиях выпадают в самородном состоянии в соответствии с их высокими окислительно-восстановительными потенциалами.

Различные металлы обладают разным сродством к сере и кислороду. В ходе гидротермального рудообразования металлы, обладающие более высоким сродством, выпадают в соответствующих соединениях при прочих равных условиях ранее остальных, а в случае более позднего появления обладают способностью вытеснять их из соединений ранее выделившихся металлов, замещая катион слабого сродства более сильным. По А. Маракушеву и Н. Безмену, ряд металлов по снижающемуся сродству к кислороду при температуре 300° С состоит из Be^2, Mg^2, Li^2, Al^3, Nb^2, Mn^2, Cr^3, Zn^3, Sn^4, W^4, Fe^3, Fe^2, Co^2, Ni^2, Sb^3, Pb^2, Cu^1, Hg^2, Pt^2, Ag^2, Au^3; ряд снижающегося сродства к сере при той же температуре включает Zn^2, Mo^4, Sn^2, Fe^2, Pb^2, Cu^1, Ni^2, Co^2, Fe^4, Sb^3, Hg^2.

Парагенетические ассоциации гидротермальных рудных месторождений. Соотношение металлов, серы, кислорода и других элементов, возникающие при различных физико-химических условиях гидротермального рудообразования, отражаются на составе выпадающих из растворов минералов, формирующих естественные парагенетические сообщества.

Состав таких сообществ регулируется рядом параметров, среди которых важнейшими являются концентрация химических элементов и форма их нахождения в растворе, температура, давление, pH и Eh среды рудообразования. Для исследования естественных парагенетических ассоциаций гидротермальных руд, выполненных Х. Борхертом, Х. Мервиным, А. Бетехтиным, Г. Куллерудом, Х. Мак-Кинстри, Р. Гаррелсом, А. Маракушевым и Н. Безменом и др. на основе макро-микроскопического изучения руд, а также экспериментальных и расчетных данных, применяются различные диаграммы полей минеральных равновесий. Среди таких диаграмм наиболее распространены ортогональные схемы в координатах давление — температура, концентрация элемента — температура, концентрация элемента — давление, pH — Eh а также барицентрические треугольники (трехкомпонентные) или тетраэдры (четырехкомпонентные) при анализе состава — парагенезиса.

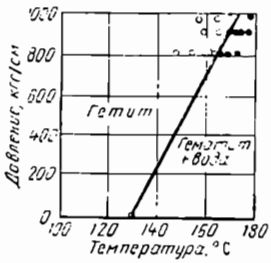


Рис. 124. Диаграмма полей устойчивости гётита и гематита в зависимости от давления и температуры. По *Р. Гаррелсу* и *Ч. Крайсту*.

Кружки — экспериментальные данные: черные — для гематита, светлые — для гётита

На диаграммах «давление — температура» намечаются поля устойчивости минералов и их групп в зависимости от температуры и давления или адекватной ему газовой фугитивности (рис. 124).

На диаграммах «концентрация — температура» выделяются температурные минеральные поля устойчивости в зависимости от концентрации элементов, их активности или химического потенциала (рис. 125). При помощи таких диаграмм можно определять пограничные условия существования самородных меди, железа, марганца, их сульфидов и окислов.

На диаграммах «концентрация — давление» оконтуриваются минеральные поля устойчивости в рамках изменяющегося давления.

На диаграммах «pH — Eh» описываются поля устойчивости минеральных соединений в изменяющихся кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных условиях. На рис. 126 приведен пример распределения самородных металлов, их сульфидов и окислов по мере изменения соотношений этих показателей, а на рис. 127 показаны поля устойчивости сульфидов и окислов железа, марганца и меди в зависимости от химических потенциалов серы и кислорода. Более детально такие поля описываются барицентрическими диаграммами «состав — парагенезис». Они имеют характер изобарических фазовых диаграмм, не привязанных к определенной температуре. Их простой пример, соответствующий трехкомпонентной системе Fe — S — O, изображен на рис. 128.

Из диаграммы следует, что в гидротермальных рудах могут находиться три трехфазные парагенетические ассоциации ($Fe — Fe_3O_4 — FeS$; $Fe_3O_4 — FeS — FeS_2$ и $FeS_2 — Fe_3O_4 — Fe_2O_3$) и шесть двухфазных парагенетических ассоциаций ($Fe — Fe_2O_3$; $Fe — FeS_2$; $Fe_3O_4 — FeS$; $Fe_2O_3 — Fe_3O_4$; $Fe_2O_3 — FeS_2$; $FeS — FeS_2$). В ряду сульфидов железа образуются пирротин (FeS) и пирит или марказит (FeS_2). Пересечения лучом *Oa* линий бинарных ассоциаций окислов и сульфидов железа показывают, что

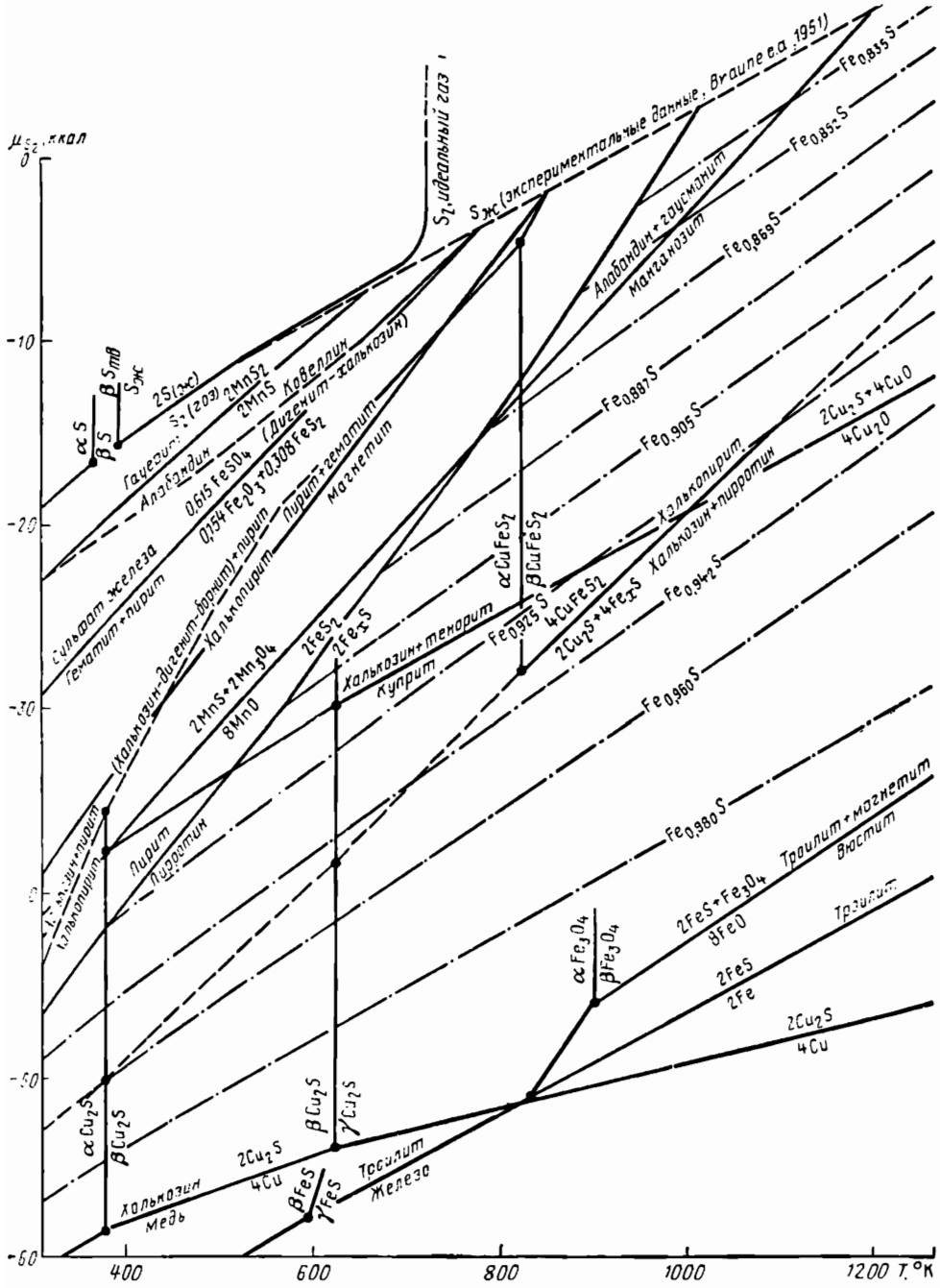


Рис. 125. Диаграмма полей устойчивости соединений железа, марганца и меди в зависимости от химического потенциала серы (μ_{S_2}) и температуры в кельвинах. По *А. Маракушеву* и *Н. Безмену*

пирит возникает ближе к кислородному компоненту и образуется в более окислительных условиях, чем пирротин. В ряду окислов железа выделяются магнетит и более богатый кислородом гематит.

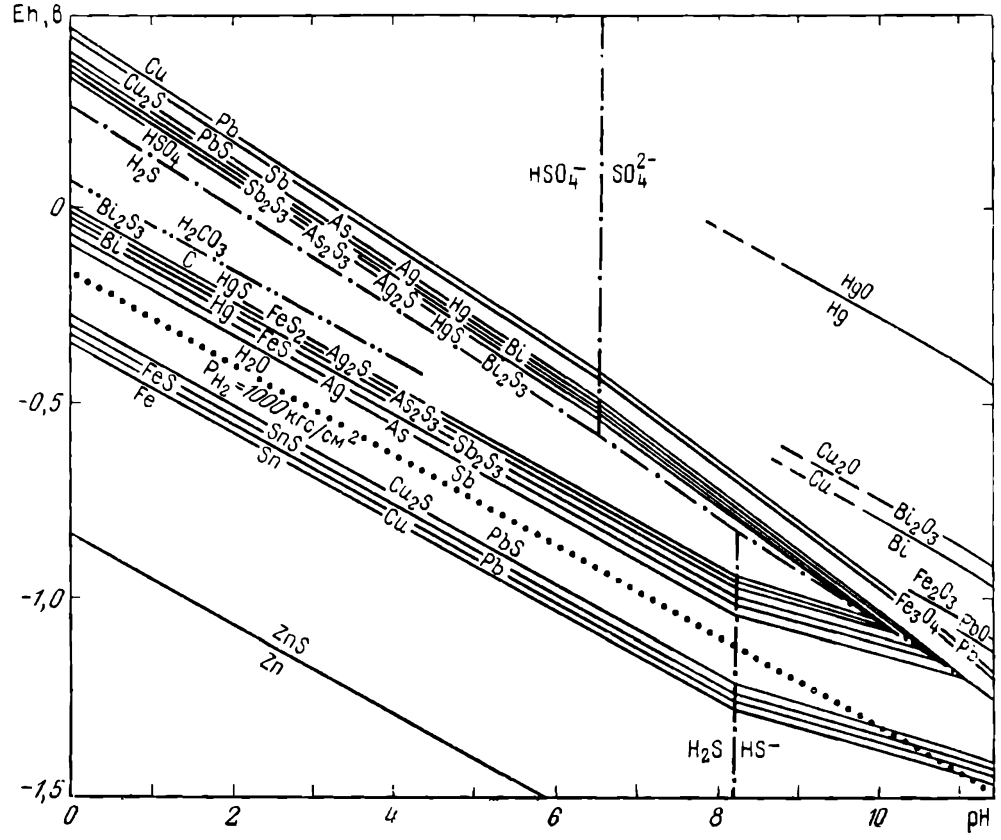


Рис. 126. Диаграмма полей устойчивости соединений ряда металлов в зависимости от кислотности — щелочности (pH) и окислительно-восстановительного потенциала (Eh). По *Г. Колонину* и *А. Птицыну*

Суммарные наблюдения по парагенетическим ассоциациям и последовательности образования всех этих минералов А. Бетехтин сводит к двум группам рядов:

pO_2 →

pH_2S ↓

1. $Fe_3O_4 \rightarrow Fe_2O_3$
2. $FeS \rightarrow Fe_3O_4 \rightarrow (Fe_2O_3)$
3. $FeS \rightarrow FeS_2 \rightarrow Fe_3O_4 \rightarrow Fe_2O_3$
4. $FeS_2 \rightarrow Fe_3O_4 \rightarrow Fe_2O_3$
5. $FeS_2 \rightarrow Fe_2O_3$

pH_2S →

pO_2 ↓

1. $FeS \rightarrow FeS_2$
2. $Fe_3O_4 \rightarrow FeS \rightarrow (FeS_2)$
3. $Fe_3O_4 \rightarrow FeS_2$
4. $Fe_2O_3 \rightarrow Fe_3O_4 \rightarrow FeS_2$

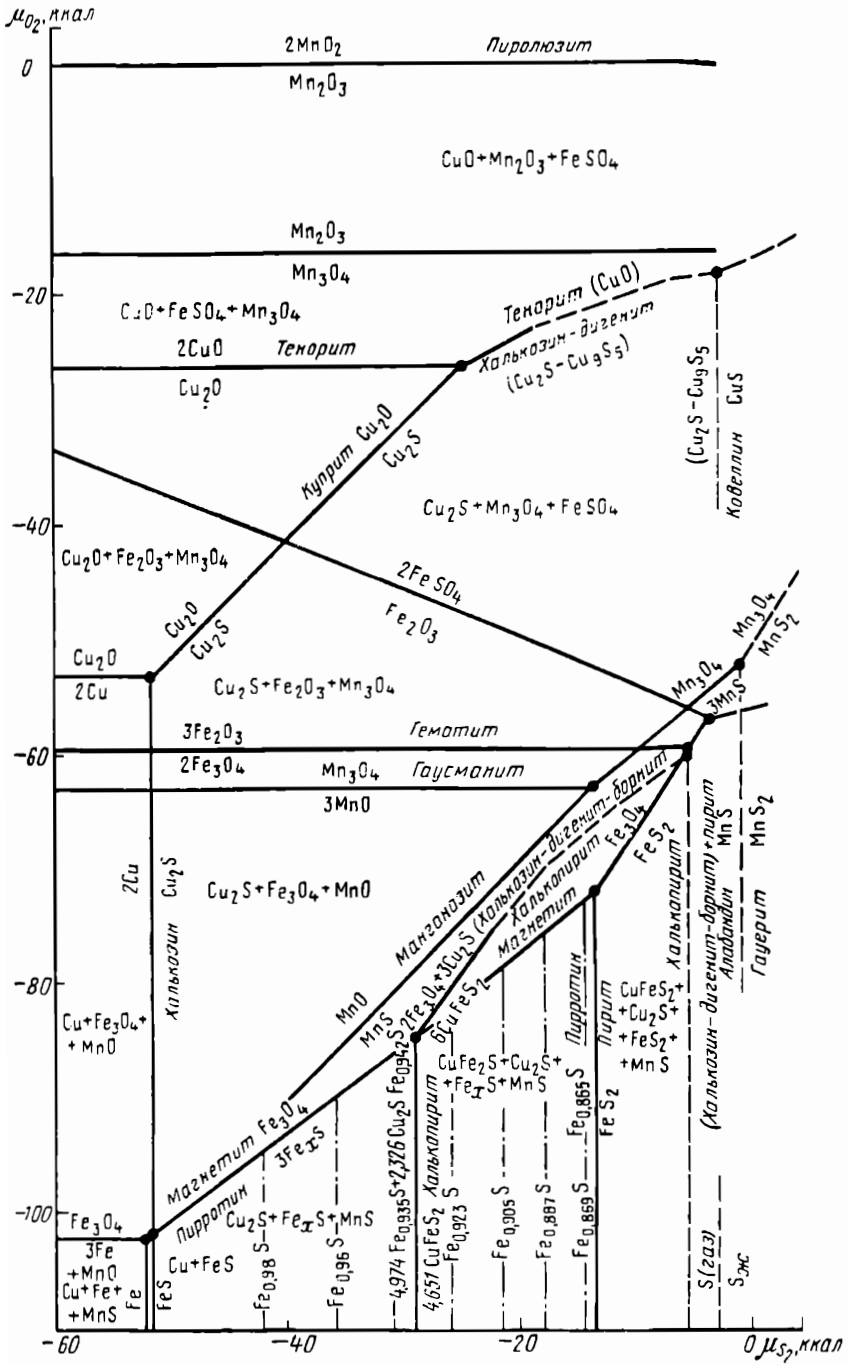


Рис. 127. Диаграмма полей устойчивости сульфидов и окислов железа, марганца и меди в зависимости от химических потенциалов серы (μ_{S_2}) и кислорода (μ_{O_2}) при температуре 800 К. По *А. Маракушеву* и *Н. Безмену*

В первой группе приведены парагенетические ряды относительно разных значений концентрации сероводорода при разной степени окисления. Например, в первом ряду показано, что в условиях низкой концентрации сероводорода при повышении концентрации кислорода в растворе на смену магнетита будет выделяться гематит. Из рассмотрения пятого ряда следует, что в обстановке высокой концентрации сероводорода при повышении парциального давления вместо пирита начнет выпадать гематит и т. д. Во второй группе приведены парагенетические ряды, возникающие при возрастании концентрации кислорода в процессе их сульфидизации. Например, из первого ряда вытекает, что в среде

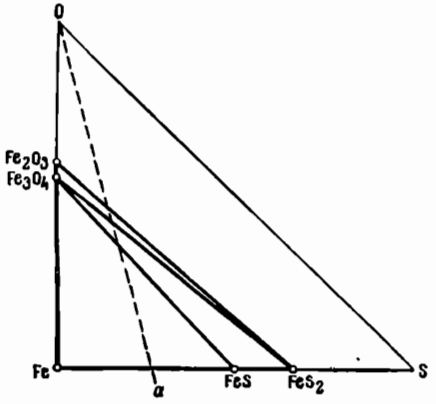


Рис. 128. Диаграмма «состав — парагенезис» минералов в системе Fe—S—O

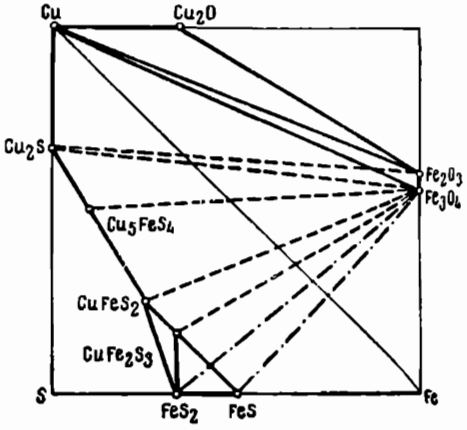


Рис. 129. Диаграмма «состав — парагенезис» в системе Cu—Fe—S—O. Сплошные жирные линии проходят на плоскостях тетраэдра, обращенных к наблюдателю; штриховые линии лежат на нижних плоскостях тетраэдра; штрихпунктирные линии проходят внутри тетраэдра

с низкой концентрацией кислорода при нарастании парциального давления сероводорода отложение пирротина сменится выделением пирита. Или из четвертого ряда следует, что в условиях высокой кислородной концентрации, но при нарастающем парциальном давлении сероводорода гематит вначале замещается магнетитом, а затем уже пирротином.

Поля устойчивости в более сложной четырехкомпонентной системе Cu — Fe — S — O показаны на рис. 129. Эта диаграмма, согласно Х. Мак-Кинстри, включает около десяти минеральных фаз, но число совместно находящихся устойчивых фаз, согласно Д. Гиббсу, ограничивается семью. При случайно выбранных температуре и давлении максимальное число фаз равно четырем, одна из фаз может быть парообразной. Из диаграммы, а также из природных наблюдений следует, что среди сульфидов, окислов железа и меди могут встречаться разнообразные парагенетические соотношения, указывающие на различные условия режима серы и кислорода в растворах, начиная от ассоциации сульфидов меди с сульфидами железа, свойственных высоким концентрациям серы, кончая ассоциациями сульфидов меди с окислами железа, характерных более низким концентрациям серы.

Порядок последовательности отложения минералов в рудах гидротермальных месторождений представлен ассоциациями, в которых прогрессивно увеличивается содержание серы и уменьшается количество кислорода с одновременным увеличением отношения меди к железу. В этом процессе железо

обнаруживает признаки большего сродства с кислородом, а медь — с серой.

Другой пример четырехкомпонентной системы Cu — Fe — As — S показан на своеобразной «скелетной» диаграмме (рис. 130), построенной в полулогарифмических координатах. На ее фронтальной части отложены значения отношений меди к суммарному количеству меди и железа. Эта фронтальная часть представляет собой систему Cu — As — S, а противоположная часть диаграммы отражает систему Fe — As — S.

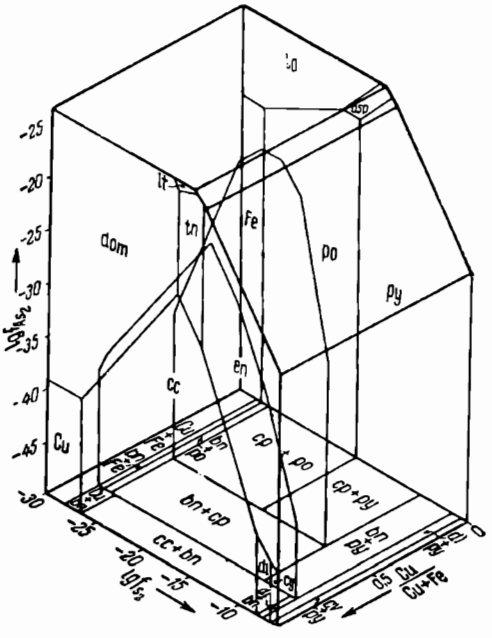


Рис. 130. Скелетная диаграмма фазовых отношений в системе Cu—Fe—As—S при 200 °С. По *Л. Густафсону.*

asp — арсенопирит; bn — борнит; cc — халькозин; cp — халькопирит; cv — ковеллин; di — дигенит; dom — доменит; en — энаргит; lo — лолленгит; lt — лаутит; po — пирротин; py — пирит; tn — технантит

МЕТАСОМАТОЗ

Минеральное вещество гидротермальных месторождений накапливается в процессе выполнения открытых полостей и замещения боковых пород или метасоматоза. Термин «метасоматоз» был введен в геологическую литературу немецким минералогом К. Науманом-Киркелом в 1877 г. Метасоматические залежи отличаются от тел выполнения следующими признаками: 1) неправильной, очень извилистой формой контактов; 2) наличием реликтов незамещенных пород, сопоставление которых с боковыми породами иногда позволяет проследить продолжение одних в другие (рис. 131); 3) сохранением в гидротермальной минеральной массе отдельных минералов замещенных пород, устойчивых при метасоматозе; 4) «просвечиванием» текстуры замещенных пород во вновь отложенной гидротермальной массе (бывшие слоистость, сланцеватость, флюидность, трещиноватость, очертания слагающих первичную породу минералов и минеральных агрегатов и т. п.); 5) отсутствием гребенчатых и крустификационных текстур, типичных для форм отложения в пустотах; 6) всесторонней огранкой кристаллов, растущих при метасоматозе во все стороны, а при отложении в полостях только в направлении от их стенок. Метасоматоз, согласно Д. Коржинскому, представляет собой такое замещение горной породы с изменением химического состава, при котором растворение старых минералов и отложение новых происходит почти одновременно, так что замещаемая порода все время сохраняет твердое состояние. Метасоматоз осуществляется при обязательном участии газообразных или жидких пленочных (поровых) растворов, просачивающихся через породы, приносящих замещающие компоненты и выносящих замещаемые соединения. Возможны два крайних типа такого перемещения компонентов: при помощи диффузионного или инфильтрационного метасоматоза.

Основное значение при метасоматозе имеет инфильтрационная доставка

замещающих компонентов; роль же диффузии сводится к выравниванию концентраций компонентов раствора на участках замещения. Замещение осуществляется не в эквимолекулярных количествах веществ, участвующих в реакции, а по закону равных объемов, сформулированному В. Линдгреном в 1912 г. При этом не исключается некоторая метасоматическая «усадка» минеральной массы с повышением коэффициента пористости ее или разрастание объема с механическим уплотнением прилегающих пород.

Как было указано в характеристике условий скарнового рудообразования, при метасоматозе возникает серия сменяющих друг друга минеральных зон (метасоматическая колонка), состав и расположение которых зависят от дифференциальной подвижности компонентов и физико-химических закономерностей, управляющих их развитием.

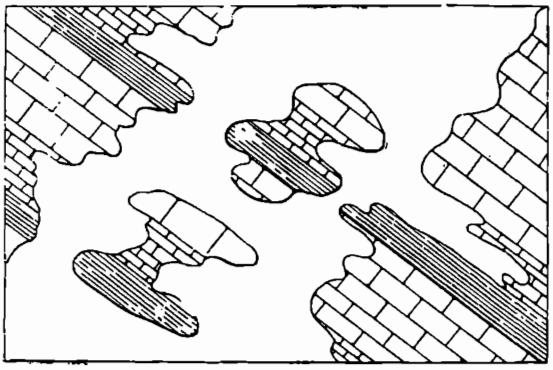


Рис. 131. Гидротермальная метасоматическая залежь (белое) с реликтами незамещенных пород

В первой зоне состав раствора находится в равновесии с составом породы, и здесь все компоненты, кроме воды, ведут себя инертно. В последней зоне происходит наиболее активное приспособление состава породы к составу поступающего раствора, и здесь все компоненты вполне подвижны. В промежуточных зонах часть компонентов инертна, а часть вполне подвижна. Таким образом, по мере перехода от передних зон к тыловым число вполне подвижных компонентов возрастает, а инертных уменьшается, с сокращением числа одновременно существующих минералов, вплоть до образования мономинеральной самой последней зоны.

По мере просачивания раствора колонка метасоматических зон не испытывает качественных изменений, происходит только равномерное разрастание зон в направлении течения раствора без изменения их минерального состава и относительной ширины. Это обусловлено тем, что внутри каждой зоны достигается локальное равновесие, исключающее химические реакции. Реакции проходят на границе зон, на резком фронте метасоматоза, впереди которого отсутствуют замещающие, а позади — замещаемые минералы. Количество зон определяется числом групп подвижных компонентов. Их ширина обусловлена скоростью инфильтрационно-диффузионного процесса и временем. Число минералов в каждой зоне устанавливается в соответствии с правилом фаз Гиббса, а их состав — дифференциальной подвижностью компонентов и коэффициентом фильтрационного эффекта. Более подвижен тот компонент, для которого разность между концентрацией его в поровом растворе исходной породы и концентрацией в воздействующем растворе больше, а необходимое для уменьшения концентрации изменение содержания в породе — меньше.

Вышеизложенная по Д. Коржинскому схема гидротермального метасоматоза сильно идеализирована. Прежде всего зональные метасоматиты, возникающие при гидротермальном рудообразовании, нетипичны. Редкими их примерами могут служить зональные грейзены, сопровождающие кварцевые жилы с минералами олова и вольфрама в гранитах, а также ореолы биотит-полево-

шпат-кварц-серицитового состава прожилково-вкрапленных медно-молибденовых (меднопорфировых) руд. В первом случае наблюдаются переходы от кварцевой сердцевины через топазовую, мусковитовую, кварц-мусковитовую зоны к мусковитовому, затем двуслюдяному и, наконец, к неизмененному биотитовому граниту. Во втором — в сторону от окварцованного ядра биотит-полевошпатовая зона сменяется кварц-серицитовой, затем аргиллитовой и, наконец, пропилитовой (Р. Силлитое, Дж. Джеофрой, А. Роуз и др.).

Усложнение идеальной схемы гидротермального метасоматоза объясняется тем, что она разработана для простых ионных, а не комплексных растворов, важнейших в гидротермальном рудообразовании. Эта схема охарактеризована для одной какой-либо строго определенной стадии процесса, протекающего на одном физико-химическом уровне. Однако метасоматические процессы развиваются в обстановке изменяющейся, нисходящей или реже восходящей температуры. При этом степень подвижности одних и тех же компонентов может сильно измениться. Например, подвижность кремнезема и кальция увеличивается с падением температуры; к концу процесса они приобретают важное значение в метасоматических преобразованиях, накладываясь на продукты ранних стадий метасоматоза.

По классической схеме поровые воды могут лишь выносить продукты метасоматического замещения, фактически же нередко в связи с их охлаждением происходит переотложение этих продуктов на соседних участках замещаемой породы. Например, Г. Щерба следующим образом рисует процесс гидротермального изменения эффузивов, туфов и сланцев, слагающих Лениногорское полиметаллическое месторождение в Рудном Алтае. В нижних зонах гидротермального метаморфизма в связи с окварцеванием происходит освобождение щелочей и глинозема. Они переходят в раствор, выносятся выше и используются в процессе серицитизации, развивающейся несколько дальше от рудного тела. Высвобождающиеся при этом известь и магнезия, в свою очередь, мигрируют еще выше и накапливаются в виде карбонатных прожилков. Избыток кальция обусловливается извлечением полевошпатовой извести и выносом его из известняковых алевропелитов в связи с их серицитизацией, а также из карбонатных пород при их окварцевании.

В ходе гидротермального метасоматоза эволюционирует также кислотность — щелочность раствора. Например, согласно В. Соколову, на ранней стадии, когда pH раствора ниже pH породы, происходит кислотный метасоматоз, затем при выравнивании этих значений идут нейтральные обменные реакции; еще позднее, когда pH раствора становится более pH породы, происходит щелочной метасоматоз.

Обычно гидротермальное рудообразование и сопутствующий ему метасоматоз развиваются прерывисто, распадаясь на ряд стадий, разделенных временной остановкой минералообразования. При этом характер метасоматоза может скачкообразно изменяться от одной стадии к другой.

Хорошим примером такого стадийного изменения гидротермального метасоматоза может служить порядок развития метасоматитов свинцово-цинкового месторождения Восточного Тинтика в США, изученного Т. Ловерингом. Это месторождение залегает среди палеозойских кварцитов и известняков, разбитых серией сбросов и перекрытых в дорудное время туфами, агломератами и кварц-латитовыми лавами олигоцена. На основании изучения продуктов гидротермального метасоматоза выявлено пять последовательных стадий этого процесса: 1) ранняя безрудная, 2) средняя безрудная, 3) поздняя безрудная, 4) ранняя рудная, 5) рудная.

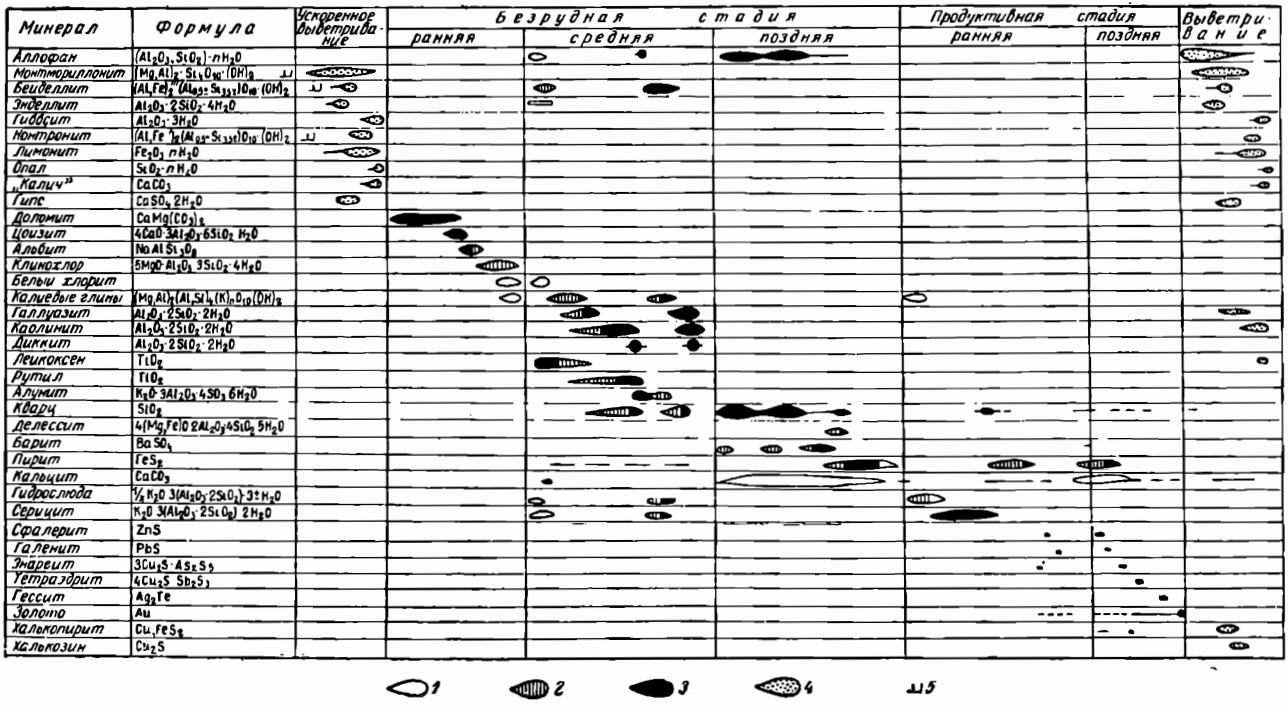


Рис. 132. Парагенезис минералов, возникших в процессе изменения пород и рудных минералов в округе Восточный Гинтик, США. По *Т. Ловерингу*.

1 — зона слабого изменения; *2* — зона умеренного изменения; *3* — зона сильного изменения; *4* — зона выветривания; *5* — межплоскостная вода и обменные основания

В раннюю безрудную стадию известняк был изменен в доломит, а породы в основании вулканической свиты хлоритизированы. Метасоматоз этой стадии охватывал большой объем пород, проникая дальше и шире, чем постепенно сужающиеся контуры измененных пород последующих стадий. Средняя безрудная стадия характеризуется аргиллизацией вулканических пород и в меньшей степени известняков. Поздняя, безрудная стадия выделяется по окварцеванию осадочных пород с отложением в них барита, пирита и редко хлорита, а также с образованием в вулканических породах аллофана, хлорита (делессита), кварца. барита, пирита, кальцита. Ранняя, рудная стадия отличается

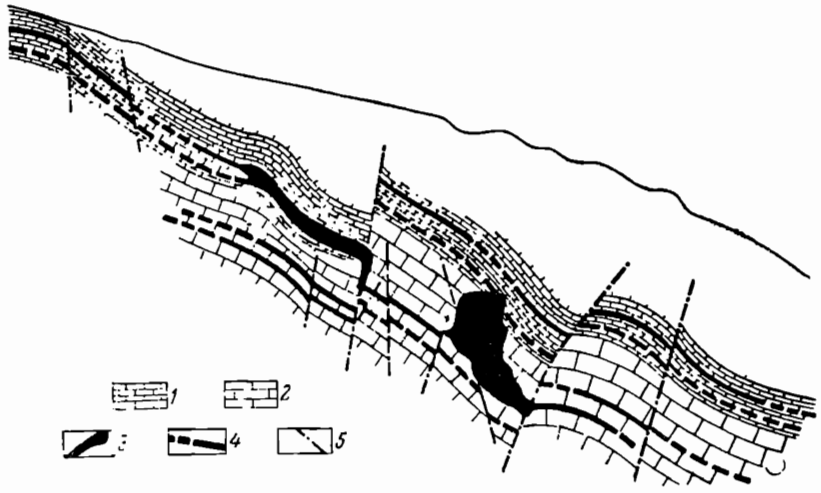


Рис. 133. Избирательный метасоматоз при образовании пластовых залежей арсенопиритовой руды на месторождении Брич-Мулла в Средней Азии. По *Г. Вировлянскому.*

1 — бричмуллинские известняки; *2* — верхнефаменские известняки; *3* — рудные тела; *4* — предполагаемое продолжение рудных тел; *5* — сбросы

неинтенсивным серицит-гидрослюдистым изменением в ассоциации с небольшим количеством кварца и пирита. В рудную стадию происходило обильное осаждение сульфидов, сульфоантимонитов, сульфоарсенитов, теллуридов, золота, приведшее к образованию метасоматических рудных тел в известняках (рис. 132).

К изложенному необходимо добавить, что гидротермальный метасоматоз обычно протекает в однородных по составу породах, исключающих возникновение биметасоматических явлений, и при участии в растворе одного компонента или групп компонентов близкой подвижности. Поэтому гидротермальное рудообразование чаще всего сопровождается возникновением однородных по составу метасоматитов, иногда осложненных наложенными на них продуктами последующих стадий этого процесса и лишь изредка распадающихся на ряд последовательных зон разного минерального состава. Детально проанализированные примеры таких зональных колонн гидротермально измененных пород приведены Ю. Казицыным для молибденовых, золотых, полиметаллических и флюоритовых месторождений Восточного Забайкалья, а их формации намечены А. Коржинским.

В гидротермальном метасоматозе можно рассматривать две стороны — образование руд и сопровождающее их изменение боковых пород.

Рудный метасоматоз может развиваться как по непрерывному фронту с формированием сплошных руд, так и из отдельных пунктов внутри замещаемой породы с возникновением вкрапленных руд.

Особое значение для рудообразования имеет избирательный метасоматоз, проявляющийся в концентрации руд метасоматического происхождения в строго определенных контактах и даже пластах пород (рис. 133). Выборочная локализация метасоматических руд, определяемая избирательным метасоматозом, отмечается не только в региональном плане, но и в контурах рудных тел, пересекающих породы различного состава (рис. 134).

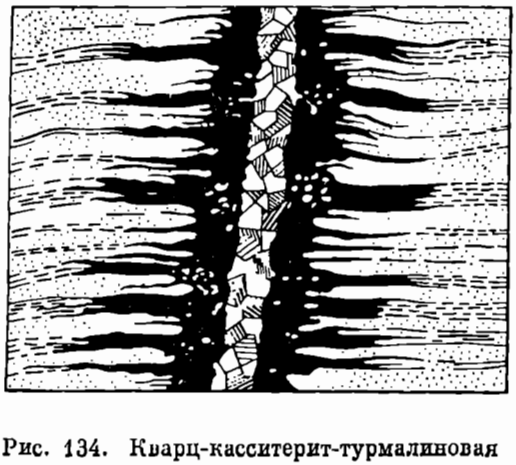


Рис. 134. Кварц-касситерит-турмалиновая жила, пересекающая толщу кремнисто-глинистых сланцев; метасоматоз развивается по глинистым прослоям.
По *Д. Мак-Алистеру*

Избирательный метасоматоз определяется тремя группами свойств замещаемых пород. Во-первых, он зависит от минерально-химического состава этих пород. По этому признаку выделяют породы, податливые к метасоматозу, и породы, плохо поддающиеся замещению. Наиболее распространенные горные породы по степени их благоприятности к метасоматическому замещению можно объединить в три группы: 1) благоприятные для метасоматоза (известняки, доломиты, пирокласты); 2) не вполне благоприятные для метасоматоза (глубинные и излившиеся изверженные породы кислого, основного и щелочного состава, метаморфические породы, аркозы); 3) неблагоприятные для метасоматоза (кварциты, глинистые сланцы, песчаники).

Во-вторых, избирательный метасоматоз зависит от оптимальной пористости, обеспечивающей, с одной стороны, фильтрацию преобразующих растворов, а с другой стороны, всесторонний охват поровой водой отдельных зерен замещаемой породы. Разные пласты и их свиты в толщах макроскопически однородных пород имеют различный характер пористости, предопределяющий выборочный метасоматоз в тех из них, где для вышеуказанного просачивания складываются наиболее благоприятные условия. Так, например, в горах Карамазар в Средней Азии пористость различных пород колеблется от сотых долей до 13%, но оптимально благоприятными для образования метасоматических свинцово-цинковых залежей оказались породы с пористостью от 4 до 8%. Оптимально благоприятная пористость для формирования метасоматических тел сурьмяно-ртутных руд Южной Ферганы составляет 1,5—3%.

Известно, что пористость может быть как первичной, так и вторичной, обусловленной тектоническим раздавливанием породы. Одинаковые тектонические напряжения создают различные нарушения в породах разного состава – в одних возникают крупные деформации, выгодные для циркуляции раствора в других — пластичные, затрудняющие такую циркуляцию.

В частности, согласно А. Королеву, для эффузивных пород и их туфов отмечаются слабая пластичность и повышенная хрупкость, длительное сохранение полостей деформации, перемежаемость водопроницаемых и водоупорных горизонтов, способствующих метасоматическому гидротермальному рудообразо-

ванию. Для кислых интрузивов, плотных аркозов и полевошпатовых кварцитов характерна повышенная хрупкость, приводящая к созданию хорошо сохраняющихся тектонических трещин, благоприятных для образования гидротермальных жил.

Карбонатные породы обладают свойством «самозалечивания» возникающих в них трещин, поэтому для гидротермальных процессов в них важны нарушения, непосредственно предшествующие гидротермальной деятельности, не успевшие запечататься кальцитом, переотложенным из боковых пород. Всевозможные сланцы, склонные к пластическим деформациям, являются в основном породами, неблагоприятными для гидротермального метасоматоза, но, будучи

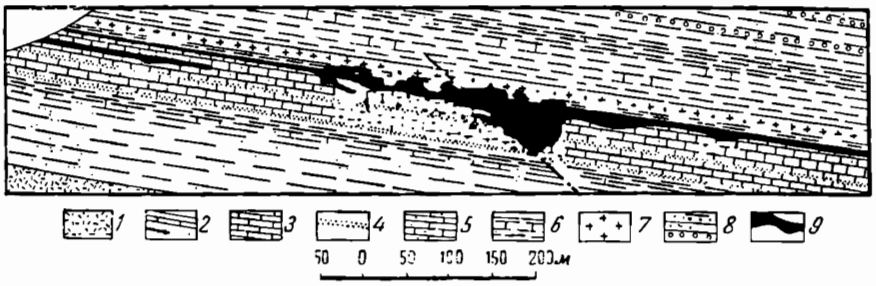


Рис. 135. Метасоматическая залежь под экраном. Поперечный разрез через месторождение Игл 2 рудного тела V Джильмана (район Бьютт, США), показывающий локализацию руды (медно-серебряно-золотой) в верхней части известняков, ниже сланцев и кварцитов. По *Т. Ловерингу*

1 — грачито-гнейсы; *2* — кембрийские кварциты и ордовикские сланцеватые кварциты; *3* — голубые известняки; *4* — кварциты; *5* — известняки «Зебра»; *6* — сланцеватые кварциты; *7* — порфиры; *8* — сланцы и песчаники; *9* — руда

водонепроницаемыми или труднопроницаемыми, они нередко образуют подпруживающие, экранирующие горизонты, под которыми сосредотачиваются метасоматические процессы и накапливаются руды. Таким образом, степень благоприятности пород, подвергшихся тектоническим напряжениям, будет зависеть также от их механических свойств.

В-третьих. избирательный метасоматоз определяется фильтрационным эффектом, приводящим к концентрации руд перед плохо проницаемыми породами — так называемыми «экранами», состоящими чаще всего из сланцев или других плохо фильтрующих образований (рис. 135).

Наиболее распространенными процессами гидротермального изменения боковых пород являются щелочной, кварцевый, карбонатный, магнезиальный, железо-магнезиальный и сульфидный метасоматоз.

Щелочной метасоматоз происходит под воздействием калия или натрия. В высокотемпературных условиях он приводит к микроклинизации или альбитизации силикатных пород. При этом в процессе снижения температуры повышается кислотность раствора, прослеживаемая по изменению активности оснований и приводящая к смене ранней микроклинизации, обусловленной сильным основанием калия, последующей альбитизацией, связанной с более слабым основанием натрия. При пониженных температурах калиевый метасоматоз в щелочной или слабокислой среде приводит к образованию мусковита и серицита, замещающих плагиоклазы и биотит.

При еще более низких температурах в кислой среде происходит замещение алюмосиликатов диккитом и каолинитом, а в щелочной — монтмориллонитом.

Кварцевый метасоматоз может развиваться в широких температурных и кислотно-щелочных границах, хотя он типичнее для кислой среды. В результате его образуются зоны окварцевания, вначале охотнее возникающие по полевым шпатам и карбонатам, а в конечном итоге способные заместить все породообразующие минералы. Возникают роговики, кварциты, джасперoиды и другие вторичные метасоматические породы.

Карбонатный метасоматоз обычно характеризует щелочные условия, средние и низкие температуры. При этом коренные породы замещаются карбонатами кальция, железа, марганца и магния. Особенно охотно этот процесс происходит в основных породах, при разложении породообразующих минералов которых углекислыми растворами заимствуются щелочноземельные металлы.

Магнезиальный метасоматоз при высоких и средних температурах приводит к образованию хризотила в основных породах, а при средних и низких — к созданию магнезита в основных породах и известняках или к доломитизации последних.

Железо-магнезиальный метасоматоз осуществляется в щелочных условиях при низкой и средней температуре, а в кислой среде при более высокой температуре вследствие комбинированного привноса железа и магния приводит к хлоритизации биотита, пироксенов, амфиболов и других породообразующих минералов.

Сульфидный метасоматоз связан с воздействием сероводорода, осуществляется в широких температурных и кислотно-щелочных границах и приводит к образованию пиритизированных зон. При этом железо может заимствоваться из фемических породообразующих минералов в процессе их метасоматического замещения сульфидом этого металла.

Гидратный метасоматоз обусловлен появлением водосодержащих минералов. Д. Коржинский считает, что при метасоматозе вода оказывается вполне подвижным компонентом и возникающая при этом ассоциация минералов зависит не от содержания воды, а от ее парциального давления. Упругость паров воды, в свою очередь, зависит от температуры. Если считать, что метасоматоз осуществляется под воздействием жидкой поровой воды, то для сохранения ее при высокой температуре потребуется высокое давление больших глубин. В этих условиях в процессе гидратации возникают биотит и роговая обманка. При средних температурах и соответствующем давлении образуются мусковит, тремолит и эпидот (с альбитом, хлоритом). Но при малом давлении в субвулканической обстановке такие растворы могут выкипеть, и здесь гидратный метасоматоз может осуществляться только при низкой температуре и проявляться в пропилитизации и цеолитизации (с адуляром и кальцитом).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Связь с магматическими формациями. Гидротермальные месторождения формируются на всем протяжении геосинклинального развития, а также при последующей тектонической и магматической активизации платформ. Однако на всех стадиях геологического цикла они отличаются как интенсивностью образования, так и составом.

На ранней стадии образования геосинклинального развития в связи с перидотитовой и габбровой формациями они практически не образуются. Для интру-

зии пород плагиогранит-сиенитовой формации этой стадии гидротермальные месторождения не характерны. В связи с субмаринной вулканогенной спилито-кератофировой формацией возникают гидротермально-метасоматические и гидротермально-осадочные колчеданные месторождения, описанные особо в следующей главе.

На средней стадии геосинклинального развития гидротермальное рудообразование проявляется шире, но все еще недостаточно. При этом формации гранодиоритов свойственны гидротермальные месторождения преимущественно сульфидного парагенезиса, а гранитной формации — кварцевого парагенезиса, тесно связанные с грейзенами.

На поздней стадии геосинклинального развития возникает основная масса гидротермальных месторождений. С формацией малых гипабиссальных интрузий связаны плутоногенные, а с формацией вулканических андезито-дацитов — вулканогенные гидротермальные месторождения.

На активизированных и интенсивно активизированных платформах в ассоциации с формациями траппповых, щелочных и гранитных пород известны гидротермальные месторождения цветных, редких и благородных металлов.

Таким образом, при достаточно широком проявлении гидротермальных образований на всех стадиях геосинклинального и платформенного этапов геологического развития наибольшее их количество формируется в позднюю стадию преобразования геосинклиналей в складчатые пояса.

Критерии генетической связи гидротермальных месторождений и изверженных горных пород. Теснота связи различных генетических групп магматогенных месторождений полезных ископаемых с теми или иными комплексами изверженных горных пород очень различна. Наиболее тесно с изверженными породами связаны магматические месторождения, представляющие собой фацию заключающих их материнских пород. Достаточно тесная ассоциация существует между массивами изверженных пород и размещенными по их периферии месторождениями пегматитовой, карбонатитовой, альбитит-грейзеновой и скарновой групп. Значительно более сложные генетические взаимоотношения устанавливаются между гидротермальными месторождениями полезных ископаемых и теми комплексами изверженных пород, с которыми они ассоциированы. Сложность эта усугубляется тем, что гидротермальные месторождения находятся как внутри массивов изверженных пород, так и вблизи них, а также в породах их кровли на расстоянии до нескольких километров.

Выяснение принадлежности различных групп гидротермальных месторождений в том или ином рудоносном районе к развитым здесь разнообразным комплексам изверженных горных пород имеет не только теоретический смысл, проливающий свет на их генезис, но и большое практическое значение, направляющее геологопоисковые работы.

Наиболее продуктивными обычно оказываются комплексные (многофазные) гранитоидные интрузии. В. Коптев-Дворников различает среди гранитов породы: 1) начальной интрузивной фазы (с формациями — главной интрузивной, эндоконтактов и сателлитов); 2) фазы дополнительных интрузий (одна или несколько генераций); 3) фазы жильных пород (дайки первого этапа и дайки второго этапа — по нескольку генераций).

Гидротермальные месторождения и комплексы изверженных горных пород могут быть связаны следующими признаками: 1) одновременностью образования; 2) приуроченностью к одним и тем же геологическим структурам; 3) одинаковыми фациально-глубинными условиями образования; 4) одинаковой степенью метаморфизма; 5) ассоциацией определенных по составу изверженных

пород и месторождений; 6) закономерностью размещения гидротермальных месторождений по отношению к массивам изверженных пород; 7) геохимическим родством.

Одновременность образования комплексов изверженных горных пород и связанных с ними рудных месторождений имеет в виду возникновение их в одну и ту же тектоно-магматическую фазу той или иной стадии геологического развития. Понимаемая в этом смысле одновременность образования может быть твердо обоснована лишь в том случае, если изверженные породы и гидротермальные месторождения залегают в породах одинакового геологического возраста и перекрываются одинаковыми по возрасту более молодыми породами. Прямое перекрывание тел эндогенных месторождений послерудными породами наблюдается редко. Иногда устанавливается такое перекрывание массивов изверженных пород и окаймляющих их постмагматических месторождений. Интересный случай такого рода наблюдается в Закавказье, где Келасурский массив гранитов и сопровождающие его гидротермальные месторождения молибдена, вольфрама и сурьмы батской фазы киммерийской складчатости прорывают порфировую серию байоса и трансгрессивно перекрываются пестроцветной свитой кимериджа.

Иногда обнаруживаются гальки руды в базальных конгломератах послерудных свит. Например, находка рудных галек полиметаллических месторождений Караваш и Чинасылсай в Тянь-Шане в конгломератах девона и карбона позволила отнести эти месторождения к каледонской металлогенической эпохе. Находка Л. Пламеневским гальки полиметаллической руды в базальных конгломератах келловея на Северном Кавказе позволила отнести время формирования Садонской группы месторождений к батской фазе киммерийского цикла.

С внедрением в геологическую практику радиогеологических методов определения геологического возраста появилась более надежная возможность синхронизации магматической деятельности и эндогенного рудообразования. Этим же целям может служить палеомагнитный метод оценки геологического возраста месторождений и массивов изверженных пород по ориентировке их полей остаточной намагниченности.

Приуроченность к одним и тем же геологическим структурам как комплексов изверженных горных пород, так и гидротермальных месторождений наблюдается с разной степенью отчетливости во многих рудных районах. При этом выясняются следующие общие закономерности. Вулканогенные комплексы и находящиеся среди них колчеданные месторождения ранней стадии геосинклинального развития приурочены к узким геосинклинальным рвам. Ультраосновные и основные интрузии со свойственными им магматическими месторождениями платиноидов, хромитов и титаномагнетитов контролируются крупными разломами глубокого заложения, ограничивающими вышеуказанные тектонические троги. Цепи кислых аляскитовых гранитов, определяющие положение редкометальных поясов, вытягиваются вдоль срединных антиклинориевых поднятий внутренней геосинклинальной зоны. Малые интрузии вместе с ассоциированными с ними разнообразными гидротермальными месторождениями протягиваются вдоль тектонически ослабленных зон и разломов, формирующихся в конечные стадии развития геосинклинальных областей и на активизированных платформах.

Кроме того, в отдельных областях могут проявиться местные связи в распределении магматических пород и ассоциирующих с ними месторождений в зависимости от региональных и локальных геологических структур.

Одинаковые фациально-глубинные условия образования определяют приуроченность постмагматических месторождений определенного облика к столь же определенным породам разных фаций по глубинности их совместного образования. Выше (см. гл. третью) уже были охарактеризованы специфические особенности изверженных пород и ассоциированных с ними эндогенных месторождений ультраабиссального, гипабиссального и приповерхностного уровня их формирования. В тех случаях, когда гипабиссальные месторождения генетически связаны с абиссальными магматическими очагами, известными для завершающей стадии развития подвижных зон, фациально-глубинный критерий не всегда может применяться для установления генетических ассоциаций изверженных пород и гидротермальных месторождений.

Одинаковая степень метаморфизма изверженных пород и связанных с ними месторождений обнаруживается в том, что интенсивно регионально метаморфизованные древние изверженные массивы сопровождаются более метаморфизованными рудными телами, чем юные интрузивы. В месторождениях, ассоциированных с последними, метаморфизм руд оказывается слабее (сохранение метаколлоидных структур, первичных форм срастания минералов и др.).

Ассоциация определенных по составу изверженных пород и месторождений достаточно отчетливо проявляется для некоторых групп рудных образований, приуроченных к ультраосновным, основным, средним, кислым и щелочным интрузиям (рис. 136). Она многократно подчеркивалась выше и специально описана в третьей главе этой книги.

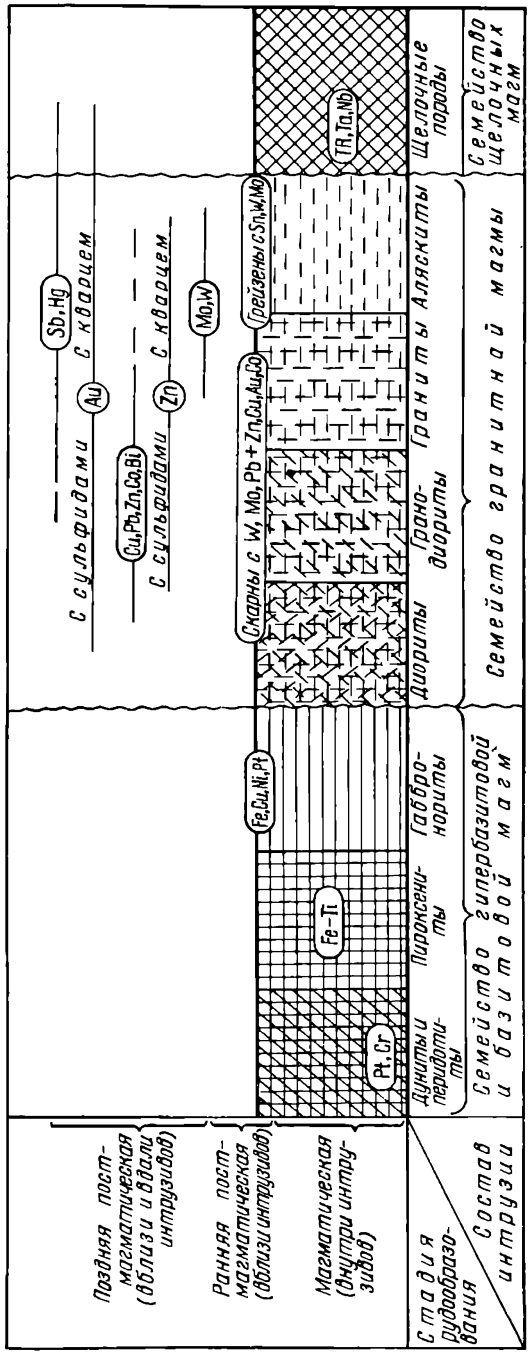


Рис. 136. Схема связи рудных месторождений с интрузиями разного состава

Закономерности размещения месторождений полезных ископаемых по отношению к массивам магматических пород определяются пространственным положением тел полезных ископаемых и интрузий. Можно выделить три случая такого положения: 1) тела полезных ископаемых размещаются внутри массивов изверженных пород, 2) тела полезных ископаемых находятся в приконтактовой области этих массивов, 3) тела полезных ископаемых располагаются среди вмещающих пород, иногда достаточно далеко от массивов.

Магматические месторождения хрома, платиноидов, титаномагнетитов, медно-никелевых руд, апатит-магнетитов, апатита, редких земель и графита, генетически связанные с ультраосновными, основными и щелочными породами, располагаются внутри массивов изверженных пород, а также по их контактам. Поэтому установление связи между этими породами и приуроченными к ним месторождениями осуществляется легко и просто. Гораздо сложнее устанавливается зависимость между массивами средних или кислых интрузий и связанными с ними постмагматическими месторождениями, располагающимися как внутри, вблизи, так и вдали от интрузивов. В этих случаях наиболее отчетлива связь интрузий и месторождений, расположенных вблизи интрузивных массивов, таких, как пегматиты, скарны и альбитит-грейзеновые образования, приуроченных в подавляющей массе к внутреннему и внешнему контактам интрузий.

Для гидротермальных месторождений, находящихся внутри гранитоидных интрузивов, прямых признаков для установления генетической связи их с данной интрузией пока неизвестно. Эти месторождения могут быть связаны как с глубинными частями данной интрузии, так и с другими более поздними интрузиями. Косвенным признаком служит заметное уменьшение числа гидротермальных месторождений, генетически связанных с той или иной интрузией и расположенных в их теле по мере увеличения глубины эрозионного среза интрузивных массивов.

Для месторождений, расположенных вдали от интрузий, их связь с последними может быть установлена при наличии зональной смены состава месторождений по мере удаления от интрузивов. Во всех многочисленных случаях зонального размещения месторождений вокруг интрузивов кислых изверженных горных пород наблюдается смена состава месторождений от высокотемпературных к более низкотемпературным разностям. При этом группы месторождений одинакового состава последовательными зонами опоясывают интрузив, создавая постепенно отходящие от его границ рудные концентры (зоны).

Типичным примером зональной смены месторождений по мере удаления от интрузива является рудное поле Кумыштагского массива Таласского Алатау в Тянь-Шане (рис. 137). Этот гранитный массив имеет на выходе поперечник размером 9 × 14 км, прорывает толщу сланцев, песчаников и известняков протерозойского и нижнепалеозойского возраста, полого погружаясь под них к югу. Рудные месторождения и проявления, окружая полукольцом гранитный шток, начинаются у контакта серией высокотемпературных образований, к периферии они постепенно через ряд переходных этапов сменяются областью более низкотемпературных образований. Несмотря на видимые плавные переходы в смене минерализации, совершенно отчетливо выделяются следующие семь рудных концентров (зон): 1) скарны с проявлениями шеелита, молибденита, висмутина и арсенопирита, 2) пегматиты, 3) пирротиновые жилы с примесью арсенопирита и халькопирита, 4) арсенопиритовые жилы, 5) полиметал-

лические жилы, 6) кварц-карбонатные жилы с галенитом и халькопиритом и 7) кварцевые жилы.

Крайне характерно то обстоятельство, что месторождения описываемой группы хотя и распределены строго зонально вокруг гранитного массива, но

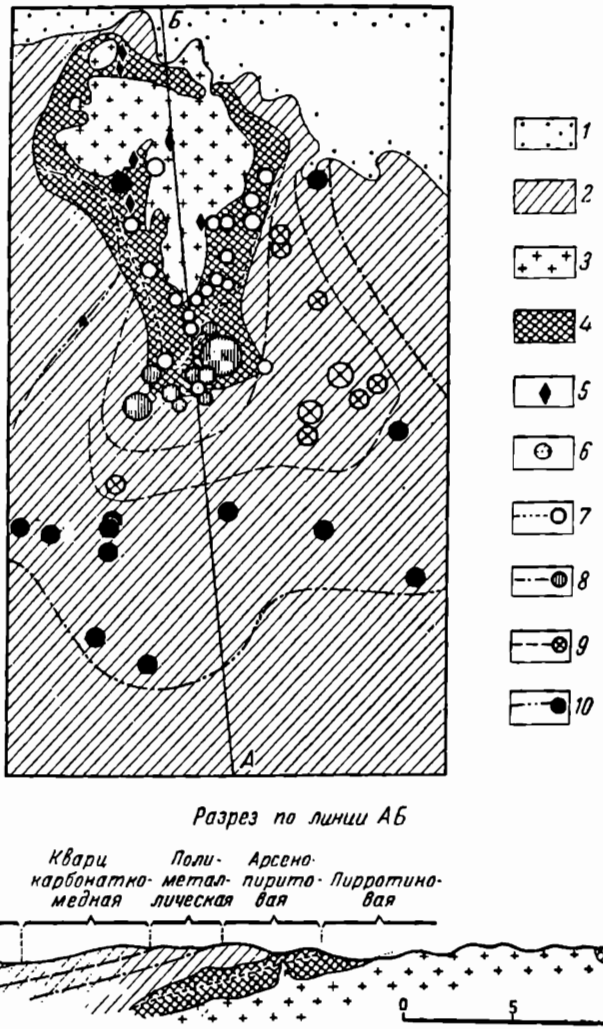


Рис. 137. Зональное размещение месторождений вокруг гранитного Кумыштагского массива в Таласском Алатау.

1 — третичные и четвертичные отложения; *2* — нижнепалеозойские породы; *3* — граниты; *4* — роговики; *5* — пегматитовые жилы; *6* — везувиан-гранатовые скарны с шеелитом, молибденитом, арсенопиритом и висмутином; *7* — пирротин-халькопиритовые, пирротиновые и халькопиритовые жилы; *8* — арсенопиритовые жилы; *9* — полиметаллические жилы; *10* — кварц-карбонатные жилы с халькопиритом и галенитом

эти зоны не повторяют контуров гранитного поля, будучи, во-первых, эксцентрично смещены от этого поля к югу, а во-вторых, являясь более широкими с юга и очень узкими, часто совмещенными с запада и востока. Распределение рудных зон относительно гранитной площади приведено в табл. 28.

Таблица 28

Рудные зоны гранитного массива Кумыштаг

Характер месторождения	Расстояние от контакта с гранитом на поверхности, км		Предполагаемое расстояние до кровли гранита на глубину, км	
	к югу (пологая кровля)	к западу и востоку (крутая кровля)	по нормали от—до	по вертикали от—до
Гранат-везувиановый скарн с флюоритом и единичными зернами шеелита, молибденита, висмутина и арсенопирита	На «макушках» проблематических слепых сателлитов штока			
Мелкие пегматитовые жилы	До 4	0,5—1	0—0,4	0—0,5
Пирротиновые жилы с арсенопиритом или халькопиритом	До 3	0,5—1,5	0—0,75	0—1,0
Арсенопиритовые залежи	3—6	0,5—2	0,75—2,75	1,0—2,75
Полиметаллические тела	6—12	2—4	2,5—3,5	2,75—3,75
Кварц-карбонатные жилы с редкими зернами галенита и халькопирита	10—17	2—6	3,5—4,2	3,75—4,5
Жилы безрудного кварца, секущие карбонатные прожилки	15	4—6	4,2	4,5

Вторым примером является зональное размещение месторождений вокруг сложного гранитоидного массива Тырныауз (С. Соловьев). Здесь оконтуривается зона высокотемпературных месторождений молибдена, вольфрама, частично меди, преимущественно в скарнах, непосредственно прилегающих к массиву изверженных пород. Далее на протяжении до 1 км от границы с этим массивом располагается зона с более низкотемпературными гидротермальными месторождениями и рудопроявлениями мышьяка, свинца и цинка, висмута, кобальта — бóльшая часть месторождений, для которых характерно обильное развитие сульфидов и сложных блеклых руд. Еще дальше, на расстоянии до 3 км от гранитоидов, размещаются наиболее низкотемпературные месторождения сурьмы. Все эти зоны, сменяя друг друга, смещаются только в одну (северо-западную) сторону от интрузива.

Случай зонального распределения гидротермальных месторождений вокруг Запокровского штока гранодиоритов и порфиров (в Забайкалье) описан В. Козеренко. Здесь выделяются последовательно сменяющие друг друга зоны арсенопиритового, арсенопирит-полиметаллического и полиметаллического оруденений.

В Зангезурском районе (Армения), по сведениям И. Магакьяна, медно-молибденовое оруденение, приуроченное к непосредственному контакту интрузии гранитоидов, по мере удаления от контакта сменяется вначале медным, а затем полиметаллическим.

Вблизи контакта Мерисского сиенито-диоритового массива в Грузии, согласно исследованиям В. Надирадзе, расположены кварцевые жилы и окварцованные зоны с вкрапленностью магнетита, пирита, халькопирита, с молибденитом и касситеритом. На расстоянии до 1,5—2 км от контакта находятся кварц-халькопиритовые жилы, а еще дальше (до 3—5 км) размещаются свинцово-цинковые рудопроявления.

На Депутатском месторождении в Якутии, по И. Некрасову, по мере удаления от центра рудного поля к периферии турмалиновые и кварц-сульфидные

оловянные жилы сменяются вначале хлорит-кварц-сульфидными, а затем сульфидными со все возрастающим содержанием свинца и цинка при уменьшении олова. М. Часовитиным описаны случаи зонального размещения золото-шеелитовых, золото-сульфидных, золото-карбонатных и сурьмяных руд вокруг некоторых гранитоидных массивов Колымы.

Подобного рода примеры отчетливого зонального размещения эндогенных рудных месторождений вокруг массивов гранитоидов известны и в других районах нашей страны. Они часто встречаются и за рубежом, где описаны случаи зонального распределения месторождений вокруг гранитных интрузивов. Примерами могут служить:

1) район Корнуолла в Англии, где вокруг гранитных массивов герцинского времени зонально распределены жилы олова, вольфрама, висмута, мышьяка, меди, цинка, серебра и сурьмы;

2) район Северо-Западной Тасмании, где вблизи штоков палеозойских гранитов расположены месторождения олова с примесью вольфрама и висмута, несколько далее — медно-цинк-свинцовые месторождения с примесью олова, а еще далее — серебряно-свинцовые месторождения;

3) южная часть Аппалачских гор в Америке, в которых вокруг гранитных массивов последовательно распределяются рудные зоны золота с примесью олова, меди, марганца, цинка и свинца, барита;

4) округ Тинтик в США, где к северу от монцонитового штока описан зональный ряд месторождений, включающий последовательно медь и мышьяк, медь, свинец и серебро;

5) округ Бингхем в США, в котором вокруг двух штоков гранита последовательно располагаются зоны меди, меди и цинка, свинца и серебра;

6) район Западной Сербии в Югославии, где вокруг массива третичных гранитоидов последовательно размещены зоны скарновых полиметаллических, гидротермальных полиметаллических и гидротермальных сурьмяных месторождений;

7) район гранитного штока Рамберг в Гарце, где намечаются четыре последовательные зоны: медно-мышьяк-висмут-вольфрам-плавиковая, полиметаллическая, сидеритовая и антимонитовая.

Исследования Н. Ермакова показали, что в минералах как рудных, так и безрудных жил характер гомогенизации газово-жидких включений изменяется по мере удаления от массивов изверженных пород. Наблюдаются переходы от пневматолитового типа гомогенизации к гидротермальному, падают температуры гомогенизации. При наличии пострудных интрузий газово-жидкие включения рудообразующих минералов в месторождениях, оказавшихся вблизи них, бывают взорваны.

В заключение следует остановиться на некоторых особенностях в зональном размещении рудных месторождений вокруг массивов кислых изверженных пород.

1. Зональность не во всех случаях проявляется одинаково отчетливо. Обычно наиболее резко она выявляется для неглубоко срезанных куполов сечением от километра до 10—20 км при развитии разнообразного комплекса рудных месторождений. Для узких штоков малых интрузий, а также для районов, однообразных по составу руды, отчетливость в зональном размещении месторождений сглаживается до полного исчезновения.

2. Стройность зонального расположения месторождений могут нарушить благоприятные для локализации руд породы и геологические структуры, уводящие рудоносные погоны в сторону от интрузива.

3. Зоны с месторождениями различного состава обычно не образуют строгих концентрических колец вокруг интрузивов, а распределяются эксцентрично вокруг них. При этом чаще всего рудоносные зоны смещаются в одну сторону штока, обычно в сторону пологой кровли его, как это было описано выше.

Известны более редкие случаи двойного эксцентриситета, при котором с одной стороны от интрузивного массива развиваются зоны месторождений преимущественно одного состава, а с другой — другого. Например, к северу от некоторых гранитных массивов бассейна р. Колымы располагаются оловянные месторождения, а к югу — золотые.

Геохимическое родство между интрузиями и гидротермальными месторождениями может быть установлено в связи с изучением: 1) абсолютного геологического возраста интрузивов и месторождений, 2) соотношения изотопов элементов, известных как в рудах, так и в изверженных породах, 3) главных и акцессорных минералов в рудах и магматических породах, 4) уровня содержания металлов, входящих в состав месторождений, в изверженных породах относительно их кларка, 5) петрохимических особенностей изверженных пород.

Сопоставление абсолютного возраста кислых изверженных пород и зон серицитизации гидротермальных месторождений калий-аргоновым методом выполнено Л. Овчинниковым на Урале, а А. Тугариновым свинцово-урановым методом в Рудных горах на территории ГДР.

Исследование изотопов свинца полевых шпатов изверженных пород и свинцовых минералов ассоциированных с ними гидротермальных месторождений, по данным М. Волобуева, М. Голубичной, А. Рабиновича, Л. Фирсова и др., в ряде случаев обнаруживает сходство соотношений, свидетельствующее о их генетическом родстве (Шахтама, Хапчеранга, Кличка в Забайкалье, Змеиногорск, Зыряновск на Рудном Алтае, золотые месторождения Колымы, свинцово-цинковые месторождения Енисейского кряжа и др.).

Исследование акцессорных минералов в протолочках крупных проб изверженных пород позволяет в ряде случаев установить в тех из них, с которыми связаны месторождения, наличие рудных минералов. По данным М. Рохлина, М. Руб и др., в составе акцессорных минералов гранитов оловоносных районов Чукотки, Приморья, Хабаровского края и Забайкалья отмечается повышенное количество касситерита, достигающее 70 г/т. В гранитоидах Забайкалья и Тянь-Шаня и Центрального Казахстана, с которыми связано полиметаллическое оруденение, по данным О. Иванова, В. Ляховича, С. Туровского, наблюдается высокое содержание пирита (до 1300 г/т), сфалерита и галенита (до 50—80 г/т). То же самое относится к флюориту, вольфрамиту, молибдениту и другим минералам соответствующих месторождений. Акцессорные минералы рудоносных массивов обладают, как правило, повышенной концентрацией рудных элементов.

В. и Е. Алевдины показали, что калинатровые полевые шпаты гранитоидов Северо-Востока СССР и ассоциированных с ними кварц-полевошпатовых жил с минералами олова и вольфрама по их сингонии, показателю преломления, величине $2V$, морфологии зерен и их спайности чрезвычайно сходны. М. Руб на примере рудных районов Тихоокеанского пояса установлен идентичный состав газово-жидких включений в кварце рудоносных гранитов и связанных с ними гидротермальных месторождений.

Повышенное содержание рудных элементов в составе изверженных пород в ряде случаев может свидетельствовать о их возможной рудоносности, а состав этих элементов — о геохимической или металлогениче-

ской специализации таких пород. В некоторых районах это обстоятельство зафиксировано с достаточной определенностью. Так, например, по анализам Г. Щербы гранитоиды оловоносных районов Калбы и Нарыма содержат от 17 до 25 г/т олова и лишь следы свинца, цинка и меди, а гранитоиды соседних районов полиметаллических месторождений Рудного Алтая, наоборот, несут следы олова и от 15 до 86 г/т свинца, 10 г/т цинка и от 9 до 26 г/т меди. В других районах такая универсальная специализация изверженных пород по повышенному содержанию рудных элементов не выдерживается. Наиболее отчетливо она проявляется в отношении гранитофильных элементов: олова, бериллия, лития, вольфрама, молибдена, тантала и ниобия. По данным В. Коптева-Дворникова, М. Руб, В. Ляховича и др. в неоловоносных гранитах содержится 3—5 г/т олова, а в оловоносных 10—60 г/т, повышаясь в составе роговой обманки до 40—150 г/т, а в биотите до 50—400 г/т. В неберилиеносных гранитах содержание этого элемента 3—5 г/т, а в бериллиеносных 8—14 г/т, достигая в мусковите 10—95 г/т. В невольфрамоносных гранитоидах етот металл присутствует в количестве 1—2 г/т, а в вольфрамоносных 16—32 г/т, повышается в сфене до 15—18 г/т. Немолибденоносные изверженные породы содержат 1—2 г/т олова, молибденоносные 4—14 г/т, в сфене 50—300 г/т.

Для повышенного содержания рудных элементов в продуктивных комплексах изверженных пород характерно следующее.

1. Неравномерность распределения рудных элементов в пространстве с заметным повышением их концентрации у верхних апикальных частей магматических массивов. Такая пространственная неравномерность оценивается по градиенту накопления, определяемому по отношению содержания элемента у вершины массива к его содержанию в нижних частях интрузива. Например, по данным Е. Шеремета, градиент накопления в гранитных массивах Северо-Восточного Забайкалья составляет для олова 7, для рубидия 2,1, для цинка 1,1.

2. Неравномерность распределения рудных элементов во времени с резким повышением их концентрации к заключительным крайне кислым и щелочным фазам интрузивного процесса. Эта неравномерность во времени оценивается по коэффициенту накопления, определяемому по отношению содержания элемента в заключительных интрузивах к содержанию в их ранних фазах. Например, по материалам Е. Шеремета, коэффициент накопления олова от первой ко второй фазе в тех же гранитоидах Северо-Восточного Забайкалья достигает 1,58—1,78.

3. Для каждого рудного элемента существуют один или несколько минералов-концентраторов, накапливающих этот минерал в количестве до 80—90% общего его содержания в породе. Биотит — главный концентратор олова, тантала и ниобия; полевые шпаты концентрируют свинец, отчасти молибден и вольфрам. Акцессорные минералы (сфен и др.) накапливают редкие земли, уран, молибден, вольфрам.

Петрохимические особенности рудоносности комплексов изверженных пород оцениваются по особенностям их минерального состава, уровню щелочности, кислотности и железистости. Признаки эти обычно имеют местное значение. Например, И. Хамрабаев в условиях Средней Азии установил, что для интрузивов, с которыми связаны месторождения железа, меди и молибдена, свинца и цинка, характерен пироксен-амфибол-биотитовый парагенезис фемических минералов с их общей пониженной железистостью; для массивов, с которыми связаны месторождения олова, вольфрама и молибдена, — биотитовый или двуслюдистый парагенезис с их общей повышенной железистостью.

По данным У. Гросса, гидротермальные месторождения тяготеют к тем сторонам интрузивных массивов, которые имеют повышенное содержание рудных металлов и обладают повышенным радиоактивным фоном.

Н. Кравченко и Н. Болотников показали, что рудоносным интрузивам свойственна наибольшая величина энтропии входящих в их состав рудных элементов.

Генетические формы связи гидротермальных месторождений и изверженных горных пород. Гидротермальные и другие постмагматические месторождения могут быть связаны с массивами изверженных горных пород непосредственно, косвенно и случайно.

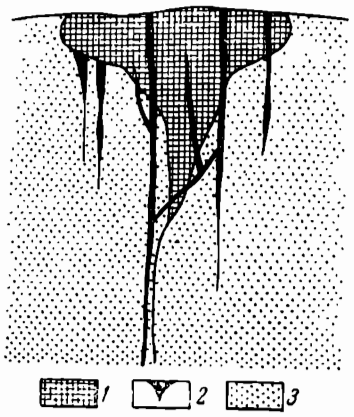


Рис. 138. Схематический разрез, показывающий соотношение гранит-порфирового штока гидротермальных рудных жил.

1 — гранит-порфиры; *2* — руда; *3* — вмещающие породы

Среди интрузивов среднего и кислого состава, с которыми ассоциируются гидротермальные месторождения, выделяются крупные массивы, штоки и дайки. С крупными батолитическими массивами, обычно образующимися в среднюю стадию геосинклинального цикла геологического развития, ассоциированы скарновые, пегматитовые и некоторые альбитит-грейзеновые месторождения. Они располагаются со стороны внутреннего и внешнего контактов интрузивов и рассматриваются как постмагматические производные этих интрузивов.

Штоками называются интрузивные массивы, близкие к изометричным по своим очертаниям в плане и отличающиеся небольшим поперечником, достигающим размеров от сотен метров до первых километров. Штоки, распространенные среди формации малых интрузий заключительной стадии геосинклинального цикла, не всегда можно отличить от апикальных выступов крупных массивов, слабо вскрытых эрозией. Основным признаком отличия их друг от друга является нередкое развитие вокруг апикальных выступов последовательных зон месторождений различного состава, чаще всего отсутствующее вокруг штоков. Отмечается также, что штоки обычно внедряются вдоль тектонически ослабленных зон (разломы, участки дробления, пережатые складки и др.). Расположение апикальных выступов батолитов не всегда контролируется тектоникой и может быть обусловлено магматическим проплавлением пород кровли.

Кроме того, по данным Н. Бородаевского, для выступов характерны широкие ореолы термальной перекристаллизации окружающих пород, не типичные для штоков. Центральные части выступов обычно имеют гранитный или гранодиоритовый состав, а штоки чаще сложены гранито-сиенитами, кварцевыми диоритами и кварцевыми габбро. Выступы отличаются гранитизацией и пегматизацией пород кровли, развитием метасоматических реакционных даек, отсутствующих у штоков.

Внутри или вдоль контактов штоков с вмещающими породами и среди последних развиваются разнообразные гидротермальные месторождения. Отмечено несоответствие сравнительно малых размеров штоков и ассоциированных с ними иногда крупных и очень крупных месторождений. Для ряда штоков установлено также их сравнительно быстрое пережимание или полное выкли-

пивание на глубине, досягаемой горными выработками или буровыми скважинами, при продолжении рудных тел на более низкие горизонты (рис. 138). Такие соотношения описаны для штоков кварцевых порфиритов и оловянных месторождений Боливии Ф. Альфельдом, для штоков гранит-порфиров и золото-кварцевых жил Алдана Ю. Билибиным и наблюдаются на полиметаллическом месторождении Актюз в Киргизии.

Все это не позволяет рассматривать гидротермальные месторождения, ассоциированные со штоками, в качестве продуктов заключительной стадии раскристаллизации самих штоков. В подобного рода случаях как малые интрузии, так и находящиеся с ними в сообществе месторождения рассматриваются как разные производные более глубоких магматических очагов. При этом уровни отделения магмы, образующей штоки, и рудоносных растворов могут быть различными.

Наконец, территориальная близость отдельных интрузивов и гидротермальных месторождений, относящихся к разным эпохам образования, может определяться контролем в их размещении длительно развивающимися геологическими элементами, определяющими как пути подъема магмы, так и восходящее движение не связанных с ней гидротермальных растворов.

Кроме того, известны гидротермальные рудные поля, на широких площадях которых изверженные породы отсутствуют.

Таким образом, можно говорить о четырех формах связи между гидротермальными и магматическими породами:

1) генетической, непосредственной, или материнской, при которой постмагматические месторождения являются продуктами определенных массивов изверженных горных пород;

2) парагенетической, косвенной, или братской, при которой постмагматические месторождения и интрузивы являются производными породившего их общего глубинного магматического очага;

3) агенетической, случайной, объединяющей на одной площади генетически не связанные интрузивы и гидротермальные месторождения;

4) об отсутствии видимых связей.

Генетическая связь гидротермальных и других постмагматических месторождений с теми или иными массивами и комплексами изверженных пород иногда доказывается однозначно и убедительно, в других случаях — с трудом и лишь предположительно, в третьих — установить ее ныне известными методами бывает невозможно.

Глубина эрозионного среза. В свое время В. Эммонс выделил шесть уровней среза рудоносных гранитоидных батолитов эрозионной поверхностью, назвав их криптобатолитовым, акробатолитовым, эпибатолитовым, эмбатолитовым, эндобатолитовым и гипобатолитовым. Он наметил степень продуктивности каждого уровня и комплекс отвечающих ему типичных месторождений. Однако значительная часть построений В. Эммонса оказалась искусственной и не подтвердилась последующей практикой геологоразведочных работ.

Например, В. Эммонс ограничивал область нахождения постмагматических месторождений внутри рудоначальных интрузивов типа батолитов приконтактовой полосой шириной от 1,5 до 3,5 км, отделенной от внутренней части интрузива «мертвой линией», за пределами которой, по его мнению, не могли формироваться гидротермальные месторождения. Это представление неправильно, особенно по отношению к гидротермальным месторождениям поздней гидротермальной деятельности, связанной с разломами застывшей части интрузивов, и выводу по ним рудоносных растворов из глубинных частей застывающих

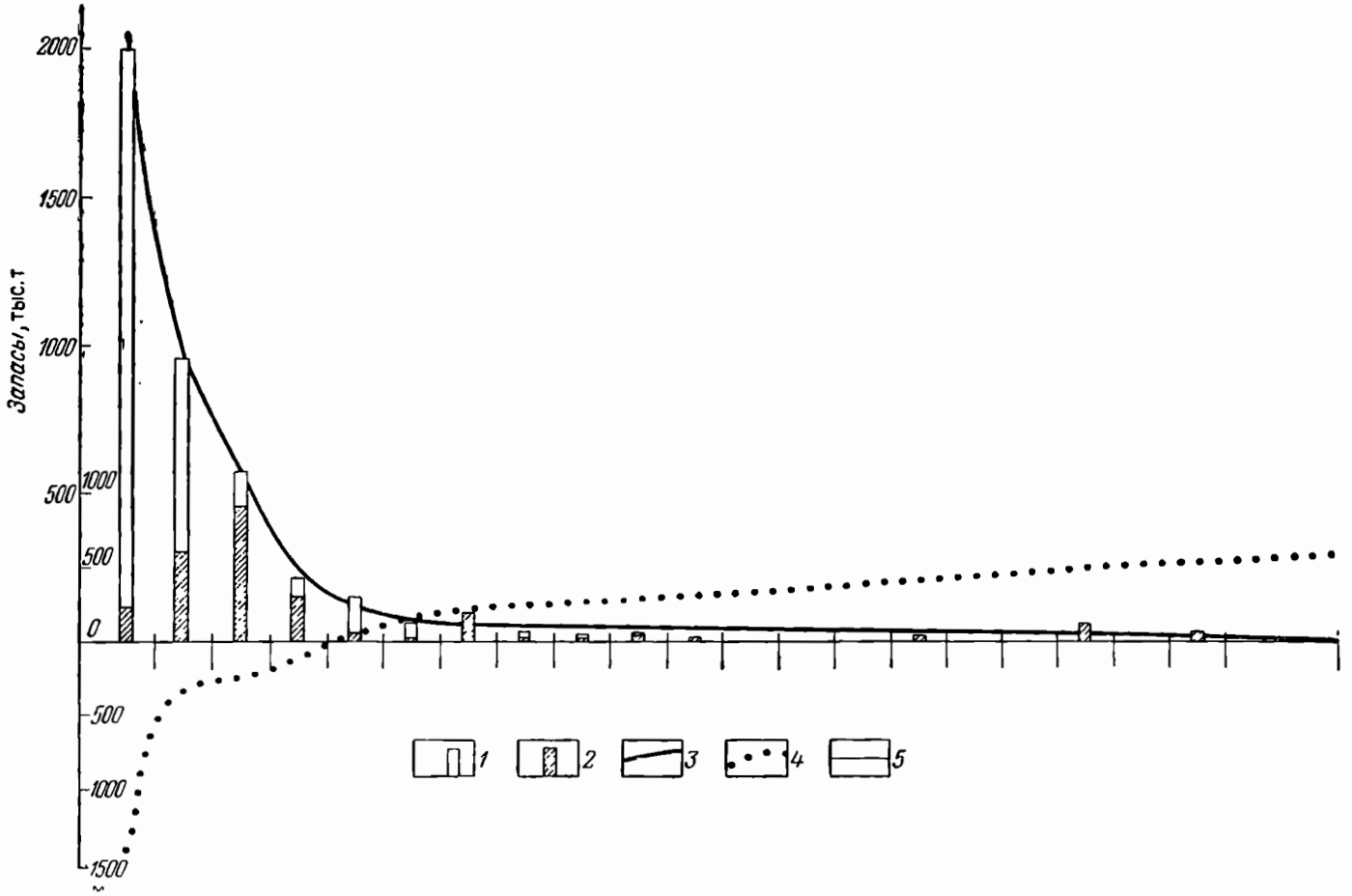


Рис. 139. График зависимости запасов вольфрама и молибдена от глубины залегания апикальных частей материнских плутонов и уровней их эрозионного среза. По *В. Покалову* и *В. Орлову*.

1 — запасы вольфрама; *2* — запасы молибдена; *3* — кривая изменения суммарных запасов вольфрама и молибдена; *4* — положение апикальных частей материнских плутонов по отношению к уровню современного эрозионного среза; *5* — уровень современного эрозионного среза

массивов и из самостоятельных очагов рудообразования. Вместе с тем подмеченное В. Эммонсом закономерное изменение степени продуктивности интрузивов с углублением их эрозионного среза правильно. Продуктивность, определяемая числом месторождений и их валовыми запасами, в общем случае по направлению сверху вниз повышается при приближении уровня эрозионного среза к выступам верхних частей интрузивов, а затем понижается по мере углубления среза к нижним частям интрузивов, как это, например, показано для вольфрамовых и молибденовых месторождений ряда районов (рис. 139). В связи с этим целесообразно выделять хотя бы три уровня эрозионного среза интрузивных массивов: 1) не доходящий до интрузивов, 2) мелкий, 3) глубокий.

Не доходящий до интрузивов уровень эрозионного среза характеризует площади рудных районов, целиком сложенных породами, перекрывающими интрузии. Присутствие последних на глубине подозревается по наличию гидротермальных месторождений, зон гидротермального изменения, иногда даек, а также по геофизическим данным. Такая обстановка особенно характерна для районов так называемых телетермальных месторождений и достаточно благоприятна для развития месторождений свинца, цинка, меди, сурьмы, ртути, иногда вольфрама.

Мелкий эрозионный срез рудоносных интрузивов создает такую картину, при которой на территории рудоносных районов, среди широких площадей пород кровли, наблюдаются одинокие и небольшие по площади выступы интрузий. Такая обстановка наиболее благоприятна для максимального развития постмагматических месторождений, залегающих как в породах, вмещающих интрузивы, так и в самих интрузивах, распределяясь вокруг них иногда по зонам различного состава руд. Указанное соотношение площадей изверженных и вмещающих пород типично также для областей развития малых интрузий, всегда продуктивных по развитию парагенетически с ними связанных месторождений.

Глубокий эрозионный срез рудоносных интрузивов определяется тем, что большие площади рудоносных районов бывают сложены почти целиком глубинными магматическими породами. Эта обстановка менее благоприятна для интенсивного развития постмагматических месторождений, генетически связанных с данной интрузией и в существенной степени уничтоженных эрозией.

Дайки и гидротермальные месторождения. Дайки изверженных пород чрезвычайно часто прорезают гидротермальные месторождения, являясь почти непременным элементом их геологической структуры (рис. 140). Совместное нахождение даек и гидротермальных рудных тел чаще всего обусловлено тектоническими нарушениями, одинаково благоприятными как для внедрения магматического расплава, формирующего дайки, так и для циркуляции гидротермальных растворов и локализации гидротермальных залежей. Дайки бывают дорудные, внедрившиеся задолго до рудообразования, предрудные, возникшие перед началом рудообразования, интрарудные, разделяющие стадии гидротермального рудообразования, пострудные, сформированные вслед за образованием рудных тел, и послерудные, внедрившиеся в последующий, более молодой период магматической активности.

Принимая во внимание исследования Х. Абдуллаева, М. Бородаевской, Ф. Вольфсона, В. Коптева-Дворникова, В. Котляра, Ф. Шипулина и др. о генетической связи даек и гидротермального оруденения, можно говорить о пяти группах даек.

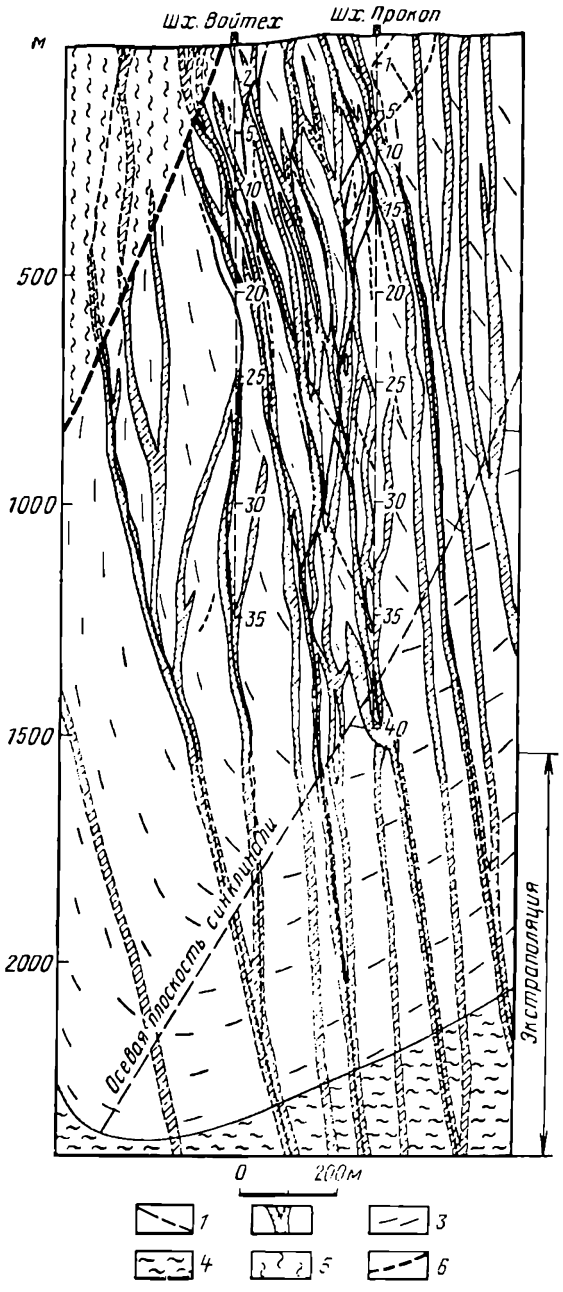


Рис. 140. Ассоциация жил полиметаллической руды и диабазовых даек на месторождении Пшибрам, Чехословакия. По *Я. Кутине.*

1 — рудные жилы; *2* — диабазовые дайки; *3* — сланцы кембрия, *4* — постспилитовая серия альгонкия; *5* — спилитовая серия альгонкия; *6* — сбросы

1. Дайки, сложенные гранодиоритами, гранитами, гранит-порфирами, аплитами и подобными им породами, относящиеся, по В. Коптеву-Дворникову, к дайкам первого этапа. Они представляют собой отщепление магматических расплавов, внедренных по трещинам в период внедрения и раскристаллизации гранитных массивов. Такие дайки тесно связаны с периферией интрузивов, не уходят далеко в их кровлю и по времени внедрения близки к образованию ранних эндогенных месторождений в скарнах (для гранодиоритов) или в альбитит-грейзенах (для гранитов и щелочных пород).

2. Дайки, являющиеся производными глубинных частей интрузий, сложенные диабазами, габбро-диабазами, лампрофирами, различными порфиритовыми и порфировыми породами и относящиеся, по В. Коптеву-Дворникову, к дайкам второго этапа. Они внедряются вслед за формированием интрузивов по тектоническим разломам, иногда в несколько приемов, и по времени образования наиболее близки к гидротермальным месторождениям. При этом обычно вначале внедряются и застывают кислые дайки, затем основные дайки, а уже потом, нередко после значительных тектонических деформаций, происходит рудоотложение. Иногда такие дайки бывают интрарудными и пострудными. К. Хьюлин, изучавший связь между основными дайками и рудными телами в 144 рудных районах, отметил, что в 92% случаев внедрение даек предшествует рудообразованию.

3. Дайки, находящиеся вне связи с крупными интрузиями и входящие вместе со штоками в самостоятельную формацию малых интрузий, образующуюся на поздней стадии геосинклиналь-

ного цикла геологического развития. По М. Бородаевской, они имеют, как правило, поясовое распределение, протягиваясь на сотни километров вдоль крупных региональных разломов. Для таких даек типично несколько приемов внедрения, создающих ряды петрографически определенной последовательности их формирования, выдерживающейся по всему поясу. Оруденение происходит непосредственно за внедрением самых поздних членов

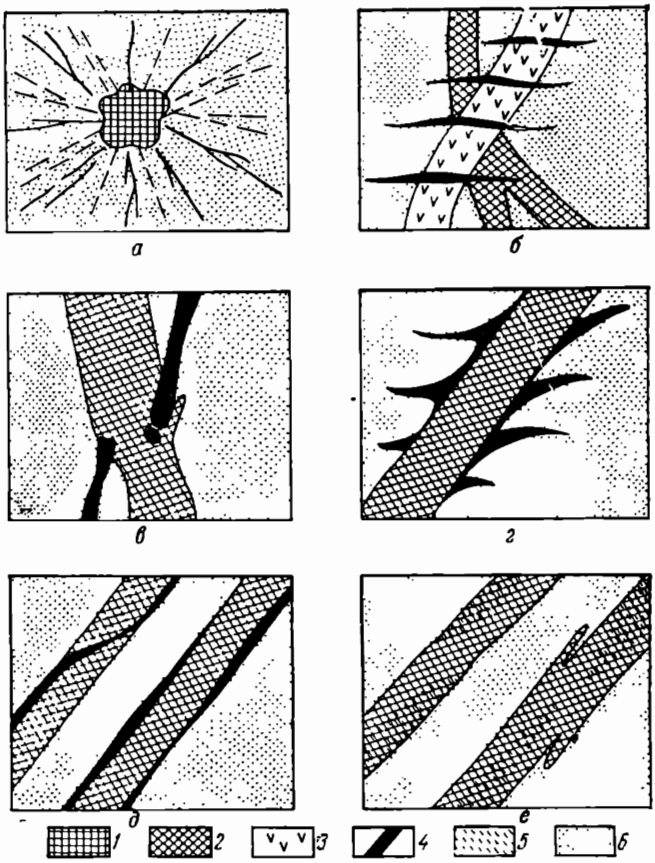


Рис. 141. Соотношение даек и гидротермальных руд.

а — радиально-лучистая система даек (черные линии) и рудных жил (пунктир); *б* — пересечение рудными жилами двух систем даек; *в* — пересечение дайкой рудной жилы; *г* — рудные жилы, выполняющие трещины оперения по контактам дайки; *д* — развитие оруденения вдоль контактов даек; *е* — развитие оруденения в телах даек. *1* — вулканический шток; *2* — основные дайки; *3* — кислые дайки; *4* — руда; *5* — вкрапленная руда; *6* — вмещающие породы

дайковой формации. В пределах поясов дайки и связанные с ними гидротермальные месторождения концентрируются на участках пересечения поясом жестких блоков пород, брахиальных поднятий и поперечных разломов. Наиболее рудоносными являются участки максимально полного развития даек от их ранних до самых поздних дериватов.

4. Дайки, представляющие собой субвулканические тела состава альбитофиров и кварцевых альбитофиров, тесно связанных с мощными осадочно-вулканогенными субмаринными комплексами ранней стадии геосинклинального развития и залегающими в них колчеданными месторождениями меди, цинка и свинца. Обычно вулканогенные породы, субвулканические штоки и дайки, а также колчеданные залежи рассматриваются как производные единого магматического очага.

5. Дайки, являющиеся корневыми частями трещинных лавовых излияний, обычно не связанных с гидротермальным рудообразованием.

Пространственная связь гидротермальных рудных тел и даек может быть шести главных типов (рис. 141).

1. Дайки и рудные тела встречаются совместно на участке месторождения, но залегают в самостоятельных геологических структурах — разломах, отслоениях и др. (см. рис. 141, *а*).

2. Дайки пересекаются рудными жилами, как это, например, имеет место при образовании лестничных жил на Березовском золотом месторождении на Урале (см. рис. 141, *б*).

3. Дайки пересекают рудные жилы, как это отмечается на Хрустальном месторождении олова на Дальнем Востоке (см. рис. 141, *в*).

4. Последайковые жилы выполняют трещины оперения вдоль контактов даек, как это, например, установлено на золотом месторождении Перрон в Канаде (см. рис. 141, *г*).

5. Дорудные дайки и жилы выполняют одни и те же трещины, следуя рядом друг с другом, как это наблюдается на многих месторождениях (см. рис. 141, *д*).

6. Дайки содержат прожилково-вкрапленное оруденение, как бы пропитываясь рудой (см. рис. 141, *е*).

По мнению Ф. Вольфсона, предрудные дайки формируются при одном плане тектонических деформаций в обстановке растяжения, а рудные жилы — при другом, изменившемся плане деформации, в условиях сжатия. Г. Вировлянский показал, что эти представления неточны. Формирование даек и минеральных жил осуществляется в обстановке объемной деформации горных пород при двустороннем растяжении, из которых одно преобладает.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Первичная зональность рудных районов, месторождений и тел определяется закономерным изменением минерального и связанного с ним химического состава на площадях районов, месторождений и в контурах рудных залежей. Выявление такой зональности имеет значение как для установления генезиса, так и для обоснованной промышленной оценки, правильного направления разведки и разработки рудных месторождений.

На зональное строение рудных тел обратили внимание основоположники магматогенной гидротермальной гипотезы их генезиса. Де Лоне в 1900 г. намечал трехчленную зональность гидротермальных месторождений с переходом от оловянно-висмут-молибденового оруденения через свинцово-цинк-серебряно-никель-кобальтовое к «бонанцовому» золотому и ртутному оруденению. Д. Коллинс в 1902 г. выявил ставшую с тех пор популярной зональность в Корнуолле (Англия), выражающуюся в смене медных руд оловянными и вольфрамовыми. Ж. Уоллер в 1904 г. описал зональное строение рудного поля Химскер на Тасмании. Д. Сперр в 1907, 1909, 1912, 1923 гг. описал первичную зональность постмагматических месторождений. В последней из этих работ он приводит зональные ряды гидротермальных месторождений раздельно для магмы средней основности и для кислых магм. Для первых этот ряд имеет такую последовательность: молибден, вольфрам, золото, медь (серебро), цинк, свинец (серебро); для вторых — молибден, олово, вольфрам, медь (серебро), цинк, олово (серебро).

К 20-м годам нашего века накопился большой фактический материал по зональности гидротермальных месторождений, связанный главным образом

с выявлением смены состава отдельных рудных тел, ассоциированных со штоками гранитоидных интрузий по мере удаления от интрузивов в сторону пород их кровли (горизонтальная зональность рудных полей). Это позволило В. Эммонсу в 1924 г. (русский перевод сделан в 1933 г.) выступить со своими общеизвестными работами по гипогенной зональности металлоносных жил. Его гипотеза, как известно, опирается на два принципа. Во-первых, он полагал, что «восходящие горячие растворы, насыщенные в высокой степени минеральными веществами, отлагают минералы в порядке, обратном их растворимости, входя в более холодные области» (Эммонс, 1933, с. 4). Во-вторых, он считал, что «изучение изменений в группе рудных месторождений, расположенных все дальше и дальше от магматического очага, может пролить свет на те изменения, которых можно ожидать в каком-либо отдельном рудном теле при углублении сверху вниз» (там же, с. 10). Исходя из этих принципов, он произвел реконструкцию жильной рудоносности системы, разделив ее на шестнадцать зон, начинающихся низкотемпературными образованиями наверху, указав при этом, что «...хотя наблюдения над жилами ни в одной из них не обнаружили всех этих изменений, но они, по-видимому, существуют» (там же, с. 24).

В. Эммонс выделил следующие зоны (снизу вверх по мере падения температуры): пустая кварцевая, оловянная, вольфрамовая, мышьяковая (арсенопиритовая), висмутовая, золотая, медная, цинковая, свинцовая, серебряная, безрудная, серебряная, золотая, сурьмяная, ртутная, пустая.

Скептическое отношение некоторых крупных ученых, например В. Линдгрена, к схеме В. Эммонса не уменьшило силы воздействия ее на умы других исследователей. Из советских геологов ее принимал, правда с оговорками, В. Обручев, а особенно восторженно А. Ферсман, представление которого в этом вопросе полностью совпадало со взглядами В. Эммонса.

В 1937 г. состоялось памятное выступление С. Смирнова, обоснованно раскритиковавшего зональный ряд В. Эммонса и его представления о причинах зональности, фактически отрицающие качественную эволюцию рудоносных погонов магм в зависимости от эволюции последних в процессе их раскристаллизации. С. Смирнов показал, что зональность в распределении металлов по вертикали в пределах отдельных рудных тел, которая должна была бы проявиться в соответствии с концепцией В. Эммонса, фактически в таком виде, как она проявляется при размещении месторождений вокруг гранитоидных интрузивов, не существует.

Для объяснения зонального размещения месторождений различного состава вокруг интрузивных массивов С. Смирнов выдвинул новую, так называемую пульсационную гипотезу. По этой гипотезе рудоносные погоны периодически импульсами отделяются от магматических расплавов по мере их остывания. Состав металлов в этих погонах изменяется в процессе остывания и кристаллизации магмы, что приводит к последовательному формированию месторождений различного состава из растворов, циркулирующих каждый раз по новым путям, смещающимся в сторону от предыдущих. В случае совпадения путей циркуляции растворов и мест отложения руды образуются комплексные многостадийные месторождения.

Эта гипотеза хотя и не раскрывает причин эволюции рудоносных растворов и механизма отделения их от магматических расплавов, но более удовлетворительно объясняет причины зонального расположения рудных месторождений вокруг гранитоидных интрузивов.

С этого момента на смену представлениям В. Эммонса о последовательном и непрерывном осаждении рудных минералов при снижении температуры

единого постмагматического гидротермального раствора пришла гипотеза о прерывистой пульсирующей деятельности металлоносного очага, выделяющего в течение долгого периода своего развития отдельными вспышками «газово-жидкие растворы последовательно отличного состава» (Смирнов, 1955, с. 135).

Зональное размещение рудных тел вокруг интрузивов С. Смирнов объяснил также последовательными вспышками трещинообразования, «...открывающими новые пути для новых растворов» (там же, с. 137), связанных с эволюцией остывающей интрузии. Зональную структуру отдельных рудных тел он в сущности отрицал, уверяя, что «...в подавляющем большинстве случаев при разведке и эксплуатации месторождений в глубину и по простиранию мы, как правило, остаемся в пределах одной зоны эммонсовского ряда» (там же, с. 142).

В дальнейшем пульсационную гипотезу гидротермального рудообразования и гипогенной рудной зональности развивали представители структурного направления, опубликовавшие ряд работ. Наиболее характерной и содержательной среди них является статья А. Королева, который объяснял зональное строение рудных тел по их мощности, простиранию и падению, а также зональность рудных полей развитием трещинных деформаций в ходе рудоотложения. С близких позиций явления полиасцендентной зональности свинцово-цинковых жил Пршибрама в Чехословакии описал Я. Кутина. Между тем зональность в гипогенных рудных телах достаточно разнообразна и обусловлена различными причинами, как это, например, показано в книге «Зональность гидротермальных рудных месторождений» (1974 г.), отражающей материалы специального совещания, проведенного по этой проблеме.

Порядок эндогенной зональности определяется масштабами ее проявления. Можно выделить три порядка эндогенной рудной зональности: 1) региональная зональность складчатых областей, или зональность рудных поясов; 2) промежуточная зональность на площади рудных полей и месторождений, или зональность рудных узлов; 3) локальная зональность в рамках индивидуальных залежей, или зональность рудных тел.

З о н а л ь н о с т ь р у д н ы х п о я с о в проявляется в закономерном чередовании зон эндогенных месторождений разного состава в поперечном сечении складчатых областей. Она обусловлена последовательным внедрением рудоначальных магм различного состава в ходе превращения мобильной геосинклинали в относительно стабильную складчатую область. Сменяющиеся в ходе этой эволюции изверженные породы и ассоциированные с ними месторождения занимают в поперечном сечении геосинклинали строго определенные тектонические зоны, создавая в конечном счете картину региональной металлогенической зональности.

В поперечном сечении геосинклинальных складчатых областей выделяются следующие важнейшие рудные пояса:

1) пояса перидотитовых и габбро-пироксенитовых ранних геосинклинальных интрузивов с магматическими месторождениями хромитов, платиноидов и титаномагнетитов, вытянутые вдоль глубокопроникающих разломов, ограничивающих тектонические рвы геосинклинального ложа;

2) пояса ранних геосинклинальных субмаринных вулканогенных пород и плагиогранитовых интрузий с колчеданными и скарновыми месторождениями железа и меди, выполняющие тектонические рвы;

3) пояса периферических частей геосинклиналей, интрудированные в среднюю стадию геосинклинального развития гранодиоритами с типоморфными

для них скарновыми и сульфидными месторождениями руд цветных и редких металлов;

4) пояса внутренних частей геосинклиналей, интрудированные в ту же стадию аляскитовыми гранитами с типоморфными для них пегматитовыми, альбитит-грейзеновыми и кварцевыми месторождениями редких металлов.

Металлогеническая зональность рудных поясов хорошо проявлена во всех складчатых областях на территории СССР, особенно на Урале, Кавказе, в Восточном Казахстане, Восточном Забайкалье и на Дальнем Востоке. Всюду она весьма контрастна, а степень ее развития различна и зависит в основном от типа геосинклинали и полноты геологического цикла.

Таким образом, рудная зональность первого порядка весьма контрастна и обусловлена глубинными причинами — зарождением обособленных

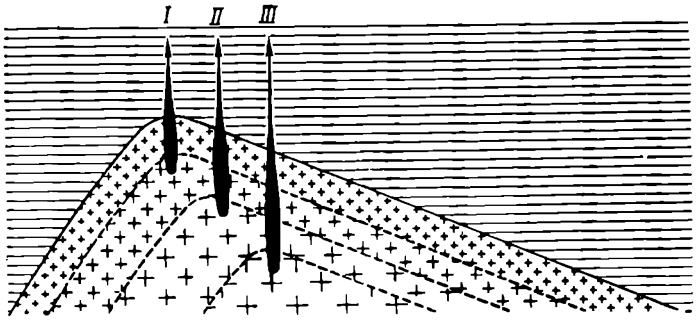


Рис. 142. Схема смещения рудных зон в сторону пологой кровли гранитного массива при последовательном отделении рудоносных растворов меняющегося состава по мере его остывания

магматических рудоносных комплексов на различных уровнях земной коры и, вероятно, подкорового пространства.

Зональность рудных узлов определяется сменой состава руды при переходе от одного рудного тела или группы тел к другому телу или их группе на площади с эндогенным оруденением, объединяемым единством геологической структуры и происхождения. Она особенно отчетливо проявлена вокруг гранитоидных массивов, и этому ее проявлению посвящены классические работы из области геологии эндогенных месторождений. Примеры такой зональности были приведены выше (см. с. 284—286).

Для этой зональности отмечаются две характерные особенности: 1) достаточно резкие, контрастные границы зон, хотя в составе руды и могут быть «сквозные» элементы, проходящие от одной зоны к другой и свидетельствующие о их генетическом единстве; 2) удивительно выдержанный эксцентриситет в размещении рудных зон — они во всех случаях опоясывают не весь гранитный массив, а смещаются и расширяются в направлении его пологой кровли. Эти особенности можно объяснить, если признать пульсационную природу зональности. В этом случае по мере остывания интрузива и утолщения его периферического панциря эпицентры концентрации рудоносных растворов и их прорыва по тектоническим трещинам в породы кровли будут регулярно смещаться в стороны пологой кровли массива и обусловливать эксцентрический характер в размещении рудных зон разного состава вокруг гранитного массива (рис. 142).

Таким образом, зональность рудных узлов достаточно контрастна, часто определяется процессами обособления рудообразующих веществ на уровне застывания родоначальных интрузивов и по своему характеру относится к категории стадийных.

Зональность рудных узлов и месторождений иногда фиксируется не только по главным рудообразующим элементам, но также и по элементам-примесям. Так, по данным Л. Баумана, во Фрайбергском полиметаллическом рудном поле в ГДР в центральной его части и на глубине содержание висмута в галените оказывается максимальным и превышает 0,1%, в средних частях оно составляет около 0,01%, а на периферии и близ поверхности достигает всего лишь 0,001%. Сфалериты центральной части Фрайбергского рудного поля содержат повышенное количество железа, марганца, меди, кобальта, индия и галлия; сфалериты средней части — олова и кадмия, а сфалериты периферической части — таллия, серебра и германия. По наблюдениям Г. Осиповой, на сульфидно-касситеритовом месторождении в Сихотэ-Алине в касситерите с глубиной содержание индия, железа и вольфрама увеличивается, а скандия, ниобия, ванадия и титана уменьшается.

Зональность рудных тел устанавливается в связи со сменой минерального и корреспондирующего ему химического состава по мощности, простиранию и падению рудных залежей. Прежде чем говорить о причинах такой зональности и ее типах, следует отметить некоторые общие черты проявления зональности в рудных телах. Для этого остановимся на структуре зональности, ее направлении и контрастности.

Структура зональности обусловлена чередованием зон различного состава. Такое чередование может быть повторяющимся, когда в контурах рудного тела чередуются зоны одного и того же состава, и неповторяющимся, при котором состав каждой очередной зоны отличается от состава всех предыдущих.

Повторяющаяся зональность наблюдается, например, по мощности рудных тел симметричного или асимметричного строения, связанного с последовательным отложением рудных минералов на стенках рудовмещающей полости или с последовательными зонами рудообразующих комплексов, сформированных при метасоматозе.

Повторяющаяся зональность в плоскости рудного тела может быть обусловлена чередованием рудных столбов, выполненных одной ассоциацией минералов, с разделяющими их промежутками, сложенными другой минеральной ассоциацией, в частности не содержащей рудных минералов. Такое чередование может быть однообразным и разнообразным. В первом случае наблюдается чередование однообразных по составу рудных столбов и разделяющих зон. Во втором случае происходит чередование межстолбовых зон и столбов, но столбы имеют уже различный состав. Прекрасным примером перемежаемости рудных столбов различного состава могут служить жилы месторождения Фрипланд Ламартин, описанные Дж. Гаррисоном, в которых наблюдается чередование участков, обогащенных то пирит-золотой, то свинцово-цинковой рудой и разобщенных зонами смешанных руд.

Неповторяющаяся зональность определяется сменой в рамках рудного тела одних минеральных комплексов другими, без появления вновь первых. Таких комплексов может быть несколько, но в контурах рудных тел их обычно бывает немного, чаще всего два, реже три и еще реже более трех. Все они, как правило, принадлежат к последовательно отлагавшимся минеральным комплексам данного месторождения, составляя ассоциацию руд, типичную для данной провинции.

Направление зональности в разных случаях может быть различным. Наиболее часто проявляется зональная структура крутопадающих рудных тел по их мощности. Зональность по мощности не будет далее специально рассматриваться, хотя в ряде случаев зональное строение таких рудных залежей по

их мощности, особенно когда она обусловлена наложением новых порций руды на старые, бывает тесно связана с зональностью в плоскости рудного тела. Вытеснение руд одного состава по мощности рудного тела рудами другого состава может привести к зональной смене руд и в общем контуре рудной залежи. Более важной является именно последняя, обусловленная сменой состава руды по падению или простиранию рудных тел. При этом наблюдаются три случая зональной смены состава руд: 1) только по падению рудного тела, 2) только по простиранию рудного тела, 3) как по падению, так и по простиранию одного и того же рудного тела.

Зональная смена состава руды по направлению падения рудного тела отмечается чаще, чем по другим направлениям. Почти во всех свинцово-цинковых месторождениях с глубиной наблюдается то или иное увеличение количества сфалерита и вытеснение цинково-свинцовых руд свинцово-цинковыми. Это явление отмечено П. Буровым для Алтая, Г. Лабазиным для Салаира, К. Пожарицким для Садона, автором для Тетюхе. Примеры вертикальной зональности для арсенопиритовых месторождений приведены Ю. Билибиным и Г. Вировлянским, для медно-молибденовых В. Крейтером, для молибденовых Н. Хрущовым, В. Рехарским, В. Покаловым, для оловянных В. Барсуковым. О. Левицким, В. Дубровским, И. Китаем. для бериллиевых А. Гинзбургом, Н. Заболотной, для урановых Д. Сурашским. А. Тишкиным, для золотых Н. Бородаевским, Н. Петровской, М. Сахаровой. По данным А. Бажова на жильных месторождениях Казахстана пробность золота возрастает с глубиной от 3—5 до 20 ед. на 100 м.

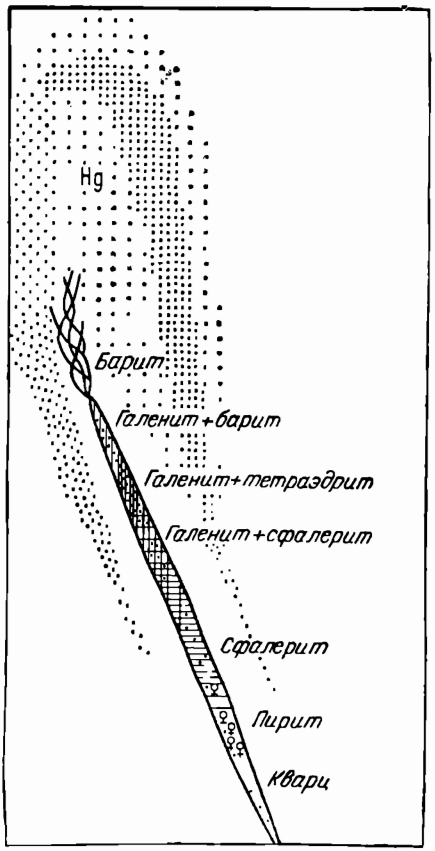


Рис. 143. [Схема вертикальной зональности полиметаллических месторождений Вернерберг, Гренландия. По *К. Ворцуке* и *К. Ленерт-Тюлю*

А. Соловов показал, что в силу зонального характера распределения отдельных металлов в полиметальных месторождениях отношение их концентрации изменяется от верхних частей рудных тел к нижним. По устойчиво и монотонно изменяющемуся соотношению элементов можно судить об уровне вертикального среза рудного тела и ставить прогноз распространения его на глубину.

Большое число примеров вертикальной зональности рудных тел описано в зарубежной литературе, один из них показан на рис. 143.

Зональная смена состава руд по простиранию рудных тел без существенного изменения их состава с глубиной наблюдается реже. Примером подобного рода зональности может служить жила III Росенского месторождения в Болгарии, где, по данным Т. Тодорова, наблюдается по простиранию смена магнетит-гематитовых руд пиритными, далее халькопирит-молибденитовыми и

наконец, карбонатными (рис. 144). По данным М. Шорта, жила Магма в Аризоне (США) характеризуется тем, что на одном ее конце сконцентрировался ранее других минералов отложившийся сфалерит, а на другом — позднее выделившиеся халькопирит и борнит. В жиле 6 рудника Леймак в Квебеке (Канада), по сведениям Ф. Смита, все золото сконцентрировано в центральной по длине части жилы, а фланги ее сложены безрудным кварц-карбонат-пирит-турмалиновым материалом. Подобного же рода явления описаны А. Смолиным и другими геологами для золоторудных жил некоторых месторождений Советского Союза.

Зональное изменение состава руд одновременно как по простиранию, так и по падению рудных тел, которое должно приводить к концентрически-зональному распределению различных минеральных комплексов в их плоскости, отмечается еще реже. Концентрическая зональность намечается, по данным О. Левицкого и его сотрудников, в строении рудных тел некоторых оловянных месторождений Дальнего Востока. В них центральная часть в плоскости жил сложена кварц-касситеритовой рудой, далее следует зона пирит-пирротиновых, а еще далее полиметаллических руд с тонкозернистым касситеритом и, наконец, периферическая часть жил сложена кварц-карбонатным материалом (карбонатный чехол).

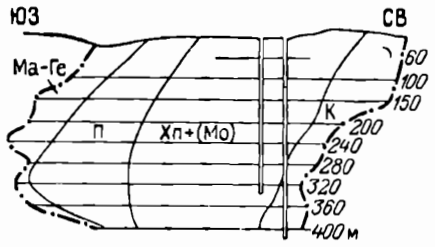


Рис. 144. Зональная смена минерального состава руд по простиранию жилы III месторождения Росен, Болгария. По *Т. Тодорову.*

Зоны: Ма-Ге — магнетит-гематитовая, П — пиритовая, Хп + (Мо) — халькопирит-молибденитовая, К — карбонатная

Контрастность зональности рудных тел определяется характером перехода зоны одного состава в зону другого сложения. Во-первых, могут быть неконтрастные границы, обусловленные постепенным изменением минерального и химического состава, связанным с плавным вытеснением одних минералов другими по тому или иному направлению рудного тела. Так, например, по данным К. Пожарицкого, в Садонской жиле в связи с очень медленным вытеснением галенита сфалеритом содержание свинца с глубиной плавно снижается на 1% на каждые 100 м, а отношение цинка к свинцу увеличивается от 1,85 : 1 на верхних горизонтах до 2,57 : 1 на нижних горизонтах горных работ. Во-вторых, наблюдаются контрастные границы между зонами, обусловленные резкой сменой минеральных комплексов, слагающих различные части рудного тела. Примером такой контрастной зональности могут служить достаточно четкие границы между рудными столбами и разделяющими их промежутками в большинстве рудных тел, столбовое строение которых обусловлено повторными разрывами рудовмещающей полости и заполнением этих разрывов рудой иной генерации. Что касается так называемых прямой и обратной зональностей, выделяемых некоторыми геологами, то эти понятия в значительной мере являются условными, так как порядок выпадения рудообразующих минералов из гидротермальных растворов может быть различным.

Генетические типы зональности рудных тел достаточно разнообразны. В настоящее время невозможно объяснить все случаи и разновидности первичной зональности гидротермальных рудных тел какой-либо одной причиной, происхождение ее может быть различным. С этой точки зрения выделяются два рода первичной зональности гидротермальных рудных тел.

Зональность первого рода, или стадийная, — это зональность, обусловленная последовательным отщеплением от родоначальных магматических очагов рудоносных растворов различного состава и соответствующим последовательным отложением руд разной композиции. Эта зональность разделяется на три типа: 1) зональность повторных тектонических разрывов; 2) зональность тектонического раскрывания; 3) зональность внутрирудного метасоматоза.

Зональность второго рода, или фациальная, — это зональность, связанная с изменением геологических и физико-химических условий циркуляции рудоносных растворов на пути их движения, с последовательным отложением минеральных комплексов, характеризующихся различным соотношением рудообразующих минералов. Фациальная зональность также подразделяется на три типа: 1) зональность состава пород; 2) зональность фильтрации; 3) зональность отложения.

Зональность повторных тектонических разрывов обусловливается перманентным приоткрыванием рудной полости в результате последовательных тектонических деформаций и выполнением этой полости новыми порциями минерального вещества изменяющегося состава. Наиболее отчетливо такой процесс проявляется в жильных месторождениях, формировавшихся в несколько стадий минералонакопления. При этом взламывается трещина, выполненная минералами ранней стадии рудоотложения, и вновь образовавшееся нарушение используется для циркуляции гидротермальных растворов и отложения новой порции руды. Если состав этой руды будет отличаться от состава ранней генерации, то при соответствующих условиях взаиморазмещения двух или нескольких порций руды могут образоваться зональные рудные тела.

Новые тектонические разрывы, как известно, возникают преимущественно по старым швам, даже если они бывают выполнены минеральным веществом, образующим жилу. При этом жила может быть полностью или в значительной степени раздроблена или же только нарушена новой продольной трещиной или пучком трещин. В первом случае образуются участки брекчиевых и полибрекчиевых руд, во втором может произойти наращивание жилы как по мощности, так и в плоскости ее за счет отложения дополнительной порции руды.

Продольные интрарудные трещины, лежащие в плоскости жилы, могут разрывать рудное тело, а также возникать по контакту жилы с вмещающими ее породами, что бывает чаще. Новая рудная генерация, выполняющая интрарудное нарушение, лишь в исключительных случаях полностью совпадает с прежними контурами жилы; обычно же, с одной стороны, она смещается несколько в сторону, а с другой — лишь отчасти перекрывает прежний контур, что и обусловливает зональное строение рудных залежей. Зональность повторных тектонических разрывов обычно достаточно контрастна и может быть как неповторяющейся, так и повторяющейся.

Неповторяющаяся зональность создается в тех случаях, когда наложенное нарушение приоткрывает значительную часть прежней рудной полости, раскрывая ее еще далее по простиранию, восстанию или падению. Примером такой зональности может служить зональное строение жилы свинцово-цинковых руд Згид на Северном Кавказе, изученной И. Златогурской. При формировании этого месторождения первая стадия привела к образованию трещины, выполненной кварцем с тонкорассеянной вкрапленностью пирита. Вторая стадия сопровождалась выделением манганосидерита, магнетита и гематита с небольшим количеством кальцита, кварца и сфалерита; минералы этой стадии наблюдаются в нижних частях жилы в составе угловатых обломков с округлыми

краями, обусловленными развальцеванием их при тектонических деформациях, предшествовавших третьей стадии минерализации; они сцементированы минералами этой стадии оруденения. В результате третьей стадии образовались свинцово-цинковые руды, определяющие практическую ценность месторождения.

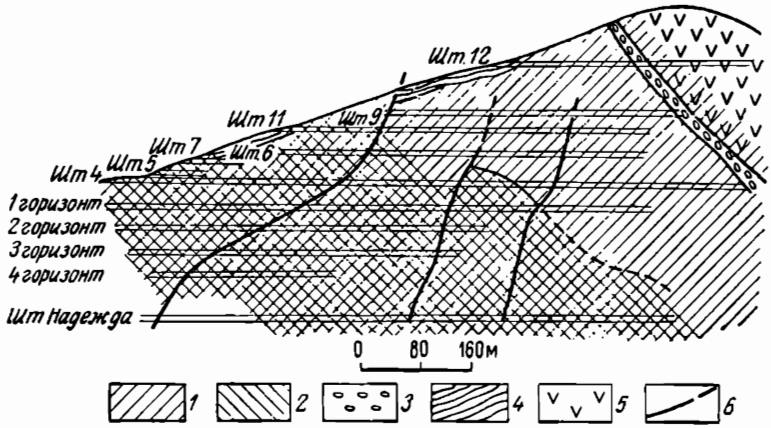


Рис. 145. Зональное строение жилы Згид (продольный разрез). По *И. Златогурской.*

1 — полиметаллическая минерализация; *2* — магнетит-мангано-сидеритовая минерализация; *3* — базальные конгломераты; *4* — сланцы; *5* — кератофиры; *6* — поперечные сбросы

Продукты последних двух стадий рудообразования обособились в разных частях жилы, что создало зональное строение. В верхней и северо-восточной, наиболее богатых частях жилы локализовалась руда третьей стадии рудообразования, а в нижней — руды второй и третьей стадий. Первичное соотношение этих зон позднее несколько осложнилось поперечными послерудными сбросами (рис. 145).

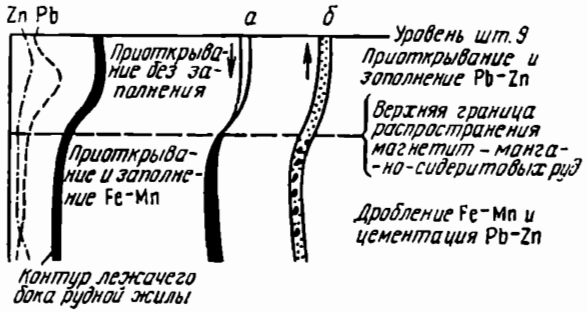


Рис. 146. Схема механизма приоткрывания и заполнения рудной жилы Згид (поперечный разрез).

а — вторая стадия оруденения, *б* — третья стадия оруденения. Штриховая линия — кривая содержания свинца; штрихпунктирная линия — кривая содержания цинка

Вероятный механизм заполнения жильной полости рудой разных стадий оруденения изображен на рис. 146. Из этого рисунка следует, что движения вдоль криволинейно изогнутой жильной трещины, предшествовавшие второй стадии оруденения, способствовали закрыванию путей проникновения вещества этой стадии в верхнюю часть жилы, выше характерного ее перегиба по падению. Движения, предшествовавшие последующей, третьей стадии оруденения, получили уже направление, противоположное раннему перемещению, и открыли всю жильную полость для заполнения ее рудой этой стадии оруденения.

В вышеупоминавшемся случае зонального строения жилы Фриланд Ламартин рудные столбы возникали также дважды. Вначале, при движении стенок криволинейной рудоносной трещины в одном направлении приоткрывались одни ее участки, выполнение которых рудой первой генерации приводило к образованию рудных столбов, сложенных пирит-золотым материалом. При следующем тектоническом импульсе стенки двигались в противоположном направлении, и открывались другие полости, выполнение которых рудой второй генерации привело к образованию в пределах той же жилы рудных столбов другого состава, сложенных галенит-сфалеритовыми (свинцово-цинковыми) рудами.

Интересная зональность описываемого типа охарактеризована в книге Л. Баумана, посвященной тектонике и генезису известного Фрайбергского полиметаллического жильного поля в Саксонии.

Зональность повторных тектонических разрывов выявляется по наличию перерывов в рудообразовании, обусловливающих пересечение жил и прожилков руд ранних генераций жилами и прожилками более поздних стадий минералонакопления. Для изучения ее первостепенное значение имеет совместный анализ тектонических деформаций и процесса рудоотложения по его стадиям.

Зональность тектонического раскрывания, так же как и предыдущая, связана в основном с механическими причинами, а условия ее формирования близки к зональности повторных разрывов. Отличие заключается в том, что при создании зональных рудных тел описываемого типа не происходит повторного образования разломов рудоносной полости. В этом случае в процессе непрерывного рудонакопления, плавной смены минерального и химического состава руд рудоносная трещина «растет», раскрываясь и вытягиваясь в том или ином направлении. Выполнение таких медленно разрастающихся трещин рудой все нового и нового состава приводит к зональному сложению рудных жил данного типа. Зональность рудных тел при этом бывает не столь контрастна, как в жилах повторных тектонических разрывов; наблюдаются постепенные переходы зон одного состава в зоны другого сложения.

Автор в свое время описал постепенное изменение состава руд по простиранию двух параллельных жил от цинкового к свинцовому и далее к сурьмяному. Состав руды изменяется плавно, никаких структур дробления и пересечения руд одной зоны рудами другой зоны на их границах не наблюдается. Однако трактовать такую структуру рудных жил как зональность отложения нельзя в связи со следующим любопытным фактом: от конца одной из жил, сложенной сфалеритовой рудой, отходит тонкий сфалеритовый прожилок, секущий антимонитовый конец другой жилы. Такие взаимоотношения руд различного состава можно объяснить только механизмом постепенного приоткрывания рудных полостей и заполнения их изменяющимся по составу рудным материалом.

Очень характерна концентрическая в плоскости рудного тела зональность, обусловленная разрастанием рудовмещающей полости от центра к периферии. Ею объясняется, в частности, зональное строение оловянных залежей Дальнего Востока (рис. 147).

Известны случаи стадийного заполнения не расширявшихся, а сужавшихся тектонических трещин, также приводящие к зональному строению жил. Так, по данным Н. Петровской, некоторые золоторудные жилы Алдана формировались в три стадии. Безрудный кварц первой стадии выполнил протяженную полость жильной трещины. Минеральный комплекс второй стадии заполнил уже суженную часть жилы по ее простиранию. Продуктивный рудный комплекс

отложился в еще более суженной центральной части жилы, создав золотоносную ее сердцевину.

Зональность внутрирудного метасоматоза развивается в связи с выносом и переотложением по периферии рудных тел растворами поздних стадий рудообразования вещества, отложившегося на более ранних стадиях этого же процесса. Примером такой зональности может служить зональное строение вышеупоминавшихся жил пятиэлементных руд Центральной Европы. Рудные жилы этой провинции формировались в пять стадий, разобщенных перерывом минералонакопления и последующим тектоническим приоткрыванием рудовмещающих полостей. Внутрирудный метасоматоз на этих месторождениях свойствен всем стадиям рудообразования, начиная со второй. Наиболее интенсивный внутрижильный метасоматоз отмечается для последней, пятой стадии. В это время происходило замещение кварцем ранее отложившихся карбонатов, флюорита, барита и арсенидов, отгон и переотложение их вещества в верхних частях и на флангах рудных жил. Зональность этого типа обычно неповторяющаяся, но достаточно контрастная.

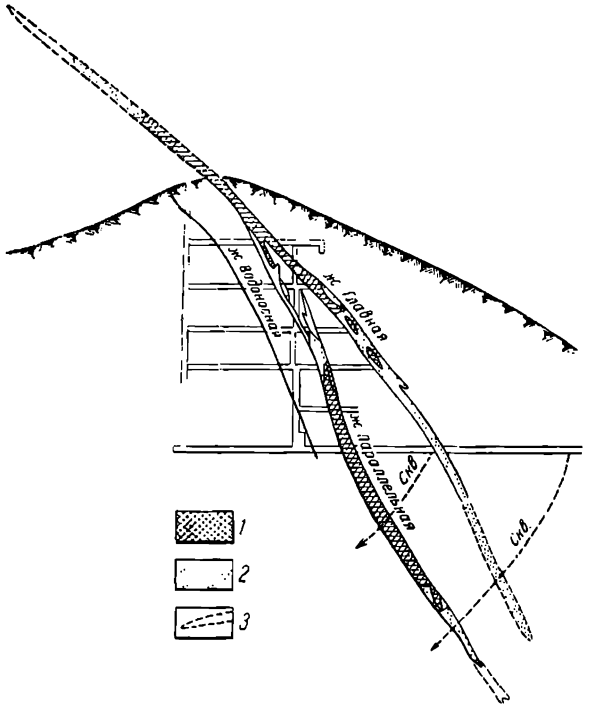


Рис. 147. Зональное строение жил месторождения Лифудзин (поперечный разрез). По *И. Кигаю*.

1 — кварц-касситеритовая минерализация — первая стадия; *2* — сульфидная минерализация — вторая стадия; *3* — кварц-карбонатная минерализация — четвертая стадия

Зональность состава пород полностью зависит от изменения состава пород, пересекаемых рудоносной трещиной, в случае их активного влияния на выборочное рудоотложение. Такая зональность может быть как повторяющейся (при чередовании пород, активизирующих рудоотложение), так и не повторяющейся; она всегда контрастна.

Хорошим примером такой зональности является структура рудных жил одного из вольфрамовых месторождений Восточной Сибири, описанного П. Хреновым. На этом месторождении рудные жилы пересекают чередующиеся мраморы и сланцы, причем минеральный состав жил на участке пересечения карбонатных и сланцевых пород различен. Отрезки жил, находящиеся в сланцах, сложены в основном кварцем, среди которого редко встречаются кальцит, пирит, пирротин, халькопирит и галенит; руда этих отрезков некондиционна. Части жил, пересекающие мраморы, сложены кварц-кальцитовым материалом с высоким содержанием шеелита и более редкими серицитом, гранатом, флюоритом, галенитом, халькопиритом, теннантитом, сфалеритом и пиритом; эти части жил сложены промышленной вольфрамовой рудой.

Другим примером такой зональности является структура рудных жил Кти-Теберды, описанная выше. Здесь гидротермальные жилы секут вкрест простирания чередующиеся полосы гнейсов и амфиболитов. На участках пересечения амфиболитов происходит их биотитизация, развитие кварц-плагиоклазовых оторочек и значительное накопление различных рудных минералов (арсенопирит, шеелит, пирротин, сфалерит, галенит) с образованием рудных столбов. На участках пересечения гнейсов наблюдается их хлоритизация, образование микроклиновой оторочки с незначительным проявлением лишь мышьяковой минерализации, представленной слабой импрегнацией измененных боковых пород арсенопиритом. Подобного рода зональность, обусловленная

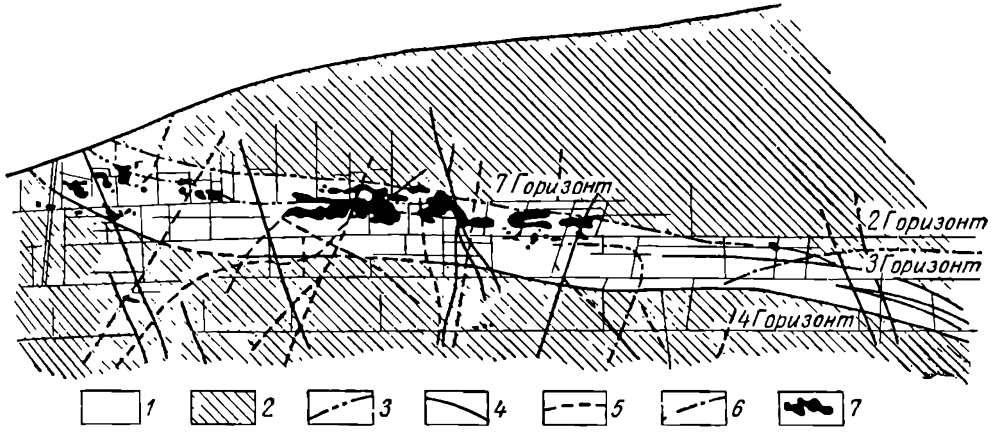


Рис. 148. Концентрация урановой руды на пересечении рудными жилами пласта графитизированных углистых сланцев. По *Д. Суражскому*.

1 — графитизированные углистые сланцы; *2* — кварц-слюдяные сланцы; *3* — послойные нарушения; *4* — секущие жилы; *5* — секомые жилы; *6* — апофизы; *7* — рудные линзы

сменой состава пород, пересекаемых рудной трещиной, известна также на полиметаллических месторождениях Эльбрус (Кавказ), Понжибо (Франция), Аурей, Джоржтаун (США), золотом месторождений Ольховского рудного поля в Восточном Саяне, на медном месторождении Бьютт (США), на урановых месторождениях Канады и в других местах (рис. 148).

Фильтрационная зональность в ряде случаев безусловно играет существенную роль в строении отдельных рудных тел. Для них зональность обусловливается различной степенью подвижности соединений разных металлов при их инфильтрации через толщу горных пород, прилегающих к рудоподводящим каналам. При этом соединения различных металлов, располагаясь на разном расстоянии от каналов, образуют зонально построенные рудные тела. В крутопадающих рудных залежах, образованных метасоматическим путем, такая зональность развивается как по падению, так и особенно эффективно в стороны от канала. В пологих залежах метасоматические зоны различного состава распределяются по вертикали, образуя «сложные» тела.

На Хайдарканском и других сурьмяно-ртутных месторождениях в Средней Азии всюду отмечается размещение инертного антимонита по разломам, отслоениям пластов и прочим полостям и широкий разнос более подвижной киновари вокруг этих полостей с образованием ореолов вокруг залежей сурьмяных руд. Когда совместно с антимонитом и киноварью находятся сульфиды мышьяка

в форме реальгара и аурипигмента, то нередко образуются рудные залежи, состоящие из трех зон. В этом случае строение их бывает обычно следующим: рудоподводящий разлом и тесно прилегающие к нему породы заполняет антимонит, следующая зона, иногда шириной в несколько метров, облекающая антимонитовую, состоит из вкрапленной киноварной руды, а еще далее по периферии размещается зона реальгаровой руды (рис. 149).

Для такого рода месторождений можно наметить ряды возрастающей подвижности некоторых металлов, определяющие зональное строение рудных тел при их метасоматическом образовании. Это будет, с одной стороны, ряд $As > Hg > Sb$, а с другой — $Ag > Pb > Zn, Cu$.

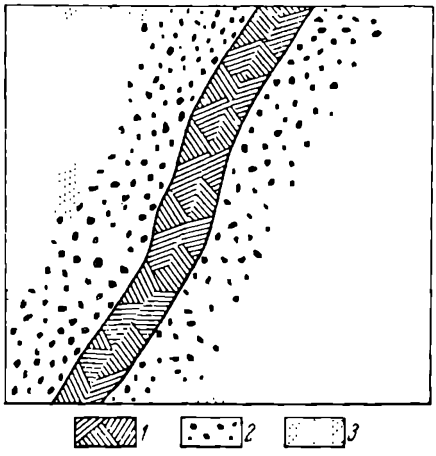


Рис. 149. Схема зонального строения антимонит-киноварь-реальгарового рудного тела.

1 — антимонит; *2* — вкрапленность киновари; *3* — вкрапленность реальгара

По мере дальнейшего изучения фильтрационной зональности крайне желательно установить ряды подвижности для более широкой гаммы металлов, охватывающей важнейшие группы месторождений. Изучение таких эмпирических рядов, вероятно, позволило бы вскрыть теоретические закономерности размещения соединений отдельных металлов по фильтрационным зонам, зависящие от коэффициентов фильтрационного эффекта элементов, их концентрации и свойств горных пород.

Фильтрационная зональность всегда достаточно контрастна, что вытекает из правила Д. Коржинского о резких границах между зонами метасоматического замещения. Она, как правило, неповторяющаяся, но может быть двусторонней, если замещение развивается в обе стороны от рудоподводящего канала.

Зональность отложения определяется закономерным изменением взаимосвязанных физико-химических параметров, регулирующих выпадение рудообразующих минералов из гидротермальных растворов. Выше было описано значение изменения температуры, давления, кислотно-щелочной характеристики, режима серы, кислорода и других элементов для гидротермального рудоотложения. При постепенной эволюции этих параметров на путях восходящего гидротермального потока должен планомерно изменяться минеральный состав выделяемых ими руд, приводя к зональному распределению минеральных комплексов в контурах рудных тел. Возникающая при этих условиях зональность отложения обычно бывает неповторяющейся и неконтрастной. Именно для нее характерно плавное, постепенное и медленное вытеснение одного или нескольких других рудообразующих минералов другими, чаще всего по направлению падения жилы.

Кроме описанных выше простых типов гипогенной зональности гидротермальных руд встречаются и более сложные примеры комбинированной зональности. Так, Ю. Билибин описал случай такой сложной зональности, обусловленной совмещением в одном рудном теле двух генераций рудообразующих минералов, наложенных друг на друга при повторных тектонических разрывах, при наличии зональности отложения в рудах каждой генерации.

Руда более ранней генерации состоит из пирита и арсенопирита, а более поздней — из сфалерита и галенита. При этом в пределах каждой генерации эти минералы связаны между собой зональностью, при которой пирит и сфалерит отлагаются в более глубоких горизонтах, а арсенопирит и галенит — в более верхних.

Зональность гидротермально измененных пород наблюдается иногда не только по направлению в сторону от рудного тела, но также и по вертикали. Интересный случай зонального строения измененных боковых пород описан В. Рехарским для жил редких металлов, залегающих среди гранитов. Вблизи верхних частей этих жил широко развиты альбитизация и карбонатизация. С глубиной альбит и карбонат постепенно вытесняются серицитом и кварцем. Соотношение N_2O K_2O и $CO_2 : SiO_2$ в верхних частях околожильных пород по сравнению с нижними увеличивается соответственно в 20—30 и 6—40 раз.

Баланс привноса и выноса калия и натрия для верхней, средней и нижней частей жил, по данным Н. Соколовой и В. Королева, приведен в табл. 29.

Таблица 29

Привнос и вынос щелочей (в кг/м³)

Часть жил	K_2O		Na_2O	
	привнос	вынос	привнос	вынос
Верхняя	—	37,0	46,38	—
Средняя	—	147,0	201,65	—
Нижняя	262,87	—	5,95	—

На месторождениях прожилково-вкрапленных медно-молибденовых руд США и Канады, по данным Дж. Ловелла, Дж. Джилберта, А. Роуза, Р. Силлитое и др., выделяются окварцованное ядро, внутренняя зона калишпатизации и биотитизации, средняя зона окварцевания с серицитизацией, внешняя зона аргиллизации и пропилитизации.

Вертикальный градиент зональности колеблется в широких пределах. Известны случаи смены состава и строения рудных тел на коротких интервалах, измеряемых десятками метров, примеры более растянутого изменения и, наконец, устойчивого, неизмененного характера оруденения на большую глубину. Например, на золоторудном месторождении Кочкарь на Урале, по данным Н. Бородаевского, не происходит заметного изменения минерального и химического состава руды до глубины 1 км.

ВМЕЩАЮЩИЕ ПОРОДЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ИХ ИЗМЕНЕНИЕ

Магматогенные гидротермальные месторождения формируются при том или ином взаимодействии рудоносных магматических расплавов и отщепляющихся от них рудоносных растворов с вмещающими породами. Сами вмещающие породы также подвергаются воздействию гидротермальных растворов.

Влияние боковых пород на гидротермальное рудообразование сказывается: 1) в ассимиляции магмой окружающих пород; 2) в заимствовании гидротермальными растворами вещества боковых пород и его переотложении в минеральной массе гидротермальных месторождений; 3) в осаждающем влиянии боковых

пород при гидротермальном минералонакоплении; 4) в особенностях состава и строения боковых пород, определяющих характер тектонических деформаций, контролирующих рудоотложение. Все эти стороны гидротермального рудообразования освещались в разных разделах данной главы и здесь перечисляются лишь для сводной характеристики суммарного эффекта влияния боковых пород на гидротермальное рудообразование.

Главными и наиболее широко распространенными процессами изменения боковых пород, связанного с постмагматическим рудообразованием, являются: скарнирование, полевошпатизация, грейзенизация, окварцевание, серицитизация, хлоритизация, пропилитизация, лиственитизация, аргиллизация и доломитизация. Процессы образования скарнов, щелочного метасоматоза с возникновением микроклинитов, альбититов и других скоплений полевых шпатов, а также формирования грейзенов были описаны выше. Здесь будут кратко охарактеризованы классические изменения боковых пород гидротермальных месторождений.

О к в а р ц е в а н и е является наиболее универсальным и часто очень широким по размаху процессом изменения боковых пород при формировании гидротермальных месторождений, развивающихся практически по любым породам. По составу исходных пород, характеру гидротермально окварцованных образований и связи их с оруденением выделяются три основные группы окварцованных пород: роговики, вторичные кварциты и джаспероиды.

Роговики обычно возникают в процессе окварцевания различных сланцев и тонкозернистых песчаников. Вторичные кварциты создаются при гидротермальном окварцевании средних и кислых глубинных и поверхностных изверженных пород. Главными породообразующими минералами вторичных кварцитов, по Н. Наковнику, кроме обильного кварца являются серицит, алунит, каолинит, андалузит, диаспор и пирофиллит, второстепенными — рутил, турмалин, дюмортьерит и рудные минералы (пирит, халькопирит, молибденит, гематит и др.). Джаспероиды представляют собой гидротермально окварцованные карбонатные породы, состоящие почти нацело из мелкозернистого кварца и халцедона. С ними связаны метасоматические месторождения молибдена, меди, свинца и цинка, сурьмы и ртути.

С е р и ц и т и з а ц и я наиболее обычна в породах кислого и среднего состава, в которых полевые шпаты, особенно плагиоклазы, охотно замещаются серицитом, представляющим собой тонкочешуйчатую или волокнистую разновидность бесцветных слюд. Наиболее постоянными спутниками серицита являются кварц, карбонаты, хлориты, иногда турмалин, рутил, лейкоксен. В соответствии с этим серицитизированные породы, помимо редких случаев, когда они нацело состоят из серицита (серицитолиты), представлены обычно массивными серицитовыми кварцитами или серицито-кварцевыми сланцами; известны также турмалин-серицитовые сланцы (Якутия, Алтай) и биотит-серицитовые породы (Кочкарское месторождение на Урале).

Серицитизированные породы гидротермального происхождения отличаются от зон серицитизированных пород регионального метаморфизма локальными размерами, более высокой интенсивностью изменения и наличием среди них таких гидротермальных минералов, как флюорит, барит, сульфиды. Особенно характерен для серицитизированных пород гидротермального генезиса пирит, образующийся при привносе химически активной серы и заимствовании железа из таких фемических минералов, как биотит.

Такие гидротермально измененные породы с серицитом и пиритом называются по золотому Березовскому руднику на Урале, где они были изучены

А. Карпинским, березитами. Н. Курек и А. Курек отмечают, что серициты состава мусковита характерны для высокотемпературных месторождений, в образовании которых значительную роль играли минерализаторы газовой фазы и представителем которых могут служить тела касситеритовых руд. Разности серицитов, переходные к фенгитам, и фенгитового состава характерны для типичных гидротермальных месторождений меди, полиметаллов и им подобных, формировавшихся из гидротермальных водных растворов средних температур.

Хлоритизация пород, вмещающих гидротермальные рудные тела, редко развивается самостоятельно и большей частью тесно связана с другими гидротермальными изменениями, среди которых наиболее частыми являются серицитизация, окварцевание, турмалинизация и пропилитизация. В соответствии с этим Д. Шилин и В. Иванова выделяют следующие наиболее типичные минеральные ассоциации: 1) кварц — хлорит, 2) кварц — хлорит — серицит, 3) кварц — хлорит — биотит, 4) кварц — хлорит — турмалин, 5) кварц — хлорит — карбонат. Хлоритсодержащие породы гидротермального происхождения охотно развиваются по породам различного состава, в том числе по кислым и основным изверженным, их туфам, гнейсам, метаморфическим сланцам, глинистым сланцам и песчаникам, за исключением чисто кварцевых и карбонатных пород.

Хлоритсодержащие породы гидротермального генезиса отличаются от сходных с ними метаморфических сланцев развитием вдоль узких локальных тектонических зон и наличием в них других гидротермальных минералов. По данным Т. Гончаровой, на Рудном Алтае хлоритовые метаморфические сланцы имеют переменный состав хлорита (клинохлор, антигорит, амезит, прохлорит, рипидолит, афросидерит), в то время как гидротермально хлоритизированные породы имеют выдержанный состав хлорита, относящегося к пеннину.

Д. Шилин и В. Иванова установили, что с железистыми хлоритами типа тюрингита и афросидерита обычно связаны сульфидно-касситеритовые месторождения, а с магнезиально-железистыми хлоритами, среди которых чаще всего встречается рипидолит, связаны медные (в том числе медноколчеданные) и золотые месторождения. С магнезиальными хлоритами типа пеннина, клинохлора и прохлорита обычно ассоциированы различные свинцовые, свинцово-цинковые и медно-цинковые месторождения. Очень характерны магнезиальные хлориты хромитовых месторождений, содержащие хром и выделяющиеся своей фиолетовой окраской (киммериты, кочубеиты).

Пропилитизация сопровождает некоторые гидротермальные рудные жилы, залегающие среди средних и основных глубинных и поверхностных изверженных пород. В состав пропилитов входят альбит, хлорит, эпидот, серицит, соссюрит и карбонаты (анкерит, кальцит). Этот процесс изменения боковых пород особенно характерен для низкотемпературных гидротермальных пород, сформированных в основных эффузивах неглубоко от поверхности земли. Его не всегда легко выделить среди региональной пропилитизации таких пород, рассматриваемой как явление их автометаморфизма и приводящей к зеленокаменному перерождению. Пропилитизация сопровождает гидротермальные руды меди, свинца и цинка, молибдена, золота и серебра; ей часто сопутствуют алунитизация и цеолитизация.

Лиственитизация наиболее отчетливо проявляется среди змеевиков, ультраосновных и основных пород. Однако, согласно Н. Бородаевскому, лиственитизированными, кроме того, могут быть туфы, известковистые сланцы,

песчаники и конгломераты, а также известняки. Лиственитыформируются под воздействием углекислых сероводородсодержащих гидротермальных растворов при выносе из замещаемой породы щелочей. В целом процесс выражается в развитии на месте темноцветных силикатов и полевых шпатов магнезиально-железистых карбонатов, талька, хлорита, фуксита, серицита, пирита, с превращением породы в кварц-карбонат-серицитовый агрегат, содержащий сульфиды.

По А. Борисенко, высокотемпературные слюдисто-турмалиновые лиственитысопровождают золотое и золото-мышьяковое оруденение, а низкотемпературные гидрослюдистые лиственитысопутствуют ртутному и сурьмяному рудообразованию.

Аргиллизация, или каолинизация, различается по развитию среди гидротермально измененных пород таких минералов каолиновой группы, как каолинит, диккит, накрит. Чаще всего эти минералы образуют отдельные псевдоморфозы по полевым шпатам, мусковиту, скаполиту, хлориту или небольшие скопления в пустотах. Значительно более крупные массы каолиновых образований формируются при супергенных процессах в зоне окисления сульфидных руд. В этом случае среди каолинизированных пород обнаруживаются алунит, ярозит, галлуазит и другие минералы зоны окисления сульфидных руд, по которым они отличаются от гипогенных каолиновых образований. Гипогенная каолинизация чаще всего связана со средне- и низкотемпературными гидротермальными месторождениями меди, свинца и цинка, сурьмы, ртути, флюорита.

Доломитизация сопровождает образование некоторых гидротермальных месторождений в карбонатных породах. Возникающие при этом породы имеют изменчивый состав — от сплошных доломитов, содержащих 21,9% окиси магния, через разновидности, в которых пятна доломитов поражают известняки, до почти чистых известняков с редкой вкрапленностью доломитовых зерен. Отличить их от широко развитых среди карбонатных толщ первичных осадочных доломитов достаточно трудно. Однако гидротермальные доломиты в отличие от первичных не обладают региональным распространением, не занимают строго определенную стратиграфическую позицию, имеют неправильные очертания, обычно обусловленные пересечением трещин и пластов, выделяются повышенным отношением изотопа O^{16} к O^{18}, свидетельствующим о их отложении из горячих вод. Доломитизация известняков сопутствует образованию свинцовых, свинцово-цинковых, сидеритовых, магнезитовых, баритовых, флюоритовых и ртутных месторождений.

Прочие изменения боковых пород включают серпентинизацию и оталькование ультраосновных пород, турмалинизацию, биотитизацию, адуляризацию, эпидотизацию, флюоритизацию, графитизацию, баритизацию и пиритизацию различных по составу формаций. Очень характерен процесс гематитизации боковых пород многих гидротермальных месторождений урана.

Изменение пород различного состава в кратком виде характеризуется следующим образом. Наиболее типичными изменениями средних, кислых и щелочных магматических пород являются альбитизация, грейзенизация, окварцевание, хлоритизация, серицитизация и аргиллизация. Гидротермальное оруденение в ультраосновных и основных изверженных породах сопровождается пропилитизацией, лиственитизацией, серпентинизацией и отальковванием. Молодые кайнозойские эффузивные породы разного состава испытывают пропилитизацию, алунитизацию и цеолитизацию. Осадочные алюмосиликатные

породы глинистого, песчанистого и прочего состава изменяются в большинстве случаев так же, как средние и кислые изверженные породы. В карбонатных толщах осадочных пород наиболее типичны процессы окварцевания и доломитизации.

Положение зон измененных пород контролируется теми же структурами, которые определяют пути циркуляции рудоносных растворов и размещение рудных тел. В связи с этим наиболее часто измененные породы облекают рудные тела со всех сторон, образуя как бы «чехол» вокруг них (рис. 150). Ширина такого чехла бывает шире то со стороны висячего бока, то со стороны лежачего бока рудного тела. Контуры площади измененных пород обычно неправильные, с апофизами по поперечным тектоническим нарушениям. Реже участки измененных пород располагаются только с одной стороны гидротермальных залежей. Еще реже площади измененных пород и рудные тела бывают разобщены. Известны случаи гидротермально измененных пород, не сопровождающиеся оруденением.

Соотношение размеров площадей измененных пород и рудных тел для разных месторождений колеблется в очень широких пределах. При этом в одних районах отмечается пропорциональность между масштабами оруденения и изменения боковых пород, в других такой зависимости нет. Например, в Таласском Алатау на Северном Тянь-Шане ширина зон окварцованных известняков возрастает с расширением свинцово-цинковых рудных тел и составляет от 0,25 до 1,5 их мощности.

Изменение боковых пород при гидротермальном рудообразовании, так же как и весь процесс рудообразования, протекает в развитии, в результате которого обычно изменяется как состав руды, так и характер изменения боковых пород. При этом в случае сохранения путей движения рудоносных растворов формируются сложные комплексные руды, и окаймляющие их породы несут следы последовательного изменения, приводящего к наложению одних продуктов на другие. Такими продуктами могут быть как разные генерации одних и тех же минералов, например хлорита в оловянных месторождениях, так и разные по составу минеральные комплексы.

В случае смены путей движения по ходу рудообразования, например открытия новых разломов в процессе рудоотложения, по которым устремляются рудоносные потоки, возможно образование в пределах одного рудного поля и даже месторождения участков измененных пород различного состава. Такое стадийное развитие различных по составу зон измененных пород установлено на полиметаллическом месторождении Восточный Тинтик в США, уже охарактеризованном выше. Еще более широкий диапазон многостадийных

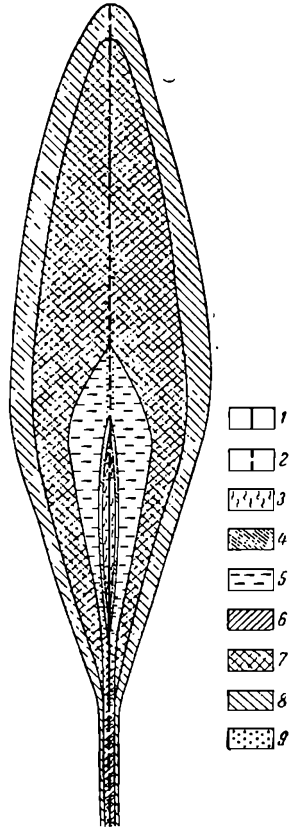


Рис. 150. Схема строения ореола околорудных изменений вмещающих пород в вертикальном разрезе вокруг жилы урановой руды. По *Э. Баранову, Г. Вертепову, Г. Гладышеву.*

1 — рудное тело; *2* — рудоносная трещина; *3* — аргиллитизированные породы; *4* — окварцованные породы; *5* — альбитизированные породы; *6* — серицитизированные породы; *7* — осветленные породы с пиритом; *8* — осветленные породы без пирита; *9* — покрасневшие породы

гидротермальных изменений приводит В. Архангельская для Каменского месторождения в Забайкалье, где выделяются семь стадий минерализации: 1) альбитовая, 2) грейзеновая, 3) серицитовая, 4) сульфидная, 5) кварц-флюоритовая, 6) полевошпатовая, 7) цеолит-каолиновая.

Х. Лайпанов показал, что на Березовском золотом месторождении на Урале гидротермально измененные породы и сопряженные с ними руды формировались в четыре стадии: 1) турмалинизации, 2) березитизации — лиственитизации, 3) серицитизации, 4) аргиллизации, разделенных большим промежутком времени. Так, возраст березитизации 360—340 млн. лет, а серицитизации 270—250 млн. лет.

В большинстве случаев гидротермальное изменение пород, вмещающих гидротермальные рудные тела, происходит на ранних стадиях циркуляции растворов, предшествуя главному этапу отложения руды и сопутствуя ему. К концу рудообразования интенсивность изменения обычно резко затухает, а случаи гидротермального метаморфизма боковых пород после главного этапа рудообразования очень редки. Характер изменения в этих случаях своеобразен и сводится к наложению на ранние продукты метаморфизма малых порций продуктов «холодных» растворов: халцедона, карбонатов, цеолитов.

ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ

Вокруг рудных тел вмещающие их породы обычно содержат повышенное против нормального количество тех металлов, которые входят в состав руд. Площади с таким повышенным содержанием металлов, окаймляющие рудные тела, называются ореолами рассеяния. Они бывают первичные и вторичные.

Первичные ореолы рассеяния образуются при формировании месторождений и представляют собой обычно тонкую спорадическую вкрапленность, иногда мелкие прожилки рудообразующих минералов, рассеянные по вмещающих породах по периферии рудных тел и не всегда улавливаемые глазом. Рассеяние рудообразующих элементов проявляется в повышении их содержания на несколько порядков против кларка (против натурального геохимического фона породы) и определяется по данным химических анализов проб, отбираемых при металлометрической съемке.

Вторичные ореолы рассеяния образуются при окислении и разрушении верхних частей рудных тел в приповерхностных зонах, в связи с разносом в этих условиях рудного материала. Среди них выделяются механические, солевые, водные, газовые и смешанные ореолы.

Форма первичных ореолов достаточно сложная и обычно контролируется путем наиболее легкого движения рудоносных растворов. Во-первых, ореолы, как правило, больше вытянуты вверх над рудными телами, чем в стороны от них. Во-вторых, контуры ореолов неправильны, извилисты, зубчаты, с резкими и протяженными апофизами. Такая изрезанность контура объясняется неравномерным распределением рассеянной минерализации вдоль благоприятных геологических структур — разломов, зон дробления и трещиноватости. Так, например, в рудном поле Джонсон (США) в сбросах над рудным телом содержание металлов достигает $2300^0/_{00}$, в то время как в нетрещиноватых породах на расстоянии всего лишь одного метра от сброса оно составляет только $75^0/_{00}$. На Рудном Алтае средняя концентрация металлов в ореолах вдоль сбросов возрастает от 1,6 до 26,5 раза. На сурьмяных месторождениях Средней Азии ореолы этого металла заметно контролируются разломами в породах кровли рудных тел (рис. 151). Подобным же образом действуют и различные

породы, благоприятствующие неравномерному растеканию рассеянной минерализации в кровлю и в стороны от рудных тел.

Влияние состава пород на морфологию ореолов различно: 1) из-за различного первичного содержания рассеянного металла в породах разного состава (их первичного натурального фона) контуры рудного ореола могут изменяться.

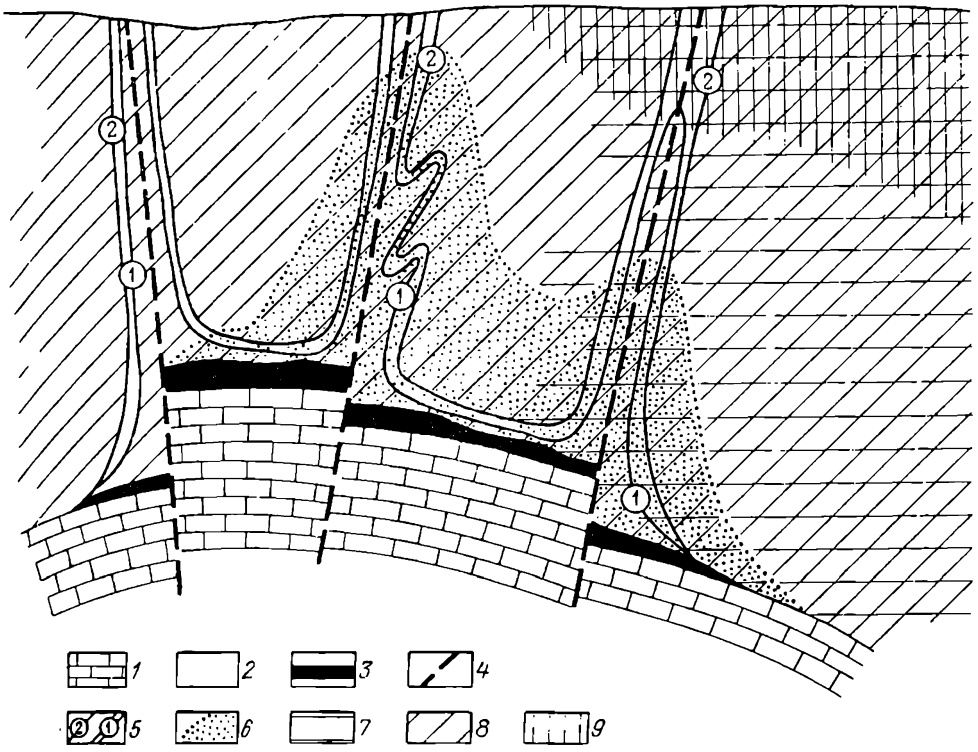


Рис. 151. Контроль надрудного ореола рассеяния разломами на сурьмяном месторождении Акташ, Киргизия. По *Н. Никифорову.*

1 — подрудные известняки; *2* — надрудные сланцы; *3* — рудные тела; *4* — сбросы; *5* — изолинии концентрации сурьмы (*1* — 0,001—0,009%, *2* — 0,01—0,09%); *6—9* — ореолы распространения в надрудных сланцах: *6* — мышьяка, *7* — олова и молибдена, *8* — ртути, *9* — серебра

Так, в рудном поле Джонсон (США) натуральный фон литологически дифференцирован и составляет в среднем для известняков 67 частей, для доломитов 100 частей, для роговиков 150 частей и для доломитов с кремневыми желваками 500 частей на миллион; 2) вдоль пластов водопроницаемых пород, обладающих повышенной эффективной пористостью, рассеянная минерализация может распространяться значительно дальше, чем по водоупорным; 3) водоупорные пласты могут действовать как фильтры, пропуская элементы в зависимости от степени их диффузионной подвижности.

Размеры первичных ореолов по вертикали колеблются в широких пределах и обычно достигают очень значительных величин (рис. 152). По исследованиям С. Щербина и О. Осетрова, ореолы лития, рубидия и бора проникают над редкометальными пегматитами на высоту 15—50 м. По данным О. Вершковской, на ртутных месторождениях ореолы достигают по вертикали 300—350 м,

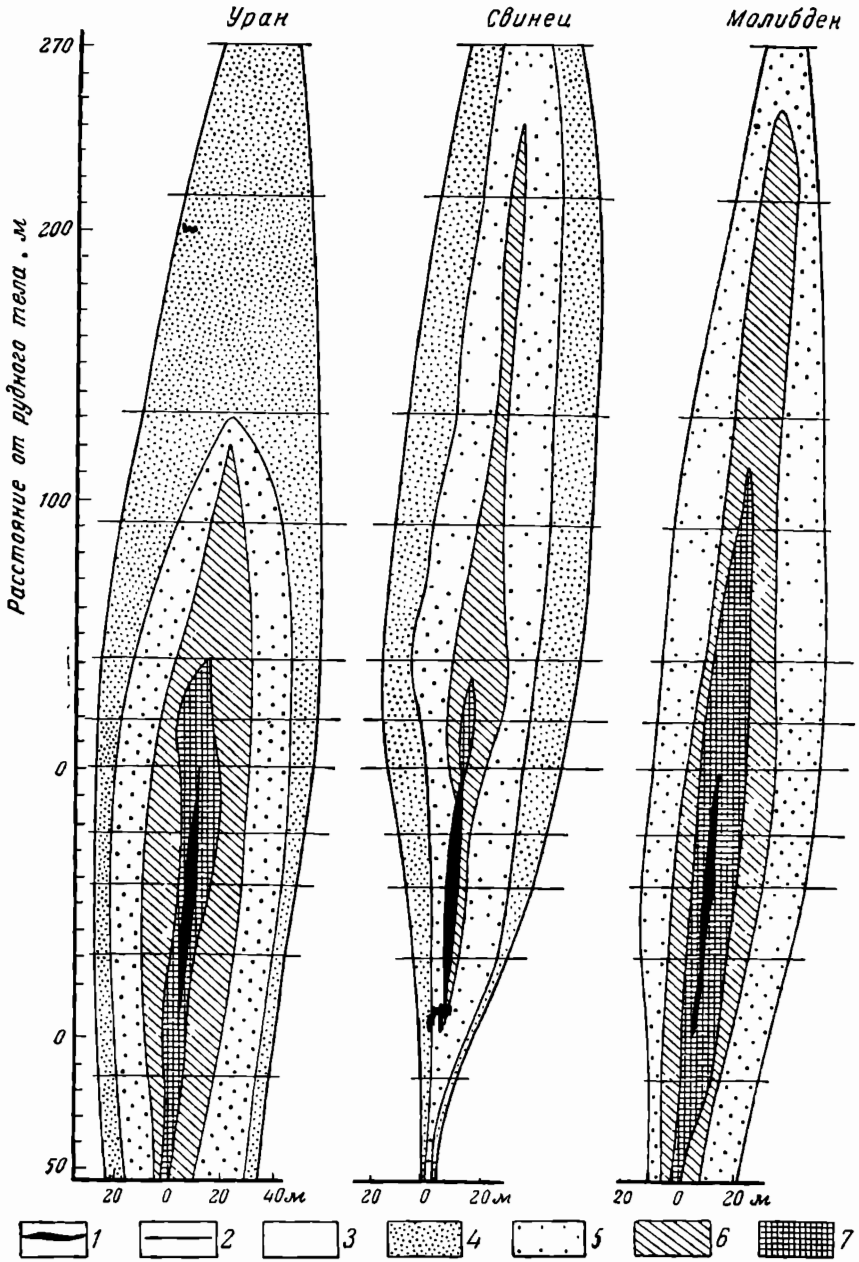


Рис. 152. Обобщенные данные по ореолам рассеяния вокруг уранового рудного тела в поперечном вертикальном разрезе. По *Г. Вертепову*.

1 — рудное тело; *2* — горизонты опробования; *3—7* — содержание элементов в ореолах. Растворимый уран: *3*—1,5 геохимических фона и менее ($2{,}8 \cdot 10^{-5}$% и менее), *4* — от 1,5 до 5 (от $2{,}8 \cdot 10^{-5}$ до $9 \cdot 10^{-5}$%), *5* — от 5 до 20 (от $9 \cdot 10^{-5}$ до $3{,}6 \cdot 10^{-4}$%), *6* — от 20 до 50 (от $3{,}6 \cdot 10^{-4}$ до $9 \cdot 10^{-4}$%), *7* — от 50 и более (от 9×10^{-4}% и более). Свинец: *3* — два геохимических фона и менее (0,06% и менее), *4* — от 2 до 5 (от 0,06 до 0,15%), *5* — от 5 до 20 (от 0,15 до 0,6%), *6* — от 20 до 50 (от 0,6 до 1,5%), *7* — от 50 и более (1,5% и более). Молибден: *3* — пять геохимических фонов и менее ($2{,}5 \cdot 10^{-3}$% и менее), *5* — от 5 до 20 (от $2{,}5 \cdot 10^{-3}$ до $1 \cdot 10^{-2}$%), *6* — от 20 до 50 (от $1 \cdot 10^{-2}$ до $2{,}5 \cdot 10^{-2}$%), *7* — от 50 и более (от $2{,}5 \cdot 10^{-2}$% и более)

а по данным Н. Озеровой и Г. Тереховой, — даже 700—800 м и более. Над вершинами золотых жил Балея В. Поликарпочкиным изучены зональные ореолы золота и серебра, мышьяка и сурьмы, меди, развивающиеся в высоту до 300 м.

В надрудной толще полиметаллических месторождений Алтая, по сведениям Г. Россмана, ореолы рассеяния меди удалены от рудного тела на 250 м, свинца и бария — на 400 м, цинка — на 500 м. По Дж. Куперу и Л. Хаффру, тело Моор в Джонсоне фиксируется по ореолу рассеяния на глубине 120 м, рудные тела Тинтик, по данным Х. Альмонда, Х. Морриса и Т. Ловеринга, отмечаются на глубине 120—170 м, а трубчатое тело Санта Рита, по Дж. Веббу, определяется на глубине 100—150 м.

По данным С. Григоряна, вертикальная протяженность надрудных ореолов над урановым месторождением в гранитах составляет 100 м, над висмутовым месторождением Чокадам-Булак и вольфрамовым месторождением Чорух-Дайрон 200 м, над свинцово-цинковым Курусай 340 м, а над свинцово-цинковым Николаевским 850 м.

Соотношение размеров рудных тел и площадей окаймляющих их ореолов рассеяния бывает различным. Контур ореолов в плане обычно превышает горизонтальную проекцию рудных тел и даже чехол гидротермально измененных пород в несколько раз. Так, например, по данным Г. Россмана, площадь первичных ореолов рассеяния полиметаллических месторождений Алтая больше площади рудных тел от 3 до 140 раз (в среднем в 4—6 раз).

Состав первичных ореолов рассеяния обычно разнообразнее состава рудных тел, которые они облекают, и иногда выделяются необычностью входящих в них элементов. Например, на сурьмяных и свинцово-цинковых месторождениях Средней Азии наиболее отчетливы ртутные ореолы. на свинцово-цинковых месторождениях Кавказа заметны ореолы молибдена и кобальта, на урановом месторождении отчетливы ореолы молибдена и др.

Исследования Э. Баранова, С. Григоряна и Л. Овчинникова показали, что металлы, входящие в состав первичных ореолов рассеяния, распределены в них неравномерно: одни металлы занимают предпочтительно нижние подрудные части ореолов, другие — средние сорудные, а третьи — верхние надрудные. Сводка данных по вертикальной зональности элементов в первичных ореолах рассеяния гидротермальных месторождений, по мнению этих авторов, позволяет наметить единый ряд их распределения (сверху вниз): Ba — Sb, Hg, As, Ag, Pb, Zn, Au, Cu, Bi, W, Mo, U, Sn, Co, Ni, Be.

Ряд этот подобен вышеупоминавшемуся ряду Эммонса и к нему относятся все те критические замечания, которые справедливо высказывались в адрес американского геолога. Однако, если можно сомневаться в наличии единого универсального ряда вертикальной зональности элементов гипогенных ореолов рассеяния, то проявление локальной зональности на отдельных месторождениях не вызывает сомнения. В этих случаях по закономерному изменению отношений между металлами, входящими в состав ореолов, можно судить об уровне сечения рудных тел от их вершин до корней. Так, по А. Малахову, на Чатыркульском медном месторождении в Казахстане наиболее показательны отношения линейных продуктивностей Pb : Cu, Pb : U, Pb : Mo. Значение первого из них в надрудной части более 25, в верхней части рудных тел колеблется от 25 до 10, в средней части — от 10 до 4, в нижней части — от 4 до 1,5, в подрудной зоне менее 1,5.

Первичные ореолы гидротермальных месторождений, так же как и окаймляемые ими рудные тела, формировались стадийно, как это показано

К. Рехвиашвили и Г. Хетагуровым для свинцово-цинковых месторождений Кавказа. В отличие от рудных тел образование их могло охватывать бо́льший интервал времени, начавшись в предрудную стадию и завершившись в пострудный период.

Фронт рассеяния металлов во всех случаях шире среди стерильных (силикатных) пород и сужается среди химически активных (карбонатных и углеводородсодержащих) пород. Однако во всех породах содержание рассеянных металлов во вмещающих породах по мере удаления от рудных тел уменьшается в логарифмической пропорции, а характер кривых рассеяния (дисперсии) металлов приближается к теоретическим кривым, рассчитанным Т. Ловерингом и Х. Моррисом по коэффициентам диффузии.

Но по мнению большинства исследователей ореолов рассеяния (К. Муканов, Г. Россман, Е. Янишевский и др.), при формировании первичных ореолов процесс инфильтрации преобладает над диффузией. По представлениям А. Пэка, наиболее интенсивные ореолы развиваются в обстановке упругой инфильтрации, обусловленной напорным характером гидротермальных растворов.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ВОЗРАСТ

Гидротермальные месторождения формировались на всем протяжении длительной истории развития земной коры. Методами абсолютной геохронологии наиболее древний возраст в 2,5 млрд. лет зарегистрирован для месторождений Украины. Наиболее молодыми являются жилы ртутной руды Стимбот Спринг в США, формирующиеся из современных горячих минеральных источников на глазах человека. Гидротермальные месторождения известны для протерозойских, рифейской, каледонской, герцинской, киммерийской и альпийской металлогенических эпох. Однако степень их развития неодинакова.

Преобладающие палингенные формы магматизма в архее оказались неблагоприятны для образования гидротермальных месторождений. В протерозойские и байкальскую эпохи доминировали интрузии основного состава и крупные батолитические интрузии кислых пород, в общем также малоблагоприятные для интенсивных гидротермальных процессов. В каледонскую эпоху гидротермальная деятельность проявилась более определенно, но преимущественно в направлении образования различных месторождений золотых руд. С герцинской эпохи начинается расцвет гидротермальной деятельности, приведший к возникновению разнообразных, в том числе выдающихся гидротермальных месторождений. Интенсивные гидротермальные процессы продолжались в киммерийскую и альпийскую металлогенические эпохи, обусловив создание широкого круга месторождений этой группы.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

Результатам исследования геологической структуры гидротермальных месторождений, выяснение которой имеет огромное значение для определения условий локализации рудных тел, их разведки и оценки, посвящена обширная литература, учтенная при составлении главы о геологической структуре месторождений полезных ископаемых (см. ниже). Здесь же рассматриваются лишь некоторые специфические вопросы структуры гидротермальных месторождений. Особое внимание обращается на разделение элементов структуры по пути движения рудоносных растворов и на роль интрарудной тектоники в длительном многостадийном формировании гидротермальных рудных тел.

При изучении гидротермальных рудных полей и месторождений вполне уместна попытка вскрыть бывшие пути движения рудоносных растворов с разделением структурных элементов, определяющих эти пути, на рудоподводящие, рудораспределяющие и рудовмещающие.

Рудоподводящими являются геологические структуры, которые могут рассматриваться в качестве каналов, определивших места поступления рудоносных расплавов и растворов из глубинных частей в пределы рудного поля. В качестве таких рудоподводящих каналов чаще всего описываются крупные разломы, вдоль которых располагаются отдельные рудные поля или месторождения. Примером их могут служить разломы, контролирующие пояса сурьмяных и ртутных месторождений Средней Азии, Дебаклинский разлом

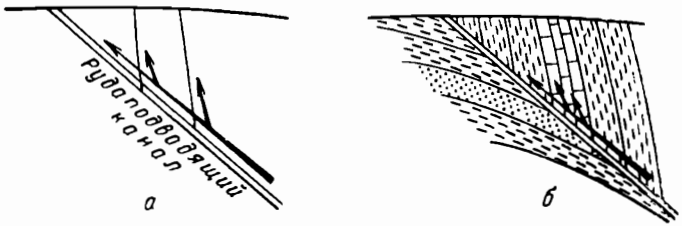


Рис. 153. Схема путей движения рудоносных растворов по водопроницаемым разломам (*а*) и пластам осадочных пород (*б*) (в разрезе). Стрелками показаны пути движения восходящих рудоносных растворов

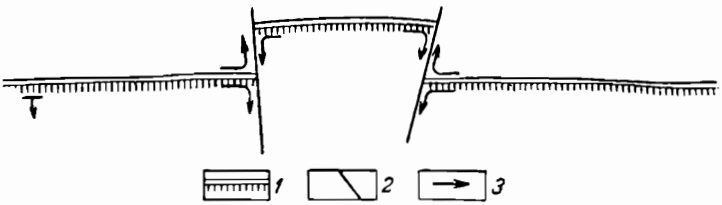


Рис. 154. Схема путей растекания рудоносных растворов по поперечным разломам, образовавшимся при неравномерном продвижении рудоподводящего надвига по фронту (в плане).

1 — надвиг; *2* — поперечные разломы; *3* — пути растекания растворов

Армении с его медно-молибденовыми месторождениями, Главный надвиг Кавказского хребта, разломы Западной Сибири, вдоль которых вытянуты цепи ртутных месторождений, разломы Центрального Казахстана с их редкометальным оруденением, рудоконтролирующие разломы Скалистых гор в Америке и многие другие. Такими же магистральными рудоподводящими каналами в сильноскладчатых областях могут быть, очевидно, также пласты или свиты пластов, благоприятные по структуре для циркуляции растворов. Замечательная особенность таких каналов заключается в том, что сами они не везде вмещают рудные тела, хотя всюду несут следы гидротермальной минерализации в виде зон гидротермального изменения и рассеянных руд.

Рудораспределяющими называются геологические структуры, по которым рудоносные растворы могли отводиться от рудоподводящих каналов в сторону, на участки рудоотложения. В качестве рудораспределяющих структур обычно рассматриваются разрывы или водопроницаемые пласты, пересекаемые или сопрягающиеся с рудоподводящим каналом. Наиболее благоприятным случаем для отвода рудоносных растворов является расположение их со стороны висячего бока рудоподводящего канала (рис. 153). Отвод растворов возможен также по поперечным или диагональным сбросам и сдвигам, раскалывающим рудоподводящий канал на тектонические блоки (рис. 154).

Рудовмещающими являются структуры, локализующие рудные тела и определяющие их форму, размеры, а иногда и особенности внутреннего

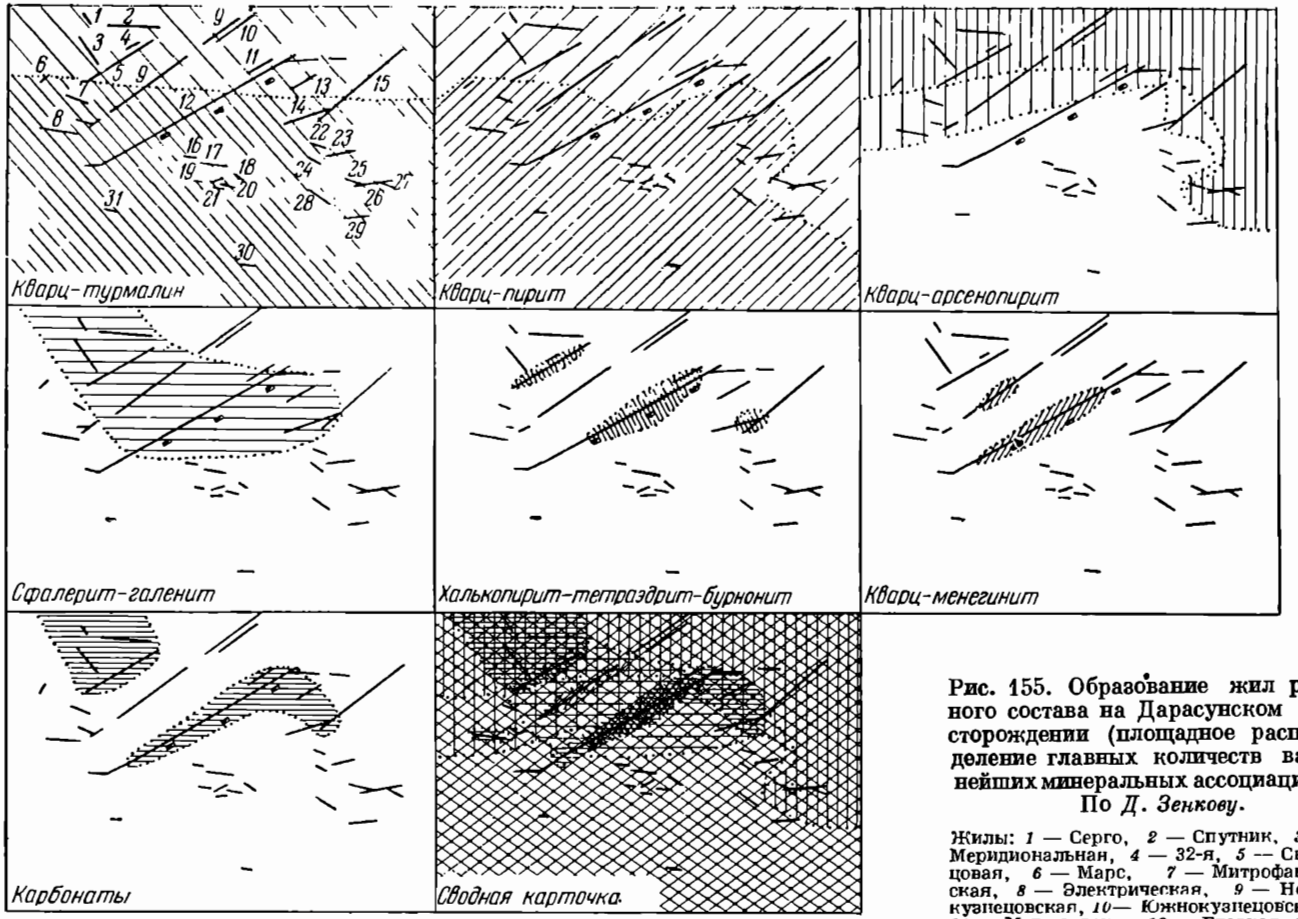


Рис. 155. Образование жил разного состава на Дарасунском месторождении (площадное распределение главных количеств важнейших минеральных ассоциаций). По *Д. Зенкову*.

Жилы: *1* — Серго, *2* — Спутник, *3* — Меридиональная, *4* — 32-я, *5* — Свинцовая, *6* — Марс, *7* — Митрофановская, *8* — Электрическая, *9* — Новокузнецовская, *10* — Южнокузнецовская, *11* — Медведевская, *12* — Главная, *13* — Левитасовская; *14* — Футбольная II, *15* — Футбольная I, *16* — Ягодная, *17* — Шестнадцатая, *18* — Истоминская, *19* — Дементьевская, *20* — Арефьевская, *21* — Староарефьевская, *22* — Фоминская, *23* — Лагуновская, *24* — Карнауховская, *25* — Гурилевская; *26* — Материла, *27* — Жила Бро, *28* — Никандровская, *29* — Рабочая, *30* — Ковалевская, *31* — Дальняя

строения. Они рассматриваются в главе, посвященной характеристике геологических структур месторождений полезных ископаемых. Здесь же отметим лишь, что по степени концентрации элементов-примесей в рудообразующих минералах (Г. Бочарова) и по соотношению рудообразующих элементов (Ф. Гуделл) можно установить направление гидротермальных струй в плоскости рудных тел в период их формирования.

Разделение геологических структур по путям движения рудоносных растворов не всегда возможно из-за гипотетичности рудоподводящих и рудораспределяющих каналов. И хотя такое разделение безусловно целесообразно, оно может производиться только в тех случаях, когда имеются достаточно убедительные объективные данные. Нередко рудораспределяющие и рудовмещающие, а иногда и рудоподводящие элементы геологической структуры совмещаются, заключая в себе рудные залежи.

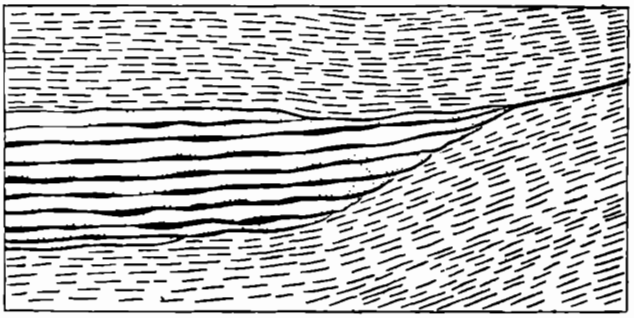


Рис. 156. Хвост жилы, залегающей в серицитовых сланцах, в котором заметны результаты наращивания ее по мощности и в длину. Доказательством последовательного раскрытия и наращивания служат шнурки серицита, разделяющие жилу по мощности, представляющие полоски отслоившейся боковой породы

Формирование многостадийных гидротермальных месторождений связано с интрарудными тектоническими деформациями, разделяющими стадию рудного процесса. Следствием таких интраминерализационных нарушений является: 1) образование жил разного состава, 2) наращивание жил в длину и по мощности, 3) возникновение зонального строения рудных тел, 4) формирование рудных столбов внутри жил.

Образование жил разного состава в пределах рудного поля обусловлено возникновением новых трещин, лежащих в стороне от рудных жил предшествующих стадий гидротермального процесса, и заполнением их минеральной массой последующей стадии этого процесса, отличающейся по составу. Случай такого изменения состава рудных тел в связи с появлением новых трещин и неравномерным приоткрыванием старых швов был в свое время описан Д. Зенковым для Дарасуна (Восточное Забайкалье). Он выделил семь стадий минерализации, разделенных интрарудными деформациями: 1) кварц-турмалиновую, 2) кварц-пиритовую, 3) кварц-арсенопиритовую, 4) свинцово-цинковую, 5) медно-сурьмяную, 6) сурьмяную, 7) карбонатную (рис. 155). Подобно этому, во Фрайбергском горном округе в ГДР, где известно около 1100 рудных жил, выделяются следующие по составу группы жил, пересекающие друг друга: 1) оловянно-кварцевые, 2) кварц-галенитовые, богатые серебром, 3) пирит-галенитовые, 4) галенит-серебряные, 5) барит-флюорит-галенитовые.

Наращивание жил в длину и по мощности происходит по мере раскрывания рудной трещины в процессе интрарудных деформаций и заполнения ее все новыми и новыми порциями минеральной массы. Так могут формироваться весьма протяженные и очень мощные рудные жилы (рис. 156).

Возникновение зонального строения рудных жил обусловлено приоткрыванием рудоносных трещин после их заполнения

веществом предшествующих стадий минерализации и отложением минеральной массы новых стадий, уже иных по составу. Примеры такого рода зональности повторных тектонических разрывов были описаны в соответствующем разделе.

РУДНЫЕ СТОЛБЫ

Рудными столбами называются участки богатых руд внутри рудной жилы; часто они имеют действительно столбообразную форму (рис. 157), но иногда и более сложные очертания пятен концентрированного оруденения на общем более убогом фоне жильного шва (рис. 158).

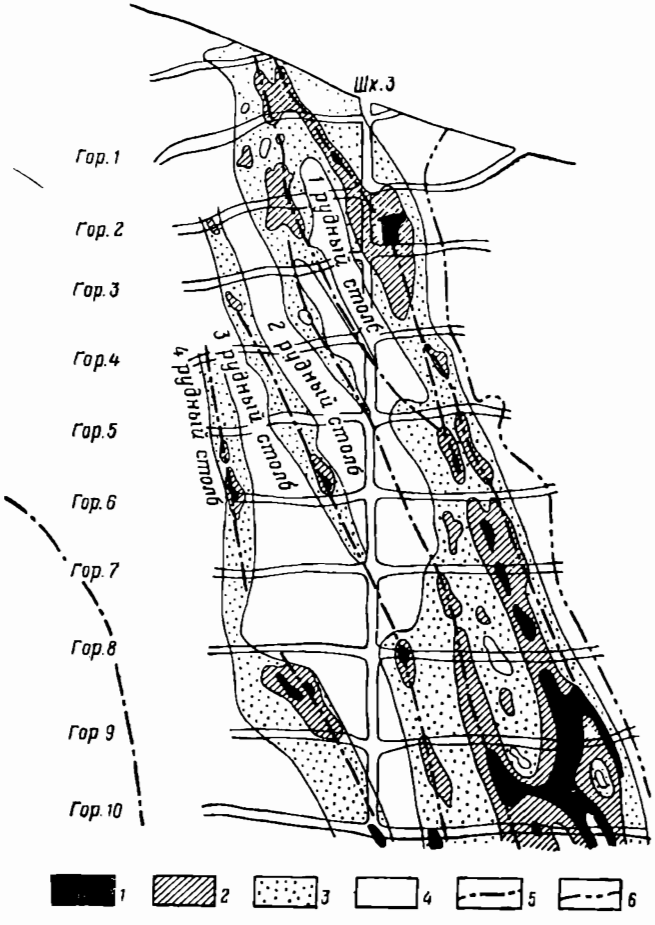


Рис. 157. Положение рудных столбов в плоскости жил месторождения Галимый на Колыме. По *Т. Новдрину*.

1—4 — участки жилы с очень богатыми, богатыми, рядовыми и бедными оловянными рудами; *5* — положение осей поперечных жил; *6* — граница промышленного оруденения

Среди рудных столбов выделяют две категории: морфологическую и концентрационную. Столбы первой категории образуют раздувы рудной жилы, сложенные богатой рудой. Столбы второй категории оконтуриваются участками высококонцентрированной руды, не связанными с изменением мощности жилы. Они особенно характерны для месторождений радиоактивных, редких и благородных металлов.

Рудные столбы обеих категорий могут иметь различную ориентировку в плоскости жилы. Они могут быть крутопоставленными, пологими и наклонными под разными углами. Рудные столбы Материнской жилы в Калифорнии достигают длины по падению 1500 м, а рудный столб «Северная звезда» месторождения Грэсс Вэлли прослежен на 2700 м.

Образование морфологических рудных столбов может происходить вследствие неравномерного приоткрывания жильной полости при внутрирудных тектонических смещениях и выполнении отдельных ее частей рудой. Наиболее благоприятные условия для формирования таких рудных столбов создаются при тектонических перемещениях вдоль криволинейных трещин, обеспечивающих приоткрывание узких и протяженных полостей, последующее выполнение которых рудой создает типичные рудные столбы (рис. 159). Морфологические рудные

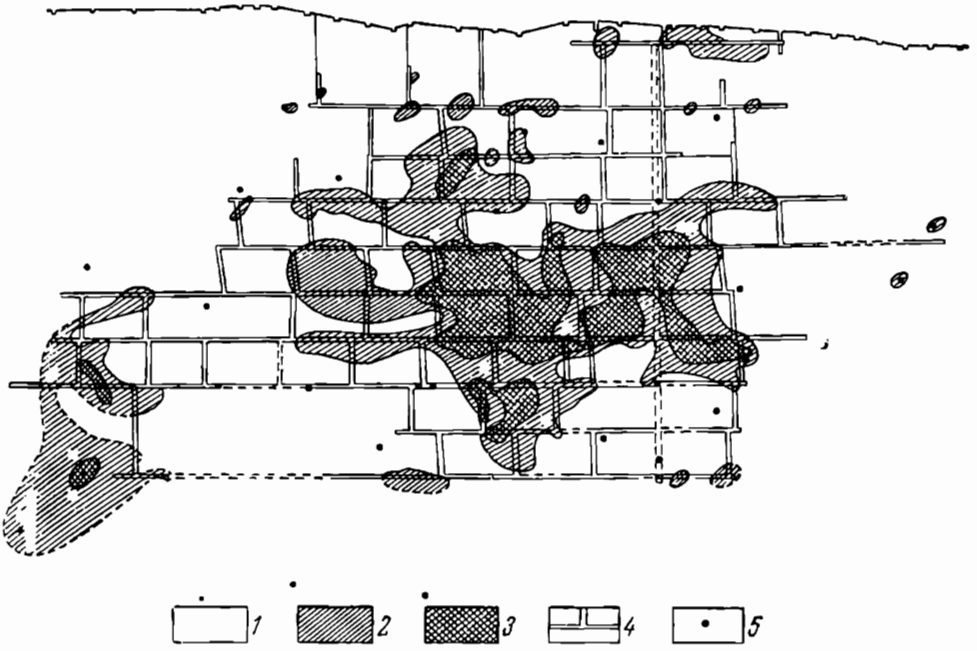


Рис. 158. Пятнистые рудные столбы в жиле оловянного месторождения Хапчеранга. По *Г. Русецкой* и др.

1 — бедная руда; *2* — средняя руда; *3* — богатая руда; *4* — горные выработки; *5* — буровые скважины

Рис. 159. Схема образования рудного столба в криволинейном изгибе жильной трещины. Стрелками указано направление внутрирудного перемещения стенок трещины

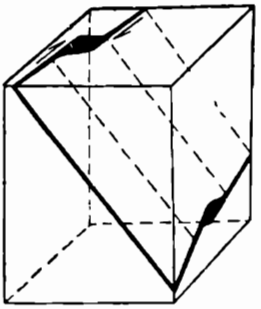
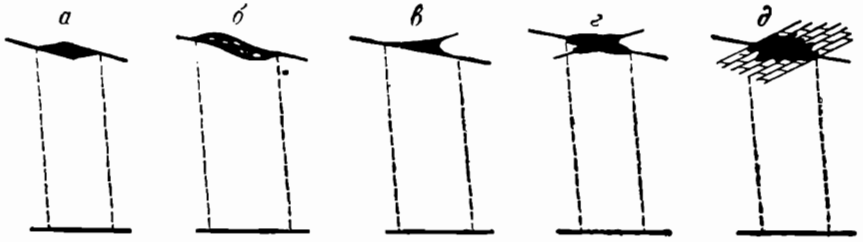


Рис. 160. Разновидности морфологических рудных столбов.

а — в участке искривления и приоткрывания основной трещины; *б* — в участке искривления и дробления выступа основной трещины; *в* — в участке сопряжения основной трещины с побочной; *г* — в участке пересечения основной трещины с побочной; *д* — в участке пересечения основной трещинной породы, благоприятной для оруденения



столбы образуются также на участках сопряжения или пересечения основной рудоносной трещины побочными трещинами, на участках повышенной раздробленности боковых пород жильной полости, особенно на участках выступов жильной трещины, как бы скалывающихся при смещении вдоль нее, на пересечении рудоносной трещиной пород, благоприятных для рудоотложения (рис. 160). О. Левицкий отметил, что рудные столбы на оловянном месторождении Рудном возникают там, где рудоносные трещины из послойных переходят в секущие, прорезающие под тем или иным углом рудовмещающие сланцы.

Помимо вышеописанных первичных рудных столбов известны вторичные рудные столбы, возникшие в результате локального обогащения первичных руд металлом, переотложенным из зоны окисления.

СВЯЗЬ С ДРУГИМИ ГЕНЕТИЧЕСКИМИ ГРУППАМИ

Вода является важнейшим и непременным агентом формирования всех генетических групп полезных ископаемых. Без участия воды (в той или иной ее форме) невозможно образование ни одного месторождения. Гидратные процессы проявляются при образовании месторождений магматической, пегматитовой, скарновой и карбонатитовой групп. Однако, как правило, они в типичной гидротермальной форме оказываются лишь к концу процесса их формирования, не определяют общей картины минералонакопления, а лишь усложняют ее, и в рамках этих групп не создают непосредственных переходов к промышленным гидротермальным месторождениям. Явственнее эта роль проявляется при образовании альбитит-грейзеновых месторождений.

Восходящие гидротермальные растворы, достигающие дна моря, способны питать его осадки минеральным веществом, приводящим к возникновению смешанных гидротермально-осадочных месторождений.

Несмотря на широкое проникновение гидротермальных процессов как в сферу магматогенного, так и в область осадочного рудообразования, собственно гидротермальные месторождения обособляются в самостоятельную, достаточно отчетливую группу, большинство представителей которой обычно легко отличается от месторождений других групп.

КЛАССИФИКАЦИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

От средних веков со времен Агриколы до начала 20 в. преобладала морфологическая классификация месторождений полезных ископаемых по форме и условиям залегания рудных тел. В начале нашего века были сформулированы первые гипотезы о генетической классификации гидротермальных образований. С тех пор и до настоящего времени выдвигались различные схемы генетической группировки этих месторождений, основанные на совокупности тех или иных признаков.

По температуре процесса и глубине образования гидротермальные месторождения впервые (в 1907 г.) предложил подразделять американский геолог В. Линдгрен. Он выделял три класса гидротермальных месторождений: 1) гипотермальный, формирующийся на большой глубине, при очень большом давлении и высокой температуре (500—300° С); 2) мезотермальный, образующийся на средней глубине, при большом давлении и средней температуре (300—200° С); 3) эпитермальный, возникающий на небольшой глубине, при умеренном давлении и сравнительно низкой температуре (200—50° С). В связи с тем, что температура гидротермального процесса

не всегда корреспондирует глубине, Л. Грейтон в 1933 г. предложил ввести дополнительный класс лептотермальных месторождений, возникающих на средней глубине при низкой температуре, и класс телетермальных месторождений, создающихся на самой малой глубине при низкой температуре, а А. Баддингтон в 1935 г. — класс ксенотермальных месторождений малых глубин, но высокой температуры процесса.

Эта классификация, сменившая морфологическое подразделение гидротермальных месторождений, сыграла положительную роль и получила широкое признание, сохранившее свое значение до наших дней. В нашей стране ее поддерживали и развивали А. Ферсман, В. Обручев и другие геологи. Ее разновидностью является современная группировка П. Татаринова и И. Магакьяна, выделивших два класса гидротермальных месторождений: 1) умеренных и значительных глубин (свыше 1 км), 2) малых глубин и приповерхностных (менее 1 км). Каждый из этих классов разделяется на высокотемпературные (свыше 300° С), среднетемпературные (300—200° С) и низкотемпературные (менее 200° С) образования.

О принципах такой классификации существует большая критическая литература. Основные недостатки классификаций по температуре и глубине образования гидротермальных месторождений можно свести к следующим:

1) условия глубины и температуры не являются главными факторами, определяющими генезис гидротермальных месторождений и отражающимися на их строении и составе. Объединение месторождений по температуре их образования также неспособно раскрыть их генезис, как, например, объединение больных по температуре не означает одинаковый характер их заболевания;

2) температуру процесса и особенно глубину образования месторождений практически определить объективно очень трудно или невозможно; это приводит к тому, что месторождения подразделяются по признакам не наблюдаемым, а предполагаемым;

3) в тех случаях, когда температуру удается определить точными методами, выясняется, что одни и те же гидротермальные рудообразующие минералы могут возникнуть в самых широких рамках, перекрывающих границы всех трех классов месторождений. Так, например, по исследованиям Н. Ермакова, однообразные по составу месторождения флюорита Забайкалья формировались при температурах от 350 до 50° С, а, по данным Л. Колтуна, кварц-золотые месторождения Урала образовались при температуре от 400° С и более до 50° С и менее;

4) формирование всех гидротермальных месторождений происходит в широких рамках температур и при постепенном остывании раствора всегда заканчивается в низкотемпературных условиях; выделять температурные границы главной стадии процесса, как это иногда предлагается, достаточно объективно невозможно.

Все это приводит к тому, что признаки глубины и температуры образования не могут быть положены в основу генетической классификации гидротермальных месторождений. Они могут быть использованы для этой цели лишь как вспомогательные показатели.

По отношению к магматическим породам и температуре образования построена классификация гидротермальных месторождений швейцарского ученого П. Ниггли, выдвинутая им в 1941 г. В ее основу положены следующие критерии:

1) уровень отделения рудообразующего вещества из магмы (вулканический, субвулканический, плутонический, глубинно-плутонический);

2) уровень образования месторождений по отношению к земной поверхности (аэральный, субвулканический, эпикрустальный, гипабиссальный, абиссальный);

3) удаление месторождений от материнской интрузии (теле-, крипто-, апо-, пери- и интрамагматические);

4) стадии магматического процесса (эксгаляционная, гидротермальная, пневматолитовая, пегматитовая, ортомагматическая);

5) температура главной стадии процесса (низкая — менее 200°, средняя — от 200 до 350° и высокая — более 350° С).

С. Смирнов, критикуя эту сложную классификацию, указал, что принятие для нее в качестве основных признаков уровня отделение рудообразующих веществ из магмы и удаление месторождений от материнской интрузии нецелесообразно, так как формы связи между магматическими породами и постмагматическими месторождениями как во времени, так и в пространстве значительно сложнее, чем это считает П. Ниггли. С. Смирнов отметил, что признак глубины образования месторождений имеет значение как в научном, так и в практическом отношении, однако применить его трудно из-за отсутствия надежных критериев.

По магматическому уровню и рудным формациям предлагали подразделить гидротермальные месторождения М. Усов и Г. Шнейдерхен. М. Усов в 1931 г. рекомендовал выделять среди постмагматических (эманационных) месторождений абиссальные, гипабиссальные и эффузивные образования с дальнейшим подразделением их на рудные формации.

Г. Шнейдерхен в одной из своих последних работ, вышедшей в ФРГ в 1955 г., группировал магматогенные месторождения по сложной схеме, близкой к вышеизложенной классификации П. Ниггли (рис. 161). Однако в основу классификации гидротермальных месторождений он положил два принципа: интрузивный уровень магматических очагов и вещественный состав руд. Согласно первому признаку все месторождения разделяются на плутонические, или гипабиссальные, и субвулканические, или приповерхностные серии. В рамках этих двух серий месторождения подразделяются по сообществу металлов и изогенетическому парагенезису минералов, образовавшихся на одном месте приблизительно одновременно при относительно одинаковых физико-химических условиях.

Г. Шнейдерхен назвал восемь ассоциаций гидротермальных формаций: 1) золотая и золото-серебряная, 2) серно- и медноколчеданная, 3) свинцово-серебряно-цинковая, 4) серебряно-кобальт-никель-висмут-урановая, 5) оловянно-серебряно-вольфрам-висмутовая, 6) сурьмяно-ртутная, 7) окисная железо-марганцево-магниевая, 8) безметальная. Эти ассоциации объединяют 65 различных формаций гидротермальных месторождений. При всей глубине разработки эта классификация страдает рядом недостатков: 1) приводится примитивная трактовка связей между магматическими породами и гидротермальными месторождениями; 2) при выделении формаций учитываются только практически ценные элементы, а не главные природные минеральные ассоциации руд; 3) громоздкая группировка, насчитывающая 65 первичных подразделений.

По пространственному положению относительно изверженных и вмещающих их пород группируют гидротермальные месторождения Х. Абдуллаев и Е. Захаров. В классификации Х. Абдуллаева, выдвинутой в 1950 г., среди постмагматических месторождений по степени удаления от интрузивных массивов выделяются четыре типа: 1) ин-

трузивной зоны, 2) околоинтрузивной зоны, 3) надинтрузивной зоны, 4) безинтрузивной зоны. В классификации Е. Захарова (1953 г.) выделяются послемагматические месторождения, залегающие: 1) в интрузивных массах, 2) в дайках, 3) в зонах контакта интрузий, 4) в складчатых структурах осадочных и изверженных пород, 5) в вулканических породах. Эти пять классов подразделяются на 54 формации. Работы Х. Абдуллаева и Е. Захарова по классификации постмагматических месторождений содержат интересный материал, но они слишком ограниченно рассматривают геологическую позицию этих месторождений.

По стадиям развития магматического очага раскласспифицировал гидротермальные месторождения Ф. Вольфсон в 1952 г. Он выделил три группы: 1) сформированную в раннюю стадию — до образования даек, 2) сформированную в позднюю стадию, 3) сформированную в позднюю стадию на площадях с отсутствием выходов гранитов. Эти группы разделяются на семь типов в зависимости от состава гидротермально измененных пород (сопровождающиеся грейзенизацией, скарнированием, березитизацией, окварцеванием, серицитизацией и хлоритизацией, доломитизацией или анкеритизацией, пропилитизацией). Эта классификация, основанная на спорных и нехарактерных признаках, не раскрывающая генетические особенности формирования различных ассоциаций гидротермальных месторождений, оказалась искусственной и не нашла признания и применения.

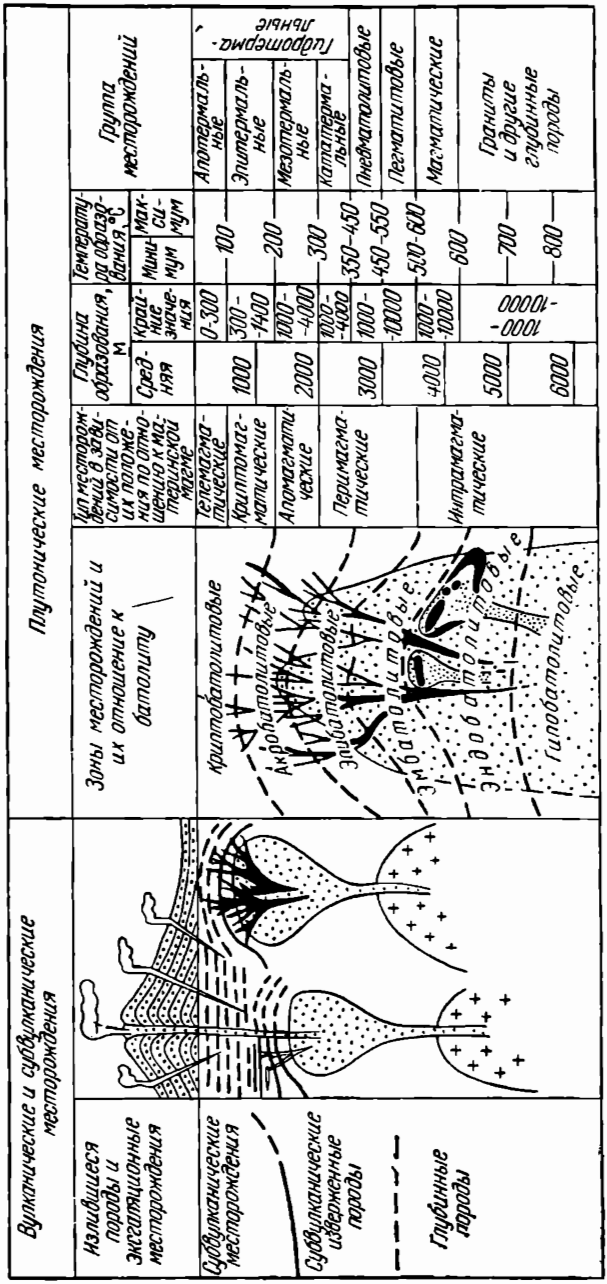


Рис. 161. Схема подразделения магматогенных месторождений. По *Г. Шнейдерхену.*

По механизму минералонакопления разделял гидротермальные месторождения известный американский геолог А. Бэтман в своем учебнике, первое издание которого опубликовано в 1942 г. Он выделял месторождения замещения, выполнения и смешанные, образованные при участии обоих процессов, а каждую группу разделял в дальнейшем по форме рудных тел (массивные, жилообразные, жильные, вкрапленные, штокверковые и др.).

По тектоно-магматическим комплексам было предложено классифицировать месторождения полезных ископаемых в последнее время.

Существенным недостатком всех вышеперечисленных классификаций является отсутствие учета геологической обстановки гидротермального минералонакопления, возникающей на тех или иных стадиях геологического развития в разных тектонических зонах земной коры. Для его устранения С. Смирнов еще в 1947 г. рекомендовал в будущем, когда удастся произвести дробное и обоснованное выделение тектоно-магматических комплексов пород, характерных для крупных структурных единиц земной коры, с присущим каждому из них комплексом месторождений, в основу классификации положить именно эти комплексы. Эта идея С. Смирнова была развита в дальнейшем Ю. Билибиным, выделявшим 14 комплексов изверженных пород и 16 ассоциированных с ними групп месторождений.

Прямое предложение об использовании тектоно-магматических комплексов для группировки месторождений полезных ископаемых внес И. Магакьян в 1952 г., а А. Семенов примерно в это же время создал на этой основе классификацию месторождений редких элементов. В последующем это направление классификации развивали Г. Твалчрелидзе, Д. Горжевский и В. Козеренко. Такого рода классификации имеют два недостатка:

1) классификация основана не на признаках, заключающихся в месторождениях, а на региональных особенностях геологического строения их широких окрестностей, всегда до конца не ясных и спорных;

2) сходные по строению и минеральному составу месторождения могут формироваться среди разных структурно-магматических комплексов, создавая неуверенность при их распределении по генетическим классам.

Предложенная автором в первом издании этой книги классификация была ориентирована на возможность объединения в ограниченном числе классов всего разнообразия гидротермальных месторождений по признакам их сходства, облегчающего исследования, поиски и разведку. Эта группировка основана на следующих принципах:

1) распределении месторождений по легко наблюдаемым признакам, заключенным в самих месторождениях; таким признаком является минеральный состав полезных ископаемых, учитывающий не только содержание экономически выгодных для извлечения элементов, но и естественные минеральные парагенезисы главных рудообразующих минералов;

2) объединении в каждом классе месторождений, сходных по их генезису, по возможности отражающему условия их образования в ту или иную стадию цикла геологического развития в той или иной крупной тектонической зоне складчатых областей земной коры;

3) заметным в большей или меньшей степени отличием физико-химических условий формирования месторождений каждого класса;

4) простоте классификации, заключающейся в ограниченном числе подразделений.

Исходя из этих признаков, гидротермальные месторождения были разделены на пять классов: 1) грейзеновые, 2) эндотермальные (с подразделением их на кварцевый, сульфидный и карбонатный подклассы), 3) телетермальные, 4) колчеданные, 5) субвулканические.

По мере перехода от первого класса к пятому намечалась общая тенденция снижения глубины формирования месторождений, уменьшения температуры процесса, смены кремниево-кислородного режима серным, эволюция условий минералонакопления от преимущественно кислотных к преобладающей нейтральной и щелочной обстановке. При этом отмечалось, что от общей тенденции имеются достаточно широкие местные отклонения, не позволяющие фиксировать физико-химические параметры минералообразования каждого класса на языке цифр, хотя в дальнейшем это, вероятно, можно будет осуществить.

Со времени выхода первого издания этой книги автор счел возможным выделить в самостоятельные группы альбитит-грейзеновые и колчеданные месторождения, как образования значительные и геологически автономные. Вследствие этого в группе гидротермальных месторождений осталось только три класса. В целях более рациональной оценки геологических условий образования и единства терминологии субвулканические месторождения переименованы в вулканогенные, а по аналогии с ними эндотермальные месторождения названы плутоногенными. Таким образом, в группе гидротермальных месторождений выделяются три класса: плутоногенный, вулканогенный и амагматогенный, или телетермальный (стратиформный).

Плутоногенные гидротермальные месторождения. Гидротермальные месторождения этого класса связаны с кислыми, умеренно кислыми и умеренно щелочными гипабиссальными изверженными породами отчасти ранней и средней, но в основном поздней стадии геосинклинального периода, а также активизированных платформ.

Этот класс объединяет достаточно разнообразные по составу и широко распространенные так называемые среднетемпературные, или мезотермальные, месторождения, а также некоторые месторождения, относящиеся к высоко- и низкотемпературным образованиям. Этот класс отличается широким развитием характерных месторождений, в которых преобладает либо кварцевый, либо сульфидный, либо карбонатный парагенезис. По преобладающему развитию ведущей минеральной ассоциации в нем намечаются кварцевый, карбонатный и сульфидный подклассы (рис. 162); на роль самостоятельных подразделений могут претендовать также баритовые, флюоритовые и окисножелезные месторождения. В минеральном составе руд первого подкласса доминирует кварц, второго — сульфиды, их аналоги и сульфосоли, третьего — различные карбонаты. Распространены переходные месторождения кварц-карбонатного, кварц-сульфидного и карбонатно-сульфидного парагенезиса.

Формирование рассматриваемых месторождений, как правило, осуществлялось в несколько стадий. Смена минеральных ассоциаций по стадиям различна, но в ней отмечается общая тенденция к выделению на ранних стадиях окисных соединений (кварц, магнетит, гематит, вольфрамит, касситерит и др.), на средних происходит массовое выпадение сульфидов, их аналогов и сульфосолей, а на поздних отлагаются карбонаты (кальцит, доломит, анкерит, сидерит, манганан керит, магнезит и др.). Иногда выделение карбонатов предшествует сульфидной стадии. Довольно часто отмечается повторное выделение одного и того же минерала на разных стадиях процесса. Обычно такие минералы разных генераций различаются по их габитусу и содержанию элементов-примесей.

Отложение нескольких генераций одного минерала называется рекурренцией. Повторение условий рудообразования на последовательных стадиях гидротермального процесса, например возрождение его с высокотемпературного

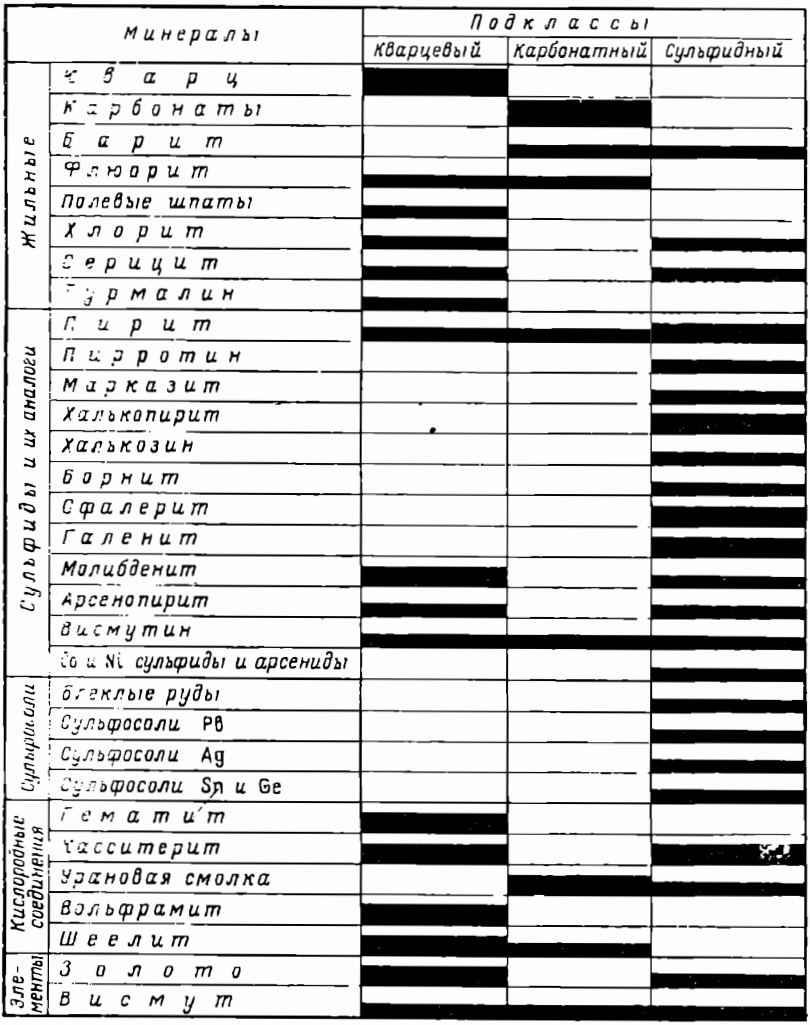


Рис. 162. Распространение важнейших рудообразующих минералов в подклассах плутоногенного класса (широкая полоса — широко распространенные, средняя — распространенные, узкая — слабо распространенные)

уровня после падения температуры к концу предыдущей стадии, называется реювинацией.

Образование месторождений рассматриваемого класса сопровождается отчетливым изменением боковых пород. Особенно характерна серицитизация с развитием тонкочешуйчатых агрегатов бесцветной слюды, отличающихся от крупнопластинчатых скоплений мусковита месторождений грейзенового

класса. Кроме того, распространены: хлоритизация, окварцевание, доломитизация, лиственитизация, пропилитизация, серпентинизация, флюоритизация, пиритизация, гематитизация.

Для месторождений плутоногенного класса наиболее типичны гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, панидиоморфнозернистая, ксеноморфнозернистая, порфировидная, эмульсионная, пластинчатая, зональная, решетчатая и сетчатая структуры руд.

Среди этих месторождений в равной степени распространены: 1) тела, отложенные в пустотах, 2) сформированные метасоматически, 3) смешанные залежи, одна часть которых образована отложением минеральной массы в пустотах, а другая — под воздействием метасоматоза. Для них характерны чрезвычайно разнообразные формы рудных тел, определяемые составом вмещающих пород и тектонической структурой. Известны изометричные, плоские и трубообразные залежи, согласные с вмещающими породами и секущего типа. Размеры их колеблются в широких пределах — от нескольких метров до десятков километров по максимальному направлению. Типичны месторождения с большим числом рудных тел. Например, на Березовском кварц-пирит-золотом месторождении в пределах нескольких сотен даек насчитывается более 70 тыс. маломощных рудных жил.

Они формировались главным образом в условиях гипабиссальной зоны на глубине от 1 до 5 км. Начальная температура процесса минералонакопления, как показывают минералы-термометры и газово-жидкие включения, достигала 500° С и более, но в большинстве месторождений была близка к 400—300° С, затем она постепенно падала и к концу процесса опускалась до 100—50° С. Отложение руд происходило в основном из жидкой фазы.

Среда минералообразования, судя по минеральным ассоциациям и характеристике газово-жидких включений, с самого начала гидротермального процесса была слабокислой или нейтральной, а к концу его обычно имела нейтральную или слабощелочную реакцию. На ранних стадиях этого процесса преобладал режим кислорода, на средних — серы с повышением химической активности этого элемента к середине сульфидной стадии рудообразования, сменявшейся обычно углекислым режимом карбонатной стадии. В месторождениях кварцевого подкласса минеральная масса концентрировалась главным образом в раннюю кислородную стадию, в месторождениях сульфидного подкласса максимум минералонакопления соответствовал средней серной стадии, а в месторождениях карбонатного подкласса основная часть руды отлагалась в позднюю углекислую стадию.

Месторождения кварцевого, сульфидного и карбонатного парагенезиса принято разделять по составу преобладающих рудообразующих минералов на формации. В специальной литературе произведено дробное расчленение гидротермальных месторождений на формации. Для наших целей вполне достаточно укрупненное подразделение с выделением главных рудных формаций.

Образования кварцевого парагенезиса охватывают формации: 1) кварц-золотую (Колар в Индии, Материнской жилы в Калифорнии, на Сибирской и Канадской платформах и др.); 2) кварц-арсенопирит-золотую (Кочкарь на Южном Урале и др.); 3) кварц-пирит-золотую (Березовское на Урале и др.); 4) кварц-турмалин-золотую (Дмитриевское, Ключевское в Забайкалье); 5) кварц-касситеритовую (Онон, Ималка в Забайкалье, Бутыгычаг в Якутии, месторождения Индонезии, Китая, Португалии, Нигерии и др.); 6) кварц-молибденитовую (Чикой, Умальта, Жирикен, Сорское в Сибири, Клаймакс в США и др.); 7) кварц-халькопиритовую (Коунрад в Казахстане,

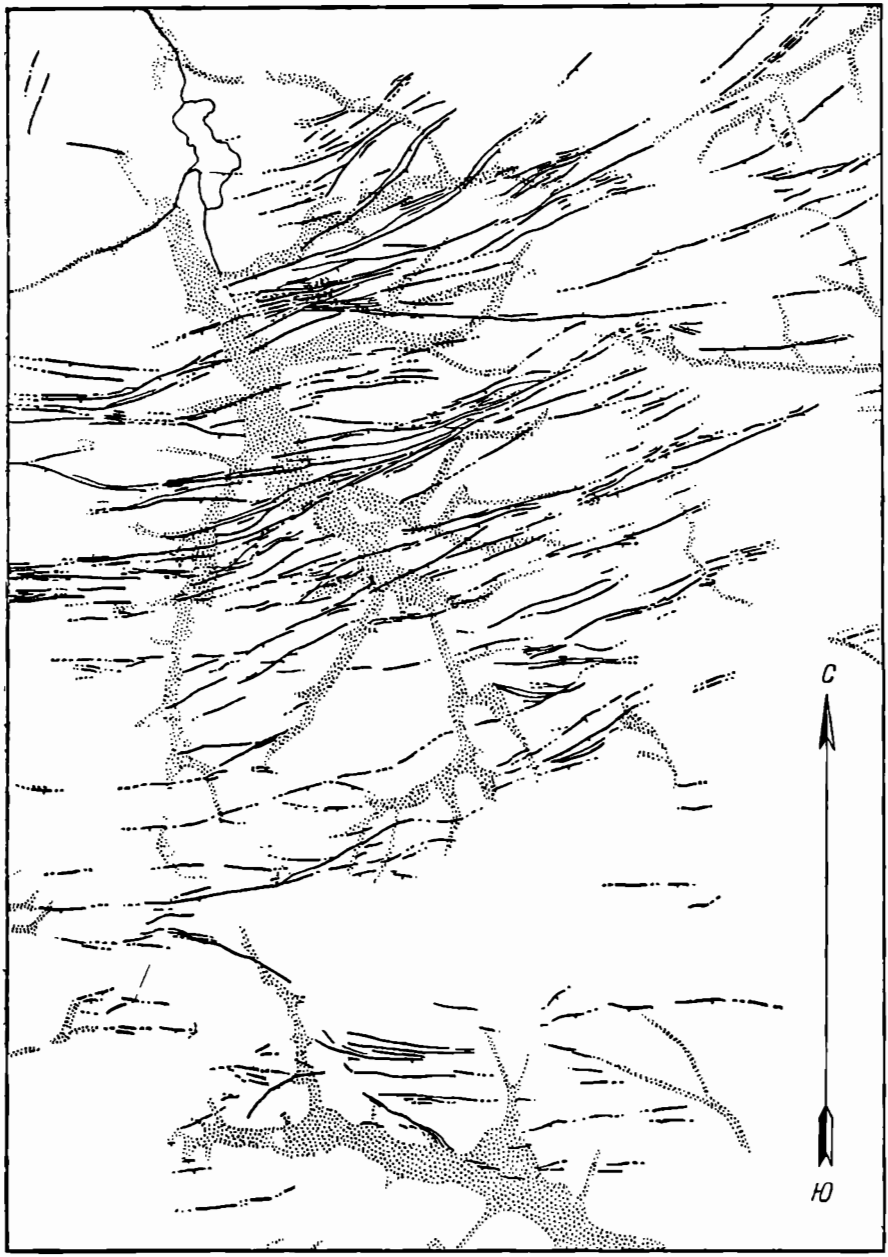


Рис. 163. Схема расположения жил Кочкарского месторождения. По *И. Чупилину.*

Крап — площади распространения аллювиальных россыпей

Алмалык в Узбекистане, Каджаран в Армении, многочисленные месторождения США, Канады, Чили, Перу, Мексики, Филиппин, Ирана, Югославии и других стран; 8) кварц-энаргитовую (Бьютт в США, Цумеб в Африке); 9) кварц-шеелитовую (Бурановское на Урале, Селемджа в Сибири и др.); 10) кварц-шеелит-золотую (Колыма); 11) кварц-висмутиновую (Адрасман в Узбекистане); 12) кварц-уранинитовую; 13) кварц-гематитовую (Шварцвальд в ГДР); 14) кварц-баритовую (Медведевское на Урале и др.); 15) горного хрусталя (СССР и Бразилия).

Таким образом, среди образований кварцевого подкласса наибольшее значение имеют месторождения золота, молибдена, меди, отчасти олова, вольфрама, висмута, урана, а из неметаллических ископаемых — барита и горного хрусталя (пьезокварца). Для большинства из них типична жильная форма. Медные и молибденовые месторождения, кроме того, известны в форме штокверков, формирующих так называемые меднопорфировые руды.

Кочкарское кварц-арсенопирит-золотое месторождение Южного Урала может служить примером жильных образований. На этом месторождении известно свыше 1000 жил, приуроченных к массиву плагиогранитов нижнекаменноугольного возраста, но генетически связанных с интрузией более молодых, верхнепалеозойских микроклиновых гранитов, расположенных западнее (рис. 163).

По данным И. Чупилина, Г. Шавкина, Н. Бородаевского и других геологов, история формирования этого месторождения представляется следующим образом. После раскристаллизации плагиогранитов они были разбиты системой трещин преимущественно субширотной ориентировки. Эти трещины были выполнены дайками альбитофиров и диабазов. Под воздействием последующей интрузии микроклиновых гранитов большинство даек было метасоматически перекристаллизовано и микроклинизировано. В предрудную стадию произошло рассланцевание большинства даек, приоткрывание трещин как вдоль них, так и в междайковом пространстве. Эти зоны рассланцевания и тектонические трещины были выполнены гидротермальными кварцевыми жилами. При этом метасоматически измененные и рассланцованные дайки были дополнительно биотитизированы, эпидотизированы, хлоритизированы, карбонатизированы, окварцованы и сульфидизированы, превратившись в характерную породу бурого цвета, получившую местное название «табашка».

Таким образом, система трещин, выполненных жилами, копирует более древнюю дайковую систему. В процессе рудообразования выделяются стадии: 1) рудного кварца, 2) сульфидов, 3) молочного безрудного кварца, 4) цеолитов. В составе руд насчитывается 72 минерала. Среди них главнейшим является кварц двух генераций, а из рудных — арсенопирит и отчасти пирротин и пирит. Кроме того, известны магнетит, молибденит, шеелит, кобальтин, висмутин, самородный висмут, тетрадимит, тетраэдрит, бурнонит, сфалерит, халькопирит, галенит, джемсонит, а из нерудных — апатит, серицит и турмалин (двух генераций) и др. Основная масса золота отложилась в сульфидную стадию.

Клаймакс в штате Колорадо (США) может быть примером штокверковых месторождений. Это крупнейшее в мире месторождение молибденовых руд с запасами молибдена более 1 млн. т при среднем содержании 0,3% находится среди докембрийских гранитов, гнейсов и кристаллических сланцев, отделенных сбросом Москито от площади распространения осадочных пород каменноугольного возраста. Вдоль сброса внедрились штоки третичных кварцевых монцонит-порфиров, с гидротермальными дериватами которых и связано кварц-молибденитовое оруденение.

Месторождение имеет зональное строение (рис. 164). Ядро сложено сильно раздробленными окварцованными породами с ничтожным содержанием рудных минералов. Вокруг кварцевого ядра размещается зона промышленных молибденовых руд кольцеобразной формы шириной от 100 до 300 м, прослеженная пока на глубину 400 м. Она состоит из раздробленных вмещающих пород,

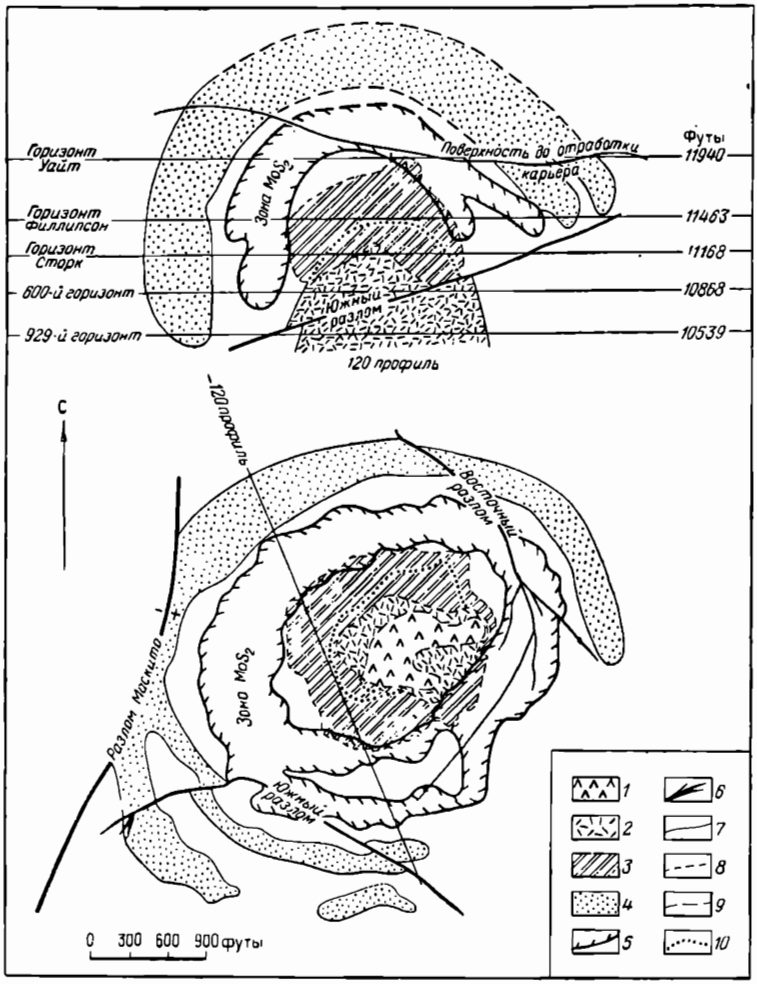


Рис. 164. Схематизированный разрез по 120-му профилю и план горизонта Филлипсон молибденового месторождения Клаймакс. По *С. Уоллесу* и др.

1 — поздняя фаза центрального массива штока Клаймакс; *2* — ранняя фаза того же массива; *3* — кварцевое ядро; *4* — зона распространения вольфрама с содержанием WO_3 более 0,02%; *5* — зона распространения молибдена с содержанием MoS_2 0,4%; *6* — разломы; *7* — контакты; *8* — постепенные переходы; *9* — предполагаемые контакты; *10* — предполагаемые контакты в зоне окварцевания

преобразованных гидротермальным изменением в ортоклаз-биотитовую породу, рассеченную рудными прожилками. Эти прожилки формировались в три стадии: 1) кварц-молибденитовую, 2) кварц-пирит-топазовую, 3) топаз-серицитовую. Далее расположена зона гидротермально измененных пород кварц-серицитового состава с убогой пирит-вольфрамитовой вкрапленностью. Эта зона постепенно переходит в поле аргиллизированных и пропилитизированных пород, создающих широкий ореол безрудного гидротермального изменения вмещающих пород. Из рудных минералов кроме широко развитых молибденита, пирита и отчасти вольфрамита известны касситерит, монацит, халькопирит, сфалерит, галенит.

Образования сульфидного парагенезиса включают в качестве характерных следующие формации: 1) галенит-сфалерит-халькопирит-пиритовые (Садон на Кавказе, Нерчинское в Забайкалье, Фрейберг в ГДР, Радопы в Болгарии и многие другие; 2) галенит-сфалерит-пирит-баритовые (Салаир); 3) сульфидно-настурановые (галенит-сфалеритовые, молибденитовые, халькопиритовые, марказитовые с урановой смолкой); 4) так называемые «пятиэлементной формации» (Co — Ni — Bi — Ag — U), состоящие в основном из арсенидов кобальта и никеля, самородного серебра и висмута; 5) арсенидов и сульфоарсенидов никеля, кобальта и железа (Буазер в Марокко, Кобальт в Канаде, Чимбастау на Алтае, Акол в Западном Саяне и др.); 6) арсенопиритовые (Запокровское в Забайкалье, Брич-Мулла в Средней Азии и др.); 7) касситерит-галенит-сфалеритовые (Хапчеранга в Забайкалье, Черемшаны, Приморское на Дальнем Востоке и др.); 8) касситерит-хлорит-пирротиновые (омсукчанский комплекс Колымы); 9) золото-антимонитовые (Сарылах в Якутии); 10) ферберит-антимонитовые (Ноцара в Грузии, Ново-Ивановское в Забайкалье, Бауль-дер Каунти в США, Ла Либертад в Перу и др.).

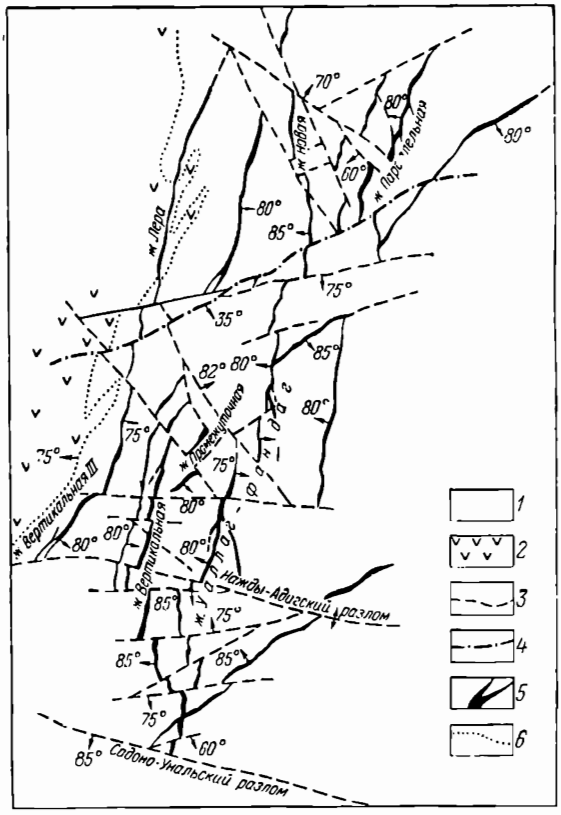


Рис. 165. Схема геологической структуры свинцово-цинкового месторождения Холст на Северном Кавказе (план). По *Е. Некрасову*.

1 — граниты; *2* — дайки и экструзивные тела кварцевых диорит-порфиритов и альбитофиров; *3* — дорудные трещины; *4* — послерудные трещины; *5* — кварц-пирит-галенит-сфалеритовые жилы; *6* — контакты пород

Таким образом, среди образований сульфидного подкласса наибольшее значение имеют месторождения свинца, цинка, серебра, мышьяка, отчасти молибдена, меди, висмута, кобальта, никеля, олова, вольфрама и сурьмы, а из нерудных — барита. Они имеют жильную и более неправильную форму сплошных и вкрапленных руд, обусловленную метасоматозом. В качестве их примера приводится краткая характеристика полиметаллических месторождений Северного Кавказа и месторождений пятиэлементной формации Рудных гор.

Северный Кавказ является провинцией распространения свинцово-цинковых руд. Здесь находятся месторождения Садон, Згид, Архон, Холст и др. Они вытянуты цепью вдоль Садоно-Унальской антиклинали. Ядро ее сложено палеозойскими гранитами, а на крыльях распространены эффузивы, песчаники и сланцы юрского возраста. Рудные тела имеют форму сложных жил, обычно ориентированных поперек антиклинальной складки. Залегают они преимущественно среди гранитов, но местами распространяются в перекрывающие их

вулканические и осадочные породы. Некоторые из этих жил прослежены в глубину до 1000 м (рис. 165).

Все месторождения Садоно-Унальской группы формировались близко одновременно в позднюю стадию киммерийского геологического цикла. Процесс рудообразования был многостадийным, протекавшим на фоне постепенного развития трещинной структуры с постепенным его отмиранием. Наиболее энергичной фазе трещинообразования соответствует продуктивная стадия минерало-

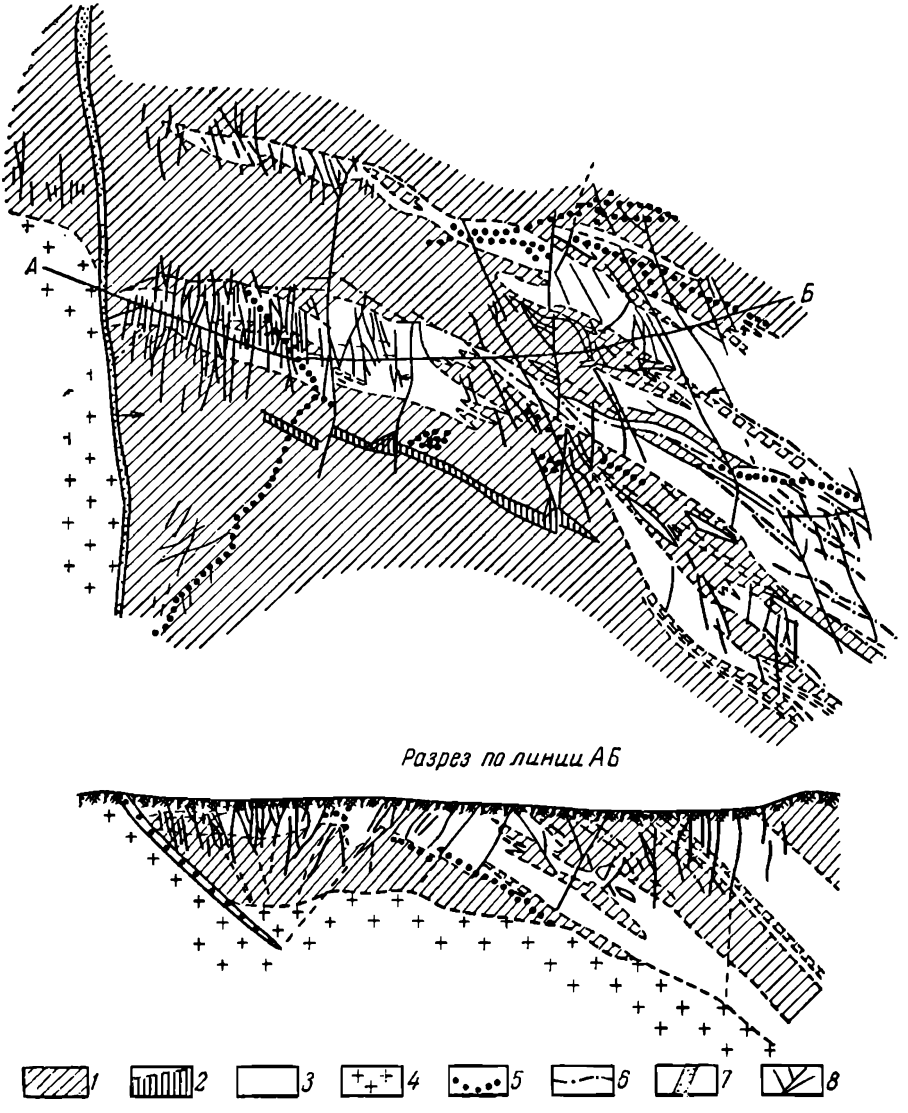


Рис. 166. Месторождение пятиэлементной формации, представленное пучками сближенных жил в зонах сбросов, оперяющих главный разлом. По *Д. Суражскому.*

1 — кварц-слюдяные сланцы; *2* — кварциты; *3* — амфиболиты и диабазы; *4* — граниты; *5* — керсантиты; *6* — послойные нарушения; *7* — рудоконтролирующий разлом; *8* — рудные жилы

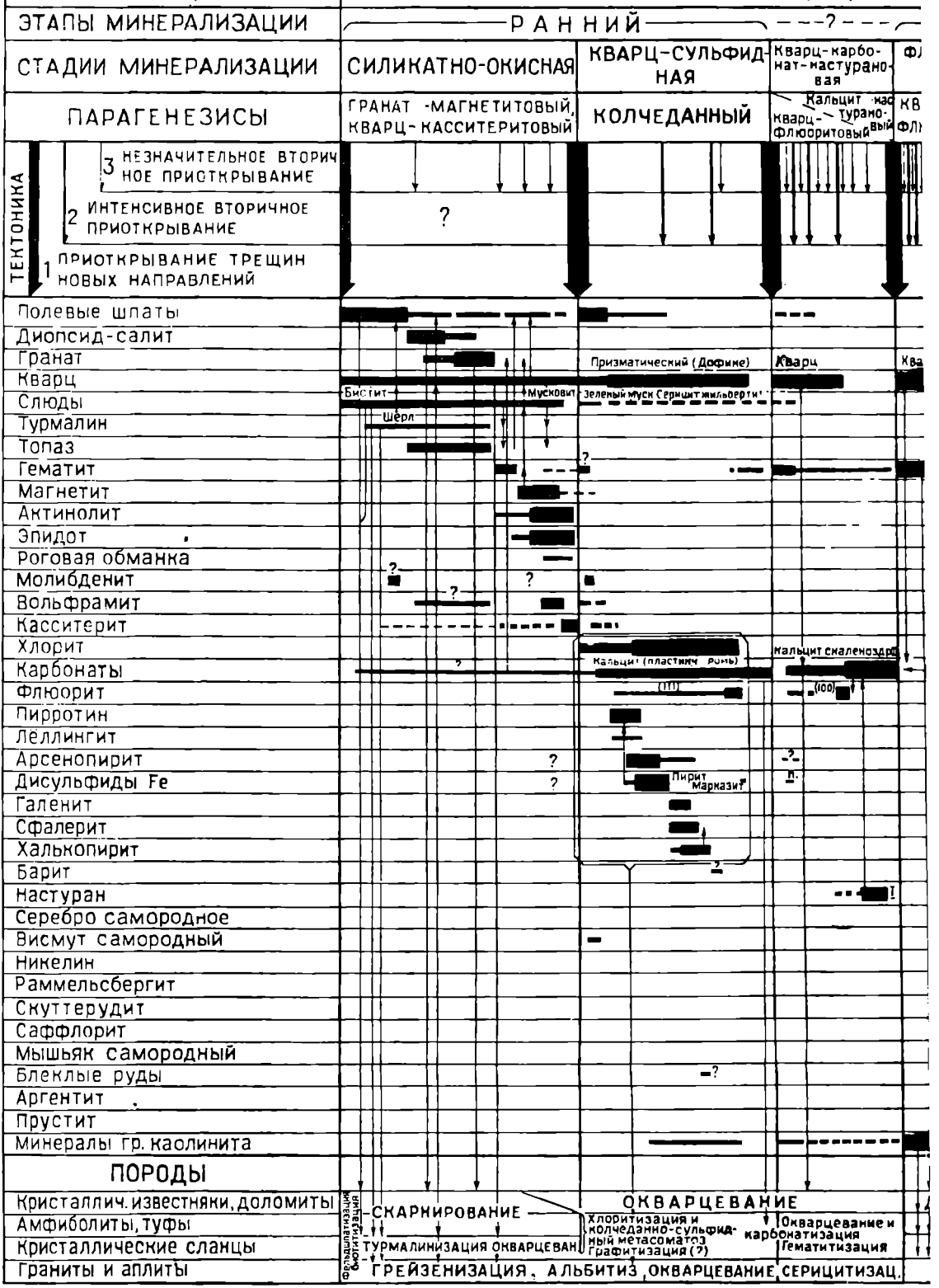
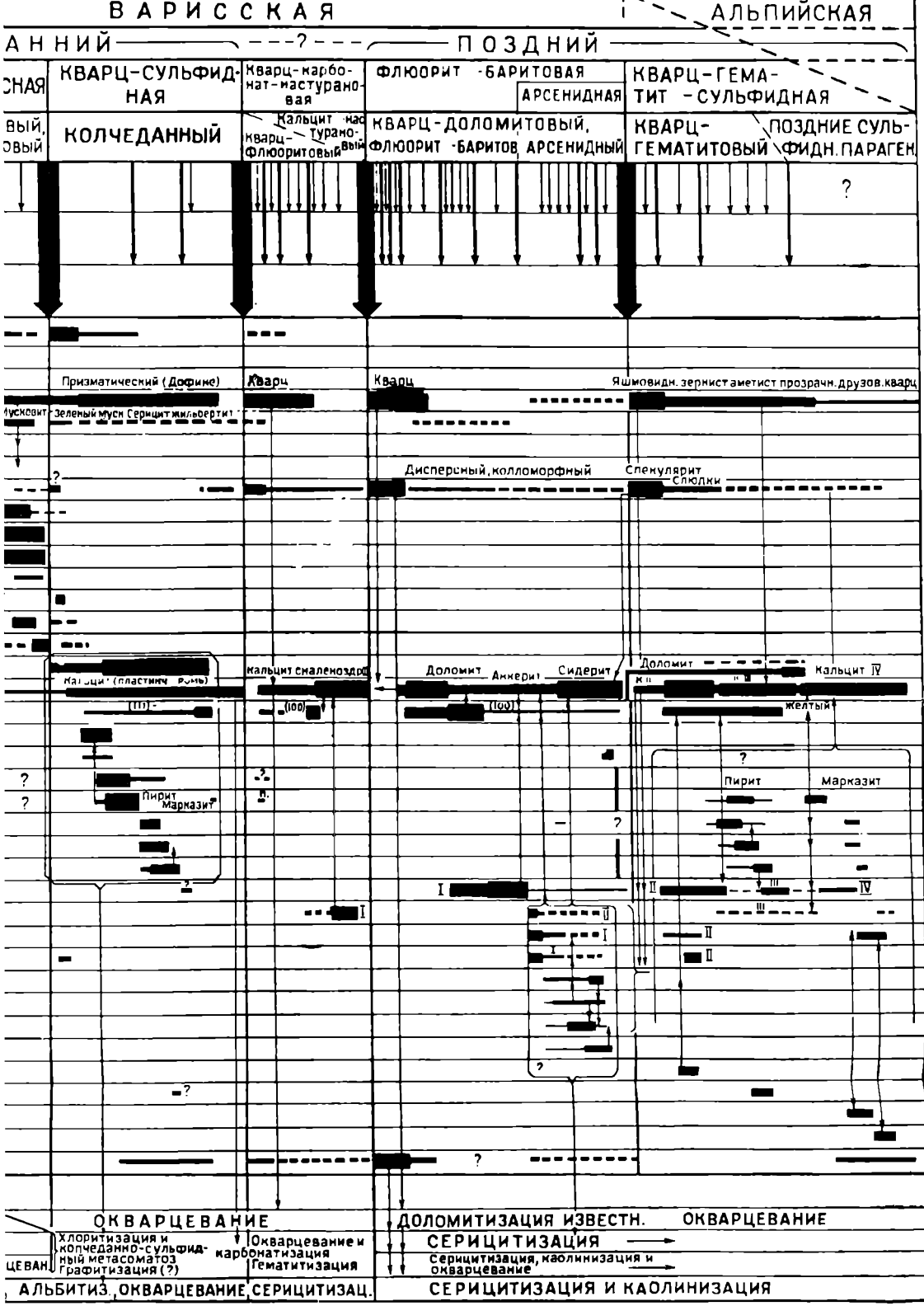


Рис. 167. Схема последовательности образования минералов в месторожден



сти образования минералов в месторождениях Рудных гор. По *Ю. Дымкову*

накопления, давшая кварц-галенит-сфалеритовую ассоциацию. Ей предшествовала пирит-кварцевая стадия, местами с манганситеритом и сопутствовала карбонатная стадия, местами с пиритом и баритом.

Рудные горы являются районом распространения наиболее характерных месторождений пятиэлементной формации. Они представлены пучками жил в зонах сбросов, оперяющих главный разлом (рис. 166). Согласно Ю. Дымкову, минералонакопление в месторождениях Рудных гор развивалось в пять главных стадий: 1) силикатно-окисную, 2) кварц-сульфидную, 3) кварц-карбонат-настурановую, 4) флюорит-барит-арсенидную, 5) кварц-гематит-сульфидную (рис. 167). Образование месторождений пятиэлементной формации происходило в течение второй, третьей и четвертой стадий.

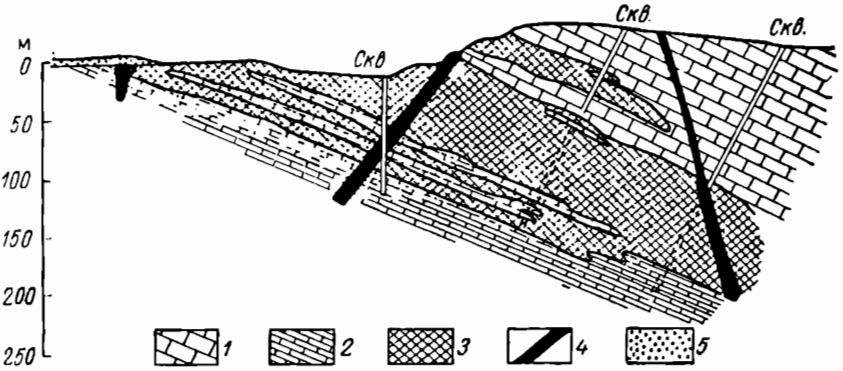


Рис. 168. Геологический разрез Саткинского месторождения магнезита. По *П. Татаринову.*

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — магнезит; *4* — дайки диабаза; *5* — современные отложения

Образования карбонатного парагенезиса включают месторождения: 1) сидеритовые (Бакал на Урале, Эрцбург в Австрии, Зигерланд в ФРГ и др.); 2) родохрозитовые и родохрозит-родонитовые с окислами марганца (Бьютт в США и др.); 3) магнезитовые (Сатка на Урале); 4) кальцит-тремолит-тальковые. Таким образом, в этот подкласс входят значительные месторождения железа и магния, а также некрупные месторождения марганца и талька.

Сатка на Урале может служить их примером. Две полосы рудных тел этого месторождения расположены среди метаморфизованных мергелей и доломитов силура. Рудные тела имеют форму согласных, слабо нарушенных, пластообразных залежей кристаллического магнезита, прорванных дайками диабаза (рис. 168). Они рассматриваются как метасоматические образования, сформированные под воздействием магнийсодержащих горячих растворов на пласты карбонатных пород. Не исключено, что Саткинское месторождение представляет собой первичноосадочные скопления аморфного магнезита, позднее, вследствие метаморфических процессов, превращенные в кристаллическую массу.

Кроме достаточно разнообразных месторождений кварцевого, сульфидного и карбонатного подклассов могут выделяться месторождения: 1) баритовые и витеритовые (Салаир, Грузия); 2) фенакит-флюоритовые (Сибирь); 3) апатитовые (Касерес в Испании); 4) графитовые (Шри Ланка). Особое положение занимают месторождения хризотил-асбеста, формирующиеся под воздействием гидротермальных растворов, привносящих SiO_2 и CO_2 в среду железо-магнезиальных силикатов (оливин, энстатит) ультраосновных пород или SiO_2 и MgO в карбонатные породы

Вулканогенные гидротермальные месторождения. Гидротермальные месторождения этого класса связаны главным образом с наземным преимущественно андезит-дацитовым вулканизмом поздней стадии геосинклинального этапа, а также с щелочными и траповыми магматическими формациями активизированных платформ. Среди них наиболее характерны месторождения, приуроченные к жерлам вулканов и их периферии. Им, согласно В. Котляру, свойственны конические, кольцевые, трубчатые внутрижерловые и радиально-трещинные внежерловые структуры. Известны также месторождения, контролируемые разломами и отслоениями в лавовых и пирокластовых эффузивных породах. Рудные тела имеют форму жил, труб и штокверков. Среди них имеются выдающиеся, но чаще всего они некрупные по размерам, быстро выклинивающиеся с глубиной, хотя нередко сложены очень богатой рудой, образующей спорадические скопления или так называемые «бонанцы».

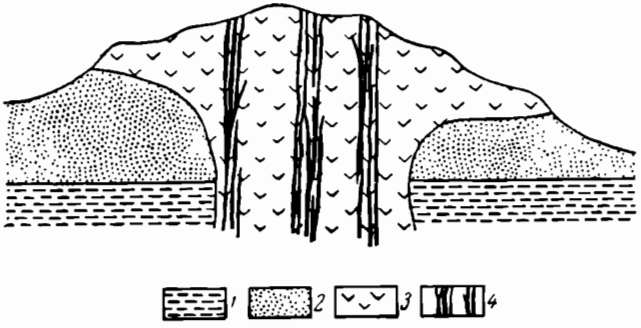


Рис. 169. Схематический геологический разрез золото-серебряного месторождения Нагиаг в Венгрии. По *У. Уккею.*

1 — филлиты; *2* — отложения миоцена; *3* — дациты; *4* — рудные жилы

К вулканогенным принадлежат следующие формации.

1. Полиметаллическая золото-серебряная формация, развитая среди третичных вулканогенных пород Тихоокеанского пояса и Карпат. В пределах Тихоокеанского пояса такие месторождения известны на территории Канады, США, Мексики, Перу, Чили, Боливии, Аргентины, на о-вах Суматра, Ява, в Новой Гвинее, на Филиппинах, в Японии, Новой Зеландии и на территории СССР. Во внутренней зоне Карпат они установлены в Чехословакии, Венгрии, Румынии, Югославии и СССР. Чаще всего они расположены среди андезит-дацитовых пород, обычно в виде пучков жил, прорезающих вулканические жерла (рис. 169). Руда обычно состоит из кварца, халцедона, опала, адуляра, карбонатов с пиритом, марказитом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, аргентитом, стефанитом, полибазитом, золотом, серебром и другими более редкими минералами.

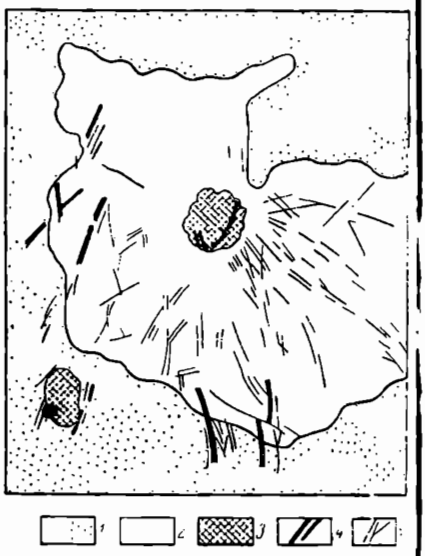


Рис. 170. Схема геологического строения месторождения Крик-Крик (в плане). По *В. Линдгрену.*

1 — древние граниты; *2* — лавовый покров; *3* — жерла вулканов; *4* — дайки; *5* — рудные жилы

2. Золото-серебряная формация с теллуридами и селенидами, известная в аналогичных по возрасту и составу эффузивах на территории СССР, в США (Кripл Крик в Колорадо), Мексике (Тонопа и др.), Японии, Индонезии, Румы-

нии среди пропилитизированных пород. Система радиально расходящихся жил Крипл Крик (рис. 170) сложена пиритом, марказитом, стибнитом, аргентитом, пираргиритом, полибазитом, находящимися в ассоциации с золотом, серебром и их теллуридами, реже селенидами (калаверит, креннерит, сильванит, гессит, петуит и др.), кварцем, халцедоном, адуляром, флюоритом и кальцитом.

3. Касситерит-вольфрамит-висмутин-аргентитовая формация, представленная месторождениями Боливии (Оруро, Потози, Лалагуа и др.), приуроченными к вулканическим штокам кислых пород третичного возраста (рис. 171), имеющая сложный состав, определяющийся помимо перечисленных минералов наличием турмалина, пираргирита, прустита, пирита, пирротина,

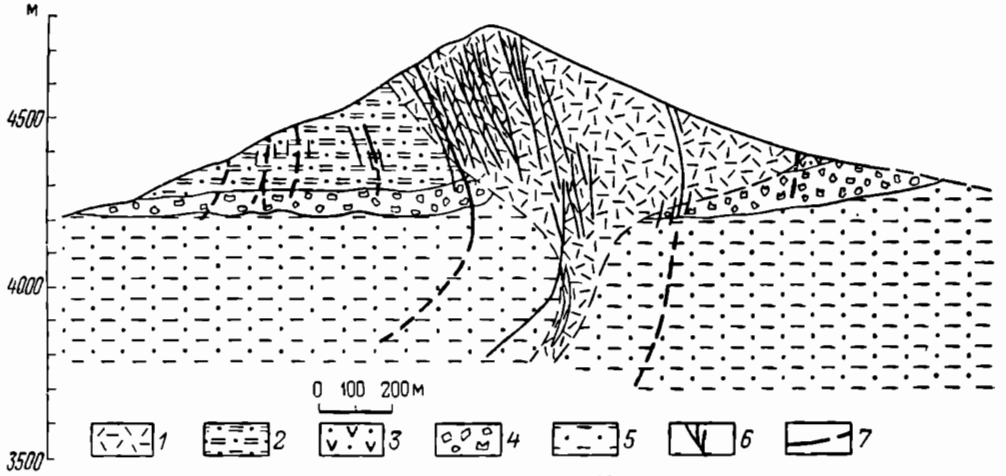


Рис. 171. Разрез месторождения Потози в Боливии. Из *Л. Красного.*

Третичные образования: *1* — шток риолитового порфира; *2* — глинистые сланцы и пеплы (свита Караколес); *3* — туфы андезитовые биотитизированные; *4* — конгломераты и брекчии с обломками осадочных, метаморфических и изверженных пород (свита Паилавири); *5* — ордовикские глинистые сланцы и песчаники; *6* — рудные жилы; *7* — разрывы

марказита, халькопирита, сфалерита, галенита, станнина и других сульфидов и их аналогов.

4. Халькопирит-энаргит-халькозиновая формация (иногда с молибденитом и турмалином) типа Браден в Чили, Серро де Паско в Перу, Бор в Югославии.

5. Флюорит-бертрандитовая формация, известная на месторождениях бериллия типа Томас в США.

6. Молибденит-флюорит-настурановая формация в месторождениях субвулканических и вулканических андезитовых и трахитовых пород.

7. Киноварная формация ртутных руд иногда с мышьяком (реальгаром) в Вышково в Закарпатье, на Чукотке, Камчатке, в Италии и США, представленных вкрапленными рудами, следующими вдоль трещин в третичных и четвертичных эффузивах, сильно окварцованных (кварц и опал), серицитизированных, алунитизированных и каолинизированных.

8. Формация самородной меди в ассоциации с хлоритом, эпидотом, цоизитом, серицитом, кварцем, кальцитом, пренитом, датолитом, ломонтитом и анальцимом среди фельзитовых агломератов, переслаивающихся с базальтовыми потоками в районе оз. Верхнего в США.

9. Алунитовая формация (Заглик в СССР, Хемниц в Чехословакии, Нагибания в Венгрии, Нагиаг в Румынии и др.); к ней близки золото-алунитовые месторождения типа Гольдфильд в США.

10. Формация исландского шпата траповой области Сибирской платформы (Нижне-Тунгусское, Вилюйское и др.), а также Исландии.

11. Отложения фумарол, сольфатар и паровых струй близ поверхности земли, представленные скоплениями самородной серы и сульфидов (пирит, марказит, халькопирит), известными на Камчатке, Курильских островах, в Японии и Италии.

Для вулканогенных месторождений чрезвычайно характерно специфическое гидротермальное изменение рудовмещающих эффузивных пород, проявляющееся в их окварцевании, пропилитизации, алунитизации и аргиллизации (каолинизации), свидетельствующих о кислом характере рудообразующих растворов. Схема развития гидротермальных метасоматитов на золото-серебряных месторождениях Тихоокеанского пояса в пределах СССР, увязанная со стадиями рудообразования и вертикальной зональностью минерализации, приведена на рис. 172. Эти месторождения формировались в приповерхностной зоне на глубине от нескольких десятков — сотен метров до первого километра из неглубоко расположенных магматических очагов. Они возникали в условиях резкого спада температуры и давления при стремительно возрастающем воздействии кислородного потенциала.

Начальная температура рудообразования на этих месторождениях могла быть высокой. Например, на месторождении Лалагуа в Боливии в начальную стадию выделения турмалина, касситерита и вольфрамита она соответствовала формированию грейзенов при 600—500° С. Но во всех случаях она быстро спадала до низких температур гидротермального процесса (200—100° С и даже менее). Такая обстановка приводила к большой скорости минералонакопления в сокращенном по вертикали интервале, способствующей скучиванию (телескопированию) в рудных телах сложных и разнообразных парагенетических ассоциаций, в состав которых в качестве специфических входят сульфосоли (энаргит, люцонит и др.), сульфаты (барит, ангидрит, гипс), окислы железа (магнетит, гематит, гетит), алунит и т. д. Для руд рассматриваемых месторождений характерно обилие метаколлоидных текстур. Многие жилы, богатые золотом и серебром («благородная формация»), на глубине в несколько сотен метров сменяются простыми сульфидами с рядовым содержанием благородных металлов.

Амагматогенные гидротермальные месторождения. Месторождения этого класса достаточно отчетливо выделяются потому, что они находятся на площадях развития осадочных формаций, где отсутствуют активные изверженные породы, гидротермальными дериватами которых эти месторождения могли бы являться. Ранее предполагалось, что они связаны с находящимися на глубине и еще не вскрытыми эрозионной поверхностью массивами магматических пород и их называли т е л е т е р м а л ь н ы м и, т. е. удаленными от рудоначальных интрузий. Позднее, когда появились сомнения в категорической возможности отнесения части из этих месторождений (в первую очередь пластообразных залежей медных руд в песчаниково-сланцевых комплексах и свинцово-цинковых руд в карбонатных толщах) к магматогенным образованиям, их стали называть нейтральным термином с т р а т и ф о р м н ы е месторождения, в который возможно вкладывать любой генетический смысл.

Генезис амагматогенных месторождений представляет собой одну из остродискуссионных проблем рудообразования. Существуют четыре главные гипотезы. 1. Часть геологов склонна рассматривать их как первичноосадочные сингенетичные месторождения, претерпевшие последующие диагенетические, катагенетические и метаморфические преобразования той или иной степени

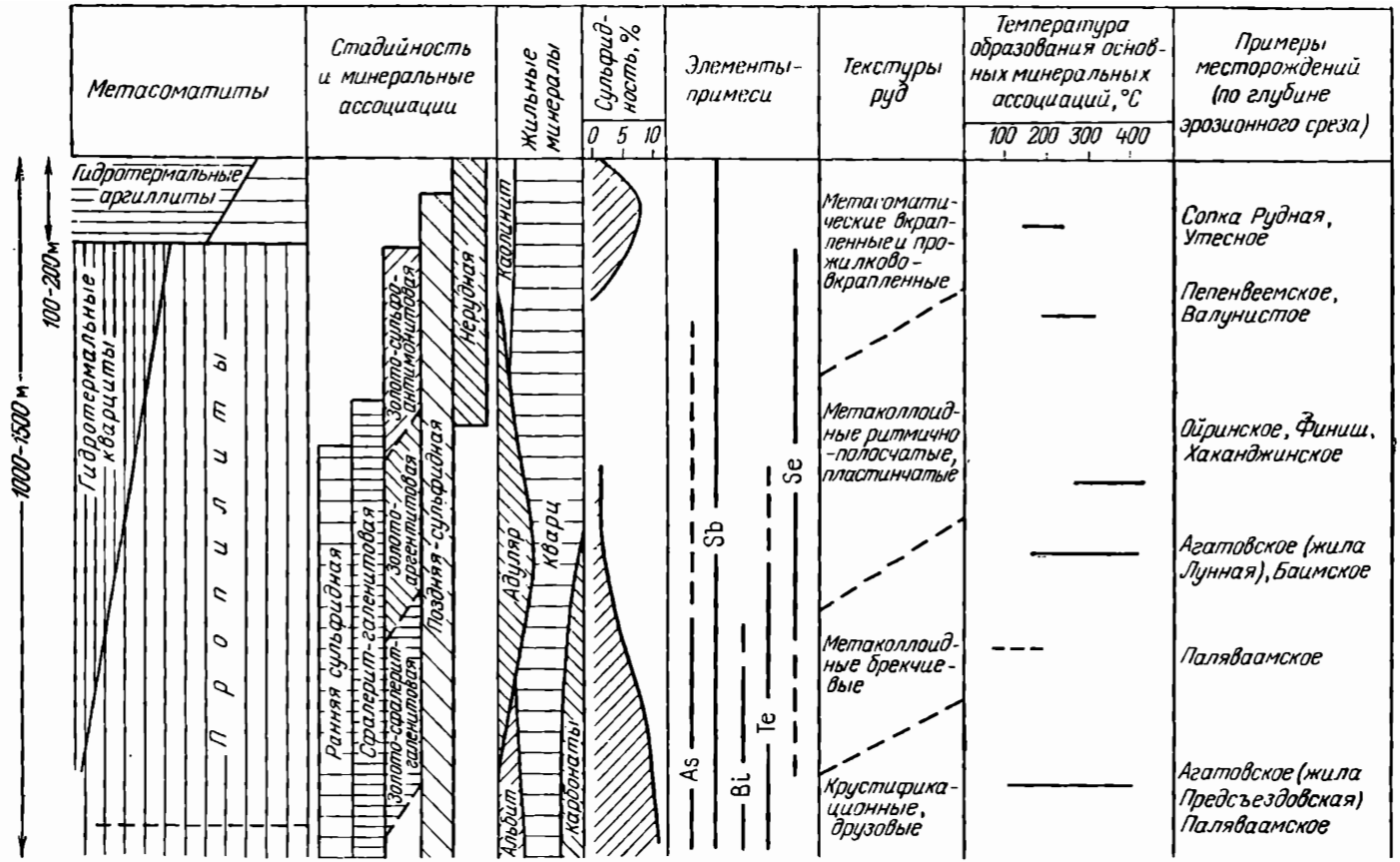


Рис. 172. Сводная схема вертикальной зональности золото-серебряных месторождений Тихоокеанского пояса на территории СССР. По *А. Сидорову*

(У. Асаналиев, Ю. Богданов, В. Домарев, М. Константинов, Л. Наркелюн, В. Попов, Д. Сапожников, Н. Страхов, Ж. Амштуц, А. Грей, В. Гарлик, Г. Грущик, Г. Кинг, А. Маухер, Ф. Мендельсон, О. Эльснер, П. Рутье, Г. Шнейдерхен и др.). В качестве обоснования этой точки зрения приводились следующие характерные черты рассматриваемых месторождений:

1) их распространение в пределах осадочных толщ с отсутствием изверженных пород, с которыми они могли бы быть генетически связаны;

2) обычная пластовая форма рудных тел;

3) отсутствие признаков контроля оруденения минерализованными разломами;

4) приуроченность к определенным частям стратиграфического разреза;

5) размещение среди мелководных, несколько осолоненных осадков прибрежных морских фаций;

6) гетерогенное ритмичное строение рудоносных толщ;

7) преимущественная связь оруденения с начальными трансгрессивными или конечными регрессивными частями разреза;

8) переход пластовых рудных тел по простиранию в зоны рудных конкреций, типичных осадочно-диагенетических образований;

9) признаки диагенетического преобразования вещества с участием рудных минералов (стилолитовые швы, конкреционные обособления, эффект уплотнения и др.);

10) нахождение среди свит пластов с повышенным содержанием рудных элементов;

11) соответствие изотопного состава этих элементов изотопным соотношениям руд;

12) разброс вариаций изотопов серы с широким захватом поля облегченной серы, свидетельствующим о ее биогенно-осадочном характере;

13) часто более древний возраст металлов, входящих в состав руд, чем время образования вмещающих пород, свидетельствующий о сносе металлов из более древних окружающих пород;

14) сравнительно простой минеральный состав руд.

2. Другая группа геологов считает рассматриваемые месторождения эпигенетичными гидротермальными, связанными с залегающими на глубине и не вскрытыми эрозией массами изверженных горных пород (Ф. Вольфсон, Г. Бере, Ш. Есенов, Е. Захаров, А. Королев, И. Князев, К. Сатпаев, С. Сейфуллин, П. Тажыбаева, И. Яговкин и др.). Этот взгляд аргументируется следующими положениями:

1) наличием на некоторых месторождениях наряду с согласными пластовыми секущих рудных тел;

2) проявлением в ряде случаев гидротермального изменения боковых пород, представленного окварцеванием, доломитизацией, серицитизацией и каолинизацией;

3) агрессивным характером рудообразования, приводящим местами к возникновению брекчий растворения и отчетливому метасоматозу;

4) формированием руд на некоторых месторождениях в несколько стадий, разделенных перерывом минералонакопления, иногда отличающихся по минеральному составу;

5) иногда сравнительно высокой температурой минералообразования, определяемой по данным термических исследований газово-жидких включений в 200—100—70° С.

3. Некоторые геологи высказывались в пользу эпигенетичного образования рассматриваемых месторождений под воздействием химически активных метеорных вод глубокой циркуляции (А. Германов, А. Перельман, Ч. Дэвидсон, В. Линдгрен, А. Роджерс и др.). В защиту такого взгляда приводятся данные о заимствовании свинца из древних отложений и серы из сульфатов подземных вод, основанные на исследовании вариаций изотопов этих элементов.

4. Развивается гипотеза о полигенном и полихронном происхождении описываемых месторождений (Г. Щерба, В. Смирнов). В основу этой гипотезы положены данные о длительном развитии многих стратиформных месторождений, несущих черты как сингенетичного осадочного происхождения, так и эпигенетичного образования. В этих случаях рудообразование начинается с формирования сингенетичных и синхронных с вмещающими породами вулканогенно-осадочных и осадочных руд, претерпевающих закономерные диагенетические и катагенетические преобразования. После перекрытия таких залежей породами кровли оно может смениться рудообразованием, связанным с деятельностью подземных горячих минерализованных вод, производящих перегруппировку минеральной массы и способных к созданию эпигенетичных секущих рудных тел.

К амагматическим относятся формации:

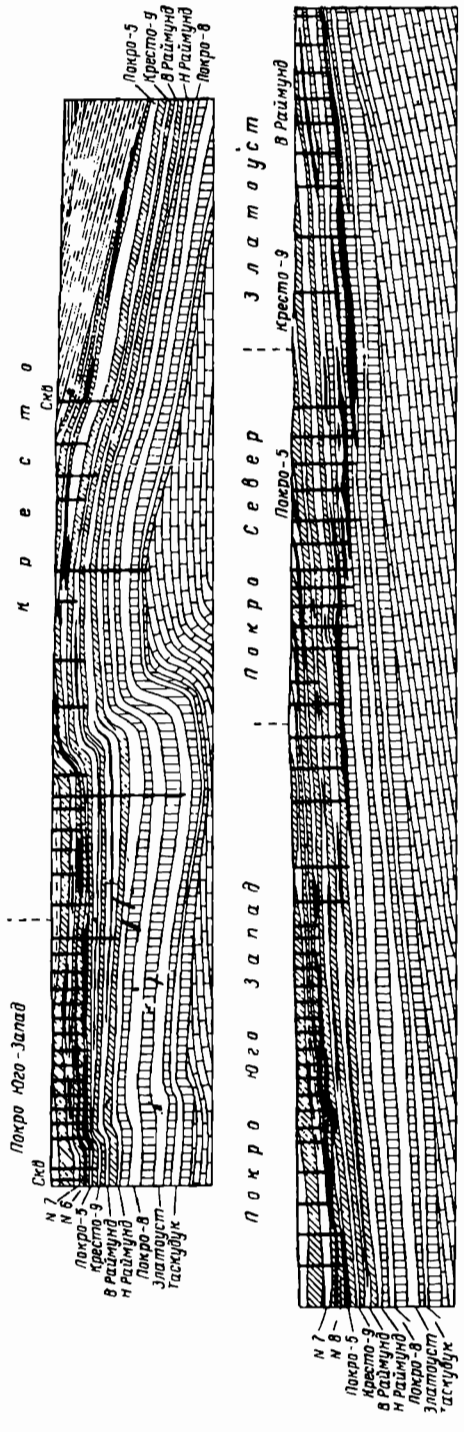


Рис. 173. Схематические геологические разрезы через Центральное рудное поле Джезказганского месторождения. По *В. Поцову*.

1 — мезозойские и третичные отложения; *2* — пестроцветная пермская толща (P_3); *3* — красноцветная пермская толща (жиделийская свита — P_1); *4* — верхний отдел джезказганской свиты (C_3); *5* — нижний отдел джезказганской свиты (C_2); *6* — песчаники и известняки визе (C_1); *7* — серые кварц-полевошпатовые рудоносные песчаники; *8* — руда; *9* — наименование рудоносных горизонтов

1) борнит-халькопиритовых месторождений меди в пластах песчаников («медистые песчаники» Джезказгана в Казахстане — рис. 173, Удокана в Сибири, Замбии и Заира в Африке, Болео в Мексике и др.);

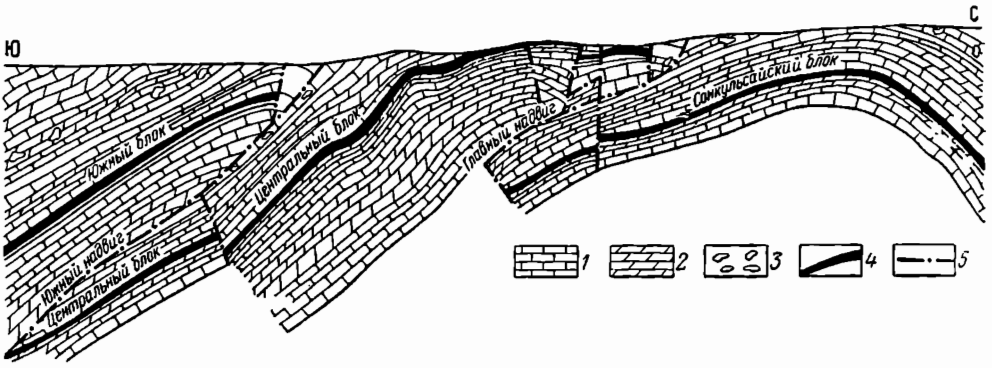


Рис. 174. Схематический разрез Миргалимсайского свинцово-цинкового месторождения в Каратау, Казахстан.

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — брекчированные породы; *4* — рудные тела; *5* — тектонические нарушения (послерудные)

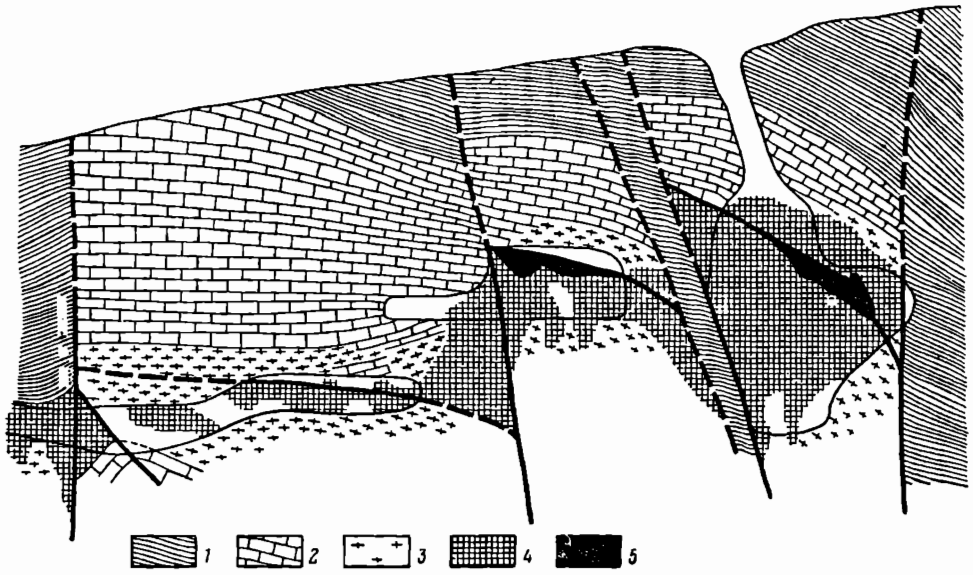


Рис. 175. Детали строения главного рудного тела месторождения Хайдаркан в Средней Азии.

1 — сланцы; *2* — известняки; *3* — джеспероиды; *4* — руда рядовая; *5* — руда богатая

2) галенит-сфалеритовых месторождений свинца и цинка обычно в карбонатных породах (Каратау и Атасу в Казахстане — рис. 174, Сардана в Южной Якутии, Киргизия, долина бассейна Миссисипи в США, Канада, Ирландия, Австрия, Бельгия, Болгария, Польша, Швеция, ряд стран Африки и др.);

3) антимонитовых и киноварных месторождений сурьмы и ртути (Кадамджай, Хайдаркан — рис. 175, Акташ в Средней Азии, Никитовка в Донбассе, Альмаден в Испании, Идрия в Югославии и др.);

4) флюоритовых месторождений (Такоб, Аурахмат в Средней Азии, Амдерма на Полярном Урале, долина Миссисипи в США и др.);

5) реальгар-аурипигментовых месторождений мышьяка (Джульфа, Лухуми в Закавказье и др.).

В недрах этих месторождений сосредоточены руды меди, свинца, цинка, сурьмы, ртути и плавикового шпата.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. М., Госгеолтехиздат, 1954. 295 с.

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 122—275.

Вулканизм и рудообразование. Пер. с англ. М., «Мир», 1973. 254 с.

Гаррелс П. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесие. Пер. с англ. М., «Мир», 1968. 368 с.

Геохимия гидротермальных рудных месторождений. Пер. с англ. М., «Мир», 1970. 542 с.

Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, ч. 1, 1970, 264 с.; ч. 2, 1971, 234 с.

Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., «Недра», 1965. 300 с.

Грейтон Л. Природа рудообразующего флюида. М., Госгеолиздат, 1946. 184 с.

Ермаков Н. П. Геохимические системы включений в минералах. М., «Недра», 1972. 375 с.

Захаров Е. Е. К вопросу о классификации месторождений полезных ископаемых. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1953, № 5, с. 50—81.

Зональность гидротермальных рудных месторождений. М., «Наука», 1974, т. 1, 294 с., т. 2, 218 с.

Иванов В. О. О происхождении и классификации современных гидротерм. — «Геохимия», 1960, № 5, с. 443—450.

Измененные околорудные породы и их поисковое значение. Под ред. Н. Н. Курека. М., Госгеолтехиздат, 1954. 272 с.

Ингерсон И. Методы и проблемы геологической термометрии. — В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., Изд-во иностр. лит., 1958, с. 319—387.

Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М., «Наука», 1971. 266 с.

Кеннеди Дж. О роли воды в магме. — В кн.: Земная кора. М., Изд-во иностр. лит., 1957, с. 505—519.

Колонин Г. Р., Птицын А. Б. Термодинамический анализ условий гидротермального рудообразования. Новосибирск, «Наука», 1974. 102 с.

Коржинский Д. С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М., «Наука», 1973. 288 с.

Константинов Р. М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М., «Наука», 1973. 215 с.

Королев А. В. Зависимость зональности оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1949, № 1, с. 66—78.

Краускопф К. Содержание тяжелых металлов в магматическом паре при 600°. — В кн.: Проблемы эндогенных месторождений, вып. 1, М. Изд-во иностр. лит., 1960, с. 139—178.

Котляр В. Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 491—543.

Кушпарев И. П. Глубина формирования эндогенных месторождений Кураминской структурно-фациальной зоны и роль эрозионного среза в их размещении. — «Геология рудных месторождений», 1961, № 6, с. 3—26.

Левицкий О. Д. К вопросу о значении коллоидных растворов при рудоотложении. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 309—331.

Ловеринг Т. Температура внутри и вблизи интрузий. — В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., Изд-во иностр. лит., 1958, с. 235—264.

Ловеринг Т. Сульфидные руды, образовавшиеся из растворов, недосыщенных сульфидами. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 107—137.

Мак-Кинстри Х. Э. Минеральные ассоциации в сульфидных рудах системы Cu—Fe—S—O. — В кн.: Проблемы эндогенных месторождений, вып. 1. М., Изд-во иностр. лит., 1960, с. 231—275.

Маракушев А. А., Безмен Н. И. Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемами рудообразования. М., «Наука», 1972. 229 с.

Мори Г. Растворимость твердых веществ в газах. — В кн.: Проблемы эндогенных месторождений, вып. 1. М., Изд-во иностр. лит., 1960, с. 97—138.

Набоко С. И. Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, «Наука», 1974. 210 с.

Ниггли П. Генетическая классификация магматогенных рудных месторождений. М., Геолразведиздат, 1933. 92 с.

Николаев В. А. К вопросу о генезисе гидротермальных растворов и этапах глубинного магматического процесса. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 93—121.

Николаев В. А., Доливо-Добровольский В. В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М., Госгеолтехиздат, 1961. 338 с.

Овчинников Л. Н. Плутоногенные гидротермальные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 443—490.

Ольшанский Я., Иваненко В. Механизм переноса веществ при образовании гидротермальных месторождений сульфидов. М., Изд-во АН СССР, 1958. 76 с. (Тр. ИГЕМ, вып. 16).

Проблемы постмагматического рудообразования. Прага. Изд-во Чехословацкой АН, т. 1, 1963, 588 с.; т. 2, 1965, 595 с.

Проблемы эндогенных месторождений. Пер. с англ. М., «Мир», вып. 1, 1960, 388 с.; вып. 2, 1964, 778 с.; вып. 3, 1966. 351 с.

Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, «Наука», 1972. 436 с.

Рафальский Р. П. Перенос и отложение некоторых металлов гидротермальными растворами. — «Геология рудных месторождений», 1973, № 1, с. 16—32.

Розанов Ю. А. Пористость горных пород и ее роль в локализации эндогенного оруденения. — «Геология рудных месторождений», 1962, № 2, с. 57—65.

Рудные месторождения США. Пер. с англ. М., «Мир», т. 1, 1972, 660 с.; т. 2, 1973. 636 с.

Смирнов В. И. Образование различных типов гидротермальных месторождений Тянь-Шаня в связи с эволюцией магмы. — «Сов. геология», 1944, № 1, с. 46—68.

Смирнов С. С. Избранные труды. М., Изд-во АН СССР, 1955. 248 с.

Сыромятников Ф. В. Некоторые теоретические вопросы возникновения и развития гидротермальных растворов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1955, № 3, с. 92—105.

Твалчрелидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей на металлогенической основе. М., «Недра», 1966. 176 с.

Тугаринов А. И., Змеенкова А. В. Об источнике рудного вещества при эндогенном рудообразовании. — «Сов. геология», 1960, № 4, с. 66—78.

Федорчук В. П. Телетермальные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 544—585.

Хелгесон Г. Комплексообразование в гидротермальных растворах. Пер. с англ. М., «Мир», 1967. 184 с.

Чухров Ф. В. К состоянию вопроса о роли коллоидов в рудообразовании. — «Сов. геология», 1965, № 2, с. 3—15.

Щербина В. В. Формы переноса химических элементов в процессах минералообразования и условия их концентрации. — В кн.: Вопросы геохимии и минералогии. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 72—82.

Эммонс В. Изменение первичного оруденения с глубиной. М., ОНТИ, 1933. 40 с.

Cabri L. New date of phase relations in the Cu—Fe—S system. — «Econ. Geol.», 1973, No. 4, p. 443—454.

Coranson R. The solubility of water in granite magmas. — Amer. J. sci., No. 35, 1938, p. 17—28.

Mackay R. The control of impounding structures on ore deposition. — «Econ. Geol.», 1946, No. 1, p. 13—46.

Глава десятая

КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Мне кажется, нужна большая осторожность в интерпретации наблюдаемых фактов, чтобы найти правильный путь для разъяснения генезиса колчеданных залежей.

А. Заварицкий, 1936 г.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

К колчеданным относятся месторождения, руды которых сложены преимущественно сульфидами железа. Минеральный состав всех колчеданных месторождений, вне зависимости от того, представлены они массивной или вкрапленной рудой, отличается резким преобладанием пирита, пирротина, иногда марказита, с которыми ассоциируются чаще всего халькопирит, борнит, сфалерит, галенит, блеклые руды, реже другие рудные минералы. Нерудные минералы развиты слабо и представлены обычно баритом, кварцем, простыми карбонатами, серицитом, хлоритом, гипсом.

Изменение боковых пород, вмещающих колчеданные залежи, проявляется чаще всего в хлоритизации, серицитизации, окварцевании и пиритизации, обычно развивающихся со стороны лежачего бока зонально относительно границ рудных тел.

Колчеданные месторождения повсеместно ассоциируются с субмаринными спилит-кератофировыми или диабаз-альбитофировыми вулканогенными формациями ранней стадии геологического развития эвгеосинклиналей. В связи с этим они в своем большинстве входят в состав офиолитовых или зеленокаменных поясов, возникающих при последующем метаморфизме на месте геосинклинальных трогов, выполненных магматическими и вулканическими производными базальтоидной магмы, а также их пирокластами, перемежающимися с прослоями терригенных осадков. В пределах этих поясов колчеданные месторождения вытягиваются прерывистыми цепями, длина которых иногда достигает нескольких тысяч километров.

Форма рудных тел колчеданных месторождений и особенности их внутреннего строения соответствуют степени метаморфизма вмещающих пород. В породах слабо метаморфизованных, сохранивших первичный облик, колчеданные залежи обычно имеют форму изометричных или вытянутых штоков и пластообразных тел, сложенных рудой колломорфного строения. В породах, сильно измененных, прошедших стадию зеленокаменного метаморфизма и превращенных в различные сланцы, колчеданные залежи имеют уплощенную форму и состоят из руды кристаллического строения (рис. 176).

Среди колчеданных месторождений различают три главные промышленные разновидности:

1) серноколчеданные (карельский тип), разрабатываемые для добычи серного колчедана, служащего исходным минеральным сырьем при производстве серной кислоты;

2) медноколчеданные (уральский тип), являющиеся рудой для выплавки меди;

3) полиметаллически-колчеданные (алтайский тип), разрабатываемые для получения меди, цинка и свинца.

При переработке колчеданных руд попутно извлекаются барит, золото, серебро, иногда также висмут, мышьяк, кадмий, селен и теллур. В некоторых странах из них добывают барит и гипс (Япония).

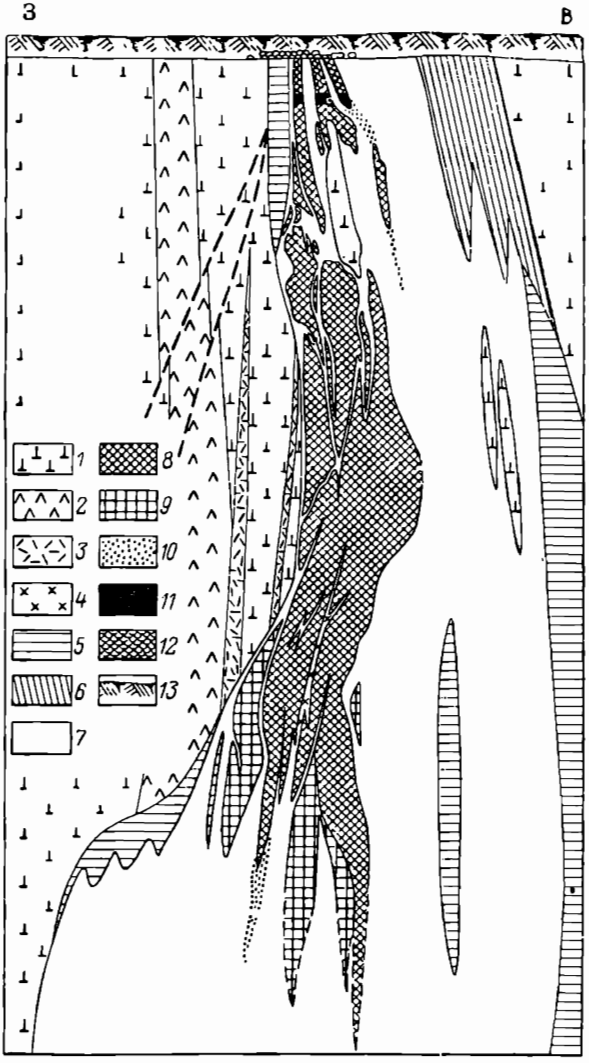


Рис. 176. Поперечный разрез Красногвардейского колчеданного месторождения на Урале. По *В. Первову.*

1 — плагиоклазовые порфириты; *2* — диабазовые порфириты; *3* — туфы и туффитовые сланцы; *4* — секущие жильные породы (альбитофиры); *5* — порфиритоиды; *6* — хлоритовые сланцы; *7* — кварц-серицитовые сланцы и вторичные кварциты; *8* — медистый колчедан; *9* — серный колчедан; *10* — вкрапленность сульфидов; *11* — колчедан с прожилками; *12* — бурые железняки; *13* — покровные отложения

Термин «колчеданы» введен в научную литературу русскими геологами. На английском языке они чаще всего называются Cupriferos pyritic deposits, на немецком — Kieslagerstätten, а на французском — amas pyriteux.

Наиболее значительные работы по колчеданным месторождениям принадлежат М. Бородаевской, Х. Борхерту, Т. Ватанабе, А. Заварицкому, С. Иванову, А. Кинкелу, В. Мармо, В. Прокину, А. Пэку, Н. Скрипченко, Г. Щербе, Г. Яковлеву.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

В период расцвета гидротермальной теории рудообразования до 20—30-х годов нашего века колчеданные месторождения рассматривались как метасоматические залежи, связанные происхождением с интрузиями гранитных пород. В 1925—1930 гг., в период увлечения гипотезой рудных магм, их пытались объяснить как следствие инъекции сульфидного расплава. Переломным моментом в развитии представлений о генезисе колчеданных месторождений надо считать 1936 г., когда А. Заварицкий выступил с новой гипотезой образования колчеданных руд метасоматическим путем из минерализованных гидротермальных растворов, поступавших

из магматических очагов, питавших рудовмещающие вулканогенные комплексы, вслед за их образованием. С тех пор генеральная линия разработки теории колчеданного рудообразования прокладывается под знаком уточнения и совершенствования гипотезы А. Заварицкого.

Совокупность наличных данных о колчеданных месторождениях позволяет рисовать следующую общую схему условий их образования.

Колчеданные месторождения формируются в начальную стадию эвгеосинклинального цикла развития в связи с базальтоидным вулканизмом. Выделение рудообразующих веществ из вулканических возгонов сопутствует всей

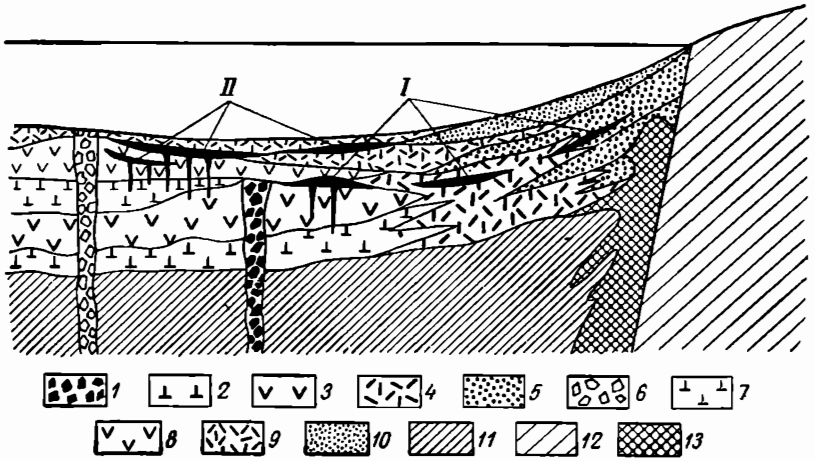


Рис. 177. Общая схема геологических условий формирования колчеданных месторождений в связи с геосинклинальным вулканизмом.

1 — жерло вулкана первого цикла; *2* — преимущественно основные лавы первого цикла; 3 — преимущественно кислые лавы первого цикла; *4* — преимущественно пирокласты первого цикла; *5* — преимущественно терригенные осадки первого цикла; *6* — жерло вулкана второго цикла; *7* — преимущественно основные лавы второго цикла; *8* — преимущественно кислые лавы второго цикла; *9* — преимущественно пирокласты второго цикла; *10* — преимущественно терригенные осадки второго цикла; *11* — породы субстрата; *12* — породы континента; *13* — интрузии перидотитов и габбро

I — колчеданные залежи первого цикла, *II* — колчеданные залежи второго цикла

вулканической истории, но главная масса колчеданов накапливается в конце каждого вулканического цикла, в период завершения излияния наиболее кислых лав, сменяющегося длительной поствулканической газо-гидротермальной деятельностью.

При возрождении вулканической активности новому вулканическому циклу будет соответствовать новая, более молодая генерация колчеданных месторождений. Все колчеданные месторождения рассматриваются как продукты восходящих минерализованных газо-гидротермальных потоков, генерированных глубинными вулканическими очагами. Часть рудного вещества этих потоков при этом могла отлагаться на путях их подъема, формируя вулканогенно-метасоматические месторождения, другая часть достигала дна моря и выпадала, образуя вулканогенно-осадочные месторождения (рис. 177).

Таким образом, на разных уровнях колонны вулканических пород и на разном расстоянии от центра вулканической активности одновременно или близкоодновременно могли формироваться различные классы колчеданных месторождений. После возникновения они погружались под очередной порцией

лав и туфов, испытывая воздействие постумных вулканических явлений. При последующих вулканических эксплозиях месторождения могли быть частично разрушены с выносом части руды в виде обломков в пирокластические породы кровли. Месторождения прорывались дайками изверженных пород, сквозь них фильтровались пострудные порции минерализованных газо-гидротермальных растворов. При прохождении растворов, обогащенных цветными металлами, в них возникали наложенные зоны руд молодой стадии метасоматического рудообразования. Наконец, все колчеданные месторождения, быть может за исключением юнокайнозойских, совместно с вмещающими их породами подвергались складчатости и региональному метаморфизму. Все это способствовало выравниванию конечного геологического облика колчеданных месторождений, препятствующего бесспорному определению первичных условий их возникновения.

Глубина и давление. Вулканогенно-осадочные колчеданные руды накапливались на дне моря. Вулканогенно-метасоматические месторождения формировались ниже поверхности морского дна. Они возникали на небольшой глубине, обычно не превышающей первые сотни метров, о чем свидетельствуют следующие факты.

1. Колчеданные месторождения тяготеют к верхним частям разреза пород вулканического цикла и не распространяются в перекрывающие породы следующего цикла. Это обстоятельство позволило В. Логинову установить, например, что на Кабанских месторождениях Урала глубина рудообразования была небольшой и не превышала 500—700 м.

2. Обломки колчеданной руды — рудокласты вулканогенно-обломочных пород кровли, находятся на расстоянии от нескольких до первых сотен метров, свидетельствуя о рудообразовании на таких же глубинах.

3. Мелкие фации изменения боковых пород — пропилитизация, каолинизация, монтмориллонитизация, осернение, сопровождающие молодые и не подвергшиеся существенному метаморфизму колчеданные месторождения Японии и Мексики.

Вместе с тем нельзя упускать из виду, что рудообразование происходило в субмаринных условиях и испытывало давление столба воды, высота которого могла быть значительной, судя по вулканизму, зафиксированному на дне современных океанов на глубине до 11 км. Если принять во внимание, что литостатическое давление, развиваемое на глубине 1 км, равноценно гидростатическому давлению на дне моря глубиной 2,5 км, то все выводы некоторых геологов об образовании колчеданных месторождений Урала в обстановке повышенного давления окажутся справедливыми, но они будут относиться к глубине образования не от поверхности земли, а от поверхности геосинклинального моря.

Малая глубина формирования колчеданных месторождений не исключает разнообразного, в том числе и значительного, давления при рудообразовании. Наименьшее давление было в субмаринных вулканогенно-осадочных, наибольшее — в вулканогенно-метасоматических образованиях. В последнем случае оно могло резко возрастать в связи с давлением, развиваемым парами и газами, достигавшим колоссального значения в моменты вулканических эксплозий.

Температурный режим. Помимо общих затруднений, испытываемых каждый раз при определении температурных рамок эндогенного рудообразования, выяснение температурного режима колчеданного рудообразования имеет свои особые дополнительные трудности:

1) обусловленные значительным перепадом температур на пути движения рудообразующих растворов от мест воздействия раскаленных вулканических газов до более холодных мест массового рудонакопления;

2) связанные с воздействием вулканических и поствулканических явлений на отложенные руды в процессе завершающейся после рудообразования вулканической активности;

3) возникающие в связи с наложением на ранние порции сульфидного материала более поздних гидротермальных рудных генераций;

4) появляющиеся в связи с последующим воздействием регионального метаморфизма.

Очевидно, формирование вулканогенно-осадочных колчеданных месторождений протекало при сравнительно низкой температуре, соответствовавшей, вероятно, температуре придонной части моря для осадочных месторождений отдаленных вулканогенных формаций. По-видимому, она была несколько выше для типичных эксгаляционно-осадочных месторождений вследствие разогрева морской воды лавами, туфами и эксгаляциями, но она не могла превышать температуру кипения, при которой море должно было бы испариться. Эта температура зависит от давления столба воды: на поверхности его она составляет 100°, на глубине 100 м — 180°, на глубине 200 м — 215°, на глубине 500 м — 265°, а на глубине 2000 м около 365° С.

Температура образования вулканогенно-метасоматических месторождений могла быть более высокой и разнообразной, о чем могут свидетельствовать следующие данные.

1. Температура вулканогенных эксгаляций в разных пунктах «Долины десяти тысяч дымов» в Аляске колеблется от 645 до 50° С.

2. Температура декрепитации рудообразующих минералов, как известно, лежит выше температуры их первичного выделения на несколько десятков градусов. Тем не менее данные декрепитации сульфидов колчеданных месторождений могут быть использованы для относительной градуировки температурного режима процесса рудонакопления. В этом отношении интересны результаты декрепитации сульфидов колчеданно-полиметаллического месторождения Восточной Тувы, полученные Б. Берманом, В. Прохоровым и И. Хайрутдиновым во избежание выгорания и диссоциации этих минералов в сероводородной атмосфере. По их данным, рудообразование протекало в широких температурных границах.

Самая низкая температура декрепитации 160° С обнаружена у пирита из массивной руды вулканогенно-осадочного происхождения. Самая высокая температура, доходящая до 600° С, зафиксирована при декрепитации пирита, рассеянного в вулканогенных породах и образованного из раскаленных газовых возгонов.

3. Начальная температура декрепитации различных типов колчеданных руд Японии заметно дифференцирована. Для прожилково-вкрапленных субвулканических руд она составляет 300°, для массивных колчеданных руд 280°, а для пластовых вулканогенно-осадочных колчеданно-полиметаллических руд 120° С. С учетом поправки на завышение примерная температура формирования этих руд окажется следующей: для прожилково-вкрапленных 200—250°, для массивных колчеданных 180—220°, для колчеданно-полиметаллических 60—40° С.

4. Измерение термоэлектродвижущей силы (ТЭДС) сульфидов колчеданных месторождений помогает выяснению относительной температуры их образования. Например, пирит, выделившийся при низкой температуре, свободный от

изоморфной примеси высоковалентных элементов, характеризуется дырочной (положительной) проводимостью, а пирит, сформированный при высокой температуре, содержащий трех- и четырехвалентные примеси, замещающие железо, обладает электронной (отрицательной) проводимостью. В соответствии с этим, по данным Е. Баташева, тонкозернистый пирит массивных руд ранней генерации колчеданного месторождения Гай на Урале имеет положительный знак ТЭДС и величину ее от 37 до 180, а крупнозернистый пирит более поздней пирит-сфалерит-халькопиритовой ассоциации — отрицательный знак ТЭДС при величине ее 244—264.

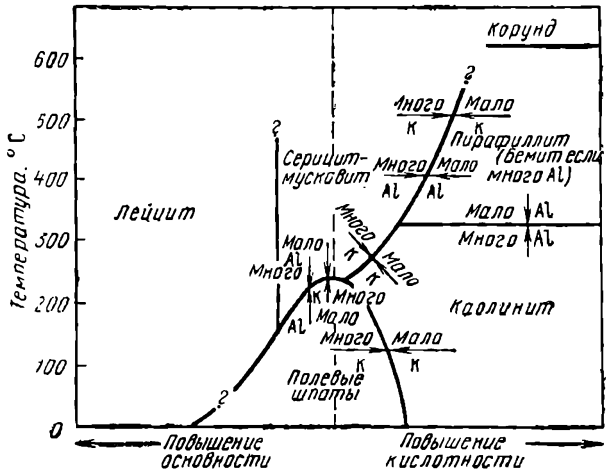


Рис. 178. Поля устойчивости полевых шпатов и продуктов их гидротермального преобразования в зависимости от температуры, основности — кислотности, концентрации щелочей и алюминия. По *Р. Фолку*

5. Температура выделения типоморфных минералов гидротермально измененных пород колеблется в широких пределах в зависимости от кислотности—щелочности среды и концентрации в растворе алюминия, щелочей и щелочноземельных элементов. Экспериментальные и расчетные данные об этом сведены в фундаментальной статье У. Мора и Е. Ингерсона, проиллюстрированы диаграммой Б. Стрингхема и схемой Р. Фолка (рис. 178). Если учитывать достаточно широкие пределы температурных колебаний и ориентироваться на оптимальные условия, то по совокупности существующих данных можно приблизительно определить следующие рамки температуры формирования наиболее характерных зон гидротермально измененных вулканогенных пород, сопровождающих колчеданные залежи:

а) зона кварцитов, содержащих турмалин, корунд, андалузит, диаспор, зуннит и топаз, 450—350°;

б) зона кварц-серицитовых пород 300—200°;

в) зона среднетемпературных пропилитизированных (хлоритизированных) пород 250°;

г) зона каолинизированных пород 200—100°.

6. Признаки, свидетельствующие о температуре образования и заключенные в рудообразующих минералах, в большинстве колчеданных месторождений уничтожены последующим более высокотемпературным метаморфизмом. Они сохранились лишь в слабо измененных месторождениях. Так, например, в Куромоно (Япония) по наличию ромбического халькозина (температура преобразования 75° С), кубического аргентита (температура преобразования 179° С), гипса, ангидрита и каолинита К. Киношита приходит к заключению об образовании колчеданной руды при температуре «ниже 100° С, вероятно, между 60 и 70° С».

Следовательно, вулканогенно-метасоматические колчеданные месторождения, если принимать во внимание весь процесс их образования от переработки боковых пород до выпадения последних порций рудообразующих

минералов, могли формироваться при широких значениях температуры. Скорее всего они могут различаться в основном по начальной температуре образования, так как к концу его она во всех случаях падала до сходного низкого уровня. С этой точки зрения можно различить колчеданные месторождения: 1) высокотемпературные с начальной температурой от 450° С и выше; 2) среднетемпературные с начальной температурой от 300° С; 3) низкотемпературные с начальной температурой менее 200° С.

Физико-химическая характеристика рудообразующих растворов. На диаграмме состояния воды и минерализованного водного раствора, построенной в координатах давления и температуры, проведены изобары А и В (рис. 179). Изобара 200 кгс/см^2 примерно соответствует 1 км литостатического и 2 км гидростатического давления. На такой глубине, начиная примерно с 450° С и ниже, рудообразующий раствор будет жидким. Изобара 50 кгс/см^2 отвечает 200 м литостатического и 500 м гидростатического давления. На этих глубинах, наиболее характерных для колчеданного рудообразования, от высокой температуры до 220—275° С рудообразующий раствор будет газообразным и лишь ниже он будет жидким. Газообразное состояние рудообразующего раствора соответствует природной картине выделения вулканических эксгаляций и характеру включений в рудообразующих минералах некоторых колчеданных руд, состоящих, например, на Кузнечихинском месторождении Урала при комнатной температуре на 50—75% из газовой фазы и гомогенизирующихся при нагревании в газовый раствор.

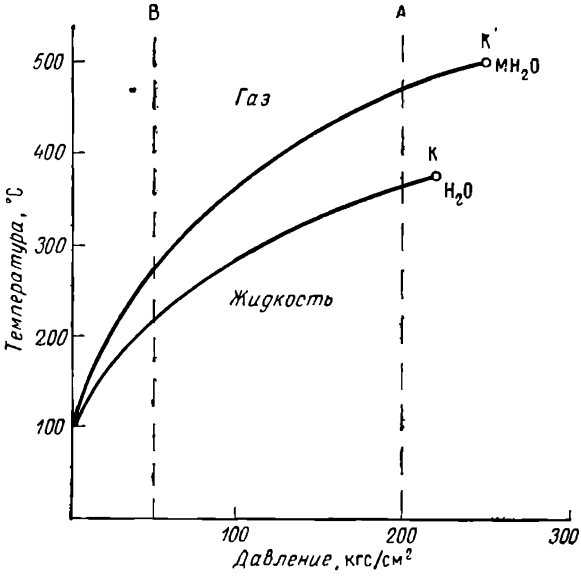


Рис. 179. Кривые состояния воды (H_2O) и минерализованного водного раствора (MH_2O).

К — точка критического состояния воды (t = 374° С, P = 218 кгс/см^2); K' — приблизительная точка критического состояния минерализованного водного раствора (t = 500° С, P = 250 кгс/см^2)

По данным С. Набоко, газы современных вулканов на 98% состоят из воды, углекислоты и серы, определяющейся в форме S, H_2S, SO_2, SO_3 и COS, а также хлора, фтора и водорода. В них растворены кремний, алюминий, щелочные и щелочноземельные металлы, а также металлические элементы. Окислительные и восстановительные способности вулканических газов определяются отношением CO_2 : CO и H_2O : H; высокотемпературные газы из-за преобладания CO и H_2 имеют восстановительную способность, а низкотемпературные — окислительную. Состав газов эволюционирует по мере течения поствулканического процесса. Вначале преобладают высокотемпературные ультракислые существенно галоидные газы, богатые алюминием и кремнием, затем они сменяются менее высокотемпературными и менее кислыми сульфатно-хлоридными эксгаляциями и, наконец, уступают место относительно низкотемпературным слабокислым хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатным возгонам.

По аналогии с современными вулканическими эксгаляциями можно предполагать, что по мере развития поствулканического гидротермального процесса происходило снижение температуры и кислотности растворов. В этом же направлении эволюционировал химический состав гидротермальных растворов, фильтруясь из рудоподводящих каналов в боковые породы вследствие химического взаимодействия с последними.

Этапы рудообразования. В общей истории колчеданного рудообразования отчетливо намечаются три этапа.

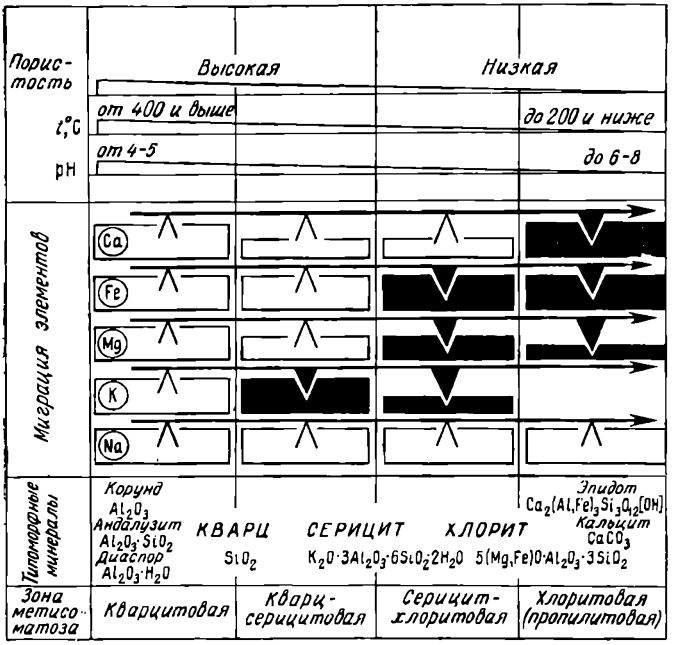


Рис. 180. Схема перегруппировки элементов в метасоматической колонне гидротермально преобразуемых вулканических пород на ранней стадии колчеданного рудообразования при снижающейся на фронте метасоматоза энергии (t °C) процесса и кислотности (pH) среды; белое — вынос, черное — привнос элементов

Первый (предрудный) этап обусловлен высокотемпературными кислыми, по-видимому, истинными газовыми растворами, скорее всего близкими по составу и общей физико-химической характеристике к ранним минерализованным галоидным газам современных поствулканических процессов. В этот этап не происходит заметного привноса вещества, но осуществляется интенсивная перегруппировка минеральной массы вулканогенных пород, по которым протекают растворы. Вследствие различной степени подвижности породообразующих элементов и их реакционной способности в этих условиях возникает метасоматическая колонна гидротермально измененных пород. Наиболее характерна полная колонна, состоящая из четырех зон (по мере удаления от рудоподводящего канала): 1) кварцитовой, 2) кварц-серицитовой, 3) серицит-хлоритовой, 4) хлоритовой или пропилитовой (рис. 180). При переходе от первой к четвертой зоне температура процесса снижается от 400 до 200° С, а кислотность раствора от 4—5 до 6—7—8 pH.

Кварцитовая зона образуется под воздействием наиболее высокотемпературных и ультракислых растворов вследствие выноса из нее щелочей, щелочноземельных элементов и железа, пересыщения ее кремнеземом и глиноземом, с обособлением последнего в виде корунда, андалузита, диаспора, пирофиллита, а также выделения галогенидов в форме топаза, апатита, зуниита, флюорита.

Кварц-серицитовая зона связана с выносом все тех же элементов, но происходит накопление калия, извлеченного из предыдущей зоны.

Серицит-хлоритовая зона возникает вследствие продолжающейся фиксации калия и отложения железа с магнием, выносимых из предыдущих зон.

Пропилитовая зона отличается накоплением кальция.

На первом этапе наблюдается почти полный вынос натрия, дальняя миграция кальция, менее удаленное переотложение железа и магния и ближняя перегруппировка калия. При этом электроотрицательность главных минералообразующих оснований возрастает от калия (85) к кальцию (137), при замещении менее основных минералов более основными, что характерно, по Д. Коржинскому, для условий понижающейся кислотности среды.

Разделение щелочей с фиксацией калия, одного из типичных элементов этой стадии рудоотложения, и выносом натрия обусловлено тем обстоятельством, что натровый метасоматоз в форме альбитизации возможен при высокой температуре и только из щелочных растворов, а в кислых растворах натрий мигрирует. Кроме того, поведение натрия и калия особенно сильно различается в галоидных растворах. Как отмечает Д. Коржинский, растворимость хлорида натрия слабо изменяется при понижении температуры, а растворимость хлорида калия резко падает. Это приводит к повышению химической активности калия по сравнению с натрием в хлоридном растворе почти вдвое и предопределяет при метасоматозе преимущественное отложение соединений калия — наиболее активного среди них.

Второй (колчеданный) этап сменяет первый, сливаясь с концом его. В этот этап происходит накопление основной массы сульфидов железа из гидротермальных растворов, продолжающих циркулировать вдоль наиболее выщелоченных кварцитов и кварц-серицитовых пород, пористость которых по сравнению с исходными породами существенно повышается. Так, по данным В. Старостина, средняя эффективная пористость неизмененных гидротермальными процессами пород Блявинского рудного поля на Урале колеблется от 1,17% (кварцевые альбитофиры) до 3,71% (диабазы и базальтовые порфириты), а средняя эффективная пористость вмещающих руду кварц-серицит-хлоритовых пород 7,6 и даже 12,2%, т. е. становится в 3—5 раз выше. Пористость увеличивается пропорционально увеличению количества суммы хлорита и серицита в гидротермально измененной породе.

Пути циркуляции рудообразующих растворов могут несколько сместиться, контуры колчеданного оруденения не всегда совпадают с очертаниями площадей пород, гидротермально измененных в предыдущую стадию.

Химизм процесса на втором этапе резко изменяется. Начинают действовать растворы, пересыщенные ионами серы и железа, обусловливающие массовое коллоидное отложение сульфидов железа в форме марказита, пирита и пирротина.

Соотношения между пиритом и пирротином в руде зависят в большей степени от соотношения железа и серы в процессе рудообразования, чем от физико-химических параметров. В широких рамках температуры (примерно от 750°) при соответствующем количестве серы формируется пирит, при недостатке ее образуется пирит совместно с пирротином, а при еще большем дефиците выделяется только пирротин. Тем не менее при очень высокой температуре пирит преобразуется в пирротин с выделением газовой фазы серы. Начальная температура такой диссоциации пирита, по данным разных исследователей, колеблется от 352 до 680° С. Таким образом, наличие пирротина в слабо метаморфизованной руде свидетельствует о недостатке серы при рудообразовании

или о ее малой активности при относительно высокой концентрации в растворе. Последнее может иметь место при повышенном значении окислительно-восстановительного потенциала и щелочном характере растворов, благоприятствующих переходу части Fe^{2+} в Fe^{3+}. Такой переход необходим для постройки пирротина, поскольку в нем, согласно Н. Белову, часть мест Fe^{2+} пустует и излишний заряд S_2^{2-} должен быть компенсирован трехвалентным железом.

Переход от сульфидных к окисным соединениям железа и меди, наблюдающийся в ряде вулканогенно-осадочных и осадочных колчеданных месторождений как по мощности и простиранию рудных залежей, так и от одного участка

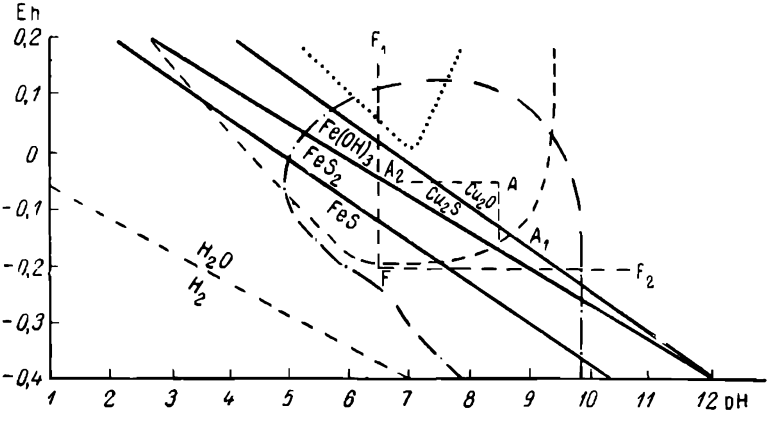


Рис. 181. Eh — pH-диаграмма FeS, FeS_2, $Fe(OH)_3$ и Cu_2S—Cu_2O. Линиями оконтурены поля устойчивости, определенные Л. Бааст-Беккингом и др. для сульфидов (штрихпунктирная линия), тиобактерий (штриховая линия) и окислов железа (пунктирная линия), A, F — фигуративные точки (t = 25 °С, P = 1 кгс/см², ΣS = 0,1 м). По *Н. Скрипченко*

к другому, еще в более существенной степени определяется изменением кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных условий среды рудообразования. Поля устойчивости сульфидов и окислов этих металлов показаны на диаграмме равновесия в координатах pH — Eh, построенной Н. Скрипченко на основании решения уравнений из произведений активностей реагирующих ионов пограничных соединений для условий давления 1 кгс/см² при температуре 25° С (рис. 181). Из диаграммы видно, что если следовать из фигуративной точки F к точке F_2, то по мере снижения кислотности среды рудообразования сульфиды железа будут вытесняться окислами железа, хотя сульфиды меди все еще будут устойчивы, что может привести к переходу от пирит-медных к гематит-медным рудам, характерным для фланговых частей некоторых колчеданных месторождений. Та же картина будет наблюдаться при продвижении к точке F_1 в связи с понижением активности ионов S^{2-}, S_2^{2-}, Fe^{2+}.

Третий (рудный) этап отмечается на некоторых колчеданных месторождениях. В отличие от предыдущих, слитных этапов, он отделяется от них отчетливым и иногда достаточно длительным перерывом, во время которого минеральные массы ранних этапов могут претерпеть некоторый метаморфизм, тектонические деформации и внедрение даек изверженных пород.

По представлениям Е. Лазаренко, Т. Ловеринга и др., гидротермальные растворы этого этапа были бессернистыми или недосыщены химически активными ионами серы и содержали цветные металлы в форме хлоридов или ком-

плексных ионов. Экспериментально доказано, что сернистое железо легко замещается сернистой медью, цинком и свинцом в подобного рода щелочных, нейтральных и кислых растворах с выносом железа, если pH его не слишком высока (Т. Ловеринг). Эти растворы реагировали с сернистыми соединениями железа, накопившимися в течение второго этапа рудообразования, и частично замещали их, отлагаясь в виде сульфидов меди, цинка, особенно свинца и блеклых руд. Рудообразование третьего этапа иногда сопровождается дополнительным изменением боковых пород, которое, например, по данным Н. Еремина, представлено на Джусинском месторождении Урала кварц-серицит-карбонат-хлоритовыми образованиями.

В природе известны полные образования всех трех этапов колчеданного оруденения, а также ограниченные образования первых двух этапов и даже одного первого этапа.

Наиболее совершенные и богатые полиминеральные колчеданные месторождения возникают при совмещении минеральных продуктов всех трех этапов рудообразующего процесса. Вследствие первых двух этапов формируются преимущественно серноколчеданные, отчасти медноколчеданные залежи в окружении гидротермально измененных пород. При проявлении только первого этапа возникают достаточно многочисленные зоны гидротермально преобразованных пород, не сопровождающиеся колчеданными рудами.

Минералообразование в течение каждого этапа представляет собой пульсирующий процесс, поэтому некоторые геологи в рамках отдельных этапов намечают ряд стадий рудообразования.

Многие залежи колчеданных руд имеют зональное строение; центральные и нижние части их имеют преимущественно пирит-пирротиновый состав, а периферические и верхние облагорожены сульфидами цветных металлов. Обычно в центральных и нижних частях колчеданных рудных тел вариации изотопов серы близки к метеоритному стандарту, что свидетельствует об ее связи с подкоровым веществом базальтовой магмы. По периферии вулканогенно-осадочных залежей начинает увеличиваться содержание легкого изотопа серы, что соответствует представлениям о накоплении сульфидов под сильным воздействием придонных биогенных факторов.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Связь с магматическими формациями. В длительной истории геологического развития колчеданные месторождения возникают в основном на ранней стадии формирования эвгеосинклиналей в связи с чрезвычайно характерным для нее субмаринным спилито-кератофировым вулканизмом.

Колчеданные месторождения во всем мире находятся преимущественно в пределах поясов вулканогенно-осадочных и сопутствующих им субвулканических и глубинных магматических пород, возникших на ранней стадии эвгеосинклинального развития. Значительно реже они встречаются в сланцевых геосинклиналях с ограниченными продуктами раннего вулканизма (Австралия, Большой Кавказ и др.).

В ряде районов установлено воздействие на колчеданные месторождения гранитоидных интрузий средней и поздней стадий геосинклинального цикла, свидетельствующее о более позднем внедрении этих интрузий.

Спилит-кератофировая формация образует комплекс лавовых покровов, слоев пирокластов и пронизывающих их субвулканических тел, формирующихся в рамках единого субмаринного вулканического цикла. Этот цикл

всегда начинается с излияния лав основного состава, формирующих спилитовую часть основания разрезов рассматриваемой вулканогенной формации. Он постепенно сменяется породами порфиритового состава и венчается кератофирами, иногда кварцевыми кератофирами. Эта единая серия пород постепенно, с отступлениями, эволюционирующая от основных к кислым породам, рассматривается как производная базальтовой магмы, претерпевшая полноценный натровый автометасоматоз, приведший к повсеместному и почти полному замещению плагиоклазов альбитом. Вероятно, кератофиры возникли при альбитизации дацитов, поэтому рассматриваемый комплекс пород иногда называется альбитизированной спилит-дацитовой формацией.

Вследствие альбитизации породы спилит-кератофировой формации отличаются повышенным содержанием щелочей, в составе которых отмечается значительное и постоянное преобладание натрия над калием. Лавовые породы перемежаются со слоями пирокластов (брекчии, туфы, туфопесчаники), состав которых также закономерно изменяется от основного к кислому, от низов к верхней части разреза. Отмечается увеличение их мощности к верхам разреза, особенно в части, кроющей кератофиры. Среди лав и пирокластов встречаются прослои терригенных и хемогенных морских осадков, представленных обычно глинистыми и углеводородсодержащими черными сланцами, яшмами, гидроокислами железа и марганца. Слоистые вулканогенно-осадочные толщи всегда прорваны дайками и штоками субвулканических и жерловых пород, состав которых со временем эволюционирует в том же направлении, что и состав лавопирокластовых пород.

Колчеданное рудообразование может проявляться неоднократно на всех стадиях вулканического цикла, но резко подавляющая масса колчеданов накапливается в конце вулканического цикла на этапе кератофирового вулканизма и вслед за ним. При этом в хорошо дифференцированных вулканогенных сериях с преобладанием кислых пород формируются наиболее сложные по составу колчеданно-полиметаллические месторождения. В слабо дифференцированных, преимущественно основных сериях возникают более простые серно- и медноколчеданные залежи.

Наиболее интенсивное колчеданное рудообразование происходит к концу эволюции вулканизма, после формирования наиболее кислых лав, сменяющих основные и средние эффузивы. Концентрированное рудообразование приурочено к периоду прекращения излияния лав, кратковременные пароксизмы которого сменяются более длительным временем поствулканической, газогидротермальной деятельностью. При этом площади субмаринного вулканизма сокращаются, а глубоководные условия сменяются мелководными.

В том случае, когда вслед за завершенным вулканическим циклом возрождается новый вулканический цикл, проходящий через аналогичные стадии магматической эволюции, могут сформироваться два комплекса колчеданных месторождений, соответствующие двум комплексам вулканических пород. В этих условиях колчеданные месторождения первого вулканического цикла будут локализованы в вулканических породах раннего комплекса, преимущественно в верхних его частях, без проникновения в перекрывающие породы более позднего комплекса. Колчеданные месторождения второго вулканического цикла могут формироваться как среди вулканогенных пород первого цикла, которые к тому времени могут испытать некоторые тектонические деформации и метаморфизм, так и среди пород второго цикла еще до их существенного преобразования.

Значительно реже отмечаются три последовательных цикла колчеданного

рудообразования. Примером может служить Урал с его силурийским, среднедевонским и нижнекаменноугольным вулканическими циклами, сопровождавшимися формированием соответствующих колчеданных месторождений.

Общая схема геологических условий возникновения рудоносных вулканических серий ранней стадии геосинклинального цикла лучше всего объясняется моделью с зоной Беньофа, прорезающей земную кору и обеспечивающей поступление эндогенного подкорового вещества к поверхности земли.

При общей принадлежности рудоносных вулканических пород к геосинклинальным субмаринным образованиям базальтоидной магмы отмечается, что медноколчеданные месторождения тяготеют к вулканогенным комплексам с преобладанием в их составе основных пород натровой линии, а полиметаллически-колчеданные ассоциируются с вулканическими толщами с доминирующими кислыми породами калий-натрового состава.

В колчеданных рудных телах распространены дайки диабазов, в меньшей степени габбро-порфиритов и альбитофиров. По условиям образования среди них намечаются три группы: 1) корни вышележащих лавовых покровов, 2) субвулканические тела, 3) малые интрузии последующих стадий геосинклинального развития.

Большинство геологов доказывают послерудное происхождение даек в колчеданных месторождениях, основываясь на следующих аргументах: 1) дайки, выходя из рудных тел, пересекают породы кровли, в которые не распространяется оруденение; 2) дайки пересекают сбросы, смещающие рудные тела; 3) рудные тела вдоль даек иногда раздроблены, а обломки цементируются породой дайки; 4) дайки содержат обломки руды; 5) тончайшие апофизы даек режут руду по трещинам кливажа; 6) зерна рудных минералов срезаются зальбандами даек; 7) иногда дайки пересекают полосчатую текстуру руды и другие элементы сложения; 8) на контактах с дайками в колчеданах возникают пирротин, гематит, магнетит, антофиллит, борнит вытесняется халькопиритом, а последний — пластинчатым карбонатом, происходит частичное перерастворение и перекристаллизация пирита, кварца и других минералов; 9) дайки не замещаются рудой. Иногда выделяются еще интрарудные дайки. внедрившиеся после формирования серноколчеданной руды, но до обогащения ее сульфидами цветных металлов.

Рудные обломки. Замечательной особенностью колчеданных месторождений являются рудные обломки в пирокластических породах их кровли. Такие рудные обломки встречаются как в пластах туфоконгломератов, непосредственно кроющих рудные тела, так и на расстоянии до нескольких сотен метров от них (рис. 182). По форме они неправильные, угловатые, иногда округлые, вследствие чего иногда фигурируют как «гальки». Размеры галек корреспондируют величине обломков заключающих их пород и колеблются для различных месторождений от нескольких миллиметров до нескольких десятков сантиметров в поперечнике. Сложены они чаще всего сплошным или вкрапленным пиритом с примесью кварца, хлорита и серицита, иногда также халькопирита, сфалерита и других минералов, входящих в состав колчеданных руд. Они встречены во многих месторождениях Урала, Рудного Алтая, Большого и Малого Кавказа, Тувы, Японии и других стран.

Большинство исследователей рассматривают их как механические осколки руды, образовавшиеся вследствие эксплозий, следовавших за рудообразованием, взломавших часть рудных тел и вынесших обломки в пирокластические осадки кровли. Вместе с последними они претерпели последующие тектонические деформации и метаморфизм. Некоторые геологи считают, что подобного

рода рудные обособления в пирокластических породах кровли колчеданных месторождений имеют иное происхождение, относясь к тектоническим брекчиям, метасоматическим скоплениям колчедана по силикатным галькам пирокластов и «сгусткам коллоидного вещества» (Н. Петровская, М. Бородаевская и др.).

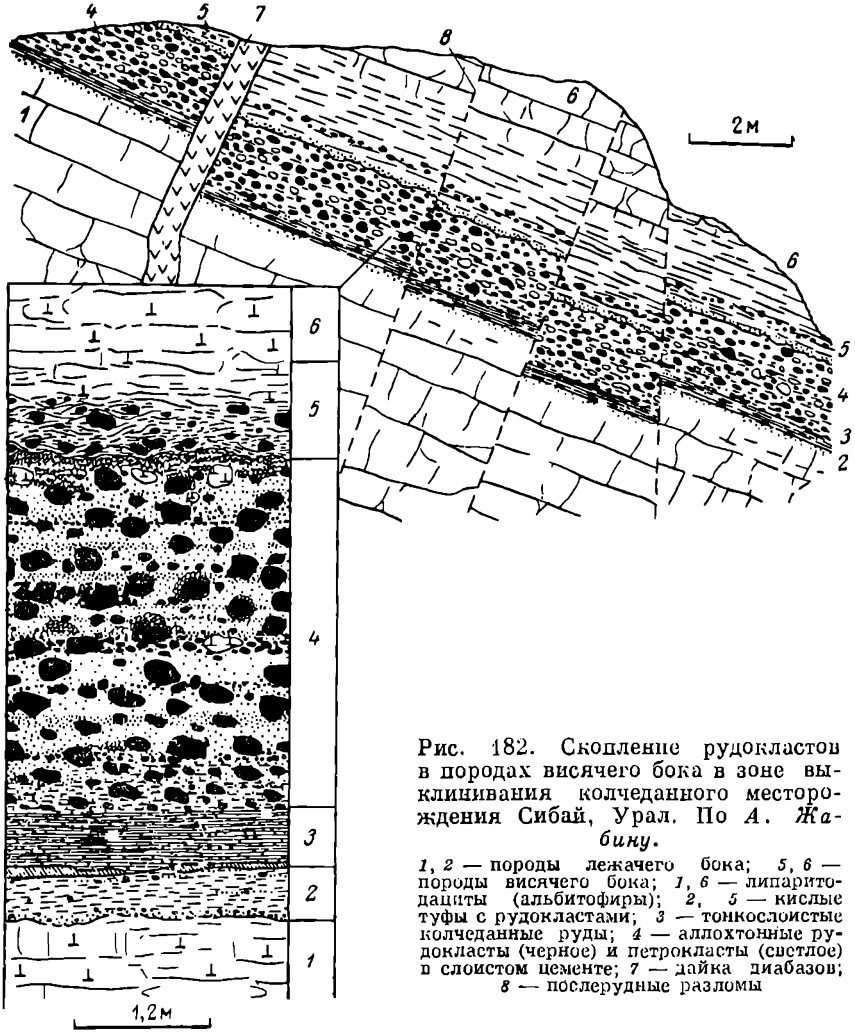


Рис. 182. Скопление рудокластов в породах висячего бока в зоне выклинивания колчеданного месторождения Сибай, Урал. По *А. Жабину.*

1, 2 — породы лежачего бока; *5, 6* — породы висячего бока; *1, 6* — липариты-дациты (альбитофиры); *2, 5* — кислые туфы с рудокластами; *3* — тонкослоистые колчеданные руды; *4* — аллохтонные рудокласты (черное) и петрокласты (светлое) в слоистом цементе; *7* — дайка диабазов; *8* — послерудные разломы

Однако в большинстве случаев эти обособления относятся к рудокластам. Такое заключение основано на следующих данных: 1) рудные обломки свойственны только колчеданным месторождениям и неизвестны для других месторождений магматогенного генезиса; 2) минеральный и химический состав рудных обломков полностью соответствует составу нижерасположенных колчеданных рудных тел; 3) близко расположенные обломки могут иметь различный состав, соответствующий разобщенным разновидностям колчеданной руды; 4) обломочная толща, включающая рудные обломки, состоит из кусков пород,

вмещающих колчеданные рудные залежи; 5) сохранение альбитизированных плагиоклазов вблизи колчеданных обломков при полном их замещении внутри этих кусков серицитом, кварцем и пиритом; 6) отсутствие каких бы то ни было рудных проводников (прожилков и др.) в материале, окружающем рудные обломки; 7) присутствие рудных обломков среди вулканических лапилей, совершенно не затронутых гидротермальным воздействием (Средний Урал); 8) срезание границами обломков текстурных элементов руды (полосчатости, прожилков, цепочек минералов); 9) срезание границами обломков крупных кристаллов рудообразующих минералов; 10) в расположении рудообразующих минералов внутри обломков, как правило, не обнаруживается никаких признаков первичной концентрической зональности или радиального размещения; 11) наличие пленок окисления по периферии рудных обломков некоторых месторождений (Левиха, Средний Урал).

Степень метаморфизма рудных обломков полностью отвечает уровню метаморфизма вмещающих пород и рудных тел. При глубоком метаморфизме, особенно в рассланцованных породах, границы между обломками и окружающей массой растушевываются, внутри них происходит метаморфическая перегруппировка вещества, вследствие чего иногда некоторые легкоподвижные минералы, например халькопирит, образуют внешнюю зону с тончайшими «усиками», отходящими на несколько миллиметров за пределы рудных обломков.

Изменение рудовмещающих пород. Формирование колчеданных месторождений очень часто сопровождалось гидротермальным изменением вмещающих пород. Хотя колчеданное рудообразование длительно, гидротермальное преобразование боковых пород оказывается еще более длительным, так как оно могло начаться до рудообразования и продолжаться после его окончания.

Изменение боковых пород, сопровождавшее колчеданное рудообразование, относится к трем уровням метаморфизма. Вследствие наиболее глубокого изменения возникают вторичные кварциты с турмалином, андалузитом и корундом (Карелия, отчасти Урал и Казахстан). При самом низком метаморфизме образуются ореолы алунит-каолинитовых кварцитов, сменяющиеся по периферии низкотемпературной пропилитизацией (Япония). Наиболее широко распространено гидротермальное изменение промежуточного уровня, удивительно выдержанное для всех месторождений, в которых оно проявляется. Вследствие такого преобразования формируются пиритизированные кварц-серицит-хлоритовые породы. Причем вне зависимости от состава исходных вулканогенных пород конечными продуктами гидротермального преобразования становятся кварц-серицитовые сланцы и кварциты.

Все исследователи отмечают, что гидротермально измененные боковые породы, как правило, располагаются в породах лежачего бока, подстилающих колчеданные рудные залежи. В тех случаях, когда они фиксируются со стороны висячего бока, по представлениям С. Иванова, это свидетельствует об опрокинутом залегании рудных тел. Сплошные зоны измененных пород, находящиеся непосредственно под рудным телом, с глубиной расщепляются и переходят в серию крутопадающих языков, следующих вдоль линейных зон тектонического дробления подстилающих пород и рассматриваемых как рудоподводящие каналы колчеданного рудообразования (рис. 183).

Гидротермально измененные породы, подстилающие колчеданные залежи, имеют зональное строение. Обычно намечаются две зоны: внутренняя кварц-серицитовая, прилегающая к рудному телу, и внешняя хлоритовая, отделяющая кварц-серицитовую зону от подстилающих пород. Отмечены случаи, когда между кварц-серицитовой зоной и рудным телом находятся кварциты

с корундом, андалузитом, диаспором, пирофиллитом, зуниитом, топазом, рутилом, апатитом и флюоритом (Малый Кавказ, по В. Алиеву, Красногвардейское месторождение Урала, по А. Гороху, Кабанское месторождение Урала, по В. Логинову, Майкаин в Казахстане, по Л. Яковлеву). Переходы между зонами измененных пород и неизмененными породами постепенные. Все измененные породы содержат вкрапленность и иногда тонкие прожилки пирита, реже других сульфидов. Не наблюдается какой-либо зависимости между размерами рудных тел и шириной зон измененных пород. Кварц-серицитовая зона может иметь ширину от 1—2 до нескольких десятков метров, составляя от 1 до 600% мощности колчеданных тел (Урал). Зона хлоритизированных пород обычно мощнее кварц-серицитовой зоны в 3—10 раз.

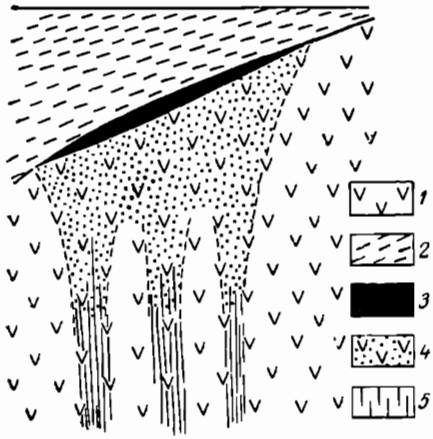


Рис. 183. Соотношение колчеданной залежи с подстилающими ее гидротермально измененными породами (схема).

1 — эффузивы; *2* — туфы; *3* — руда; *4* — гидротермально измененные породы; *5* — зоны смятия и дробления

Иногда при формировании колчеданных месторождений воздействие гидротермальных растворов, восходящих по тем же каналам, что и при рудообразовании, не прекращается после накопления основной массы колчеданов. Под влиянием таких постумных гидротермальных процессов преобразование вмещающих пород может проникнуть во всех направлениях, распространяясь, в частности, по сбросам, секущим рудное тело, в породы его кровли. Соотношение первоначального изменения боковых пород и его рецидивов изучено слабо. Вероятно, последующее гидротермальное преобразование может иметь тот же минералогический и геохимический профиль; не исключено, что при этом могут протекать и несколько отличные процессы, приводящие к цеолитизации, опализации, пумпеллизации и пренитизации вулканогенных пород, отмеченных на некоторых месторождениях Урала и Кавказа.

Площадям гидротермально измененных пород колчеданных месторождений корреспондируют первичные ореолы рассеяния рудообразующих элементов. Они обширны для вулканогенно-метасоматических тел, но не распространяются в породы кровли вулканогенно-осадочных залежей (Озерное в Бурятии, Худес на Кавказе), за исключением тех случаев, когда формирование эндогенных ореолов продолжалось после отложения раннего сульфидного материала в связи с воздействием на него более поздних рудоносных растворов или при постумных вулканических явлениях (Рудный Алтай и др.).

Метаморфизм и колчеданное рудообразование. Соотношение колчеданного рудообразования с метаморфизмом руд и вмещающих пород является генеральной проблемой генезиса колчеданных месторождений. Правильный подход к разрешению ее возможен только в том случае, если постоянно помнить, что формирование колчеданных месторождений происходило длительно, а преобразование вмещающих их пород представляет собой процесс еще более длительный. Он начинается с диагенетических преобразований руды (П. Ярош), идущих параллельно с автометаморфическим перерождением в ходе накопления вулканогенных продуктов, и может завершаться региональным метаморфизмом той или иной фации.

Наиболее глубокая амфиболовая фация метаморфизма фиксируется в самых древних колчеданных месторождениях докембрийского возраста, в боковых вулканогенных породах которых возникают амфиболиты, биотит- и гранатсодержащие сланцы (Карелия). Значительно более распространена менее высокотемпературная зеленокаменная фация. Метаморфическое перерождение нередко сопровождается интенсивным рассланцеванием пород с развитием типичных для районов колчеданных месторождений кварц-хлорит-серицитовых сланцев и альбитовых порфиритоидов.

Интенсивность метаморфизма залежей колчеданной руды соответствует степени метаморфизма вмещающих пород. Основными признаками ясного метаморфизма колчеданных руд, согласно Б. Вейц, А. Заварицкому, С. Иванову, Т. Шадлун и др., являются: 1) развальцовывание и разлинзовывание рудных тел; 2) преобразование руд колломорфной текстуры в руды кристаллической полосчатой и сланцевой текстуры; 3) дробление хрупких минералов (кварц, пирит) с образованием участков руд катакластической текстуры; 4) изгибание и смятие пластических минералов (халькопирит, галенит); их перемещение в зоны местного приоткрывания с образованием динамометаморфических прожилков и скоплений; 5) наложение на сульфидное оруденение серицитизации и хлоритизации; 6) возникновение двойников давления в зернах кварца, пирротина, сфалерита; 7) развитие альпийских прожилков, секущих сульфидную массу руды; 8) сокращение количества марказита и вюртцита вплоть до полного их преобразования в пирит и сфалерит; 9) преобразование части пирита в пирротин, особенно в ореоле вкрапленных руд, прилегающем к массивной руде; 10) развитие азональных, плохо протравливающихся каемок у зерен пирита, имеющих зональное внутреннее строение; 11) развитие теней давления на концах зерен пирита, в которых накапливаются такие пластические минералы, как халькопирит и галенит; 12) образование стебельчатого кварца, нарастающего на кубиках пирита по сланцеватости (этот признак спорный и А. Пэком, О. Мюгге, А. Игумновым и др. трактуется иначе); 13) переход ультрадисперсного золота сульфидов в более крупное.

Вся совокупность данных о соотношении метаморфизма и колчеданного рудообразования свидетельствует о совместном метаморфизме вмещающих пород и рудных тел. При этом в двухстадийных колчеданных месторождениях как рудное вещество первой стадии, так и окружающие породы могли претерпеть метаморфизм той или иной степени до рудоотложения второй стадии с последующим дополнительным метаморфизмом, оформившим окончательный метаморфический облик месторождений. Этот окончательный облик, по замечанию И. Каллиокоски, также мало соответствует внешнему виду первоначальной руды, как облик гнейсов отличается от исходных для них глинистых сланцев.

Особенности геологической структуры. Положение региональных поясов вулканогенных пород с распределенными среди них полями колчеданных месторождений контролируется глубинными разломами типа зоны Беньофа, определяющими геологическую позицию и особенности внутреннего строения тектонических трогов, возникающих на ранней стадии эвгеосинклинального развития и прекращающих свое существование к средней стадии геосинклинального цикла. Троги эти вытягиваются в длину до нескольких тысяч километров, имеют ширину от 5 до 100 км и представляют чрезвычайно контрастные элементы региональной структуры складчатых областей, по которым происходило местное погружение участков земной коры на глубину от 1 до 10 км, сопровождающееся интенсивным базальтоидным вулканизмом и магматизмом,

продукты которого заполняли троги близкоодновременно с их проседанием, без последующей инверсии в положительную тектоническую структуру.

Расположение полей колчеданных месторождений в пределах поясов контролируется центрами вулканической активности, фиксирующимися участками, прилегающими к жерлам вулканов, неравномерно распределенных в рамках тектонических трогов.

Положение и геологическая структура отдельных месторождений внутри колчеданных полей определяется приуроченностью их к склонам положительных вулканических построек, прорезанных секущими сбросами и зонами дробления как тектонического, так и вулканического происхождения (вулканические просадки, газовые прорывы и др.).

Структурная позиция частных залежей зависит от их положения в ряду колчеданных месторождений, располагающихся на разном расстоянии от их первичных рудогенерирующих субвулканических очагов. Она наиболее характерна для основной части колчеданных залежей, возникающих из вулканических возгонов близ дна геосинклинального моря. В этих условиях иногда формируются многоэтажные месторождения. Например, на Гае (Урал) в рудовмещающей толще туфов и альбитофиров мощностью около 1000 м известно несколько этажей рудных залежей. На Урупском месторождении Северного Кавказа установлено четыре горизонта рудных тел, отстоящих друг от друга на 30—50 м в колонне вулканогенных пород мощностью 1500 м. На Озерном месторождении Бурятии в толще вулканогенных пород мощностью 1500 м размещено 10 субпараллельных пластообразных залежей колчеданно-полиметаллических руд (рис. 184).

Рудные тела рассматриваемых месторождений обычно имеют характер согласных пластообразных залежей с подходящими к ним со стороны лежачего бока минерализованными линейными разломами или более сложными по форме зонами дробления, играющими роль рудоподводящих каналов (см. рис. 183). Эти разломы тектонической и вулканической природы бывают продольными, поперечными и диагональными по отношению к общему плану тектонических структур. Вдоль таких разломов и трещиноватых зон местами располагаются линейные и изометричные рудные штокверки и жилы, иногда представляющие самостоятельный промышленный интерес. Количественное соотношение между согласными телами и секущими минерализованными зонами бывает различным, но обычно решающая роль в концентрации колчеданной руды принадлежит согласным элементам геологической структуры. Секущие разломы могут быть обновлены в последующие стадии рудообразования, осложняя общий облик структуры колчеданных залежей. На многих колчеданных месторождениях развиты еще более поздние послерудные сбросы, разрезающие рудные тела на блоки с различной амплитудой смещения.

Геологический возраст. Колчеданные месторождения формировались на ранних стадиях всех циклов геологического развития. В архейском цикле были образованы месторождения Канады и Карелии. В протерозойское время возникли колчеданы Полярного Урала, Прибайкалья, Северного Тянь-Шаня, Закарпатья, Канады и Швеции. Каледонские колчеданы характерны для Бурятии, Западного Саяна, Джунгарского Алатау, Норвегии и Бирмы; они известны также на Урале. Герцинские колчеданные месторождения относятся к весьма распространенным: они развиты на Урале, Рудном Алтае, в Казахстане, Средней Азии, Кавказе, в Ашалачах, Испании и Португалии, Федеративной Республике Германии, известны в других странах Центральной Европы (например, во Франции), в Японии, Китае, Австралии, Кордильерах Америки. Колчеданные

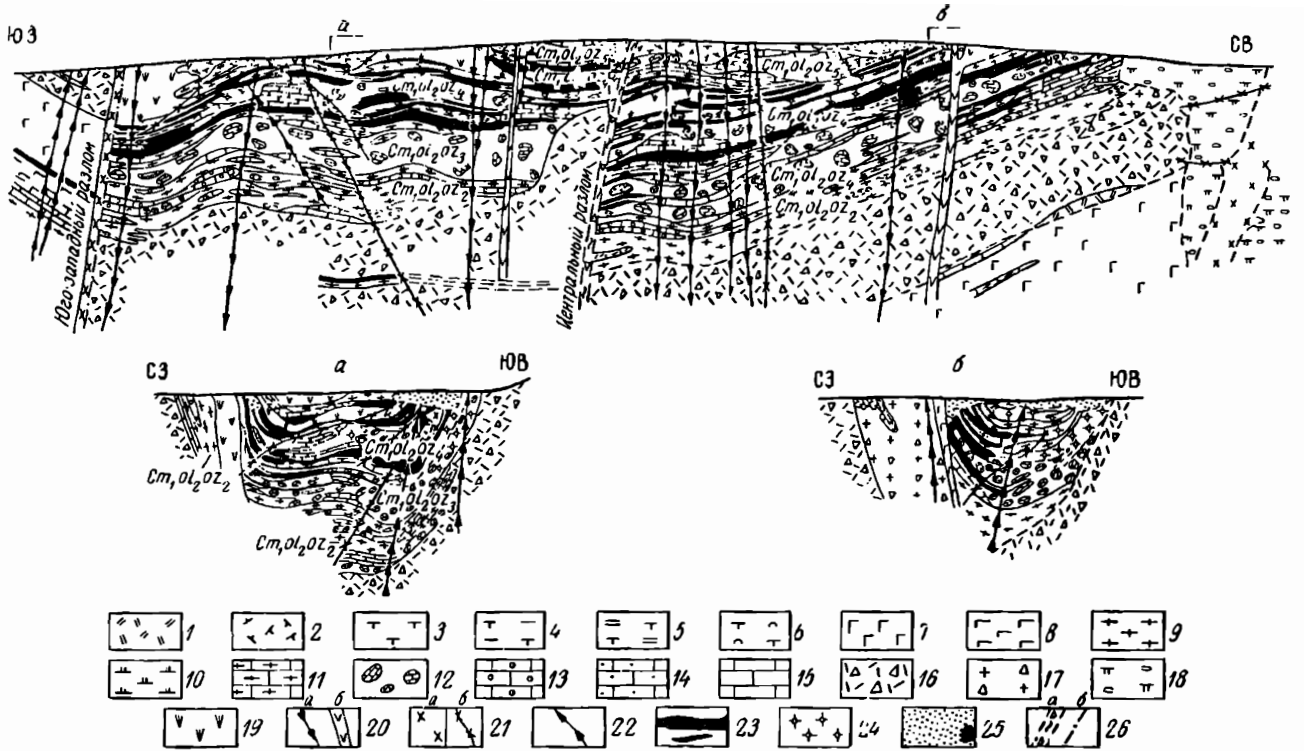


Рис. 184. Продольный и поперечный разрезы колчеданно-полиметаллического месторождения Озерное в Бурятии. По *Э. Дистанову, К. Ковалеву и Р. Тарасовой*.

1—15 — вулканогенно-осадочные отложения олдындинской свиты: *1* — лавы риолит-дацитовых порфиров Cm_1, *2* — кристаллокластические туфы кислого состава, *3* — туфы кислого состава разнообломочные, *4* — туфы кислого состава среднеобломочные (1—5 мм), *5* — туфы кислого состава крупнообломочные (5—30 мм), *6* — игнимбриты, *7* — лавы андезит-дацитовых порфиров, *8* — туфы среднего состава, *9* — туффиты известковистые, *10* — туффиты углистые, *11* — тонкое переслаивание туффитов и известняков, *12* — известняковые брекчии с туфогенно-карбонатным цементом, *13* — известняковые туфогравелиты, *14* — известняковые туфопесчаники, *15* — известняки; *16 — 20* — породы нижнекембрийского субвулканического комплекса: *16* — автомагматические брекчии риолит-дацитовых порфиров, *17* — автомагматические брекчии дацитовых порфиров, *18* — агломератовые брекчии жерловой фации, *19* — диабазовые порфириты зеленокаменно измененные, *20* — кварцевые диабазовые порфириты; *21* — трахидацитовые кварцевые порфиры и граносиенит-порфиры; *22* — долериты и трахидолериты; *23* — колчеданно-полиметаллические руды; *24* — сидеритовые руды; *25* — зона окисления руд (колчеданных, сидеритовых) и кора выветривания; *26* — разрывные нарушения

месторождения киммерийского цикла наименее распространены, хотя они известны на Кавказе, в Албании, Югославии, Иране, Японии и Кордильерах Америки. Альпийская металлогения отличается новым подъемом колчеданного рудообразования на Кавказе, в Турции, Греции, на Кипре, в Японии, в меньшей мере в Кордильерах и Андах Америки.

Таким образом, можно говорить о шести генеральных эпохах колчеданного рудообразования: архейской, протерозойской, каледонской, герцинской, киммерийской и альпийской. В общей геологической истории, охватываемой этими циклами, колчеданное рудообразование происходило более или менее равномерно, за исключением герцинского цикла, выделяющегося накоплением грандиозных масс колчеданов в вулканогенных толщах силура, особенно девона и отчасти нижнего карбона.

При этом не отмечается резкой смены условий рудообразования и изменения характерных черт колчеданных месторождений. Можно говорить лишь о некоторых тенденциях в эволюции отличительных признаков этих месторождений от древних к молодым их представителям:

1) уменьшается степень метаморфизма как вмещающих пород, так и руд, хотя не всегда и не везде древние месторождения бывают метаморфизованы интенсивнее молодых;

2) в составе руд сокращается количество пирротина, возможно, в связи с тем, что этот минерал принадлежит к продуктам метаморфического преобразования пирита, уменьшающегося в своем развитии вследствие общего снижения метаморфизма от древних к молодым месторождениям;

3) усложняется состав руд, хотя и среди древних, например протерозойских, месторождений, кроме широко распространенных простых серноколчеданных залежей известны рудные тела достаточно сложного состава (Швеция, Канада).

Колчеданное рудообразование может происходить на всем протяжении ранней стадии геосинклинального цикла. Ранняя стадия является самой длительной; она охватывает период более протяженный, чем средняя и поздняя стадии вместе взятые, и занимает 60—70% общего времени геосинклинального цикла развития. Поэтому, как правило, для формирования колчеданных месторождений отводится времени несравненно больше, чем для образования постмагматических месторождений, связанных с гранитоидами средней стадии и малыми интрузиями поздней стадии. Однако колчеданное рудообразование идет не непрерывно в течение ранней стадии, а прерывисто в соответствии с повторимостью циклов вулканической активности в рамках ранней стадии геосинклинального развития. Таких циклов бывает один, два и редко три. Они определяют местные эпохи наибольшей продуктивности в колчеданном рудообразовании. Так, например, на Урале, в рамках герцинского цикла выделяются верхнесилурийская (предверхнелудловская), среднедевонская и нижнекаменноугольная местные эпохи рудообразования.

Для колчеданов чрезвычайно характерна повторяемость рудообразования не только в ходе развития вулканизма ранней стадии, но также и на ранних стадиях всех циклов в полицикличных складчатых системах. Если колчеданное оруденение возникает на ранней стадии первого, самого древнего цикла, то оно обязательно повторится на ранних стадиях и всех последующих циклов. Примеры этому многочисленны. На Урале известны колчеданные рудопроявления и месторождения протерозойского, каледонского и герцинского циклов; на Кавказе установлены колчеданные рудопроявления и месторождения каледонского, герцинского, киммерийского и альпийского циклов, в Канаде зафи-

и альпийского циклов геологического развития.

Зоны вулканизма как в рамках ранней стадии геологического цикла, так и от цикла к циклу в полицикличных складчатых областях, со временем смещаются от одного борта геосинклинали к другому. В связи с этим происходит постепенное смещение поясов колчеданных месторождений, образующих серии параллельных все более и более омолаживающихся рудных цепей. Например, на Кавказе палеозойские месторождения образуют самый северный пояс Передового хребта Большого Кавказа, киммерийские колчеданы смещены к югу в Закавказье и на Малый Кавказ, а альпийские колчеданные месторождения сконцентрированы еще южнее в пределах аджаро-триалетской части Сомхито-Карабахской вулканогенной зоны.

Связь с другими генетическими группами. Колчеданные месторождения представляют собой достаточно обособленную группу. Однако через свой вулканогенно-осадочный класс они связаны с аналогичными вулканогенно-осадочными месторождениями руд железа и марганца, формировавшимися в связи с подводным вулканизмом.

ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В соответствии с рассмотренными выше условиями образования колчеданов в их составе могут быть намечены три класса месторождений: 1) вулканогенно-метасоматический, 2) вулканогенно-осадочный, 3) комбинированный.

Вулканогенно-метасоматические месторождения. Вулканогенные гидротермальные колчеданные месторождения образуют по преимуществу залежи сплошных или прожилково-вкрапленных метасоматических руд в туфовых, лавовых и субвулканических породах; реже среди них отмечаются жилы, выполняющие трещины. Раньше к ним относились все колчеданные месторождения. Затем, по мере выделения среди них вулканогенно-осадочных залежей, число их существенно сократилось. Хотя некоторые геологи продолжают относить к вулканогенно-метасоматическим большинство колчеданных месторождений, в настоящее время не всегда легко с полной гарантией за достоверность указать чистый тип метасоматических и жильных колчеданных рудных тел. Их примером могут служить рудные тела некоторых месторождений Малого Кавказа, а также четвертичные колчеданные месторождения гряды Курильских островов и Японии. Здесь неправильные тела замещения формировались среди третичных и четвертичных вулканогенных пород под воздействием серосодержащих паров и газов, разлагающих андезиты, туфы и туфобрекчии с их опализацией и алунитизацией. В составе руд вместе с самородной серой находится пирит, иногда барит.

Вулканогенно-осадочные месторождения. По данным мировой литературы к этому классу принадлежит большинство колчеданных месторождений. В. Грасс и С. Фергюсон относят к ним колчеданные месторождения Канады, сосредоточенные в поясе Рэд Лейк, сложенном зеленокаменными породами докембрия. Норвежские геологи единодушно причисляют к этому классу пластовые залежи колчеданных руд типа «Васкис». По данным Д. Виллиамса и А. Кинкела, к нему также принадлежат колчеданные месторождения, цепью протягивающиеся из Португалии в Испанию и включающие крупнейшее в мире

скопление колчеданов в Рио Тинто. Г. Борхерт и др. считают вулканогенно-осадочными классические месторождения Эргани в Турции. Подавляющее большинство геологов Японии во главе с Т. Ватанабе также расценивают условия образования колчеданных руд этой страны. З. Поуба и др. чехословацкие геологи к этому классу относят колчеданные месторождения своей страны. Ту же позицию занимают геологи США, Франции и Греции. Разновидностью

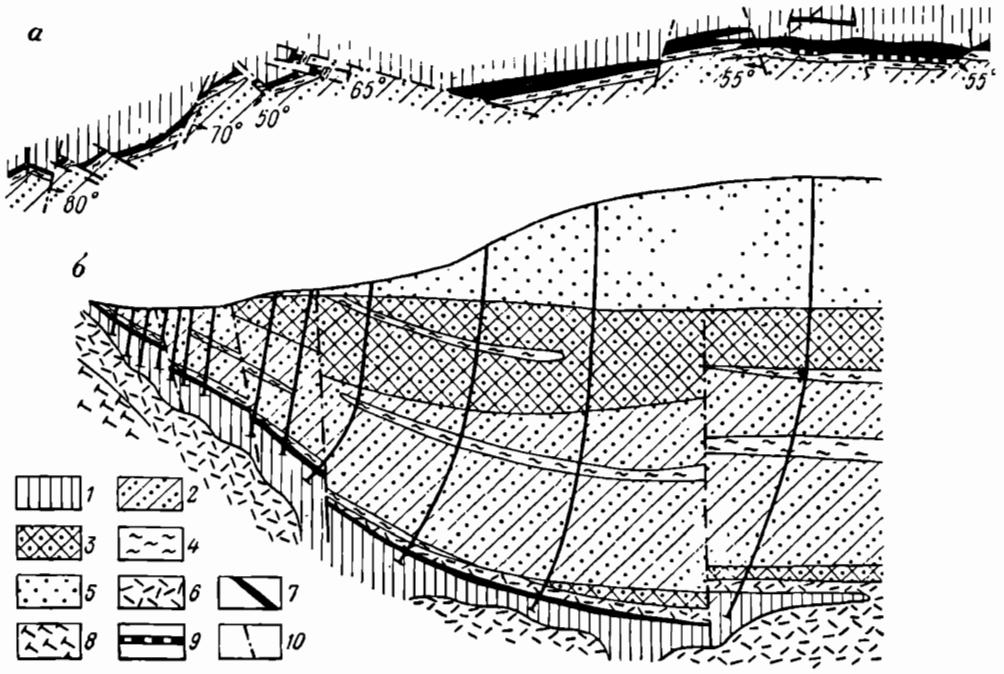


Рис. 185. Урупское колчеданное месторождение Северного Кавказа. По *Н. Скрипченко.*

а — горизонтальное сечение на горизонте горных выработок, *б* — поперечный разрез. *1* — гидротермально измененные породы лежачего бока; *2* — туфы среднего состава; *3* — туфы кислого состава; *4* — кремнистые сланцы висячего бока; *5* — песчаники юры; *6* — кварцевые альбитофиры; *7* — колчеданная руда; *8* — диабазы; *9* — кварцитовидная порода; *10* — тектонические контакты

этих месторождений являются Аделаида в Австралии, а также Мегген и Раммельсберг в Федеративной Республике Германии, залегающие в глинистых сланцах и относимые их исследователями к осадочным образованиям с вулканогенным источником рудного вещества. На территории Советского Союза к ним принадлежат месторождения Филизчай, Кизил Дере и др. в юрских сланцевых толщах Большого Кавказа.

Сторонником вулканогенно-осадочного происхождения некоторых колчеданных месторождений Урала является С. Иванов, а Северного Кавказа — Н. Скрипченко. Примером вулканогенно-осадочного месторождения может служить Урупское на Северном Кавказе (рис. 185). Главное рудное тело этого месторождения имеет пластовую форму, залегает на гидротермально измененных кварцевых альбитофирах и согласно, с переслаиванием, перекрывается кремнистыми сланцами, переходящими в туфы. Руда сложена пиритом,

халькопиритом, борнитом и сфалеритом, с примесью пирротина, марказита, тенантита, халькозина, магнетита и гематита; из нерудных присутствуют кварц, кальцит, хлорит и серицит. В основании залежи преобладает руда серноколчеданного состава, кверху постепенно переходящая в пирит-халькопиритовую и венчающуюся богатой пирит-халькопирит-борнит-сфалеритовой рудой. Рудное тело рассматривается как следствие отложения сульфидного вещества из поствулканических растворов, фильтровавшихся сквозь кварцевые альбитофиры на дно девонского моря.

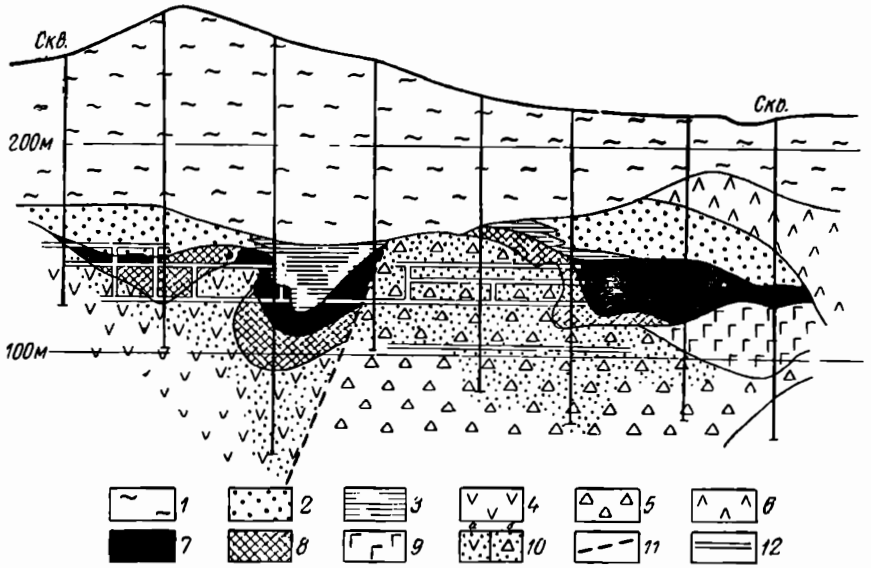


Рис. 186. Геологический разрез колчеданного месторождения Учинотаи, Япония.

1 — четвертичные породы; *2* — туфы и туфобрекчии; *3* — красный кремнистый роговик; *4* — белые риолиты; *5* — вулканическая брекчия; *6* — юный риолит (послерудный); *7* — черная руда; *8* — желтая руда; *9* — гипсовая руда; *10* — силикатная руда — белые риолиты и вулканические брекчии с прожилками и вкрапленностью сульфидов: *а* — серицитизированные, *б* — окварцованные; *11* — тектонические нарушения; *12* — подземные горные выработки

Комбинированные месторождения. Комбинированные колчеданные месторождения возникают вследствие объединения в контурах рудных тел их метасоматических и вулканогенно-осадочных частей. Примером таких месторождений могут служить многие колчеданные залежи Японии типа «куроко», находящиеся среди вулканогенных пород миоцена (рис. 186). В этом случае нижняя часть рудных тел сложена окварцованными и серицитизированными риолитами, содержащими вкрапленность и прожилки пирита и халькопирита и представляющими бедную руду, возникшую метасоматически, на путях подъема гидротермальных растворов. Выше располагается зона более богатых массивных пирит-халькопиритовых руд. С самого верха находится скопление наиболее богатых халькопирит-сфалерит-галенитовых руд, рассматривающееся как отложения сульфидной массы из рудоносных растворов, достигших морского дна.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вулканизм и рудообразование. Пер. с англ. М., «Мир», 1973. 254 с.

Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. Изд. 2-е. М., «Недра», 1969. 343 с.

Заварицкий А. Н. Метаморфизм и метасоматизм колчеданных месторождений. — В кн.: Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР, 1950, с. 7—18.

Иванов С. Н., Логинов В. П. О связи колчеданных месторождений Урала с вулканогенными формациями. — В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., «Недра», 1965, с. 102—113.

Пэк А. В. Структура и некоторые вопросы генезиса Ливихинских колчеданных месторождений на Среднем Урале. — В кн.: Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР, 1950, с. 193—283.

Скрипченко Н. С. Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М., «Недра», 1972. 213 с.

Смирнов В. И. Колчеданные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1967, с. 586—649.

Типы рудных районов колчеданоносных провинций Южного Урала и Западного Казахстана. — «Труды ЦНИГРИ», 1973, вып. 105. 225 с.

Anderson Ch. Massive sulfide deposits and volcanism. — «Econ. Geol.», 1969, No. 2, p. 129—146.

Borchert H. Geosynklinale Lagerstätten, was dazu gehört und was nicht dazu gehört, sowie deren Bezichungen zu Geotektonik und Magmatismus. Freiberger Torschungsh, vol. 1960, vol. 79, p. 12—28.

Kinkel A. Obser cations on the pyrite deposits of the Huelva district Spain and their relation to vulcanism. — «Econ. Geol.», 1962, No. 7, p. 1071—1080.

Marmo V. On the Theory of Exhalativ — Sedimentary Ores. Geolog. Foren. i. Stockholm Förhandl. B. 80, Hf. 3, 1958, p. 277—282.

Oftedahl Gh. Om dannelse av de norske Kisfore Komster. — «Tekn. ukebl.» 1961, vol. 108, No. 19, p. 37—52.

Pekar E. L. Simposium on stratabound sulfides and their formative enverонment. — «The Canadien Mining and Metal. Bull.», vol. 58, No. 641, Sept. 1965, p. 17—36.

Rickard D. Limiting conditions for synsedimentary sulfide ore formation. — «Econ. «Geol.», 1973, No. 5, p. 605—617.

Ridge J. Volcanic exhalations and ore deposition in the vicinity of the sea floor. — «Econ. Geol.», 1973, No. 1, p. 332—348.

Глава одиннадцатая

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Типичные профили коры выветривания редко сохраняются в чистом виде

И. Гинзбург, 1946 г.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Месторождения выветривания по условиям образования и месту нахождения связаны с корой выветривания.

Кора выветривания представляет собой самостоятельную континентальную геологическую формацию, образующуюся при воздействии энергии жидких и газообразных атмосферных и биогенных агентов на коренные породы, в результате чего на их месте возникают новые породы со свойственными им особыми текстурой, структурой, минеральным и химическим составом, содержащие характерные месторождения полезных ископаемых.

Кора выветривания является мощным источником минеральной массы, идущей на образование экзогенных групп месторождений полезных ископаемых. С выветриванием связано возникновение россыпей. Кора выветривания выступает в роли поставщика материалов, сносимых с континентов при образовании многих осадочных, прибрежных, озерных и морских месторождений. В процессе ее развития происходит перегруппировка минерального и химического состава в верхних частях большинства коренных тел полезных ископаемых. Наконец, вследствие природных реакций, протекающих в коре выветривания, на месте горных пород, не содержащих промышленно-ценной минерализации или слабо минерализованных, при определенных физико-химических и геологических условиях могут возникнуть залежи полезных ископаемых. Именно эти последние и относятся к группе месторождений выветривания.

Накопление вещества полезного ископаемого в коре выветривания может происходить двумя путями. Во-первых, вследствие растворения и выноса приповерхностными водами не имеющей ценности минеральной массы горных пород и накопления в остатке вещества полезного ископаемого. Такие месторождения называются *остаточными*. Во-вторых, наоборот, в связи с растворением этими водами ценных составляющих горных пород, их инфильтрацией и переотложением в нижней части коры выветривания. Такие месторождения называются *инфильтрационными*. Таким образом, группа месторождений выветривания разделяется на два класса: остаточный и инфильтрационный.

По форме и условиям нахождения тел полезных ископаемых среди месторождений выветривания различают три разновидности: площадные, линейные и приконтактовые.

Месторождения *площадной коры* выветривания плащом перекрывают коренные породы, преобразованию которых они обязаны своим

происхождением (рис. 187). Нижняя поверхность таких залежей имеет сложную морфологию, постепенно они переходят в неизмененные породы. Внешний контур залежей извилистый; внутри них встречаются «окна» неизмененных пород. Размеры тел колеблются в широких пределах — от нескольких десятков до нескольких сотен и даже тысяч метров в поперечнике. Мощность их обычно измеряется десятками сантиметров — первыми десятками метров.

Месторождения линейной коры выветривания имеют форму жилообразных тел, проникающих в глубь коренной породы по системе трещин (рис. 188). Такие тела прослеживаются по простиранию обычно на сотни метров, хотя известны случаи протяжения их до 4 км. Чаще всего они выклиниваются на глубине нескольких десятков метров от поверхности земли, реже достигают глубины 100—200 м и в исключительных случаях распространяются на глубину до 1500 м (зоны линейного выветривания на железорудных месторождениях Кривого Рога).

Приконтактовые месторождения выветривания локализуются вдоль поверхности контакта породы, поставляющей вещество полезного ископаемого при ее разложении, и породы, осаждающей это вещество из приповерхностных водных растворов. На рис. 189 изображен пример такого месторождения, возникшего в приконтактовой зоне серпентинитов и известняков. Карбонатные породы растворились, и месторождения выполняют систему карстовых полостей, вытягивающихся вдоль контакта.

Согласно И. Гинзбургу, И. Корину и др. такие рудоносные карсты могут быть поверхностными, подземными, свободными и заполненными. Поверхностные полости образовывались на поверхности земли, подземные — на некоторой глубине от нее, свободные полости в той или иной степени выполняются только веществом полезного ископаемого, а заполненные вначале загружаются рыхлым материалом, вследствие разложения и инфильтрации которого возникают скопления полезного ископаемого.

Месторождения выветривания могут быть неизмененными, переотложенными и преобразованными.

Переотложенные залежи возникают в результате некоторого смещения выветрелой минеральной массы под влиянием силы тяжести или энергии воды. Однако при этом имеется в виду только валовое механическое перемещение разложенного материала без его существенной сортировки, перемыва и переотложения с растворением. В противном случае возникают осадочные месторождения.

Преобразованные тела коры выветривания формируются в связи с дополнительным привносом (инфильтрацией) соединений, не входящих в состав первоначальных продуктов разложения (ожелезнение, омарганцевание, окремнение, карбонатизация, огипсование и т. п.).

Залежи месторождений выветривания могут быть открытыми, выходящими на поверхность, и погребенными под более молодыми осадками. Среди них выделяются современные, или юночетвертичные, и древние, принадлежащие к прошлым геологическим эпохам выветривания; последние иногда бывают заметно метаморфизованными.

Текстуры и структуры вещества коры выветривания обусловлены процессами разложения, выщелачивания и приповерхностной перегруппировки минеральных соединений, приводящих к образованию рыхлых пористых масс при активном участии коллоидных процессов. Среди текстур преобладают обломочная, брекчиевая, корковая (метаколлоидная), сетчатая, пятнистая, полосчатая, землистая, губчатая, ячеистая, секреционная, конкреционная и бобовая

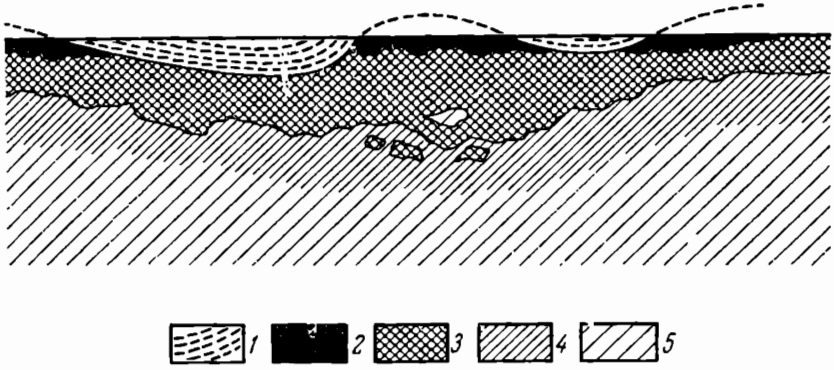


Рис. 187. Месторождения площадной коры выветривания на змеевиках (разрез).

1 — покровные породы; *2* — охристо-глинистая порода; *3* — нонтронитизированный змеевик со скоплениями минералов никеля; *4* — разложенный змеевик со скоплениями минералов никеля; *5* — неразложенный змеевик

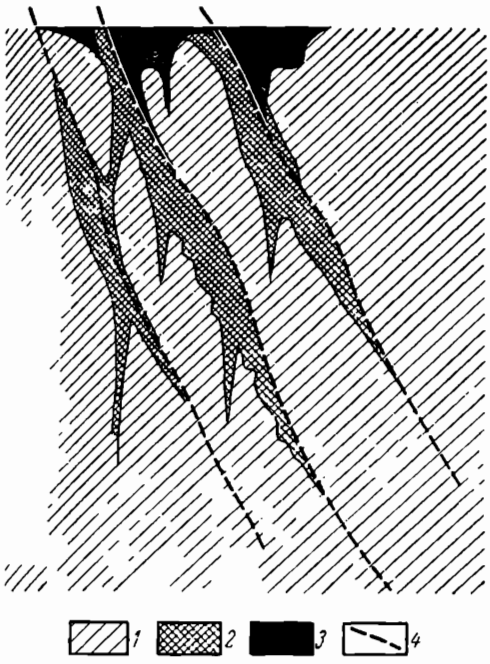


Рис. 188. Месторождение линейной коры выветривания в змеевиках (разрез).

1 — неразложенные змеевики; *2* — выветрелые разложенные змеевики со скоплениями минералов никеля; *3* — охристо-глинистые породы; *4* — зона трещиноватости

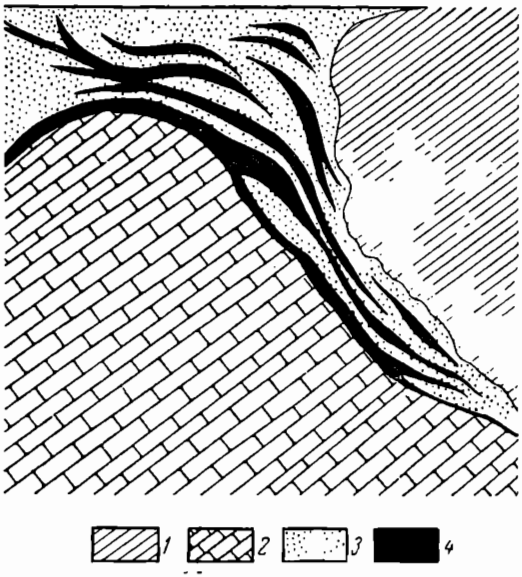


Рис. 189. Месторождение приконтактовой (карстовой) коры выветривания (разрез).

1 — серпентиниты; *2* — известняки; *3* — карстовые отложения; *4* — руда

текстуры. Среди структур особенно характерны реликтовая, цементная, катакластическая, петельчатая, ритмичнозональная, волокнистая, чешуйчатая и пелитоморфная.

Наиболее существенны для коры выветривания месторождения железа (бурых железняков и сидерита), марганца, силикатных руд никеля (с кобальтом), урана (с ванадием), бокситов, каолина, бентонитовых глин и барита; кроме того, в этой группе встречаются месторождения меди, олова (касситерит совместно с ильменитом, монацитом, ксенотимом), тантала, ниобия, редких земель, золота, фосфора, магнезита, талька, соли.

Изучение процессов и продуктов выветривания горных пород производится в нашей стране с середины прошлого века В. Докучаевым, К. Глинкой, С. Неустроевым и другими учеными в связи с исследованием почвообразования. С конца прошлого и начала настоящего века П. Замятчинский, И. Гинзбург, И. Крашенинников начали интересоваться корой выветривания в связи с образованием каолиновых месторождений. Детальные исследования коры выветривания, содержащей месторождения полезных ископаемых, развернулись с 20-х годов и связаны с именами В. Вернадского, Б. Кротова, К. Лукашева, А. Перельмана, В. Петрова, Б. Полынова, И. Седлецкого, Д. Сапожникова; особенно содержательны труды И. Гинзбурга и его школы (И. Рукавишникова, И. Корин, К. Никитин и др.). Из зарубежных геологов можно отметить работы И. Батлера, О. Тамма, А. Фредериксона, У. Келлера, К. Мак Лафлина, Ж. Педро и др.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Формирование месторождений выветривания обусловлено перегруппировкой минеральной массы глубинных горных пород, химически неустойчивых в термодинамических условиях приповерхностной части Земли. В. Вернадский определял кору выветривания как особую термодинамическую оболочку, характеризующуюся низкими температурой и давлением. Нижнюю границу ее образует, по его мнению, кислородная поверхность, т. е. поверхность, до которой проникает в глубь Земли кислород. Эта поверхность близка к уровню грунтовых вод и обычно располагается на глубине 60—100 м, в некоторых случаях до 200 м, а по отдельным трещинам с глубокой циркуляцией грунтовых вод она может опускаться на 1500 м и более.

Агенты выветривания. Основными агентами преобразования горных пород в коре выветривания являются: вода, кислород, углекислота, кислоты, организмы, колебания температуры.

В о д а является наиболее действенным агентом выветривания. Действие ее определяют: 1) растворение, перенос и отложение природных химических соединений в коре выветривания; 2) растворение твердых, жидких и газовых агрессоров (кислород, углекислота, кислоты и др.) и доставка их на участки разрушения горных пород; 3) разложение породообразующих минералов материнской породы при гидратации и гидролизе; 4) регулирование физико-химической обстановки процессов преобразования горных пород в коре выветривания, обусловленное вариациями ее кислотности — щелочности (pH), окислительно-восстановительного потенциала (Eh) и химического состава растворенных в ней веществ.

Главным источником воды, действующим в коре выветривания, являются метеорные осадки, просачивающиеся в глубь Земли. При подземной циркуляции вода проходит через три зоны (рис. 190): 1) аэрации, или просачивания; 2) пол-

ного насыщения с активным водообменом; 3) полного насыщения с пассивным водообменом (зона застоя).

Наиболее активные реакции разложения горных пород с участием подземных вод происходит в зоне аэрации. Нижняя граница этой зоны совпадает с уровнем грунтовых вод в общем случае, среди равномерно водопроницаемых пород, повторяющим топографический профиль местности. Этот уровень колеблется в прибрежных частях долин по сезонам года в зависимости от подъема и спада воды в меженный и паводковый периоды. В прибрежных участках

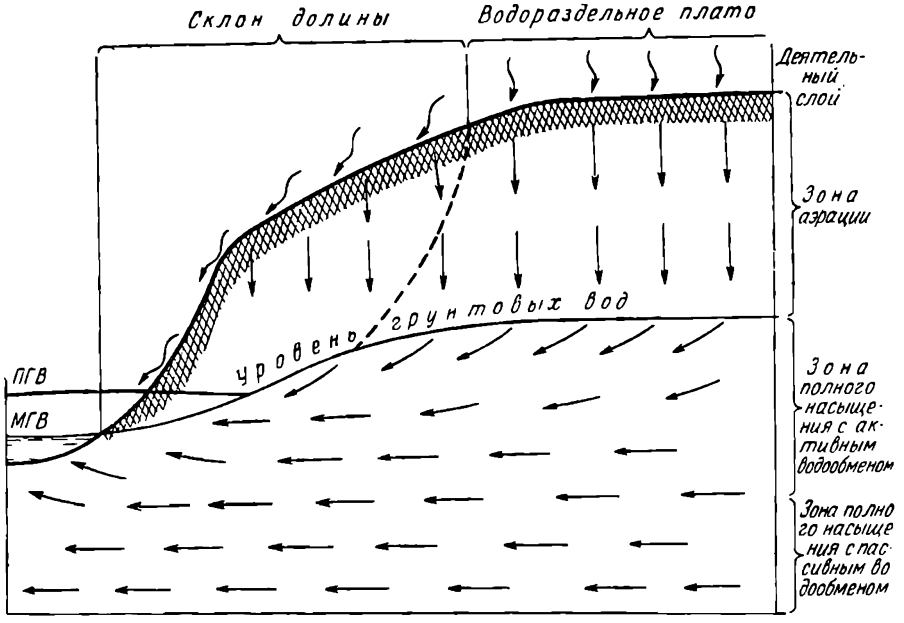


Рис. 190. Схема циркуляции подземных вод при благоприятных условиях инфильтрации осадков. По *А. Лыкошину* (с добавлениями).

МГВ — меженный горизонт речной воды; *ПГВ* — паводковый горизонт речной воды

сезонного колебания уровня грунтовых вод химическое разложение горных пород протекает особенно интенсивно. Зона аэрации наиболее водообильна на водораздельном плато и менее — на склонах долины, где осадки в большей мере стекают по поверхности земли.

Ниже уровня грунтовых вод находится зона полного водного насыщения с активным водообменом, обеспечивающимся поступлением воды из зоны аэрации и разгрузкой ее под дренирующим влиянием местной гидрографической сети. Книзу она постепенно переходит в зону полного насыщения с пассивным водообменом при очень медленном перемещении водяной массы и находящихся в ней веществ к далеко расположенным региональным очагам разгрузки. В зонах полного насыщения с активным и пассивным водообменом и происходит в основном отложение минеральных веществ, инфильтрованных из зоны аэрации.

Химическая характеристика подземных вод с глубиной претерпевает существенные изменения. По А. Германову, в зависимости от состава пород, омываемых подземными водами, выделяются два типа их глубинной геохимической зональности.

В первом типе среди пород, содержащих органогенные соединения, по направлению глубокого движения вод отмечается последовательная смена слабо минерализованных кислородных, а затем бескислородных гидрокарбонатных вод сульфатными, которые местами также содержат кислород. За этими водами обычно следуют сероводородные, которые сменяются хлоридными водами с метаном. Со временем последние сменяются сероводородными, затем сульфатными и далее гидрокарбонатными с кислородом или без него.

Во втором типе при циркуляции по породам, не содержащим органических веществ, сероводородные воды отсутствуют, а хлоридные воды не содержат метана; эти воды беднее углекислотой, но богаче кислородом, проникающим на бо́льшую глубину. Во времени происходит смена хлоридных вод сульфатными, которые впоследствии вытесняются гидрокарбонатными с кислородом или без него.

Кислород играет главную роль в реакциях окисления, имеющих большое значение при образовании коры выветривания. В этих реакциях участвует: 1) кислород атмосферы; 2) кислород, входящий в состав воздуха, растворенного в воде и обычно несколько обогащенного этим элементом; 3) кислород минеральных соединений при окислительно-восстановительных реакциях.

Углекислота активно участвует в процессах окисления и преобразует некоторые силикаты в карбонатные соединения. В этом преобразовании может участвовать как углекислота атмосферы, так и углекислота воздуха, растворенного в воде, обычно резко обогащенного этим соединением (от 0,03% в атмосфере до 2,14% по объему в дождевой воде при 20° С, т. е. в несколько десятков раз).

Кислоты неорганического и органического состава интенсифицируют процесс разложения горных пород в коре выветривания, придавая ему определенную химическую направленность. Среди неорганических наибольшее значение имеет серная кислота, возникающая при окислении сульфидов, а среди органических — гумусовые кислоты, образующиеся при гниении растительных остатков на поверхности земли.

Организмы интенсифицируют процесс преобразования горных пород при выветривании и придают ему специфическую биохимическую направленность. Организмы, главным образом растения и бактерии, принимают участие в преобразовании горных пород у поверхности земли следующим образом: 1) они регенерируют кислород и углекислоту, поставляя таким образом важных агентов изменения горных пород в коре выветривания; 2) обменивают Н-ионы на катионы породообразующих соединений, необходимые для их питания, поддерживая кислые условия разложения пород; 3) обладая свойством выборочной концентрации в своем составе некоторых элементов почв, они способствуют их накоплению в продуктах своего отмирания. Известны организмы — концентраторы железа, марганца, ванадия, алюминия, меди, цинка, кобальта, лития, бериллия и других элементов; 4) некоторые группы бактерий водорослей и мхов непосредственно разлагают породообразующие силикаты, заимствуя из их состава такие элементы, как кремний, калий, фосфор, магний, кальций, необходимые для их питания. Такое преобразование иногда идет в больших масштабах и приобретает решающий характер изменения материнских пород.

Температура в коре выветривания хотя и колеблется в довольно узких рамках (обычно от +20 до —20° С), тем не менее играет значительную роль в разложении горных пород. Изменение температуры даже в этих границах меняет растворимость газов в воде и в связи с этим изменяет темп реакций по разложению породообразующих минералов. Согласно закону Аррениуса.

повышение температуры ускоряет ход реакций, повышая их интенсивность и степень выщелачивания растворимых соединений. При увеличении температуры на 10° С скорость реакций гидролиза возрастает в 2—2,5 раза (Н. Страхов). Смена положительной температуры на отрицательную приводит к замораживанию породы и находящейся в ней воды, усиливает физическое выветривание горных пород в деятельном слое коры выветривания, простирающемся до уровня, где температура никогда не опускается ниже нуля. Изменение температуры по вертикали от верхних к нижним частям земной коры в ряде случаев заметно регулирует ход химических преобразований, смену растворения породообразующих элементов их выпадением в осадок и др.

Разложение коренных пород. При разложении коренных пород в коре выветривания большое значение имеют реакции окисления, гидратации, гидролиза и отчасти диализа.

Окисление обусловлено высоким кислородным потенциалом приповерхностной части земной коры, быстро гаснущим с глубиной. Породообразующие минералы коренных пород, сформированные в бедной кислородом обстановке глубоких частей земной коры и не содержащие этого элемента или представленные низковалентными формами соединения с ним, под воздействием окислителей коры выветривания превращаются в кислородные соединения высокой валентности. Наиболее активным окислителем является кислород, находящийся в атмосфере и в растворенном состоянии в воде. В окислительных реакциях участвуют также вода, углекислота, соединения ряда элементов высшей формы окисления, минеральные кислоты. В процессе окисления минералы материнских пород, представленные некислородными или закисными соединениями, переходят в более устойчивые в приповерхностных условиях окисные формы. При этом часть промежуточных и конечных продуктов реакций окисления оказывается растворимой и выщелачивается. Другая часть, наоборот, становится труднорастворимой и накапливается в остатке. Так, в коре выветривания концентрируются окислы и гидроокислы ряда металлов (железо, марганец, алюминий и др.).

Гидратация, по К. Лукашеву, ведет к образованию адсорбционных минеральных систем, присоединяющих своей поверхностью воду и удерживающих ее в некотором изменяющемся количестве, которое определяется величиной поглощающей поверхности и упругостью паров окружающего пространства. При этом вода может войти в решетку минерала (гидроксильная вода), образовать твердый раствор (кристаллогидратная вода), войти в каналы решетки минерала (цеолитная вода) или сорбироваться минералом (адсорбированная вода). Процессы гидратации во многом определяют поведение в коре выветривания алюминия, железа и марганца.

Гидролиз связан с обменными реакциями между основаниями минералов коренных пород и водородными ионами электролитически диссоциированной части воды. Интенсивность этого процесса определяется концентрацией водородных ионов (pH), наличием углекислоты, минеральных кислот и температурой воды. При гидролизе разрушаются силикаты, на их месте накапливаются глинистые минералы, а за счет вытеснения катионов образуются свободные окислы и гидроокислы алюминия, кремния, железа, марганца, переходящие при одних условиях в раствор и выщелачивающиеся, а при других — выпадающие в осадок в виде окислов, гидроокислов, основных и кислых солей.

Диализ связан с диффузионным удалением из скоплений глинистых продуктов выветривания металлических катионов и их постепенным очищением до «чистых» глин.

Минеральные преобразования в коре выветривания, связанные с реакциями окисления, гидратации, гидролиза и диализа, происходят как без разрушения кристаллической решетки минералов, так и с ее преобразованием. Решетка обычно сохраняется при гидратации, когда одни ионы минерала могут замещаться другими или размещаться в промежутках между отдельными группами элементарных ячеек. Но она, как правило, разрушается при гидролизе и вместо нее возникает новая кристаллическая конструкция.

Стадийность является важной особенностью геохимических преобразований в коре выветривания. Выветривание в начальной стадии протекает в условиях щелочной среды, когда из породы выносятся легкорастворимые соли: сульфаты и хлориды калия, натрия, кальция и магния, карбонаты щелочных и щелочноземельных металлов, а также кремнезем. Одновременно осуществляется гидролиз силикатов и алюмосиликатов. Происходит накопление алюминия, железа и марганца. В более позднюю стадию начинается кислотное выветривание с перегруппировкой и выносом гидроокислов алюминия, железа и марганца (Н. Страхов). Такой процесс приводит к постепенному преобразованию коренных минералов через ряд промежуточных соединений, возникающих друг за другом и приводящих к конечным продуктам распада.

Длительность существования промежуточных минералов может быть очень большой и ничтожно короткой в зависимости от их устойчивости при данном значении pH среды. Примером стадийного преобразования может служить выветривание хризотила (И. Рукавишникова). Этот минерал вначале превращается в изотропный гидросиликат магния, затем в альфа-кероли́т, далее в феррикероли́т, еще далее в нонтронит и, наконец, в смесь из гидроокислов железа и минералов кремнезема (опал, кварц).

Скорость разложения породообразующих минералов в коре выветривания различна — основные и магнезиальные их разновидности разрушаются быстрее кислых и железистых. Согласно С. Голдичу, главнейшие породообразующие минералы могут быть расположены в определенный ряд по степени повышения их устойчивости при процессах выветривания.

Оливин	Кальциевый плагиоклаз
Гиперстен	Кальциево-натровый плагиоклаз
Авгит	Натрово-кальциевый плагиоклаз
Роговая обманка	Натровый плагиоклаз
Биотит	Калиевый полевой шпат
Мусковит	
Кварц	

Указанная последовательность, как отмечает У. Келлер, соответствует переходу от островных силикатов к кольцевым, далее цепочным, затем листовым и, наконец, каркасным с возрастанием связей Si — O — Si относительно Si от нуля до четырех, требующих все большего количества энергии для их возникновения.

Миграция элементов. В процессе выветривания различные промежуточные и конечные продукты разложения могут растворяться и выноситься приповерхностными водами. Их миграция осуществляется в виде взвесей, коллоидных и истинных растворов. Механический вынос порошковатых масс продуктов коры выветривания в омывающих ее водах хотя в некоторых случаях и имеет существенное значение, но не сильно влияет на изменение ее валового химического состава. Гораздо существеннее действуют в этом отношении коллоидные и истинные растворы. В коллоидных растворах из коры выветривания могут

мигрировать кремнезем, глинозем, соединения железа, марганца и других металлов.

Еще более широкий круг элементов может быть выщелочен ионными растворами, особенно на ранних стадиях развития коры выветривания, при окислении находящихся в коренных породах сульфидов, хлоридов и других активных растворителей. В результате такой миграции кора выветривания может оказаться разубоженной определенными элементами и за их счет обогащена другими элементами.

Б. Полынов и А. Перельман, изучавшие миграцию при выветривании, установили, что разные химические элементы обладают различной подвижностью при выщелачивании их из пород коры выветривания. Эта подвижность может быть охарактеризована коэффициентом водной миграции, представляющим отношение среднего содержания элемента в воде реки (в мг/л) к произведению из его содержания в горной породе бассейна реки (в %) на минеральный остаток воды реки (в мг/л). По такому коэффициенту выделены ряды миграции элементов при выветривании (табл. 30).

Таблица 30

Ряды миграции элементов при выветривании.
По *Б. Полынову* и *А. Перельману*

Номер ряда	Степень подвижности	Элементы	Коэффициент водной миграции
I	**Энергично выносимые**	Cl, Br, I, S	$n \cdot 10 - n \cdot 100$
II	**Легко выносимые**	Ca, Na, Mg, K (?), F	n
III	**Подвижные**	SiO_2, P, Mn, Co, Ni, Cu	$n \cdot 10^{-1}$
IV	**Инертные**	Fe, Al, Ti	$n \cdot 10^{-2}$

Детальное изучение древней коры выветривания на Катасьминском участке Кольского ультрабазитового массива, выполненное В. Русским, Н. Журавлевой и А. Вторушиным, показало, что в процессе выветривания исходная порода теряет 88,8% первоначальной массы. При этом по коэффициенту геохимической подвижности, представляющему отношение содержания химического элемента в конечном продукте коры выветривания к первоначальному его содержанию в исходной породе, наиболее подвижными оказались MgO, SiO_2, CaO, а наименее подвижными TiO_2, Cr_2O_3, Fe_2O_3 (табл. 31).

Таблица 31

Коэффициенты геохимической подвижности и устойчивости породообразующих окислов для коры выветривания серпентинитов Катасьминского участка (Кольский полуостров)

Окислы	Коэффициенты		Окислы	Коэффициенты	
	геохимической подвижности	устойчивости		геохимической подвижности	устойчивости
MgO	139,34	0,007	MnO	2,44	0,40
SiO_2	91,5	0,011	Al_2O_3	2,41	0,41
CaO	60,64	0,016	TiO_2	1,92	0,52
Na_2O	6,12	0,16	CoO	1,42	0,70
K_2O	4,45	0,22	Cr_2O_3	1,02	0,98
NiO	2,57	0,39	Fe_2O_3	0,87	1,14

Следовательно, при разложении легче удаляются элементы неметаллические, а металлы задерживаются и накапливаются в коре выветривания.

Профили и зональность коры выветривания. В результате разложения минеральной массы коренных пород и выборочной миграции элементов возникают коры выветривания разного состава или разного профиля выветривания со свойственными им месторождениями полезных ископаемых. Корам выветривания различного профиля свойственна зональная смена минерального и химического состава по вертикали от коренных слабо измененных пород к выходящим на земную поверхность и обнаженным породам.

Профиль коры выветривания обычно определяется по степени разложения породообразующих силикатов, фиксирующейся интенсивностью выщелачивания кремнезема, проявляющейся соотношением кремния и алюминия в минеральной массе коры выветривания. По этому показателю, в соответствии с данными Б. Полынова, И. Гинзбурга, И. Седлецкого и др. выделяются три профиля коры выветривания.

Насыщенный сиалитный, или *гидрослюдистый*, профиль характеризуется изменением первичных силикатов в основном при участии реакций гидратного и гидролизного преобразования без существенной миграции кремнезема. Типоморфными минералами коры этого профиля являются гидрослюды и гидрохлориты, а также отчасти бейделлит, монтмориллонит.

Ненасыщенный сиалитный, или *глинистый*, профиль отличается некоторым дефицитом кремнезема, удаленного в значительной степени из коры выветривания. Типоморфные минералы представлены каолинитом, галлуазитом, нонтронитом, кварцем.

Алитному, или *латеритному*, профилю свойственны полное или почти полное нарушение связей между глиноземом и кремнеземом и интенсивная миграция последних из коры выветривания. Типоморфные минералы представлены гидроокислами алюминия (гиббсит), а также окислами и гидроокислами железа, отчасти метагаллуазитом.

Первый тип несуществен для формирования полезных ископаемых, со вторым типом связаны месторождения глин и каолина, с третьим типом ассоциированы все важнейшие остаточные месторождения коры выветривания.

По поводу условий образования кор выветривания разного профиля и связанных с ними месторождений полезных ископаемых существуют две гипотезы: стадийная и синтетическая.

Стадийная гипотеза формирования кор выветривания разного профиля рассматривает их как продукты последовательных этапов преобразования коренных пород при выветривании. Такое последовательное изменение минеральной массы увязывается со стадийным превращением породообразующих минералов в коре выветривания, которое, согласно И. Седлецкому, может развиваться как с упрощением, так и с усложнением молекулы минералов. По схеме с упрощением молекулы алюмосиликат, пройдя через стадию каолинита, распадается на боксит и опал. При этом часть кремнекислоты и соли металлов выщелачиваются. По реакции с усложнением молекулы алюмосиликат, пройдя через ряд промежуточных стадий, преобразуется в минералы состава монтмориллонита, бейделлита, нонтронита, иллита и др. При этом усложнение состава молекулы вторичных минералов происходит за счет сорбции гелями, из которых они образуются, дополнительных элементов водных растворов.

Согласно этой гипотезе гидрослюдистый и глинистый типы рассматриваются в качестве последовательных промежуточных этапов созревания коры

выветривания, достигающей в пределе латеритного профиля. Развитие коры в зависимости от климатических условий может остановиться на промежуточных стадиях, поэтому в природе известны все типы профилей выветривания.

В соответствии с этой гипотезой формирование коры выветривания Казахстанского нагорья представляется следующим образом (по Н. Лисицыной). В истории развития мезозойской коры выветривания этого района выделяются три этапа. В первый этап коренные породы преобразовывались в породы гидрослюдистого и отчасти глинистого состава. Алюмосиликаты при этом трансформировались в гидрослюды. Темноцветные минералы замещались хлоритом, который затем превращался в гидрослюды и монтмориллонит-бейделлит. Карбонаты выщелачивались, сульфиды окислялись. Происходил вынос щелочей, щелочных земель, частично кремнезема.

Второй этап характеризуется преобразованием глинистых минералов. Гидрослюды при вытеснении щелочей гидроксильной группой, сопровождавшемся перестройкой кристаллической решетки, замещались каолинитом. Осуществлялся дальнейший вынос щелочей и кремнезема. Накапливались гидроокислы железа с переходом окислов и маловодных соединений (гематит, гидрогематит) в более водные минералы (гидрогётит).

Третий этап отличается разложением каолинита, продолжающимся удалением кремнезема и выделением свободного глинозема в форме скоплений гиббсита. В сформированных таким образом гиббситовых бокситах отмечается наложенная минерализация, представленная прожилками и мелкими включениями шамозита, сидерита и пирита, рассматриваемая как следствие просачивания иловых вод надбокситовых углистых глин, образовавшихся в застойных озерно-болотных условиях.

Иногда описанный процесс принимает обратимый характер. Так, В. Аллен отмечает, что вслед за десиликацией и гидролизом окислов алюминия с образованием бокситов могут происходить ресиликация, привнос кремнезема, соединение его с гиббситом и возрождение глин.

Синтетическая гипотеза происхождения кор выветривания различного профиля рассматривает их как результат синтеза свободных золей гидроокислов алюминия, кремния, железа и других элементов, на которые предположительно распадаются силикаты коренных пород при выветривании. Согласно этой гипотезе при разложении силикатов и других минералов в коре выветривания возникают гидрозоли положительно заряженных гидроокислов типа $Al_2O_3 \cdot nH_2O$ или $Fe_2O_3 \cdot mH_2O$, а также отрицательно заряженных типа $SiO_2 \cdot pH_2O$ или $MnO_2 \cdot rH_2O$ и более сложного состава.

При определенных природных условиях часть этих свободных гидроокислов под влиянием разных знаков их зарядов взаимно коагулируется и выпадает в осадок в виде геля. Другие гидрозоли, в частности кремнезема, железа, марганца и прочих металлов, могут сохраняться в растворе и выноситься из коры выветривания. При коагуляции всех золей свободных гидроокислов, в том числе глинозема и кремнезема, выпадает кремнево-алюминиевый гель, последующее преобразование которого приводит к появлению коры выветривания глинистого профиля. Когда же в осадок выпадает гель глинозема, а кремнезем выносится в растворе, создаются условия для образования коры выветривания латеритного типа.

В настоящее время большинство исследователей считают, что хотя синтетическая гипотеза не определяет основу процесса формирования кор выветривания различного профиля, тем не менее коллоидные процессы играют существенную роль в перегруппировке минерального вещества в коре. В коллоидном

растворе осуществляется вынос золей ряда элементов и их соединений при миграции из коры выветривания. В коллоидах осуществляется катионный обмен элементами и накопление последних в поглощающих коллоидных комплексах. Коллоиды обладают высокой избирательной сорбцией, приводящей к концентрации определенных элементов в минеральных группировках коры выветривания. Так, глинистые коллоиды сорбируют ванадий, рубидий и другие элементы; коллоид кремнезема поглощает уран и радий; коллоид гидроокиси железа захватывает мышьяк, ванадий, фосфор; аналогичный коллоид гидроокиси марганца сорбирует кобальт, никель, медь, цинк, барий и другие элементы.

З о н а л ь н о с т ь свойственна большинству кор выветривания любого профиля. Она обусловлена двумя причинами. Во-первых, переходом из глубины к поверхности от свежих невыветрелых пород через промежуточные зоны незавершенного разложения к конечным продуктам остаточной коры выветривания. По этому признаку зональное строение коры увязывается со стадийностью ее развития, а последовательное чередование глубинных зон в известной мере соответствует смене профилей кор выветривания. Во-вторых, зональность коры выветривания определяется дифференциацией минеральной массы при ее переотложении из водных растворов, фильтрующихся сверху вниз.

В дифференциации вещества по вертикальному направлению коры выветривания решающее значение имеет изменение кислотности — щелочности среды, определяемое величиной pH. По Б. Кротову, в верхней, наиболее кислой части разреза коры выветривания основных пород при низком значении pH выпадает $Fe(OH)_3$. Ниже при более высоком pH выделяются Mn^{3+} и Co^{3+}. В еще более глубоких и более бедных кислородом частях месторождений при pH = 5,3—6,8 выпадают $Ni(OH)_2$, $Fe(OH)_2$, $Co(OH)_3$. Наконец, на самых глубоких горизонтах при pH до 7 и более выделяется главная масса никеля в виде его гидросиликатов.

В процессе развития коры выветривания верхние зоны разрастаются за счет нижних, а самая нижняя — за счет коренных пород.

Согласно А. Никитиной, И. Витовской и К. Никитину, в поперечном сечении коры выветривания намечаются четыре главные зоны (снизу вверх):

1) зона начальной гидратации и выщелачивания по трещинам пород, с преобладанием дезинтеграции;

2) зона гидратации и начального гидролиза по всей массе породы (глубокого выщелачивания);

3) зона гидролиза и конечного выщелачивания;

4) зона конечного гидролиза (образования окислов и гидроокислов).

Зона дезинтеграции (начальной гидратации) содержит значительное количество первичных реликтовых минералов, возникающих вдоль трещин из гидратированных заменителей (слюды, хлориты, гидрослюды, гидрохлориты), а также продукты инфильтрации верхних зон, выпадающие из раствора в щелочной среде; pH этой зоны обычно бывает 8,5—9 и выше.

Зона гидратации и выщелачивания характеризуется накоплением гидрослюд и гидрохлоритов, а также обильных продуктов инфильтрации из верхних зон, сложенных карбонатами и гидросиликатами; pH этой зоны обычно близко к 7,5—8,5.

Зона начального гидролиза содержит скопления монтронита и каолинита; pH ее около 5—8.

Зона конечного гидролиза характеризуется развитием глинистых продуктов с гидроокислами алюминия (гиббсит), железа, марганца; pH этой зоны ниже 5.

В условиях полного и интенсивного изменения, с образованием зрелой коры выветривания, промежуточные зоны исчезают и формируется кора сокращенного профиля, представленная зоной конечного гидролиза.

В обстановке, сдерживающей развитие изменения коренных пород, выветривание может задержаться на промежуточных стадиях развития с возникновением коры неполного профиля, сложенной продуктами гидратации и начального гидролиза.

Поведение отдельных элементов. Для характеристики процессов, протекающих в коре выветривания, наибольшее значение имеет исследование поведения соединений алюминия, кремния, железа, марганца, щелочноземельных и щелочных элементов.

Алюминий принадлежит к наиболее слабо мигрирующим элементам коры выветривания. Алюмосиликаты, в которых находится этот элемент в материнских породах, трансформируются в корах выветривания сиалитного профиля в глинистые минералы типа каолина, монтмориллонита, галлуазита. При более глубоком разложении в корах выветривания алитного профиля происходит полное высвобождение чистого глинозема и концентрация его в бокситовых залежах. В связи с этим алюминий накапливается в сиалитных корах в кислой среде (pH = 3,5—5,7) в виде каолиновых, в слабокислой (pH = 5,7—6,5) — в виде галлуазитовых и в слабощелочной (pH = 7,5—8,5) — в форме монтмориллонитовых глин, а в алитных корах — в виде гидроокислов глинозема с образованием бокситов.

Кремний относится к слабо мигрирующим элементам коры выветривания. В процессе разложения силикатов и алюмосиликатов коренных пород высвобождается кремнезем, переходящий в раствор в форме гидрата или щелочного силиката. Растворимость кремнезема постепенно повышается по мере перехода от кислых к щелочным растворам и резко возрастает при pH = 9—10; в этих условиях она в 50—100 раз выше растворимости алюминия. При этом в щелочных растворах кор выветривания, формирующихся в жарком климате, происходит значительная миграция кремния и обеднение этим элементом коры выветривания. При всех иных условиях кремний большей частью переотлагается на месте. Переотложение осуществляется в двух главных разновидностях: 1) в виде кварца, опала и халцедона, с образованием иногда окремненных участков коры; 2) в виде алюмокремневых и феррикремневых соединений. В этих случаях кора выветривания может обогащаться кремнием за счет выноса соединений других элементов.

Железо принадлежит к слабо мигрирующим элементам коры выветривания. Оно находится в первичных породообразующих и акцессорных минералах. При их разложении железо переходит в гидраты, окислы и гидроокислы закисной или большей частью окисной формы. Окисные соединения железа осаждаются при pH = 3 и более, а закисные могут находиться в растворе до pH = 5—7. Так как pH самой верхней зоны остаточных продуктов коры выветривания обычно бывает около 5, а всех остальных ниже расположенных зон более этой величины, то все окисные новообразования железа высаживаются в верхней части коры выветривания, концентрируясь здесь в форме окислов и гидроокислов. Лишь незначительная часть закисных соединений железа может мигрировать несколько вниз и переотложиться там в той же форме.

Таким образом, главная масса железа накапливается в остаточных продуктах верхних частей коры выветривания. Растворимость железа, кремнезема и глинозема зависит от pH раствора (рис. 191). Окисное железо, растворимое только в кислых растворах при pH < 3, практически не может мигрировать

из зоны выветривания. Глинозем легко растворим в резко кислых и резко щелочных растворах, но в рамках значений pH от 4 до 9, т. е. в пределах значений, свойственных коре выветривания, он практически также нерастворим. Растворимость же кремнезема, минимальная при pH = =2—4, заметно возрастает в нейтральных и щелочных растворах. Соотношение кривых растворимости окисного железа, алюминия и кремния в зависимости от изменения pH среды хорошо объясняет соотношение их соединений в коре выветривания.

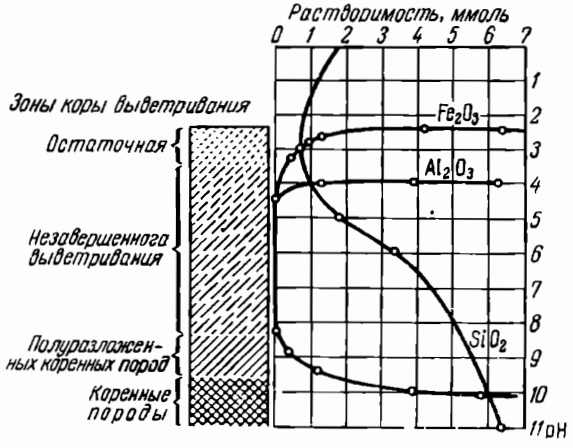


Рис. 191. Сопоставление растворимости окисного железа, кремнезема и глинозема в коре выветривания в зависимости от pH раствора

На рис. 192 показаны поля устойчивости окислов и метасиликатов железа в зависимости от pH и Eh раствора; с увеличением окислительно-восстановительного потенциала растворимость окисного железа возрастает.

Марганец относится также к слабо мигрирующим элементам коры выветривания. Все его первичные соединения окисляются, переходя преимущественно в гидроокислы с трех- и четырехвалентным марганцем. Эти соединения, подобно железным, выпадают в осадок при низком значении pH и накапливаются вместе с последними в верхней части коры выветривания. В связи с тем, что гидрат окиси марганца в коллоидном состоянии поглощает катионы ряда металлов, в марганцевой части остаточных продуктов коры выветривания концентрируются кобальт, отчасти никель, цинк и литий.

Кальций и магний высвобождаются при распаде породообразующих минералов коренных пород и образуют соединения, сравнительно легко растворимые в зоне окисления. Происходит их выщелачивание из коры выветривания. Часть соединений этих элементов, проникающая с раствором в нижние зоны коры выветривания, в царящих здесь восстановительных

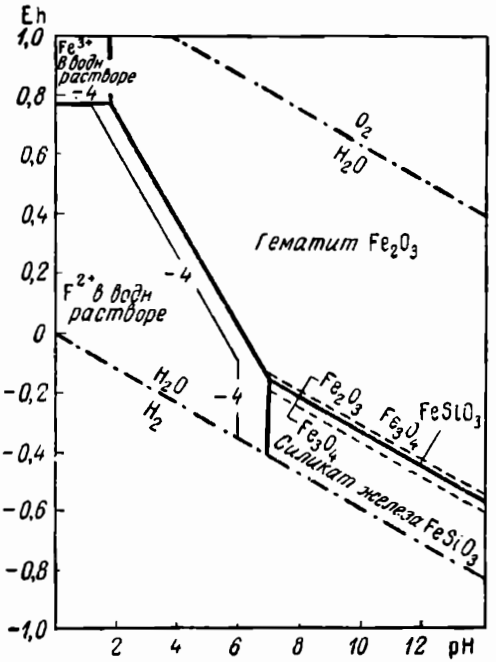


Рис. 192. Соотношения устойчивости окислов и метасиликата железа при 25 °C и 1 кгс/см² общего давления в присутствии воды. По *Р. Гаррелсу.*

В системе участвует, вероятно, силикатное стекло. Цифра — 4 на тонких линиях — величина логарифма суммы растворенного железа в равновесии с твердыми веществами

условиях переотлагается в форме вторичных карбонатов: вначале выпадает карбонат кальция, а затем с повышением pH — карбонат магния.

Калий и натрий особенно обильны при разложении полевошпатовых пород. Возникающие при этом соединения щелочных элементов легко растворяются и быстро выносятся из коры выветривания. В результате разрастается кора с мощной зоной низкого значения pH, подстилающаяся сравнительно узкой щелочной зоной с относительно высоким значением pH, переходной к коренным калий-натровым породам.

Таким образом, из числа рассмотренных элементов в остаточных продуктах коры выветривания накапливаются по преимуществу соединения алюминия, а также железа и марганца, отчасти кремния; в переотложенных продуктах концентрируются соединения кремния, кальция и магния, отчасти железа и марганца; наиболее легко покидают кору выветривания щелочи, достаточно легко щелочноземельные элементы, труднее, но все же при определенных условиях выщелачиваются соединения кремния.

Особенности минералогии. Среди минералов, слагающих кору выветривания, выделяются:

1) реликтовые первичные минералы коренных пород, особенно устойчивые при химическом выветривании, такие, как кварц, рутил, магнетит и др.;

2) минералы начальной стадии разложения, сохранившие в той или иной степени кристаллическое строение, но претерпевшие изменения состава; к ним относятся гидрослюды, гидрохлориты, переходящие в дальнейшем в глинистые и иные продукты выветривания;

3) аморфные так называемые мутабильные минералы (А. Ферсман), представляющие собой переходные коллоидные выделения, с течением времени превращающиеся в свои кристаллические аналоги;

4) вторичные минералы, представляющие конечные продукты выветривания коренных пород.

Для коры выветривания особенно характерно развитие коллоидно-дисперсных минеральных групп. По И. Седлецкому, их начальной формой являются аморфные гели (мутабилиты), трансформирующиеся в промежуточные, временно устойчивые минералы (метастабилиты), которые, в свою очередь, со временем превращаются в устойчивые конечные минералы коры выветривания (стабилиты). И. Седлецкий исследовал ряд таких преобразований для различных групп коллоидно-дисперсных минералов коры выветривания (табл. 32).

Таблица 32

Схема преобразования коллоидно-дисперсных минералов коры выветривания.
По *И. Седлецкому*

Мутабилиты	Мутастабилиты	Стабилиты
Силикагель	Метакварц	Халцедон
	Опал	
Халцедон	Кварцин	Кварц
Лейтмейерит	Гидромонтмориллонит	Монтмориллонит, Mn, Na и другие монтмориллониты
Прокаолин	Гидрокаолинит	Каолинит (накрит, диккит, монотермит)
Спорогелит	Метадиаспор	Диаспор
Гель бурого железняка	Турьит	Гематит
Вад	Псиломелан	Пиролюзит
Джиобертит	Гидромагнезит	Магнезит
Беммеленит	Гидросидерит	Сидерит

Таблица 33

Характерные минералы коры выветривания

Породы	Зона полуразложенных коренных пород (дезинтеграции)	Зона гидратации и гидролиза	Зона остаточных продуктов выветривания (конечного гидролиза)
Основные	Серпентин, тальк, хлорит, вермикулит, керолит, девейлит, сепиолит, палыгорскит, нонтронит, халцедон, опал, кальцит, арагонит, доломит, магнезит, гидромагнезит, ревдинскит, непуит, айдерлит, ревдинит	Нонтронит, ферримонтмориллонит, феррибейделлит, каолинит, гидроокислы железа, гидроокислы марганца, асболан, халцедон, опал, галлуазит, аллофан, керолит	Лимонит, гётит, гидрогематит, псиломелан (вад), пиролюзит, халцедон, опал
Кислые	Гидрослюды, гидрохлориты, кальцит, арагонит, магнезит, гидромагнезит, доломит, анкерит, сидерит, гипс	Каолинит, монтмориллонит, бейделлит, нонтронит, галлуазит, аллофан	Лимонит, гётит, гидрогематит, псиломелан (вад), пиролюзит, диаспор, бёмит, гиббсит

Перечень наиболее распространенных минералов коры выветривания кислых и основных изверженных пород по их зонам приведен в табл. 33.

Гальмиролиз. Гальмиролиз, или субмаринное выветривание, представляет собой химико-минералогическое преобразование первичных осадков на дне моря под воздействием морской воды и находящихся в ней солей, а также вследствие окисления и жизнедеятельности придонных организмов. Главное значение этот процесс имеет для образования бентонитовых и других разновидностей поглощающих глин, состоящих в основном из монтмориллонита и бейделлита и формирующихся при гальмиролизе туфов, осаждающихся на дне моря.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

В этом разделе рассматривается значение для образования кор выветривания и связанных с ними месторождений полезных ископаемых таких природных факторов, как климат, состав коренных пород, их тектоническая структура, рельеф местности, гидрогеология, длительность образования и эпохи формирования, а также связь месторождений выветривания с другими группами полезных ископаемых.

Климат. Главными элементами климатических условий, определяющими ход и интенсивность разложения коренных пород в коре выветривания, являются температура воздуха и почвы, а также количество и характер выпадающих осадков.

Температура имеет решающее значение в развитии профиля коры выветривания. По Мак Лафлину, изучавшему кору выветривания Новой Зеландии, с повышением температуры увеличивается количество каолинита, а с понижением — возрастает роль гидрослюд.

Низкая температура полярных областей не создает условий для формирования коры выветривания.

В обстановке умеренной температуры приполярных широт возникает эмбриональная кора выветривания с выщелачиванием из нее легкорастворимых соединений, образующихся от разложения некоторых сульфидов, хлоридов,

сульфатов, и лишь отчасти с выносом щелочей и щелочноземельных элементов. Теплый климат средних широт благоприятствует образованию хорошо проработанной коры выветривания, с вынесенными из нее в значительной степени щелочами и щелочноземельными элементами, а также некоторой части кремнезема. Жаркий климат тропиков создает условия для формирования наиболее зрелой коры выветривания, с полным или почти полным выносом из нее щелочей, щелочноземельных элементов и кремния. Таким образом, степень разложения коренных пород и зрелость коры их выветривания в сильнейшей степени зависят от количества тепла, связанного с температурой воздуха, и возрастают от полярных областей к экватору.

Влажность (малая) полярных областей, где осадки выпадают в виде снега, исключает образование коры выветривания. Такая же малая влажность низких широт, свойственная пустынному климату, приводит к развитию солонцов, образующихся при капиллярном подъеме влаги горных пород к поверхности земли, и к накоплению здесь корок хлористых, сульфатных и других легкорастворимых соединений, выщелоченных на глубине и выпавших в осадок при испарении горной влаги в пустыне. Среднее и регулярное выпадение осадков, создающее стабильное увлажнение верхней зоны земли, наиболее благоприятно для формирования коры выветривания. Обильные осадки в виде ливней, огромная масса вод которых быстро промывает приповерхностную часть земли, менее содействуют процессам химического разложения коренных пород.

Следовательно, наиболее совершенные климатические условия для формирования коры выветривания и ее месторождений полезных ископаемых складываются в тропиках с их круглогодичной высокой температурой воздуха и длительными периодами непрерывного увлажнения почвы, а наименее благоприятные — в суровом климате заснеженных приполярных областей.

Однако климат со временем заметно меняется, и там, где ранее были тропические условия (например, на Южном Урале), сейчас стоит погода средних широт, а там, где в настоящее время царят холодные условия севера (например, на Колыме), в недавнее время была жаркая страна. Это объясняет наличие глубоких и зрелых кор выветривания, возникших в климатически благоприятных условиях геологически прошлого там, где в настоящее время климат малоблагоприятен или совсем неблагоприятен для их возникновения.

Решающее значение в образовании кор выветривания разного профиля климатических условий определяет их *региональное зональное распределение* на поверхности земного шара, соответствующее географической зональности Земли (рис. 193).

В зоне тундр процессы химического разложения настолько ослаблены, что кора выветривания здесь практически не образуется. В этой зоне преобладают явления физического разрушения горных пород, обусловленные в основном их размерзанием, создающие элювиально-делювиальные плащи обломочных пород, покрывающих коренные образования.

В таежно-лесной и степной зонах средних широт формируется кора выветривания гидрослюдистого и глинистого профиля с месторождениями каолиновых, галлуазитовых и монтмориллонитовых глин.

В субтропической и тропической зонах развивается наиболее зрелая кора выветривания латеритного профиля, с которой связаны многочисленные месторождения выветривания.

В пустынной зоне возникает специфический приповерхностный слой глинисто-песчаных продуктов аккумуляции, обогащенный хлоридно-сульфатными солями.

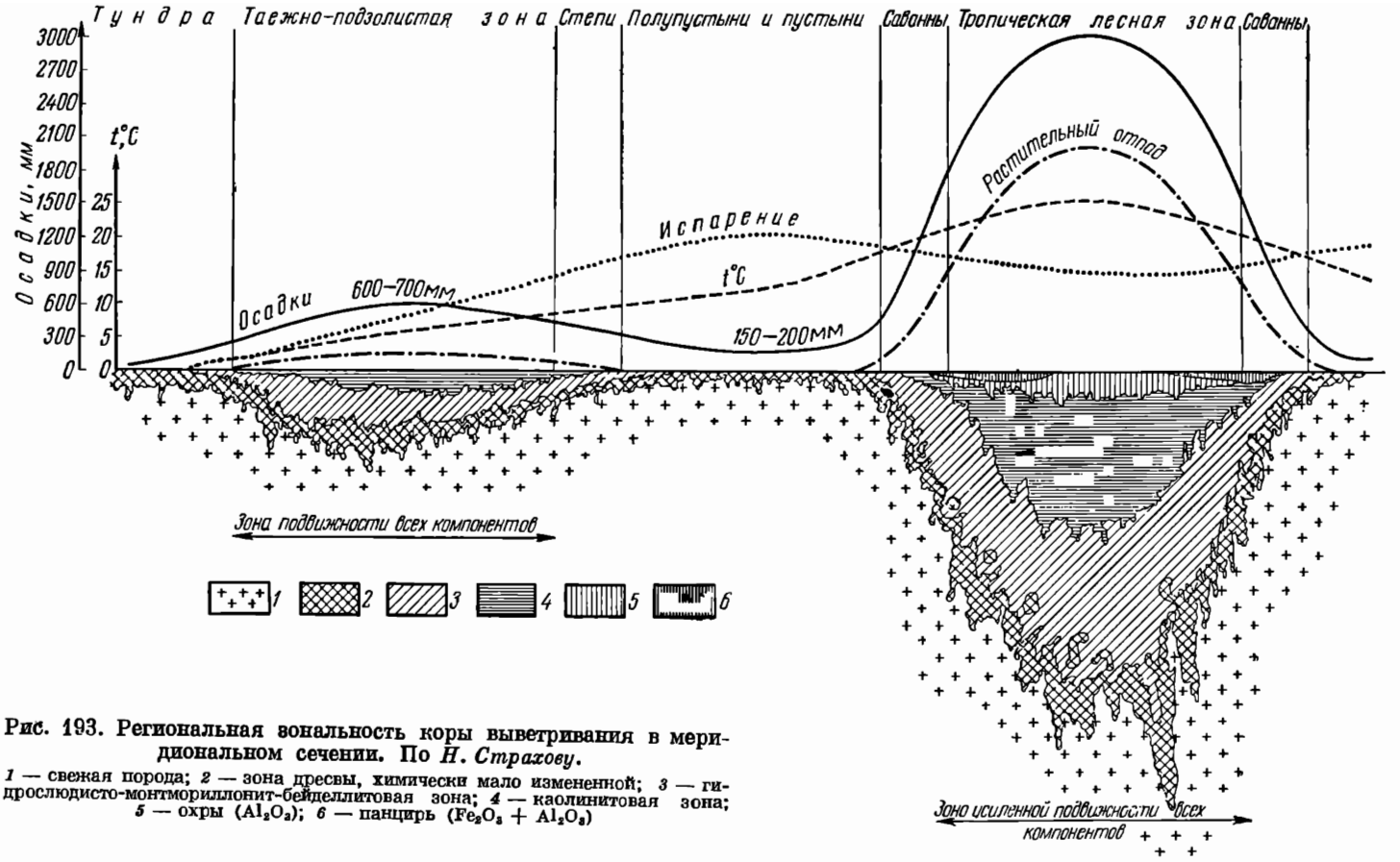


Рис. 193. Региональная зональность коры выветривания в меридиональном сечении. По *Н. Страхову*.

1 — свежая порода; *2* — зона дресвы, химически мало измененной; *3* — гидрослюдисто-монтмориллонит-бейделлитовая зона; *4* — каолинитовая зона; *5* — охры (Al_2O_3); *6* — панцирь ($Fe_2O_3 + Al_2O_3$)

Состав коренных пород. Состав коры выветривания в существенной степени зависит от состава субстрата, при разложении которого она образовалась.

Ультраосновные и основные породы, в составе которых преобладают фемические минералы, разлагаются быстрее кислых пород и наиболее легко образуют кору выветривания. В соответствии с особенностями состава этих коренных пород на них возникают коры с мощной верхней зоной остаточных продуктов выветривания, сложенных «охрами», состав которых определяется развитием окислов и гидроокислов железа и марганца. На глубине, в зоне полуразложенных пород, обычно происходит мощное накопление продуктов инфильтрации, представленных преимущественно карбонатами кальция, магния и железа, а также силикатами никеля. В коре выветривания этих пород находятся месторождения железа (бурый железняк), никеля (силикатные руды), а также бокситов.

Кислые породы, состав которых определяется преобладанием сиалических минералов, преобразуются медленнее, и кора выветривания формируется на них только в обстановке длительного и интенсивного разложения. В верхней зоне остаточных продуктов выветривания в зависимости от климатических условий накапливаются глины или бокситы, обычно слабо пигментированные окислами и гидроокислами железа и марганца, не похожие в связи с этим на зону охр коры выветривания фемических горных пород. Инфильтрация продуктов распада в зону полуразложенных пород осуществляется в незначительных размерах и без участия в их составе никеля и кобальта, свойственных коре выветривания ультраосновных и основных пород. В коре выветривания кислых пород возникают месторождения глин разного состава и бокситов.

Иные породы в зависимости от их состава при выветривании образуют кору, близкую к кислым или основным породам. Вследствие химического выветривания слабо минерализованных вулканогенных и осадочных пород различного состава могут образовываться остаточные и инфильтрационные месторождения марганца, барита, апатита, золота, свинца, редких металлов и других полезных ископаемых, находящихся в коренных породах в незначительных непромышленных концентрациях.

Геологическая структура. Тектонические дислокации и деформации имеют значение как для образования месторождений выветривания, так и для последующего их существования.

Дорудные тектонические деформации определяют пути проникновения приповерхностных вод в коренные породы, вдоль которых зарождаются и разрастаются участки коры выветривания, сливающиеся иногда по мере развития в единые залежи, сохраняющие тем не менее следы структурного контроля в их формировании. Главными элементами тектонического контроля при образовании месторождений выветривания являются отдельные трещины и их системы, особенно сближенные в виде зон трещиноватости, дробления или рассланцевания. Такого рода трещины или их пучки полностью определяют позицию и особенности морфологии месторождений линейного типа. Но и в площадных месторождениях рыхлые продукты коры выветривания приспосабливаются к ориентировке систем трещин в коренных породах, обусловливающих вытянутость как общих контуров, так и отдельных языков коры вдоль преобладающих направлений тектонических трещин (рис. 194).

Для геологии некоторых месторождений выветривания имеют существенное значение тектонические явления, возникающие после образования этих месторождений. Особенно важны расколы площадей распространения коры

выветривания на тектонические блоки и перемещения этих блоков друг относительно друга. При этом могут возникнуть три главных случая, по-разному влияющих на сохранность месторождений выветривания: 1) месторождения оказываются на приподнятых блоках, разрушаются эрозией и не сохраняются; 2) кора выветривания вместе с находящимися в ней месторождениями сильно опускается в нисходящих блоках, перекрывается мощными толщами молодых осадков, оказывается глубоко захороненной и труднодоступной для исследования и освоения; 3) месторождения коры выветривания сохраняются под тонким покровом молодых отложений в неглубоко погребенных тектонических блоках.

Рельеф местности. Сильно расчлененный высокогорный рельеф местности, в условиях которого физическое разрушение склонов ущелий опережает химическое разложение слагающих их пород, неблагоприятен для развития коры выветривания и месторождений выветривания. Также не очень благоприятен

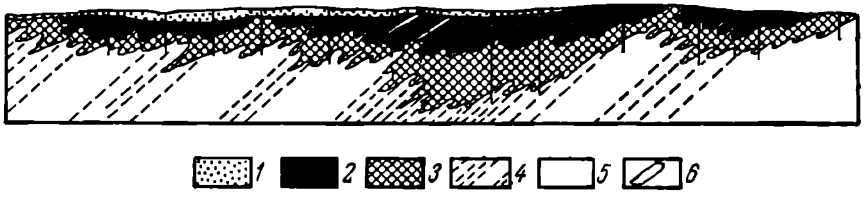


Рис. 194. Развитие контура площадной коры выветривания по трещинам в серпентинитах. По *И. Корину*.

1 — суглинки; *2* — контронитизированные змеевики; *3* — выщелоченные змеевики; *4* — малоизмененные змеевики; *5* — змеевики; *6* — жильные породы

сильно сглаженный равнинный ландшафт, особенно с высоким стоянием уровня грунтовых вод, не создающим условий для разложения пород в зоне аэрации. Оптимальные условия для формирования месторождений выветривания определяются среднегорной, холмистой топографией местности, обеспечивающей просачивание метеорных осадков до уровня грунтовых вод и их активный водообмен под дренирующим влиянием местного базиса эрозии.

Для формирования месторождений выветривания имеют значение не только крупные формы рельефа местности, но также и особенности микрорельефа, определяющиеся превышением возвышенностей над впадинами в первые десятки метров при уклоне поверхности всего лишь 2—4°. По И. Савельеву, на повышенных участках такого микрорельефа на Южном Урале в результате выветривания серпентинитов происходила концентрация силицифицированного серпентинита, а на пониженных участках — накопление никеленосных контронитов. Вследствие этого залежи силикатных никелевых руд коры выветривания на Южном Урале оказались расположенными в локальных впадинах, окруженных гребнями окремненного серпентинита.

Гидрогеология. Остаточные месторождения выветривания формируются в зоне аэрации, находящейся выше уровня грунтовых вод. Для их образования имеет значение степень проницаемости пород метеорными водами, просачивающимися с поверхности в глубь земли. Неблагоприятны для развития процессов выветривания, с одной стороны, водоупорные непроницаемые или плохо проницаемые породы типа глин, а с другой стороны, слишком легко проницаемые кавернозные отложения, не задерживающие фильтрацию воды. Оптимальные условия для химического преобразования пород складываются в породах, обладающих такими пористостью и трещиноватостью, которые создают

проницаемость, обеспечивающую легкое впитывание поверхностных вод и их устойчивое, но замедленное продвижение книзу.

Теоретически остаточные месторождения выветривания, развиваясь вниз от дневной поверхности, могут достичь уровня грунтовых вод. Если при этом уровень грунтовых вод будет медленно опускаться, то синхронное погружение уровня воды и наступающее на него химическое разложение обеспечат образование мощной и концентрированной коры выветривания. Наоборот, если со временем уровень грунтовых вод поднимется и достигнет коры выветривания, то развитие ее прекратится, а созданные ранее остаточные месторождения выветривания законсервируются под грунтовой водой.

Значительно более сложное влияние оказывает гидрогеологический режим на условия образования инфильтрационных месторождений. Будучи связанными исключительно с водами, проникающими от поверхности на глубину, достигающую нескольких сотен и даже первых тысяч метров, они подчиняются в своем размещении путям движения этих вод. Если воды проникают по системе водопроницаемых пластов, заключенных в толще плохо проницаемых пород, то на глубине возникают пластовые и пластообразные залежи инфильтрационных месторождений. Наилучшие условия для их образования создаются, когда погружающийся на глубину пласт водопроницаемых пород подстилается и перекрывается водоупорными породами, обеспечивающими глубокую и концентрированную циркуляцию воды артезианского типа. Более сложная обстановка формирования инфильтрационных месторождений создается при циркуляции вод по трещинам и зонам трещин, особенно в монолитных, не расслоенных породах. При этих условиях возникают инфильтрационные месторождения сложных очертаний трещинного типа.

Длительность формирования. Образование зрелой, мощной и хорошо развитой коры выветривания, заключающей значительные месторождения полезных ископаемых, требует много времени. Время необходимо для разложения и выщелачивания даже наиболее легко преобразующихся соединений, вроде некоторых сульфидов, сульфатов, хлоридов и им подобных образований. Еще больше времени уходит на распад силикатов, проходящих через несколько стадий преобразования. И, наконец, максимальное время затрачивается на разрастание коры выветривания сверху вниз, накопление в верхней части ее мощных остаточных продуктов разложения за счет постепенного выщелачивания растворимых соединений на все большую и большую глубину, вслед за плавным опусканием низких значений pH среды в области, где до этого господствовали щелочные условия. Вот почему крупные месторождения выветривания формировались в течение длительного времени. Их примером могут служить месторождения выветривания силикатных никелевых руд на змеевиках Южного Урала, созданные в период времени от рэта до нижней юры, т. е. в течение 15—20 млн. лет.

Геологический возраст. Наилучшие условия для образования месторождений выветривания при соответствующей природной и физико-химической обстановке складывались в периоды длительных перерывов в морском осадкообразовании при отступлении моря. Такие условия были чрезвычайно редки на ранней, средней и поздней стадиях всех геосинклинальных циклов развития. Они чаще возникали в пределах складчатых областей эпирифейской, эпикаледонской, эпигерцинской, эпикиммерийской и юной альпийской платформ и возрождались в дальнейшем как на древних, так и на более молодых платформах при регрессии эпиплатформенных морей и возникновении континентального режима геологических процессов. В соответствии с этим к настоящему

времени в различных районах Советского Союза и во всем мире выявлены коры выветривания и заключенные в них месторождения полезных ископаемых разного возраста — от древнейших до самых юных.

По В. Петрову и А. Цехомскому, коры выветривания известны на поверхности архейских пород Балтийского щита и Украинского массива под отложениями протерозоя. Описана кора выветривания нижнего, среднего и верхнего протерозоя Балтийского щита, Русской платформы, Анабара, Алдана, Алтае-Саянской области, Канады. Известна девонская докаменноугольная и каменноугольная кора выветривания Курской магнитной аномалии, Донбасса, Кузбасса и других районов. Хорошо изучена кора выветривания верхнего триаса — нижней юры Урала, Казахстана, Украины, Западной Европы и Северной Америки, а также кора выветривания верхнемеловая, середины третичного времени, верхнетретичного и четвертичного времени.

Связь с другими генетическими группами. Месторождения выветривания образуют достаточно обособленную группу экзогенной серии полезных ископаемых. Связь их с месторождениями других групп двойственная. С одной стороны, в коре выветривания преобразуются в той или иной степени коренные месторождения как эндогенной, так и экзогенной серии. С другой стороны, кора выветривания служит мощной природной кладовой минеральной массы, без снабжения из которой невозможно образование многих россыпных и осадочных месторождений полезных ископаемых.

ОСТАТОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Остаточные месторождения выветривания располагаются на породах, при выветривании которых они сформировались. В основном это остаточный материал от выветривания, но обычно в той или иной степени обогащенный продуктами инфильтрации, иногда особенно обильными в зоне полуразложенных материнских пород. К ним принадлежат остаточные месторождения силикатных никелевых руд, бурых железняков, магнезита, талька, марганца, бокситов, каолина, апатитов, барита, золота и других металлов (олова, свинца, тантала, ниобия и др.).

Месторождения силикатных никелевых руд. Остаточные месторождения силикатных никелевых руд связаны с корой выветривания аподунитовых и апоперидотитовых серпентинитов, сформированной в обстановке тропического и субтропического климата мезозойского, третичного и четвертичного времени. Они известны на Южном Урале, в Бразилии, Новой Каледонии, Филиппинах, на Мадагаскаре, Кубе, в Австралии, Югославии. Примером их могут служить месторождения Среднего и Южного Урала, кратко описываемые ниже по материалам И. Гипзбурга, А. Глазковского, И. Корина, В. Разумовой, И. Рукавишниковой, А. Хабакова, И. Эдельштейна и др.

Месторождения силикатных никелевых руд распространены на восточном склоне Среднего и Южного Урала и приурочены к коре выветривания серпентинитовых массивов, сформированных на месте ультраосновных интрузивов начальной стадии герцинского геосинклинального цикла развития. Поясовое распределение этих массивов, вытянутых цепями вдоль глубоких разломов, ограничивающих геосинклинальные троги герцинской геосинклинали Урала, обусловили поясовое размещение никелевых месторождений выветривания, вытянутых в субмеридиональном направлении, согласно с генеральным планом геологических структур Урала.

Образование месторождений выветривания на Южном Урале происходило в течение длительного континентального периода, который наступил с верхней

перми и продолжался по крайней мере до среднеюрской эпохи, в обстановке жаркого субтропического климата, сменившегося в дальнейшем более умеренным и влажным климатом. В это время закончилась пенепленизация герцинских гор и была создана та доюрская поверхность выравнивания, которая повсюду на Южном Урале отделяет мезо-кайнозойские толщи от подстилающих их палеозойских пород.

В течение длительного континентального перерыва коренные породы подверглись глубокому преобразованию, особенно интенсивному в условиях субтропического выветривания триасового времени. В результате образовались обширные площади коры химического разложения с месторождениями выветривания нижнего мезозоя, сопровождавшиеся плащами разнообразных делювиальных отложений.

Об интенсивности химических преобразований этого времени свидетельствует то обстоятельство, что средняя мощность коры выветривания Южного Урала близка к 60 м, а местами она проникает даже до глубины 160—180 м. В это время на гранитах возникли залежи каолина, на основных породах — скопления галлуазитовых и монтмориллонитовых охристых глин, на яшмах — «марганцевые шляпы», на колчеданных телах — «железные шляпы», а на серпентинитах — месторождения бурых железняков и силикатных никелевых руд.

В нижнеюрское время произошли дифференциальные движения крупных тектонических блоков, одни из которых опустились, а другие поднялись, что привело к оживлению эрозионной деятельности. Вследствие этого часть площади коры выветривания вместе с ее месторождениями была размыта, а другая часть была погребена под делювиально-озерными тонкоотмученными или грубообломочными осадками континентальной юры.

Во второй половине юрского периода западная и юго-западная окраины Южного Урала начали испытывать крупное опускание, в результате чего эта часть кряжа с конца средней юры была захвачена морем, просуществовавшим здесь непрерывно до конца нижнего мела. Восточный склон Южного Урала и центральная метаморфическая полоса оставались областью слабо расчлененной прибрежной суши, сильно снивелированной уже в нижнемеловое время.

Верхнемеловое время ознаменовалось общим погружением вторично пенепленизированного Южного Урала под уровень моря, законсервировавшего кору выветривания до конца палеогена. Характер верхнемеловой и палеоценовой флоры свидетельствует о влажном и теплом субтропическом климате этого времени.

По мере отступания палеоценового моря по направлению с севера на юг на освобождавшихся участках суши начался континентальный размыв, положивший начало современному циклу развития рельефа страны. При этом иногда вновь возникали незначительные процессы выветривания, по интенсивности совершенно несравнимые с мощным латеритным выветриванием доюрского цикла.

Вследствие длительной истории формирования коры выветривания, характеризующейся чередованием наступления и отступления моря, тектонического затишья и оживления, конечная картина ее строения на Южном Урале оказалась чрезвычайно мозаичной. Здесь наряду с участками сохранившейся и слабо преобразованной коры выветривания имеются площади с уничтоженной корой, а также районы с корой, глубоко погруженной под средне- и верхнемезозойскими, а также третичными и четвертичными отложениями (рис. 195).

Образовавшиеся вследствие нижнемезозойского выветривания некоторых серпентинитовых массивов Южного и Среднего Урала месторождения силикатных

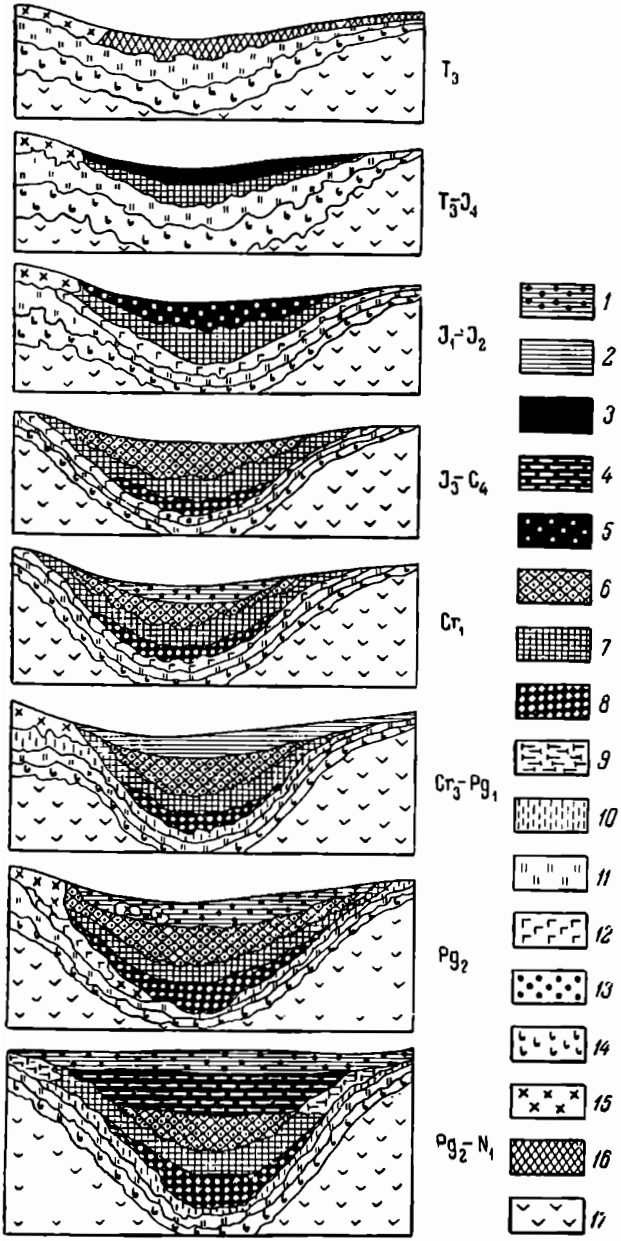


Рис. 195. Схемы развития коры выветривания на Южном Урале. По *И. Гинзбургу*.

1 — осадочные породы из продуктов выветривания; *2* — верхнемеловые отложения; *3* — охры; *4* — охры переотложенные; *5* — охры марганцовистые; *6* — охры с бейделлитом; *7* — нонтроиты; *8* — нонтроиты с никелевыми силикатами; *9* — нонтроиты переотложенные; *10—17* — серпентиниты: *10* — выщелоченные, *11* — выщелоченные и карбонатизированные, *12* — выщелоченные и доломитизированные, *13* — выщелоченные с арагонитом, *14* — выщелоченные с магнезитом, *15* — выщелоченные силицифицированные, *16* — дезинтегрированные, *17* — свежие

никелевых руд имеют различную морфологию. И. Гинзбург выделял месторождения халиловского типа, имеющие площадной характер и представленные плащами, перекрывающими слабо раздробленные серпентиниты. Наряду с этим отмечаются месторождения акермановского типа в виде линейных зон выветривания, тяготеющих к разломам в серпентинитах, и уфалейского типа с рудными залежами, гнездящимися вдоль контакта серпентинитов и палеозойских известняков.

Поскольку формирование месторождений силикатных никелевых руд обусловлено разложением серпентинитов в коре выветривания, уместно рассмотреть детали этого процесса, важные для понимания условий накопления соединений никеля. Апоперидотитовые и аподунитовые серпентиниты Урала состоят преимущественно из серпентина (ферросерпентина), представленного хризотилом и антигоритом. В меньших количествах встречаются бастит и серпофит. Кроме того, известны реликты оливина и пироксенов, а также актиполит, тремолит, хлорит, магнетит, хромит, хромшпинелиды, тальк, карбонаты и другие более редкие минералы. В соответствии с этими минеральными особенностями породы химический состав ее определяется наличием кремнезема (35—45%), железа закисного (0,6—2, редко до 6%), железа окисного (до 7,5%), глинозема (до 1, редко до 2%), окиси никеля (0,2—0,4%), окиси кобальта (0,01—0,07%).

Химико-минералогическое преобразование серпентина в коре выветривания под влия-

нием гидролиза проходит через ряд стадий. Согласно И. Гинзбургу, вначале из ферросерпентина формируется феррибейделлит (pH = 8—7), затем возникает ферримонтмориллонит (pH = 7,5—7), далее образуется ферригаллуазит (pH = 6,5—6) и, наконец, гидроокислы железа (pH < 6). При этом еще на ранней ступени такого преобразования, при переходе серпентина в бейделлит, высвобождается магний, переходящий в раствор в виде легкорастворимых сернокислых и углекислых солей и свободно мигрирующий из

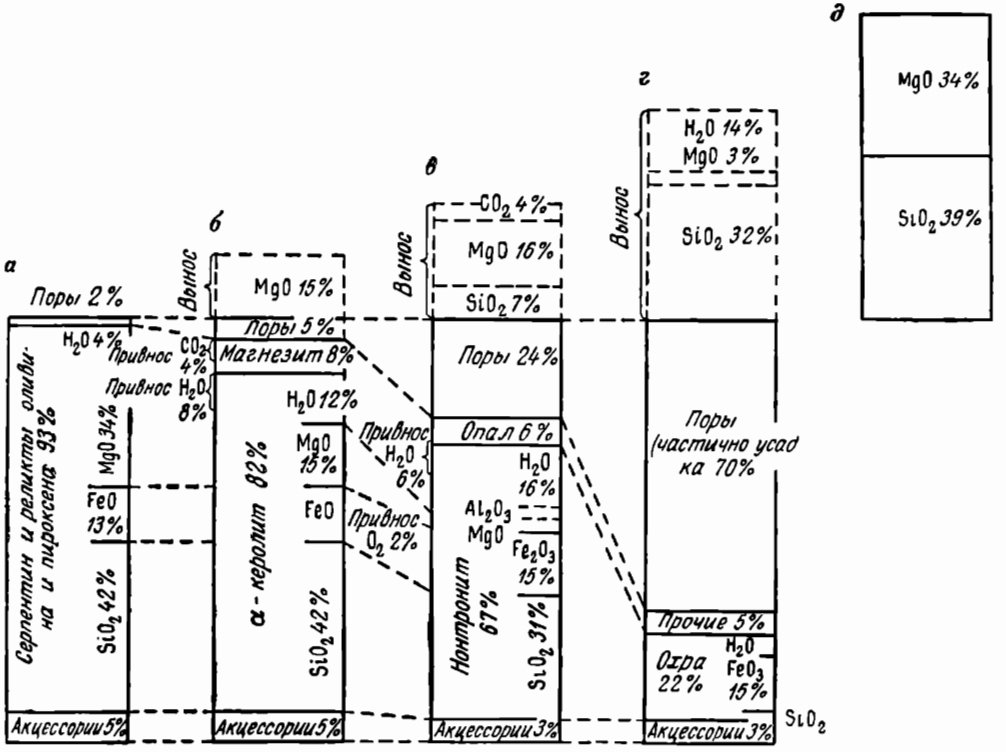


Рис. 196. Схема преобразования вещества серпентинитов в процессе выветривания (в вес. %). По *В. Петрову*.

а — исходная порода; *б* — выщелоченный (керолитизированный) серпентинит; *в* — зона нонтронита; *г* — зона охр; *д* — общий вынос в процессе выветривания

коры выветривания. Сразу же начинается миграция кремнезема, продолжающаяся на всем протяжении преобразования серпентина и приводящая в конце концов к его значительному выщелачиванию.

В конечном счете в верхней части зрелой коры выветривания накапливаются остаточные продукты разложения серпентинита, состоящие в основном из гидроокислов железа. Часть магния, кальция, кремния и железа при этом перемещается с раствором в глубь коры выветривания и при изменении pH среды вновь выпадает в осадок в виде вторичных минералов зоны незавершенного выветривания и особенно зоны полуразложенных коренных пород. Общая схема преобразования вещества серпентинитов в процессе выветривания показана на рис. 196.

Никель в материнских породах находится по преимуществу в оливине и отчасти в ромбическом пироксене, амфиболе и хлорите. Содержание никеля

в оливине повышается с увеличением его магнезиальности и с уменьшением железистости и колеблется от 0,1 до 0,4%. Основная его масса находится в виде изоморфной примеси с магнием, некоторая часть — в форме тонкодисперсных сульфидов. Содержание никеля в исходных породах снижается при переходе от аподунитовых к апопироксенитовым серпентинитам и от их магнезиальных разностей к железисто-магнезиальным (табл. 34).

Таблица 34

Среднее содержание никеля (в %) в серпентинитах различного состава. По *И. Эдельштейну*

Разности	Дунитовые	Перидотитовые	Пироксенитовые
Магнезиальные	**0,24**	**0,21**	0,16
Железисто-магнезиальные	**0,16**	**0,15**	0,07

Из оливина и пироксена никель переходит в серпентин. Он освобождается на ранних стадиях разложения последнего и переходит в водный раствор. В водном растворе никель находится преимущественно в виде бикарбоната, менее в форме сульфата и, вероятно, еще реже как золь $Ni(OH)_2$ (И. Гинзбург). В таком состоянии он выносится из верхней части коры выветривания в глубь ее и вновь отлагается в виде вторичных никелевых и никельсодержащих минералов.

При этом никель в существенной степени сепарируется от железа в связи с легкой окисляемостью последнего и отложением его при малых значениях pH; он отделяется также от марганца и кобальта, окисляющихся позднее железа, но раньше никеля. Лишь иногда никель концентрируется в гидроокислах железа (гидрогётите), предположительно в форме гидрата закиси, образуя своеобразный тип никелевых месторождений в зоне охр (И. Эдельштейн). Кальций и магний, наоборот, мигрируют глубже никеля и отлагаются при больших значениях pH.

Таким образом, возникает вертикальная зональность в размещении всех этих совместно мигрирующих элементов в разрезе коры выветривания, содержание никеля по сравнению с содержанием его в коренной породе увеличивается в 5—10—15 раз.

Остаточные месторождения силикатных никелевых руд обладают достаточно отчетливым зональным строением, особенно характерным для залежей площадного типа. В соответствии с общей схемой строения коры выветривания в этих месторождениях выделяются три зоны (сверху вниз): 1) зона остаточных продуктов выветривания конечного гидролиза, сложенная в основном гидроокислами железа (зона охр); 2) зона незавершенного выветривания при гидратации и гидролизе, сложенная по преимуществу феррибейделлитом и ферримонтмориллонитом (нонтронитовая зона); 3) зона полуразложенных дезинтегрированных пород, состоящая из полуразрушенного и выщелоченного серпентинита. Состав последних двух зон осложняется развитием в них продуктов инфильтрации (рис. 197).

Зона охр средней мощностью около 6 м состоит преимущественно из гидроокислов железа и обычно не содержит промышленных концентраций никеля; лишь иногда в ней образуются скопления никелевой руды.

Нонтронитовая зона средней мощностью от 4 до 12 м сложена главным образом нонтронитом, феррибейделлитом и ферримонтмориллонитом, содержит скопления гидроокислов марганца, сорбировавших кобальт в количествах, иногда достигающих промышленной концентрации; в ней уже появляются участки с промышленным содержанием никеля.

Зона полуразложенного и выщелоченного серпентинита мощностью от 5 до 25 м обогащена скоплениями вторичных никелевых минералов, обычно

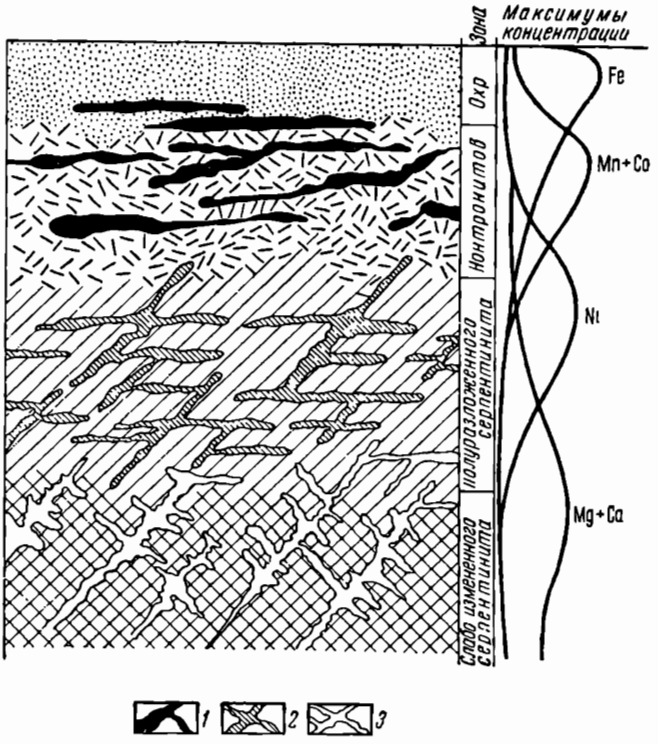


Рис. 197. Схема зонального строения остаточного месторождения силикатных никелевых руд в коре выветривания серпентинитов площадного типа.

1 — гидроокислы марганца с сорбированным кобальтом; *2* — гидросиликаты никеля; *3* — карбонаты магния и кальция

представленных гарниеритом $Ni_4[Si_4O_{10}](OH)_4 \cdot 4H_2O$, ревдинскитом $(Ni, Mg)_6[Si_4O_{10}](OH)_8$, менее — непуитом (кристаллическая разновидность ревдинскита), айдырлитом $Ni_2Al_4[SiO_4]_3(OH)_4 \cdot 5^1/_2H_2O$ и ревдинитом (никельсодержащий феррибейделлит). Кроме того, никель вследствие прямой и обменной сорбции входит в состав ферримонтмориллонита, феррибейделлита, магниевых силикатов, хлоритов и других минералов. В нижней части этой зоны накапливаются переотложенные карбонаты магния, кальция и железа, проникающие еще ниже в зону слабо измененных серпентинитов. Содержание никеля в рудах коры выветривания колеблется от 0,5 до 5%, составляя в среднем 1%; содержание кобальта 0,03—0,07%.

Месторождения бурых железняков. При выветривании серпентинитов происходит концентрация не только никеля, но также железа, а иногда марганца и кобальта. Возникающие при этом остаточные месторождения бурых железняков обычно облагорожены некоторыми элементами и поэтому носят название природно-легированных руд. В образованных таким путем окисленных рудах железа, марганца, никеля и кобальта существуют переходы, позволяющие выделять среди них следующие разновидности: 1) слабо

легированные никелем и кобальтом железные руды, 2) легированные никелем и кобальтом железные руды, 3) комплексные железо-кобальтовые руды, 4) комплексные никель-кобальтовые железные руды, 5) комплексные железо-никелевые руды, 6) комплексные железо-марганец-никелевые руды, 7) никелевые руды (железистые, магнезиальные, железисто-магнезиальные, железисто-марганцевые, кремнистые), 8) кобальтовые (марганцовистые) руды (Б. Кротов).

Остаточные месторождения природно-легированных железных руд известны на Урале (Елизаветинское, Уктусское, Стрижевское и др.), на Кавказе (Малка); из зарубежных наиболее значительны месторождения Кубы, Индонезии, Филиппинских островов, Западной Африки (Конакри), США (Клилум, штат Вашингтон).

Елизаветинское месторождение расположено на восточном склоне Среднего Урала и приурочено к коре выветривания линейного типа в массиве дунита. Рудные скопления вытянуты по простиранию трещиноватых зон, образуя в плане серию крутопадающих гнездообразных залежей, распространяющихся до глубины 100 м. Они состоят из гидрогётита с примесью феррибейделлита, ферримонтмориллонита, гидроокислов марганца, ревдинскита, а также реликтовых минералов коренных пород, среди которых наиболее существенное значение имеет хромит. Наличие минералов никеля и хрома обусловливает природно-легированный характер руды, облагороженной этими металлами. Залежи железной руды подстилаются зоной окремненных дунитов, сформированной вследствие инфильтрации кремнезема из остаточных продуктов выветривания, какими являются бурые железняки.

Малкинское месторождение находится на Северном Кавказе и имеет более сложное геологическое строение, обусловленное перемывом части бурых железняков вследствие морской трансгрессии. Район месторождения в основном сложен палеозойскими песчано-сланцевыми породами, сложенными в складки и прорванными массивами перидотитов ранней стадии герцинского геосинклинального цикла развития, в значительной степени преобразованными в серпентиниты. На них трансгрессивно с угловым несогласием залегают полого падающие к северу песчано-глинисто-углистые сланцы нижней юры, выше которых располагаются песчаники, а затем известняки верхней юры и нижнего мела (рис. 198). На серпентинитах развита кора выветривания, имеющая мощность до 50—70 м.

В разрезе коры выветривания выделяются (сверху вниз): 1) зона охр (бурых железняков), 2) зона окремненных серпентинитов, 3) зона карбонатизированных серпентинитов, 4) зона полуразложенных и выщелоченных серпентинитов, 5) зона слабо измененных серпентинитов.

Кроме залежей в зоне охр железная руда находится в переотложенном состоянии в основании нижнеюрских морских осадков в виде линз и пластообразных залежей на серпентинитах. В связи с прерывистым характером нижнеюрской трансгрессии, определяющимся чередованием временных отступлений моря, наблюдается несколько полос переотложенных бурых железняков, фиксирующих максимальное продвижение береговой линии в отдельные ритмы наступления моря.

Охристые руды коры выветривания состоят в основном из гидрогётита с примесью хромита, вторичных минералов никеля, гидроокислов марганца и нонтронита. Среди переотложенных руд нижней юры выделяются магнетит-хлоритовые плотные глинистые, мелко- и крупноолитовые хлорит-магнетит-гематит-гидрогётитового состава.

Остаточные месторождения бурых железняков обладают неправильной формой залежей, широким диапазоном запасов, изменчивым содержанием железа. в пределе достигающим 60%, и вхождением в их состав хрома (в среднем около 1%), никеля (в среднем около 0,3—0,6%) и марганца (от десятых

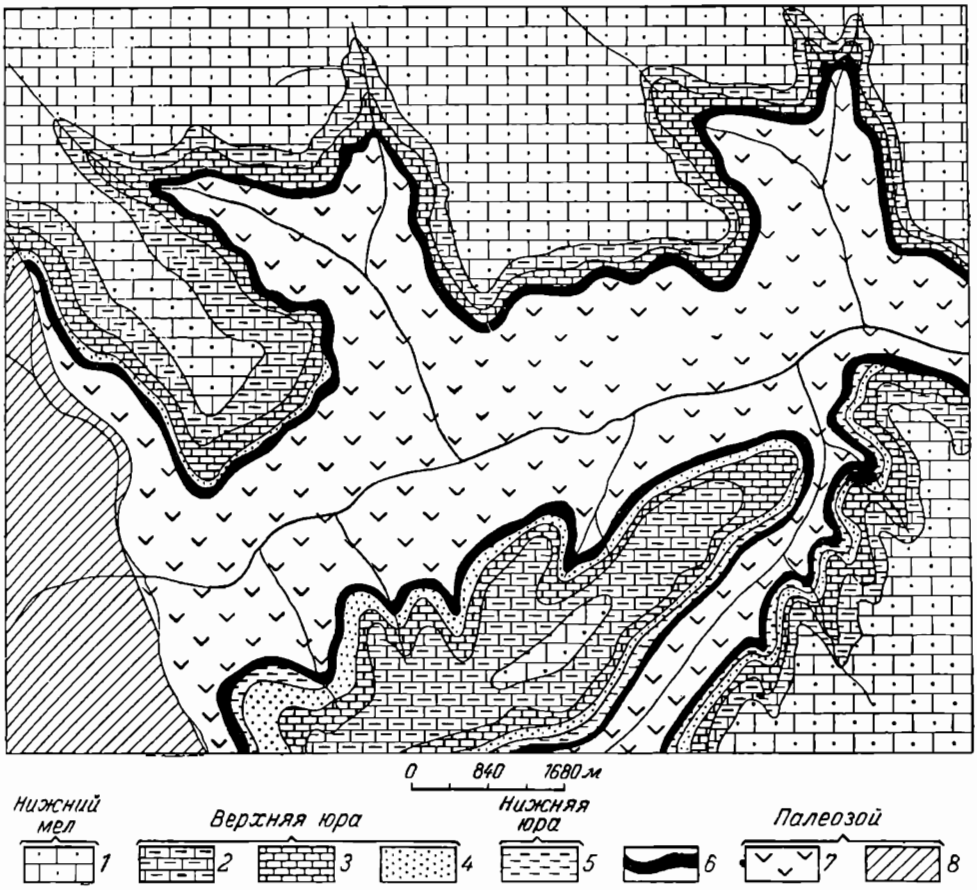


Рис. 198. Схема геологического строения Малкинского месторождения железных руд. По *М. Калганову*.

1 — валанжин, известняки; *2* — титон, гипсоносная толща, красные глины с прослоями известняков и алебастров; *3* — кимеридж, литографские известняки; *4* — келловей, оксфорд — лузитан (?); кварцевые песчаники, песчанистые кавернозные известняки, доломитизированные известняки; *5* — тоар, угленосная толща (песчано-глинистые угленосные сланцы); *6* — предтоарская кора выветривания и железорудный горизонт; *7* — серпентиниты. перцолиты; *8* — силур (?), метаморфизованные глинистые сланцы, песчаники, кварциты

долей до первых процентов). Существенным достоинством этих месторождений является возможность разработки их открытым способом сравнительно неглубокими карьерами.

Месторождения магнезита. Остаточные месторождения магнезита формируются при гидролитическом разложении серпентинитов водами, богатыми углекислотой. Высвобождающийся при химическом разрушении серпентина магний переходит в раствор, выносится из верхней зоны коры выветривания

и переотлагается в виде карбоната на глубине, преимущественно в зоне полуразложенных коренных пород. Схема этих преобразований следующая:

$$\underset{\text{серпентин}}{H_4Mg_3Si_2O_9} + H_2O + 3CO_2 = \underset{\text{магнезит}}{MgCO_3} + 2SiO_2 + 4H_2O.$$

Такие скопления магнезита в виде прожилков, стяжений и неправильных масс часто ассоциируются с остаточными месторождениями бурых железняков и силикатных никелевых рудах в коре выветривания серпентинитов, но размещаются в более глубоких горизонтах ее. Примером их может служить Халиловское месторождение на Южном Урале. Оно приурочено к коре выветривания крупного массива серпентинитов. Сверху кора сложена глинисто-охристой остаточной массой, а на глубине — полуразложенным, выщелоченным и вторично окремненным серпентинитом, разбитым трещинами, заполненными магнезитом. Этот магнезиальный штокверк в выветрелых серпентинитах обладает большим площадным развитием, но выклинивается на глубине всего 10—15 м. Аналогичные остаточные месторождения магнезита известны в коре выветривания и других серпентинитовых массивов Среднего и Южного Урала, а также в Казахстане; из зарубежных отмечаются месторождения Кубы, Индии, Южной Африки, Греции, Новой Каледонии.

Месторождения талька. Отнесение некоторых месторождений талька, известных среди серпентинитов, к остаточным месторождениям более спорно, чем месторождений магнезита, хотя и те, и другие иногда встречаются в сходных условиях. Тальк формируется под воздействием кремнекислых водных растворов на серпентин.

$$\underset{\text{серпентин}}{H_4Mg_3Si_2O_9} + 2SiO_2 = \underset{\text{тальк}}{H_2Mg_3Si_4O_{12}} + H_2O.$$

Большинство исследователей полагают, что такое преобразование протекает под влиянием глубинных гидротермальных растворов. Однако оно возможно и при воздействии щелочных водных растворов глубоких зон коры выветривания серпентинитов, несущих в своем составе кремнезем, выщелачиваемый из верхних ее зон. Более уверенно к остаточным относятся месторождения талька, формирующиеся при выщелачивании доломитов и накоплении в остатке этого минерала, как это имело место в Киргитейске (Енисейский кряж).

Месторождения марганца. Остаточные месторождения марганца возникают при выветривании горных пород, содержащих минералы марганца низших валентностей. Согласно А. Бетехтину, легче других в зоне окисления разлагаются карбонаты марганца, превращающиеся в гидроокислы четырехвалентного марганца, главным образом в вернадит и псиломелан. Сравнительно легко разлагаются также силикаты марганца (родонит и др.), безводные окислы этого металла (гаусманит, браунит, манганит). Все они точно так же замещаются псиломеланом, который постепенно переходит в безводную двуокись марганца — пиролюзит, самый устойчивый из всех марганцевых минералов в коре выветривания.

Таким образом, за счет разложения марганецсодержащих пород в коре выветривания создаются остаточные месторождения окисных марганцевых руд. Часть марганца при этом может временно перейти в раствор и быть переотложенной в нижних зонах коры выветривания в форме неправильных скоплений землистых, сажистых масс, прожилков, гнезд и конкреций. Такие остаточные месторождения марганца известны в коре выветривания известня-

ков, яшм, туфов, ультраосновных и основных глубинных изверженных и других пород, первичное содержание марганца в которых измеряется обычно десятыми долями — первыми процентами. В коре выветривания формируются залежи с содержанием марганца в десятки процентов. В остаточных месторождениях марганца, образованных при выветривании змеевиков, иногда концентрируются гидроокислы марганца, содержащие кобальт (и никель), называющиеся асболаном.

Остаточные месторождения марганца известны в древних и современной корах выветривания на Кубе, в Индии, Африке, субтропических широтах Америки, в частности в Бразилии, Австралии; в Советском Союзе подобные месторождения и рудопроявления известны в мезозойской коре выветривания Среднего и Южного Урала и Казахстана.

Месторождения бокситов. Формирование всех месторождений бокситов тесно связано с корой выветривания; часть из них образуется за счет переотложения продуктов коры выветривания в водной среде и относится к осадочным образованиям, другая часть сохраняется на месте и принадлежит к остаточным месторождениям.

Среди остаточных месторождений бокситов по условиям их образования различаются две разновидности — площадные и карстовые.

П л о щ а д н ы е, или л а т е р и т н ы е, бокситы плащами перекрывают коренные породы, при выветривании которых они образовались. Бокситы формировались при разложении различных глиноземсодержащих пород: щелочных, кислых, основных как глубинного, так и поверхностного происхождения. Образование их связано с жарким и влажным тропическим и субтропическим климатом в континентальных условиях. Известны мезозойские, третичные и четвертичные месторождения этого типа; возможны и более древние образования. Бокситы формировались при стадийном разложении материнских глиноземсодержащих пород.

Выделяются три стадии превращения коренных пород в бокситы: 1) разложение первичных породообразующих силикатов, вынос щелочноземельных элементов, частичный вынос щелочей и кремнезема с накоплением минералов глинистого состава; 2) дальнейшая десиликация с концентрацией свободного глинозема в виде гиббсита, бёмита, диаспора; 3) усложнение первичного состава бокситов вследствие отложения в них карбонатов, сульфидов и других минералов, иногда частичной реглинизации под воздействием соединений, вносимых инфильтрующимися водами. Первые две стадии протекают в обстановке щелочного гидролитического разложения при pH = 9—7,5; третья стадия характеризуется кислой средой с pH = 7—3. Стадийное развитие площадных бокситов нередко обусловливает их зональное строение, связанное с наличием зон переходного состава от коренных пород к бокситам.

Площадные остаточные месторождения бокситов, сформированные при выветривании щелочных пород, известны в Бразилии (Минас-Жерайс), Гвинее (Лос Айленд), США (Арканзас); образованные при выветривании кислых и других пород со средним содержанием глинозема известны в СССР (Украинский щит, Воронежская антеклиза), в Индии, Африке, Индонезии, Австралии, Бразилии; возникшие при выветривании основных пород находятся на Тимане в СССР, в Индии (Бомбей, Мадхья Прадеш), Гвинее, Северной Ирландии, США.

К а р с т о в ы е, или, как их иногда называют, бокситы типа т е р р а - р о с с а, выполняют углубления среди раскарстованных карбонатных пород. Их образование связывают с полями известняков, испытавших комбинированное воздействие поднятия и глубокой эрозии. При этом нерастворимые глинистые

и железистые остатки накапливались в локальных карстовых депрессиях и преобразовывались в боксит. Оседавшие в отрицательных формах рельефа глинистые осадки имели сложную форму удлиненных гнезд и линз, нередко соединяющихся между собой и образующих более или менее непрерывные пласты, перекрывающие значительные площади раскарстованных карбонатных пород. Верхняя поверхность таких залежей более или менее ровная, а нижняя крайне неправильная, отражающая неровности подстилающих известняков с карманами, апофизами и прочими усложнениями.

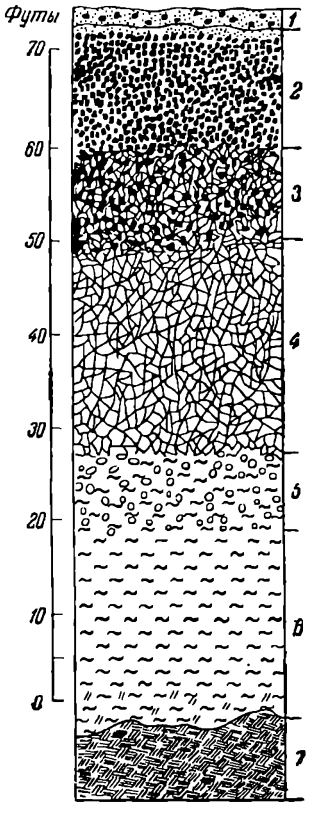


Рис. 199. Вертикальный разрез месторождения бокситов Индии. По *Е. Хардеру.*

1 — красная почва с обломками боксита; *2* — железистый латерит; *3* — железистый боксит; *4* — боксит; *5* — литомарженый боксит; *6* — литомарж; *7* — свежий базальт

Внутреннее строение залежей сложное, определяется перемежаемостью неправильных масс глин и бокситов при сильно изменчивом качестве последних как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. Некоторые геологи склонны связывать формирование таких месторождений с привносом вещества, выполняющего полости карста на известняках, водами — временными потоками, реками, прибрежными зонами озер и даже морей; при этом предполагается, что материал сносился с соседних кор выветривания латеритного типа по преимуществу в форме механической взвеси и обломков.

Карстовые месторождения бокситов свойственны Средиземноморской провинции (Испания, Франция, Греция, Турция, Югославия, отчасти Австрия, Венгрия, Румыния); они известны в Африке, Индии, Индонезии, США; в нашей стране они находятся на Тимане, Урале, в Казахстане, Енисейском кряже.

Минеральный состав как площадных, так и карстовых месторождений определяется наличием в составе руды как моногидратных (бёмит, диаспор), так особенно тригидратных соединений глинозема (гиббсит или гидраргиллит). Эти минералы ассоциируются с каолинитом, галлуазитом, монтмориллонитом, бейделлитом, гидроокислами железа и марганца, а также другими более редкими минералами (кальцит, сидерит, доломит, кварц, опал, рутил, апатит, вивианит, барит и др.). В составе бокситов, особенно карстового типа, находятся также акцессорные минералы материнских пород — ильменит, турмалин, циркон, браунит, тремолит и др. Бокситы образуют рыхлые, кавернозные, плотные, обломочные или оолитовые массы белого, розового и красного цвета в зависимости от количества примеси гидроокислов железа в их составе.

Процесс формирования бокситов в конечном счете сводится к накоплению свободного глинозема за счет разложения алюмосиликатов при концентрации его по сравнению с содержанием в исходной породе в 4—6 раз. По представлениям В. Тенякова, вероятной формой существования алюминия при щелочном гидролизе является комплексный ион $AlO(OH)_2$; его эволюция в этих условиях сначала до $Al(OH)_4$, а затем при полимеризации до $[Al_6(OH)^6_{24}]$ дает начало гиббситовой молекуле. В высокосортных бокситах содержание глинозема

превышает 50% при отношении его к кремнезему 12—10 : 1. В качестве примеров остаточных месторождений бокситов описываются площадные месторождения Индии и карстовые месторождения Енисейского кряжа.

Месторождения Индии. Эти типичные площадные месторождения остаточных бокситов известны в двух районах Индии — в штатах Бомбей и Мадхья Прадеш. Они связаны с корой выветривания верхнемеловых вулканогенных пород формации деканских траппов, состоящей из серии горизонтально залегающих базальтовых покровов, перемежающихся с горизонтами туфов. Плащи выветрелых пород имеют прерывистый характер и неправильные извилистые очертания. Мощность их колеблется в пределах 1—20 м и более (рис. 199).

В бокситовых месторождениях Индии на неразложенном базальте находится так называемый «литомарж» — полуразложенный базальт с сохранившейся структурой исходной породы. Книзу он постепенно переходит в свежую материнскую породу, а кверху через прослой литомаржевого боксита сменяется горизонтом боксита ноздреватой или плотной, а нередко бобовой структуры. В верхней части бокситового горизонта нарастает содержание железа, боксит переходит в железистый боксит, постепенно сменяющийся коркой железистого латерита. Разрез венчается рыхлыми продуктами современного физического выветривания, состоящими из так называемой красной почвы с обломками латерита и боксита.

В Индии известны бокситы, формирующиеся не только в коре выветривания базальтов, но также и при химическом разложении пород иного состава. Так, например, бокситы иногда образуются в результате преобразования кристаллических сланцев. Об изменении химического состава этих сланцев вследствие преобразования их в боксит свидетельствуют данные, приведенные в табл. 35.

Таблица 35

Изменение химического состава кристаллических сланцев вследствие преобразования их в боксит (в вес. %). По *М. Кришнану*

Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	H_2O
Кристаллические сланцы	60,08	0,65	12,38	3,28	4,20	9,43	1,95	1,80
Полуразложенные сланцы	16,23	0,93	26,82	41,69	—	—	—	14,20
Боксит	0,93	1,04	67,88	4,09	—	0,36	—	26,47

Из таблицы видно, что при формировании боксита за счет химического преобразования исходной глиноземсодержащей породы концентрация глинозема увеличивается в 5—6 раз, окиси титана почти в 2 раза, воды в десятки раз; содержание кремнезема и щелочноземельных элементов сокращается в десятки раз.

Месторождения Енисейского кряжа. Согласно К. Боголепову, наиболее крупные бокситовые месторождения Енисейского кряжа являются карстово-котловинными. Они приурочены к известнякам докембрийского возраста, раскарстованными и выполненными бокситами в начале палеогена, характеризующегося жарким и влажным климатом. Последующие тектонические движения и связанные с ними денудационные процессы изменили первоначальный облик бокситовых залежей, осложнив их строение частичным размывом, дополнительными просадками и намывом в карстовые полости глинистых осадков.

На рис. 200 хорошо виден сложный характер как общих очертаний рудных тел, так и их внутреннего строения, обусловленный перемежаемостью неправильных скоплений глин и бокситов. Как те, так и другие рассматриваются лишь отчасти в качестве продуктов выветривания коренных пород (известняков и прорывающих их штоков и даек основных пород); главная же масса глинисто-бокситового материала, выполняющего карстовые пещеры, относится к породам, снесенным с соседних участков площадной коры выветривания, основных пород и метаморфических кварц-слюдистых сланцев.

Аналогичны, по данным Б. Горбачева, бокситы Нижне-Аргинского района на Урале, выполняющие карстовые полости в верхнеэйфельских и верхнефранских

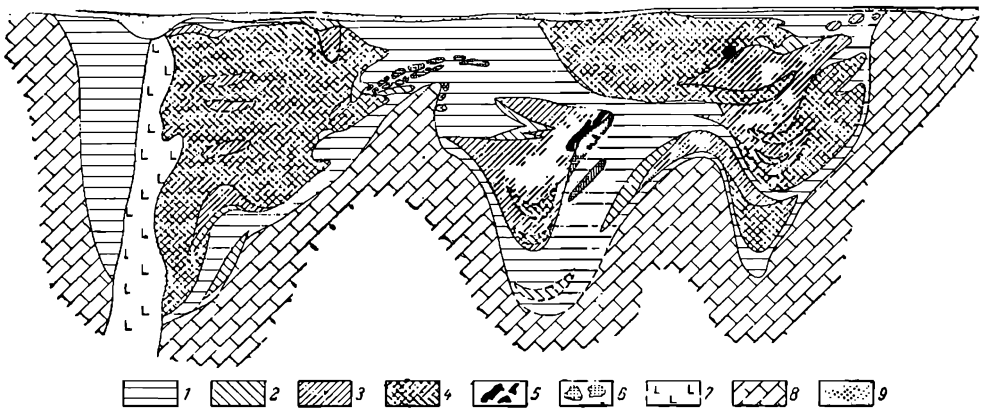


Рис. 200. Геологический разрез карстового месторождения бокситов Енисейского кряжа. По *В. Захарову*.

1 — пестроцветные глины; *2* — бокситовые глины; *3* — глинистые бокситы; *4* — рыхлые бокситы; *5* — каменистые бокситы; *6* — бурые железняки; *7* — амфиболиты; *8* — известняки; *9* — современные отложения

известняках. Первично расслоенное глиноземистое вещество этих месторождений при последующей фильтрации подземных вод было десилицировано и диаспоризировано.

Месторождения каолинов. Согласно С. Малявкину, каолином называется такой остаточный продукт физико-химического преобразования полевошпатовых пород, который после удаления из него неразложившихся частей материнской породы отмучиванием показывает в своем составе молекулярные соотношения глинозема к кремнезему и к воде как 1 2 : 2, т. е. состав, близко отвечающий каолиниту. Остаточные месторождения каолинов формируются в коре выветривания любых полевошпатовых пород, но наиболее благоприятны для этого кислые и щелочные породы. Они образуют залежи площадного типа, на глубине постепенно переходящие в материнские породы.

От бокситов они отличаются, с одной стороны, незавершенным разложением коренных пород, не дошедшим до стадии накопления свободного глинозема, а с другой стороны, сильным осветлением, обусловленным почти полным выносом железа. Последнее возможно в очень кислой среде, поэтому образование каолинов связывается с выщелачиванием железа из продуктов коры выветривания гумусовыми кислотами, возникающими в обстановке пышной растительности жаркого климата со сменой дождевых и засушливых сезонов.

Минеральный состав каолинов определяется преобладающим каолинитом в некоторой смеси с галлуазитом, монтмориллонитом, халцедоном и реликто-

выми минералами коренных пород (кварц, мусковит, ильменит, рутил), а также такими вторичными минералами, как кальцит, доломит, гипс и др.

Остаточные месторождения каолинов чаще всего имеют молодой мезозойский или кайнозойский возраст, но известны каолины и более древних — палеозойских кор выветривания. Они достаточно широко распространены на земном шаре. В Советском Союзе такие месторождения известны на Украине, Урале, в Западной Сибири, на Алтае; из заграничных могут быть упомянуты месторождения Китая, Чехословакии, ГДР, Югославии, Англии, Франции и других стран.

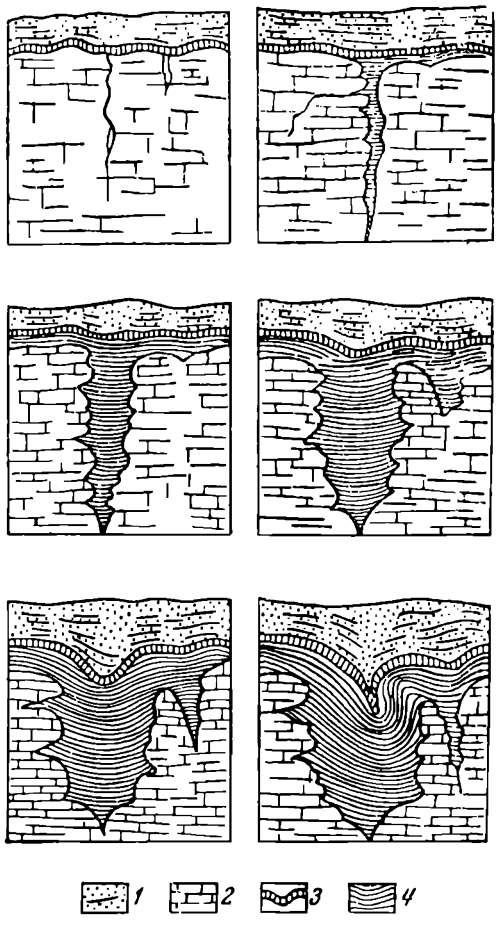


Рис. 201. Схема формирования апатитовых месторождений выветривания в США.
1 — почва; *2* — известняки; *3* — прослой глины; *4* — апатиты

Месторождения Украины. Остаточные месторождения каолинов на Украине приурочены к коре выветривания допалеозойских кристаллических пород. Главная их масса связана с разложением кислых и отчасти щелочных пород: гранитов, сиенитов, гранито-гнейсов и прорезающих их пегматитов. Этот процесс происходил в додевонское, верхнепалеозойское, мезозойское и раннетретичное время, поэтому каолинсодержащие коры выветривания Украины отличаются чрезвычайно длительной историей развития; значительная часть их была уничтожена размывом и развеванием третичного и четвертичного времени.

Все каолиновые залежи коры выветривания представлены неправильной формы покровами, на глубине в среднем около 10 м постепенно переходящими в материнские породы; иногда они простираются до глубины более 100 м. Часть каолиновых залежей перекрыта песчано-глинистыми третичными и четвертичными континентальными породами различной мощности. Многие каолиновые залежи окаймляются ореолом окремненных каолинизированных гранитов или так называемых пеликанитов. Их формирование большинство исследователей связывают с переотложением кремнезема в виде опала из верхних частей коры выветривания.

Месторождения апатита. Сравнительно легко выщелачиваемые при выветривании карбонатные породы иногда содержат в своем составе некоторое (обычно незначительное) количество апатита $Ca_5[PO_4]_3(F, Cl)$. По наблюдениям Дж. Грехема в обстановке умеренного климата холодные углекислые воды растворяют фосфор и кальций в отношении примерно одна часть P_2O_5 на 100 частей CaO. В этих условиях на поверхности выщелачиваемых известняков,

доломитов и мергелей накапливаются глинистые залежи со скоплениями апатита. Они обычно выполняют раскарстованные углубления и карманы выветрелых карбонатных пород. Содержание P_2O_5, составляющее в коренных породах всего лишь 3—12%, повышается при этом в несколько раз и достигает 26—33%.

В обстановке жаркого и влажного климата, способствовавшего развитию в поверхностных водах гумусовых кислот, в раствор переходит предпочтительно P_2O_5, а карбонатные соединения выщелачиваются медленнее. Вследствие этого воды, просачивающиеся сквозь фосфатизированные карбонатные породы, выборочно выщелачивали фосфор и переотлагали его по трещинам и в карстовых

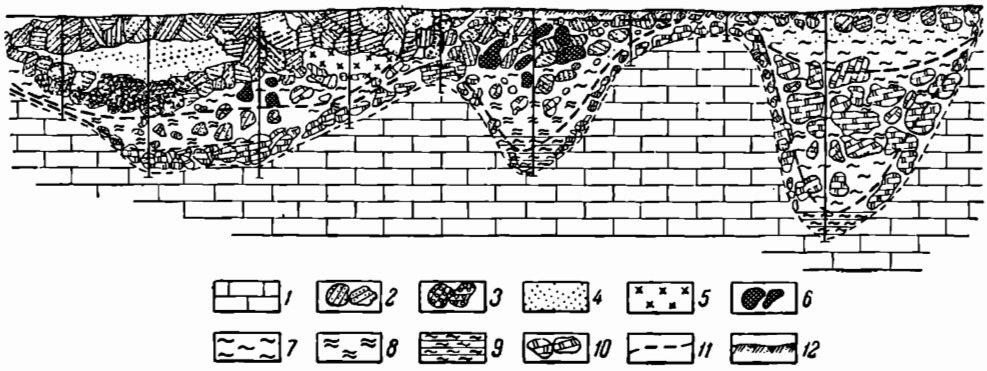


Рис. 202. Геологический разрез остаточного месторождения золота в Якутии. По Ю. *Маслову.*
1 — нижнекембрийские известняки; *2* — обломочно-глыбовый материал юрских песчаников; *3* — обломочно-глыбовый материал юрских конгломератов; *4* — песок, возникший при разрушении юрских песчаников; *5* — кварцевая сыпучка; *6* — обломки кварц-гематитовой руды; *7* — бурые глины — продукт выветривания юрских отложений; *8* — пестроцветные глины — продукт выветривания кембрийских отложений; *9* — глины с реликтовой слоистостью известняков; *10* — обломочно-глыбовый материал окварцованных кембрийских известняков; *11* — контур промышленной рудной зоны; *12* — почвенно-растительный слой

полостях материнских пород (П. Татаринов). Образование подобного рода апатитов изображено на рис. 201.

Остаточные месторождения апатитов известны в Алтае-Саянской области (Телекское, Белкинское и др.), Прибайкалье (Сарминское, Озерское), США (Теннеси, Флорида), Бельгии (районы Льежа и Бергена).

Месторождения барита. На поверхности выщелоченных и раскарстованных карбонатных пород, содержащих рассеянные стяжения барита, накапливаются остаточные скопления этого минерала, иногда в количествах, представляющих практический интерес. Они находятся в рыхлом глинисто-охристом материале, выполняющем неровные углубления на поверхности выветрелых известняков и доломитов. Такие месторождения известны в штате Миссури (США).

Прочие месторождения. Иногда в коре выветривания накапливаются ценные минералы и другие полезные ископаемые, находящиеся в рассеянном состоянии среди коренных пород.

Месторождения золота в латеритах эксплуатируются в Австралии (Калагури), Южной Америке (Гвиана). В Советском Союзе подобного рода месторождения описаны в Якутии. Здесь в поле раскарстованных известняков докембрия встречаются чашеобразные углубления, выполненные золотоносным обломочным материалом выветривания юрских песчаников и изве-

стняков (рис. 202). Первичным источником золота являются калишпатовые и кварцевые метасоматиты юрских песчаников, перекрывающих известняки.

Месторождения свинца, представленные скоплениями остаточного галенита и продуктами его преобразования, известны в коре выветривания известняков Центрального Казахстана; в коренных породах галенит находится в рассеянном состоянии, определяющем содержание свинца всего лишь в количестве 0,05%.

Месторождения олова известны в коре выветривания гранитов округа Муntук в северо-западной части о. Банка в Индонезии. Это древняя кора выветривания, перекрытая сланцами и песчаниками перми или триаса. Олово в виде касситерита накопилось в ней совместно с ильменитом, монацитом и ксенотимом, рассеянными в граните.

Месторождения тантала и ниобия выявлены в корах выветривания пегматитсодержащих кислых и щелочных пород Бразилии, Нигерии, Южной Родезии.

Месторождения редких земель известны в коре выветривания ортитсодержащих сиенитов Морро де Ферро в Бразилии. В глинисто-охристых продуктах коры находятся церий, иттрий (соотношение 20 : 1), лантан и торий (Х. Уидоу).

ИНФИЛЬТРАЦИОННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К инфильтрационным относятся такие месторождения выветривания, ценное вещество которых в существенной степени выщелочено из одних пород, но перенесено грунтовыми водами и отложено в других породах, расположенных по соседству. К таким образованиям принадлежат месторождения урана, меди, железа и, с известной долей условности, месторождения самородной серы.

В их образовании определяющее значение имеют геохимические барьеры, представляющие собой участки резкой смены условий миграции. А. Перельман среди геохимических барьеров различает механические, связанные с торможением движения грунтовых вод, и физико-химические, связанные с резким изменением химической обстановки, особенно щелочно-кислотных и окислительно-восстановительных условий.

Месторождения урана. Четырехвалентные соединения урана, свойственные глубинным горизонтам земной коры, в коре выветривания окисляются и переходят в легкорастворимые шестивалентные соединения. Особенно интенсивно этот процесс развивается в кислой среде сульфидизированных пород, совместное окисление с которыми приводит к образованию весьма подвижного сульфата уранила (UO_2SO_4).

В иных условиях разложение первичных соединений урана происходит медленнее, но и при этом они в существенной части переходят в раствор грунтовых вод, согласно В. Щербине, в виде гидрозоля гидроокиси урана, комплексных щелочно-урановых карбонатов и комплексных щелочно-гуматно-урановых соединений. Согласно Р. Гаррелсу и др., к этому перечню можно добавить уранил-трикарбонатный комплекс, устойчивый в карбонатных растворах при низких температурах.

Таким образом, осуществляется вынос из коры выветривания урановых соединений, рассеянных в горных породах. Однако в случае нейтрализации кислых вод выпадает гель гидроокислов железа, сорбирующий уран. По мере превращения такого геля в гётит, гидрогётит и другие минералы уран вытесняется из железных соединений, образует самостоятельные вторичные минералы,

рассеянные в буром железняке, накапливающемся в площадных и линейных (трещинных) корах выветривания. Такие, в сущности говоря, полуостаточные рудопроявления урана чрезвычайно широко распространены среди сульфидизированных пород, особенно если они характеризуются повышенным кларком этого металла. Некоторая концентрация урана близ поверхности происходит также иногда в пустынях в связи с капиллярным подъемом грунтовых вод, извлекающих рассеянный уран из окружающих пород; при их испарении накапливаются корочки солей уранила.

Бóльшая часть урана выносится грунтовыми водами нередко на значительное расстояние, за пределы источников его выщелачивания, и переотлагается

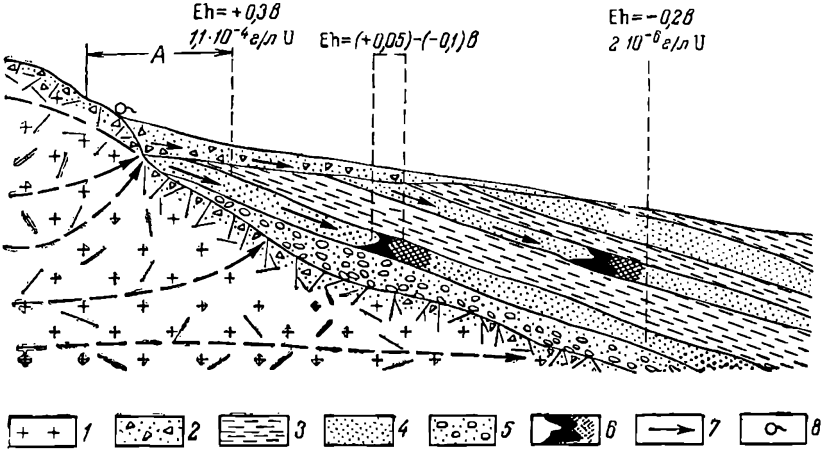


Рис. 203. Схема локализации рудных залежей в свите осадочных пород. По *Л. Евсеевой* и *А. Перельману*.

1 — трещиноватые граниты; *2* — делювиально-пролювиальные отложения; *3* — глинистые водоупорные породы; *4* — песчаные водопроницаемые породы; *5* — конгломераты; *6* — рудные залежи; *7* — направление движения вод; *8* — источник; *А* — зона подпора вод и засоления пород

с образованием инфильтрационных скоплений, иногда формирующих крупные месторождения. Основными факторами для образования инфильтрационных месторождений урана являются следующие:

1) наличие источников выщелачивания этого металла, какими могут быть его месторождения разного генезиса, а также непромышленная рассеянная минерализация в горных породах различного происхождения;

2) условия для свободной циркуляции грунтовых вод, определяющиеся оптимальной проницаемостью горных пород, обусловленной их естественной пористостью или трещиноватостью;

3) наличием осадителей урана на путях движения урансодержащих растворов; выпадение урана из раствора может происходить, согласно В. Щербине: а) вследствие гидролиза сульфатов; б) при взаимодействии с фосфатами, арсенатами, ванадатами и карбонатами; в) при сорбции коллоидами гидроокислов железа, кремнезема и органических соединений; г) при взаимодействии с сильными восстановителями высоковалентных соединений и с сильными окислителями гуматных соединений; д) при коагуляции гидрозолей; е) при смене положительного значения Eh среды на отрицательное.

Таким образом, осаждение урана и постепенная его концентрация до масштабов инфильтрационного месторождения происходят при изменении окисли-

тельных условий водной среды на восстановительные, резко меняющие миграционную способность урана (рис. 203).

Для инфильтрационных месторождений урана характерно зональное строение рудных тел, обусловленное сменой условий рудоотложения на пути движения подземных вод (рис. 204). Среди инфильтрационных месторождений урана выделяются месторождения в трещинах горных пород, песчаниках и конгломератах, пластах углей, залежах битуминозных пород.

Урановые месторождения выветривания создавались на всем протяжении геологической истории земной коры. Так, японский геолог Н. Катаяма полагает, что среди инфильтрационных месторождений в конгломератах и песчаниках могут быть выделены образования нижнего палеозоя (Витватерсранд в Южной Африке, Бленд Ривер в Канаде), каменноугольные (Вогезы во Франции, Вал Рендена в Италии), пермские (Лодев во Франции, Прит в Италии), триасовые (некоторые месторождения Колорадо и Юты, США), юрские (некоторые месторождения Нью-Мексико в США), меловые (Блэк-Хиллс в Южной Дакоте, США), эоценовые (Гэс Хиллс и др. в Вайоминге, США), олигоценовые (Сан-Пьерр во Франции, Кэрис в США), миоценовые (Мэйбл Бэджс в Колорадо, США), плиоценовые (Оуленца и Пэлинджейна в США, Нинге Тога в Японии).

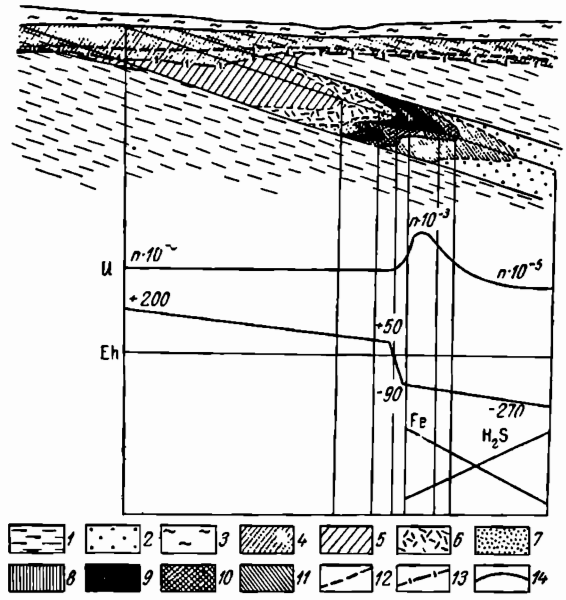


Рис. 204. Схема минералого-геохимической зональности инфильтрационной урановой залежи. По *М. Каширцевой.*

1 — глины; *2* — пески и песчаники; *3* — четвертичные отложения; *4* — зона поверхностного окисления; *5*—*7* — зона пластового окисления: *5* — подзона полного окисления, *6* — подзона с точечным окислением, *7* — подзона неполного окисления; *8*—*10* — зона накопления урана: *8* — подзона серых слабо оруденелых пород, *9* — подзона черных руд, *10* — подзона серых руд; *11* — ореол повышенных концентраций урана; *12* — уровень грунтовых вод; *13* — граница распространения зоны поверхностного окисления; *14* — граница распространения зоны пластового окисления

В качестве примеров инфильтрационных месторождений ниже будут кратко охарактеризованы месторождения в песчаниках и конгломератах плато Колорадо в США, в углях и битуминозных породах.

Плато Колорадо. Высокогорное плато Колорадо представляет собой огромный блок Северо-Американской платформы, отчлененный от нее киммерийскими и альпийскими орогеническими процессами Кордильерской складчатой области. Оно имеет овальную форму размерами 750 × 650 км. Основание его сложено докембрийскими кристаллическими породами, на которых покоится слабо дислоцированный покров верхнепалеозойских, триасовых, юрских, меловых и эоценовых континентальных пород, сложенных пестроцветными конгломератами, песчаниками и сланцами с подчиненными им известняками, туфами и лавами общей мощностью до 3000—4000 м. Эта в общем полупустынная местность прорезана глубокими каньонами временных потоков

и рек на глубину до 2 км, вскрывающими значительную часть разреза платформенных отложений плато.

Урановые месторождения встречаются по всему разрезу от верхнепалеозойских до верхнетретичных отложений; наибольшее их число сосредоточено в формациях Шайнарамп нижнего триаса, Чинл верхнего триаса и Моррисон верхней юры. Подавляющая часть их залегает среди конгломератов и песчаников в форме пластообразных, линзовидных, лентовидных, гнездовых и кольцевой формы тел (роллы), различных, по преимуществу некрупных, размеров (рис. 205).

Размеры таких залежей, общее число которых достигает нескольких тысяч, находятся в границах от единиц до сотен метров в поперечнике при мощности

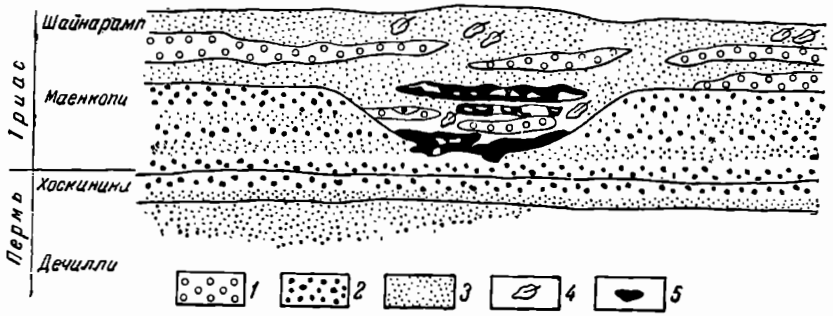


Рис. 205. Форма урановых рудных тел, приуроченных к песчаникам древнего русла реки на месторождении Монумент Валли, плато Колорадо. По *П. Керру.*

1 — конгломераты; *2* — аргиллиты; *3* — песчаники; *4* — окаменелые растительные остатки; *5* — урановая руда

от долей метра до 5—6 м, редко более. В основном это согласные тела, но имеющие секущие переходы и ответвления. По составу выделяются руды: а) ванадиевые урансодержащие; б) ванадиево-урановые; в) медно-урановые; г) урановые. Их минералогия определяется наличием так называемых «первичных» руд, залегающих в глубоких и ядерных частях рудных тел, и более развитых окисленных, образующих их периферию. Среди тех и других выделяются минералы урана, ванадия, прочих металлов и нерудные (табл. 36).

Содержание урана в товарной руде колеблется от 0,1 до 1%, редко более; содержание ванадия составляет 1—1,5%; кроме того, в руде содержатся медь и в незначительных количествах свинец, кобальт, никель, молибден, мышьяк, селен.

Главные факторы, определяющие локализацию урановых и ванадиевых руд плато Колорадо, сводятся к следующим:

1) оптимальная мощность линз песчаников; наибольшая концентрация урана происходит в линзах мощностью более 10—12 м;

2) наличие аллювиальных косослоистых песчаников и конгломератов только аркозового состава;

3) перемежаемость в разрезе песчаников и аргиллитов;

4) наличие русел палеопотоков, особенно их излучин;

5) резко варьирующие коэффициенты проницаемости, пропорциональные произведению мощности фильтрующих пород на коэффициент фильтрации; наличие локальных, плохо проницаемых экранов на пути циркуляции грунтовых вод;

6) изобилие ископаемых растительных остатков, иногда окремненных, карбонатизированных и сульфидизированных;

7) наличие в перемежающихся красноцветных пластах прослоев серой, зеленой и светлой окраски, локализующих оруденение. Следует отметить, что в Колорадо существуют как сингенетически осветленные пласты пород, характеризующие восстановительные условия осадконакопления, так и эпигенетически осветленные породы, связанные с рудообразованием.

Таблица 36

Минеральный состав руд урановых месторождений плато Колорадо в США.
По *Э. Хейнриху*

Руда	Уран	Ванадий	Рудные	Нерудные
Первичная	Уранинит, коффинит	Роскоэлит, монтрозеит	Пирит, марказит, халькопирит, борнит, халькозин, ковеллин, галенит, сфалерит, гринокит, клаусталит, эвкайрит, герсдорфит, шмальтин	Кальцит, доломит, анкерит, барит, флюорит, каолинит
Окисленная	Карнотит, тюямунит, уранофан, торбернит, отунит, циппеит, шрекингерит, андерсонит, беккерелит, шёпит, фурмарьерит, ноганнит, уранопилит, либигит, ретзерфордин, байлеит, роббитит, бассетит, абернатиит, метацейнерит, новачекит, складовскит, уранопал, ураналлофан	Навахоит, хьюэтит, наскоит, россит, метароссит, хаммарит, штегерит, фервanит, фольбортит, пинтадонит, парамонтроизит, корвузит, меланованадит, даттонит, симплотит, шервудит, долорезит	Малахит, азурит, халькопирит, брошантит, хризоколла, эритрин, ферримолибдит, вад, пиролюзит, лимонит, гиббсит, вульфенит, мансфильдит	Каолинит, алунит, ярозит, сера, гипс, галотрихит

По вопросу о генезисе урановых месторождений плато Колорадо существует несколько точек зрения. Одни исследователи считают их сингенетичными осадочными и связывают осаждение урана из раствора во время осадконакопления с последующим перераспределением его в процессе диагенеза. Другие геологи считают эти месторождения первично гидротермальными, позднее окисленными. Наконец, третьи определяют их как инфильтрационные образования.

В пользу инфильтрационного генезиса свидетельствуют следующие обстоятельства:

1) эпигенетический характер рудных тел и рудной минерализации, формирующей наряду с согласными секущие залежи с развитием метасоматического и прожилкового оруденения;

2) верхнемеловое — третичное время оруденения, определенное методами абсолютной геохронологии в 50—80 млн. лет для всех залежей вне зависимости от возраста вмещающих их пород, колеблющегося от верхнего палеозоя до третичного;

3) отчетливо выраженный контроль локализации рудных тел каналами циркуляции грунтовых вод, отмеченный выше.

В качестве источника урана рассматривается первичная сингенетичная рассеянная урановая минерализация, известная в толще пород плато, особенно среди туфов вулканогенных пород киммерийского магматизма. Представляется, что вначале, в основном в верхнем мелу, происходило выщелачивание рассеянного урана грунтовыми водами, вынос его и отложение в благоприятствующих этому участках на путях движения грунтовых вод в виде залежей состава «первичных» руд, состоящих из низших окислов урана в смеси с сульфидами. Эти руды формировались в обстановке, отличающейся от рудообразования остаточных месторождений. По расчетам Р. Гаррелса, основанным на нормальном геотермическом градиенте, температура рудообразования была близка к 80—120° С, а давление от 200 кгс/см² (гидростатическая нагрузка) до 800 кгс/см² (литостатическая нагрузка).

Отложение минеральной массы происходило в восстановительной обстановке. Оно могло осуществляться как в процессе преобразования легкорастворимых высоковалентных соединений в труднорастворимые низковалентные, так и в результате обменных реакций. Однако в связи с тем, что на единицу урана требуется 180 эквивалентных единиц восстановителей, отсутствующих в минеральных образованиях песчаников плато Колорадо, Р. Гаррелс и др. полагают, что рудоотложение совершалось вторым путем.

Позднее, до наших дней включительно, в связи с углублением каньонов плато, снижением базиса эрозии и попаданием «первичных» залежей в зону аэрации происходили окисление руд и стадийный переход их в окислы высшего порядка: сульфаты, карбонаты, фосфаты, арсенаты и силикаты. Соотношение между ассоциациями «первичной» и окисленной руды обусловлено значениями pH и Eh среды, регулирующими поля устойчивости минералов, входящих в состав этих руд (рис. 206).

Месторождения в углях. Скопления урановой руды в пластах угля известны во многих странах Европы, Америки, Азии. Они встречаются по преимуществу в слабо метаморфизованных бурых, полубитуминозных углях и лигнитах мезозойского и кайнозойского возраста, значительно реже в более глубоко измененных каменных углях палеозоя. Чаще они приурочены к небольшим месторождениям межгорных впадин, чем к крупным каменноугольным бассейнам. Урановая руда образует неправильные линзовидные скопления в отдельных пластах угля, иногда распространяясь в подстилающие песчаники (рис. 207).

Урановые минералы редко обособляются в массе руды. В связи с этим сложилось представление о том, что значительная часть урана входит в состав уранорганических комплексов и сорбированной массы. Все же в этих рудах установлены настуран, урановая чернь, коффинит и такие окисные производные урана, как шрекенгерит, карнотит, тюямунит, отунит, метацейнерит, цейнерит, торбернит. Среднее содержание урана в руде обычно невысокое и лежит в пределах 0,001—0,05%, редко повышаясь до 0,1—0,2%. При сжигании угля содержание урана в золе увеличивается обратно пропорционально зольности угля. Извлечение урана из золы представляет тяжелую технологическую задачу. Вместе с ураном в руде содержится повышенное количество молибдена (иногда до 0,1%), ванадия, германия, галлия, редких земель и других металлов.

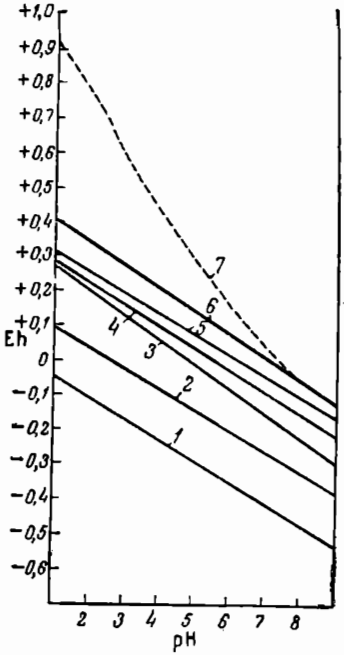


Рис. 206. Устойчивость некоторых важных минералов урановых месторождений плато Колорадо. По *Р. Гаррелсу*.

Поле 7: ванадаты Cu, Fe, Al, Ca; уранил-ванадаты K и Ca; окислы, гидроокислы, карбонаты и силикаты Cu; самородная Cu; сульфаты и карбонаты Pb; карбонаты и силикаты Zn; окислы Fe^{2+}. Поле 6: смесь окислов $V^{4+} + V^{5+}$; уранил-ванадаты K и Ca; окислы, гидроокислы, карбонаты и силикаты Cu; самородная Cu; сульфаты и карбонаты Pb; карбонаты и силикаты Zn; окислы Fe^{2+}. Поле 5: окислы V^{4+}; гидроокислы U; сульфиды Cu; сульфаты и карбонаты Pb; карбонаты и силикаты Zn; окислы Fe^{2+}. Поле 4: окислы V^{4+} и U^{4+}; сульфиды Cu; сульфаты и карбонаты Pb; карбонаты и силикаты Zn; окислы Fe^{2+}. Поле 3: окислы V^{4+} и U^{4+}; сульфиды Pb, Fe, Cu; карбонаты и силикаты Zn. Поле 2: окислы V^{4+} и U^{4+}; сульфиды Pb, Fe, Cu. Поле 1: окислы V^{3+} и U^{4+}; сульфиды Pb, Zn, Fe, Cu

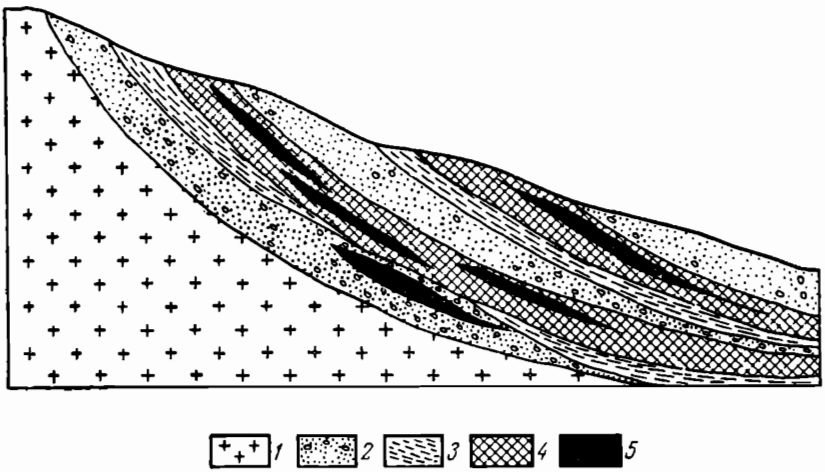


Рис. 207. Схема геологического строения уранового инфильтрационного месторождения в углях (разрез).

1 — кристаллические породы основания; *2* — грубозернистые песчаники; *3* — глины; *4* — уголь; *5* — линзы урановой руды

Существуют четыре гипотезы генезиса описываемых месторождений: 1) гидротермальная, 2) сингенетичного накопления урана в углеобразующей растительной массе, 3) концентрации его при диагенезе, 4) инфильтрационного привноса грунтовыми водами после углефикации. Инфильтрационное происхождение этих месторождений, согласно В. Данчеву, З. Некрасовой, Э. Хейнриху и др., подтверждают следующие обстоятельства:

1) расположение скоплений урана в пластах угля на путях циркуляции грунтовых вод; явная зависимость оруденения от степени проницаемости вмещающих пород;

2) концентрация урановых руд в пластах, перекрытых хорошо водопроницаемыми грубозернистыми песчаниками и подстилающихся водоупорными глинами;

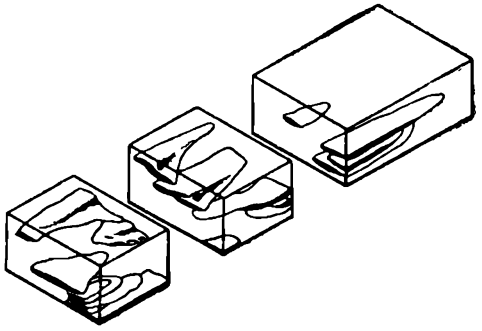


Рис. 208. Схема расположения рудных тел уранового месторождения Амброзия Лейк в США. По *Х. Гренжеру* и др.

3) «утечка» руды сквозь «окна» в подстилающих глинах в нижележащие пласты песчаников;

4) нахождение руды по преимуществу в верхних пачках пластов угля;

5) наличие в областях питания грунтовых вод, обычно в породах кровли, туфов, кислых кластических и других повышенно радиоактивных пород, содержащих уран и другие элементы в легковыщелачиваемой форме;

6) повышенное содержание урана в грунтовой воде, фильтрующейся сквозь угли;

7) прерывистость уранового оруденения; резко ограниченные размеры рудных тел по сравнению с площадью пластов угля;

8) прожилковая форма выделения урановых минералов;

9) постоянная ассоциация урана с молибденом и другими элементами, отсутствующими в безрудных углях;

10) отсутствие связи между содержанием урана и петрографическими разновидностями угля.

Предполагается, что уран в грунтовых водах привносился в виде щелочно-урановых карбонатных или уранил-трикарбонатных комплексов, распадающихся вследствие резкого снижения pH раствора в зонах, богатых органическими кислотами. Не исключена возможность осаждения урана в углях благодаря восстановлению его шестивалентных соединений до нерастворимой двуокиси органическим веществом или сероводородом, образующимся при разложении последнего (З. Некрасова).

Месторождения в битуминозных породах. Такие месторождения представляют собой скопления урана в продуктах окисления нефти, в асфальтитах, пропитывающих песчаники, аркозы, туфы, известняки и другие породы. Они известны в Европе, Америке и Азии. Залежи имеют неправильную форму, иногда значительные размеры; примером может служить месторождение Амброзия Лейк в Нью-Мексико, США. Отдельные рудные тела этого месторождения, залегающие в асфальтизированных песчаниках верхней юры, достигают длины 1000 м при мощности до 30 м; запасы урана в этом месторождении составляли около 120 тыс. т при среднем содержании металла, близ-

ком к 0,2% (рис. 208). Главная масса урана в описываемых месторождениях связана в виде уранорганических комплексов. Из «первичных» радиоактивных минералов установлены настуран, коффинит, торит; из окисных производных отмечены тюямунит, отунит, цинкит, андерсонит.

По поводу генезиса этих месторождений существуют два главных направления взглядов. По одному из них уран привносился жидкой нефтью, полимеризующейся под влиянием радиоактивных излучений и превращающейся в урансодержащий твердый битум (Я. Изаксон, К. Дэвидсон и др.). Этой точке зрения противоречит отсутствие урана в жидкой нефти. По другому, более правдоподобному уран привносился грунтовой водой и осаждался под влиянием битумнозного вещества, которое могло его сорбировать подобно ионообменным экстрагентам или поглощать вследствие распада комплексов уранила при изменении pH раствора в углеводородной обстановке.

Месторождения меди. Кроме комплексных медно-ванадиево-урановых месторождений типа плато Колорадо известны простые медные инфильтрационные месторождения. Эти месторождения обычно приурочены к красноцветным толщам осадочных пород и получили в иностранной литературе наименование *Red Beds* (красных пластов). Они распространены в США, известны в Боливии, Чили и некоторых странах Европы. Их примером могут служить месторождения так называемых медистых песчаников в пермских отложениях Приуралья и восточного края Русской платформы (Л. Миропольский). Полоса таких рудопроявлений шириной около 100 км протягивается вдоль западного склона Урала от р. Камы до р. Урала.

Скопления медной руды встречаются по всему разрезу пестроцветных отложений пермской системы мощностью до 1000 м, концентрируясь преимущественно в слоях казанского яруса. Они находятся среди песчано-глинистых мергелей, песчаников и доломитизированных известняков, принадлежащих к мелководной фации пермского моря, часто содержащей скопления растительных остатков. Рудные тела имеют неправильные очертания, в контурах которых рудные минералы образуют стяжения, корочки и налеты.

Среди последних выделяются так называемые «первичные» и вторичные, или окисленные, минеральные комплексы. К первым принадлежат: халькозин, ковеллин, халькопирит, самородная медь, пирит, марказит, галенит; ко вторым — куприт, тенорит, малахит, азурит, брошантит, хризоколла. В составе руд отмечены также: гидрогётит, пиролюзит, вад, кальцит, доломит, ангидрит, гипс, целестин, халцедон. По характеру оруденения различают пластовые залежи рассеянной минерализации и мелкие гнезда компактных руд.

По поводу условий образования описываемых месторождений существуют две точки зрения. Сторонники первой из них рассматривают медистые песчаники как нормальные сингенетичные осадочные прибрежно-морские образования (А. Ферсман, Н. Кассин, В. Малюга и др.). Защитники второй полагают, что рудные скопления обязаны инфильтрационному переотложению меди грунтовыми водами, циркулировавшими по отдельным пластам пермских пород (В. Обручев, А. Архангельский, Н. Разумовский, Н. Высоцкий, И. Яговкин и др.).

Во всех случаях Урал рассматривается как первоисточник оруденения. Соединения меди сносились оттуда и фиксировались в пермских породах. Сторонники второй гипотезы считают, что при этом в обстановке сероводородного режима образовалось рассеянное «первичное» оруденение. Позднее сульфидные соединения окислялись и растворялись в грунтовых водах, переносились в виде легкорастворимых сульфатов и вновь отлагались с образованием

гнездовых залежей. При этом на значительной глубине, ниже уровня грунтовых вод, могли выпадать халькозин-ковеллиновые руды с самородной медью, выше были условия для отложения окислов и карбонатов меди. Вторичные сульфиды меди еще позднее, оказываясь в зоне окисления, также могли трансформироваться в окисленную медную руду.

В Чили известно оригинальное месторождение силикатных инфильтрационных руд меди Ла Эксотика, сформированное в породах, пропитанных кремнекислыми грунтовыми водами аридной зоны, при поступлении в них разбавленных медных растворов коры выветривания. Запасы меди в этом месторождении достигают миллионов тонн.

Месторождения железа. Примером инфильтрационного образования железных руд могут быть Алапаевские месторождения восточного склона Урала.

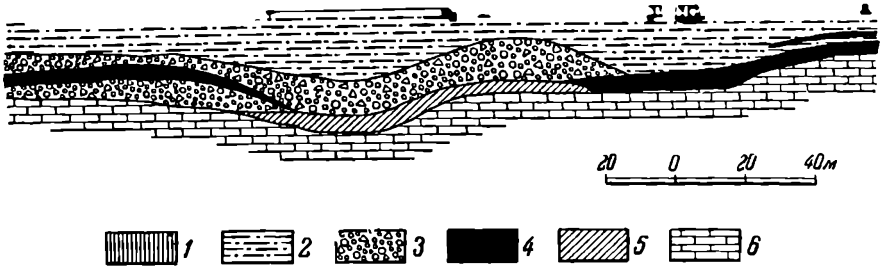


Рис. 209. Геологический разрез одного из участков Алапаевского железорудного месторождения на Урале. По *Б. Кротову*.

1 — четвертичные суглинки; *2* — мезозойские пески и глины; *3* — белик; *4* — железная руда; *5* — глины лежачего бока; *6* — каменноугольные известняки

Согласно Б. Кротову, А. Пронину и др., все они залегают на неровной, размытой и раскарстованной поверхности известняков каменноугольного возраста среди пород беликовой толщи. Эта толща состоит из окремненных и осветленных обломков палеозойских пород, содержит локальные скопления и желваки карбонатов железа и рассматривается одними геологами как древняя кора выветривания (А. Пронин), а другими — как базальный горизонт вышезалегающих мезозойских сланцев и песчаников (Б. Кротов).

Рудные тела представляют собой пластообразные и линзовидные скопления карбонатно-силикатных и гидроокисных руд железа, находящиеся главным образом в основании толщи беликов, иногда распространяясь в подстилающие известняки (рис. 209). В наиболее глубоких частях месторождений руда состоит в основном из сидерита и железистых хлоритов; ближе к поверхности она переходит в гидроокислы железа с реликтами карбонатного и силикатного состава.

Эти месторождения образовались, очевидно, в результате взаимодействия грунтовых железосодержащих вод с карбонатными породами при инфильтрации их по легкопроницаемому горизонту обломочных пород беликовой толщи. Источником железа могла служить как убогая минерализация самой беликовой толщи, так и соседние породы. По мнению Б. Кротова, основная масса железа переносилась грунтовыми водами в форме бикарбоната и сульфата закиси этого металла.

Практическое значение месторождений описываемого типа ограниченно.

Месторождения серы. В последние годы А. Соколовым и другими геологами приведены основательные доводы в пользу инфильтрационного происхождения месторождений самородной серы. Эти месторождения, залегающие преимущественно среди карбонатно-сульфатных толщ пермского, верхнеюрского, палеогенового и неогенового возраста, известны в Советском Союзе в Среднем Поволжье (Алексеевское), Средней Азии (Гаурдак, Шорсу и др.), Предкарпатье, а за рубежом на побережье Мексиканского залива, в Польше, Испании, Италии (Сицилия и др.), Южной Франции, Албании, Югославии, Китае, Афганистане, Пакистане. Обычно они приурочены к гипсоносным горизонтам карбонатных пород, формируя среди них прерывистые пластообразные залежи аморфной и кристаллической серы, достигающие длины нескольких километров при мощности до первых десятков метров (рис. 210). Эти месторождения находятся на стыке приподнятых и опущенных геоструктурных элементов, по соседству с разрушающимися газонефтяными полями, тяготея к брахиантиклинальным складкам с размытым сводом.

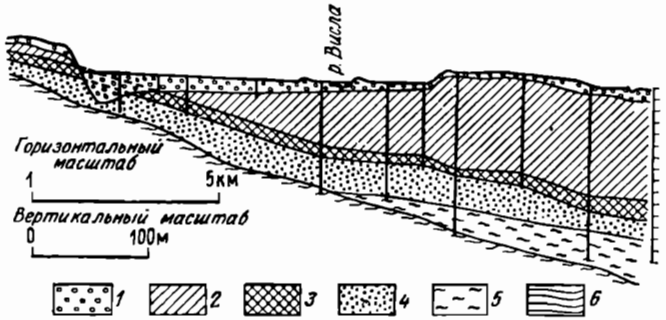


Рис. 210. Схема геологического строения месторождения серы Тарнобжег (Польша) в поперечном разрезе. По *Р. Краевскому.*

1 — четвертичные пески; *2—4* — отложения тортона и сармата: *2* — краковские глины, *3* — известняки гипсоносные со скоплениями серы, *4* — барановские пески; *5* — гельветские глины; *6* — кембрийские сланцы

Основным источником серы являются гипс и ангидрит осадочных толщ. Формирование залежей серы происходит либо при непосредственном воздействии углеводородов газонефтяных месторождений на сульфаты, либо при растворении сульфатов с последующим выпадением серы вследствие обменных реакций с углеводородами в растворе. В первом случае гипс или ангидрит непосредственно восстанавливается под влиянием углеводорода, поступающего из разрушающихся газонефтяных залежей. Такое восстановление может протекать по реакции

$$2CaSO_4 + CH_4 \rightarrow 2CaCO_3 + 2H_2O + S_2.$$

В результате развиваются псевдоморфозы серы по гипсу, формирующие залежи этого минерала. Во втором случае при растворении гипса и ангидрита возникают сульфатные грунтовые воды. В зоне взаимодействия таких сульфатных вод с глубинными рассолами нефтяных месторождений, несущих углеводородные соединения, происходит восстановление сульфатной серы, осаждение ее в элементарном виде и выделение углекислоты. Под воздействием последней часть известняка переходит в бикарбонат, растворяется и на ее месте осаждается самородная сера. Таким образом, в обоих случаях возникают метасоматические залежи элементарной серы — в первом случае по гипсам и ангидритам, а во втором — по известнякам и доломитам. В стерильных условиях реакции взаимодействия сульфата кальция и углеводородов являются эндотермическими и протекают при высоких температурах. При участии

сульфатредуцирующих бактерий эти реакции развиваются весьма энергично в обычных термодинамических условиях.

Прочие месторождения. Иногда инфильтрационным путем образуются месторождения гипса. Это происходит при окислении сульфидов, например, зоны пиритной вкрапленности, приводящем к обогащению грунтовых вод серной кислотой. Такие воды, циркулируя по известнякам, замещают кальцит сернокислым кальцием с образованием инфильтрационных залежей гипса, иногда весьма крупных размеров, например, в Юго-Западном Иране.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., «Недра», 1971. 336 с.

Гинзбург И. И. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. Ч. 2. Геохимия и геология древней коры выветривания. М., Изд-во АН СССР, 1947. 133 с. (Тр. ИГН, вып. 81).

Данчев В. И., Стрелянов Н. П. Урано-угольные месторождения и их главнейшие генетические типы. — «Геология рудных месторождений», 1973, № 3, с. 66—81.

Данчев В. И., Стрелянов Н. П., Шиловский П. П. Образование экзогенных месторождений урана и методы их изучения. М., Атомиздат, 1966. 247 с.

Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. Ч. 1. Типы и морфология древней коры выветривания. М., Изд-во АН СССР, 1946. 149 с. (Тр. ИГН, вып. 80). Авт.: И. И. Гинзбург, А. А. Кац, И. З. Корин и др.

Келлер У. Д. Основы химического выветривания. — В кн.: Геохимия литогенеза. М., Изд-во иностр. лит., 1963, с. 85—195.

Кора выветривания. М., Изд-во АН СССР, 277 с.; 1956, вып. 2, 455 с.; 1960, вып. 3, 396 с.; 1962, вып. 4, 287 с.; 1963, вып. 5, 453 с.; 1963, вып. 6, 320 с.; 1966, вып. 7, 288 с.; 1967, вып. 8, 252 с.; 1968, вып. 9, 154 с.; 1968, вып. 10, 310 с.; 1970, вып. 11, 279 с.; 1973, вып. 12, 318 с.; 1973, вып. 13, 162 с.

Кротов Б. П. Дифференциация элементов при выветривании. М., Изд-во АН СССР, 1959. 106 с. (Тр. ИГЕМ, вып. 35.)

Лукашев К. И. Основы литологии и геохимии коры выветривания. Минск, Изд-во АН СССР, 1958. 470 с.

Никитин К. К., Глазковский А. А. Никеленосные коры выветривания ультрабазитов и методы их изучения. М., «Недра», 1970. 213 с.

Никитина А. П., Витовская И. В., Никитин К. К. Минералого-химические закономерности формирования профилей и полезных ископаемых коры выветривания. М., «Наука», 1971. 88 с.

Педро Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. Пер. с франц. М., «Мир», 1971. 251 с.

Перельман А. И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. М., «Недра», 1972. 287 с.

Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. М., «Недра», 1967. 343 с.

Полынов Б. Б. Кора выветривания. Ч. 1. Процессы выветривания. Основные фазы и формы коры выветривания и их распределение. М., Изд-во иностр. лит., 1959. 243 с.

Седлецкий И. Д. Классификация минералов коры выветривания. — «Сов. геология», 1941, № 3, с. 23—35.

Соколов А. С. Основные закономерности геологического строения и размещения осадочных месторождений самородной серы. — «Сов. геология», 1958, № 5, с. 80—103.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1. Типы литогенеза и их размещение на поверхности земли. Изд. 2-е. М., Изд-во АН СССР, 1962. 212 с.

Butler J. B. The geochemistry and mineralogy of rock weathering. — «Geochim. and comsochim. acta», 1953, vol. 41, No. 4, p. 157—178; 1954, vol. 6, No. 5—6, p. 268—281.

Frederickson A. F. Mechanism of weathering. — «Bull. Soc. Amer.», 1951, vol. 62, No. 3, p. 221—232.

Mc Laughlin K. J. W. Geochemical changes due to weathering under variing limatis conditions. — «Geochim. acta», 1955, vol. 8, No. 3, p. 175—179.

Глава двенадцатая

ПОВЕРХНОСТНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Мы нередко проходим равнодушно мимо выходов, кажущихся нам малоинтересными, пропуская ценные месторождения.

С. Смирнов. 1936 г.

Тела всех полезных ископаемых вблизи земной поверхности подвергаются химическому и физическому выветриванию, изменяющему их минеральный, химический состав и строение. Причем залежи одних полезных ископаемых изменяются близ поверхности слабо, других — интенсивнее, а третьих — настолько сильно, что требуются специальные исследования для определения первичного состава минерального сырья по материалу их выходов у поверхности земли. Наиболее радикальное изменение при выветривании претерпевают большая часть сульфидных рудных тел, а также некоторые пласты углей, залежи соли и серы.

В этих случаях для оценки состава, строения и промышленного значения тел полезных ископаемых на глубине, ниже выветрелой части, требуется знание условий, определяющих процесс поверхностного метаморфизма, общего направления химизма этого процесса и поведения различных полезных ископаемых, а также слагающих их минералов в зоне выветривания.

УСЛОВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ ЧАСТЕЙ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Приповерхностные изменения тел полезных ископаемых связаны с тем, что минералы, слагающие вещество полезного ископаемого, попадая в обстановку высокого кислородного потенциала, оказываются в ней неустойчивыми и подвергаются разложению. При этом образуются новые соединения, часть которых сохраняется на месте, другая часть выносится и переотлагается поблизости, а третья часть мигрирует и рассеивается.

Основными агентами, изменяющими приповерхностные части тел полезных ископаемых, так же как и при формировании месторождения выветривания, являются: вода, кислород, углекислота и промежуточные химические соединения, возникающие при реакциях между ними и полезными ископаемыми, такие, как сульфаты, гуматы и др., образующие с водой слабые растворы солей соответствующих кислот. В соответствии с этим основное направление изменения определяется как о к и с л е н и е вещества полезного ископаемого, а интервал по вертикали, в пределах которого это изменение протекает, называется з о н о й о к и с л е н и я.

Для изменения состава и строения тел полезных ископаемых в их приповерхностных частях особенно велико значение воды, омывающей эти тела.

Область циркуляции приповерхностных вод, как указывалось в предыдущей главе, разделяется на три зоны (см. рис. 190). Верхняя зона а э р а ц и и, или п р о с а ч и в а н и я, характеризуется быстрой и свободной, преимущественно нисходящей циркуляцией воды, насыщенной растворенными в ней кислородом и углекислотой. Ниже этой зоны, обычно уже под уровнем грунтовых вод, располагается зона а к т и в н о г о в о д о о б м е н а, с медленным боковым движением воды, обладающей малым количеством растворенного в ней

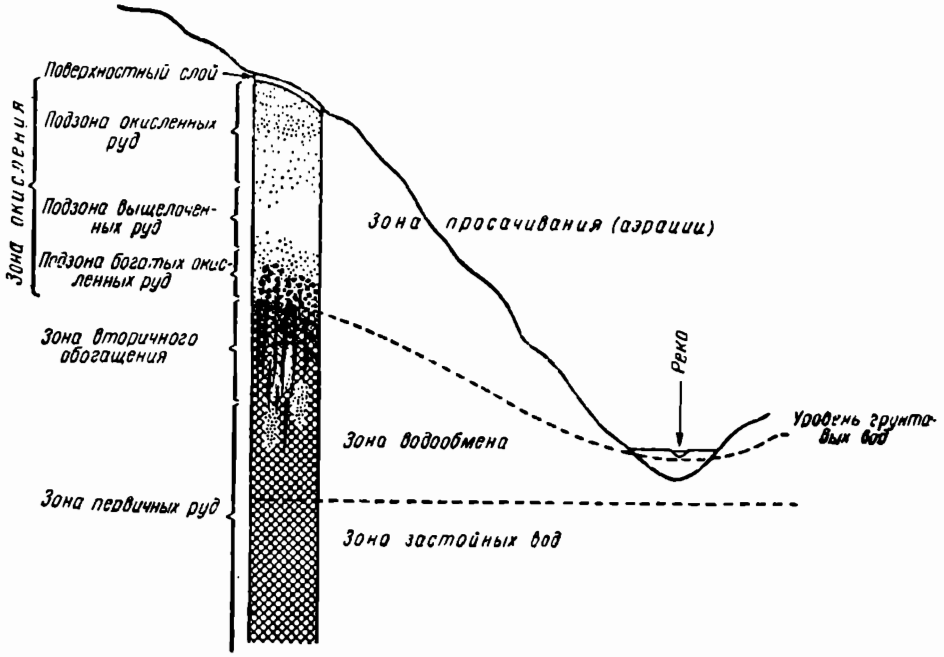


Рис. 211. Схема соотношения измененной части рудного тела и зон циркуляции приповерхностных вод среди пород равной проницаемости (разрез поперек речной долины)

кислорода. Еще ниже находится зона з а с т о й н ы х в о д, практически не перемежающихся и не содержащих свободного кислорода.

Соотношение между измененными и неизмененными частями тел полезных ископаемых, а также перечисленными выше зонами циркуляции приповерхностных подземных вод следующее. Зоне просачивания отвечает измененная, окисленная часть залежей, застойной зоне соответствует неизмененная часть тел полезных ископаемых, а в зоне водообмена в теле неизмененных полезных ископаемых могут встречаться измененные участки, а также скопления вторичного, переотложенного материала.

В зоне окисления сульфидных рудных тел, кроме того, выделяются четыре подзоны: 1) поверхностный слой, 2) подзона окисленных руд, 3) подзона окисленных выщелоченных руд, 4) подзона богатых окисленных руд (С. Смирнов, 1936 г.). Среди этих подзон обычно четко выделяется только поверхностный слой, а остальные проявляются не всегда и неотчетливо (рис. 211).

П о в е р х н о с т н ы й с л о й ограничивается несколькими десятками сантиметров протяжения в глубину и представляет собой как бы корку наи-

более энергично измененного рудного материала, из которой могут быть полностью удалены даже самые трудноподвижные соединения.

Подзона окисленных руд располагается непосредственно ниже поверхностного слоя и представляет собой область распространения типичных окисных производных первичной руды.

Подзона окисленных выщелоченных руд иногда обнаруживается ниже предыдущей подзоны и характеризуется заметно пониженным содержанием того или иного металла против его среднего содержания в зоне окисления.

Подзона богатых окисленных руд располагается в нижней части зоны окисления и является окисленной верхушкой, находящейся ниже зоны вторичного обогащения.

Зона вторичного обогащения находится в верхней части первичных руд и обусловлена переотложением части металла, выщелоченного из зоны окисления.

Нижняя граница зоны окисления довольно часто не совпадает с уровнем грунтовых вод. Происходит это потому, что уровень грунтовых вод испытывал заметные колебания в четвертичное и более древнее время. При его плавном опускании создаются наиболее благоприятные условия для развития вторичной зональности, а при подъеме часть зоны окисления оказывается затопленной грунтовыми водами, и дальнейшее окисление первичной руды прекращается. При резком опускании уровня грунтовых вод в зону окисления выводятся вторичные переотложенные руды и их повторная перегруппировка создает наиболее сложную картину строения зоны окисления.

Причинами изменения уровня грунтовых вод служат неотектонические движения разных знаков и изменения климата в прошлом. Для полной и правильной оценки зоны окисления и соотношения ее с зонами вторичного обогащения и первичных руд и то и другое следует принимать во внимание. Подзона выщелачивания образуется в интервале сезонных и многолетних колебаний уровня грунтовых вод (А. Германов).

Нижняя граница зоны окисления практически никогда не бывает ровной. На участках высокой водопроницаемости она опускается, а между ними поднимается. Особенно низко опускается уровень окисления вдоль трещиноватых и нарушенных полостей дробления, смятия и разломов. По этим направлениям окисление может проникать очень глубоко, достигая сотен метров от поверхности земли даже при сравнительно высоком стоянии общего уровня окисленных руд. Так, например, по разломам в рудном теле окисление развивалось в Кадаинской полиметаллической жиле в Забайкалье до 200 м, в Пшибрамском свинцово-цинковом месторождении в Чехословакии до 300 м, в Коунрадском медном месторождении в Казахстане до 500 м, в полиметаллическом месторождении Тинтик в США и на медных рудниках Замбии до 600—800 м, а в Южной Родезии даже до 900 м (рудник Лонели).

Интенсивность и глубина изменения приповерхностных частей тел полезных ископаемых зависят, как это показал С. Смирнов (1936 г.), главным образом от климата (рис. 212), скорости эрозии, химизма вод, состава и строения рудных тел, характера боковых пород и структуры месторождения. Наиболее благоприятен для интенсивного изменения приповерхностных частей тел полезных ископаемых жаркий и теплый климат с умеренными и равномерными осадками. Неблагоприятен полярный климат, не вполне благоприятен сухой пустынный климат. Зона окисления может развиваться лишь в таких геоморфологических условиях, при которых скорость ее формирования выше скорости эрозии.

Поэтому в высокогорных резко расчлененных районах с большой скоростью эрозии склонов тела полезных ископаемых могут выходить на поверхность в слабо измененном или вовсе неизмененном виде.

Агрессивность разрушающего действия воды зависит от ее химизма. Наиболее энергичны воды кислотные, сульфатные, но они обычно достаточно

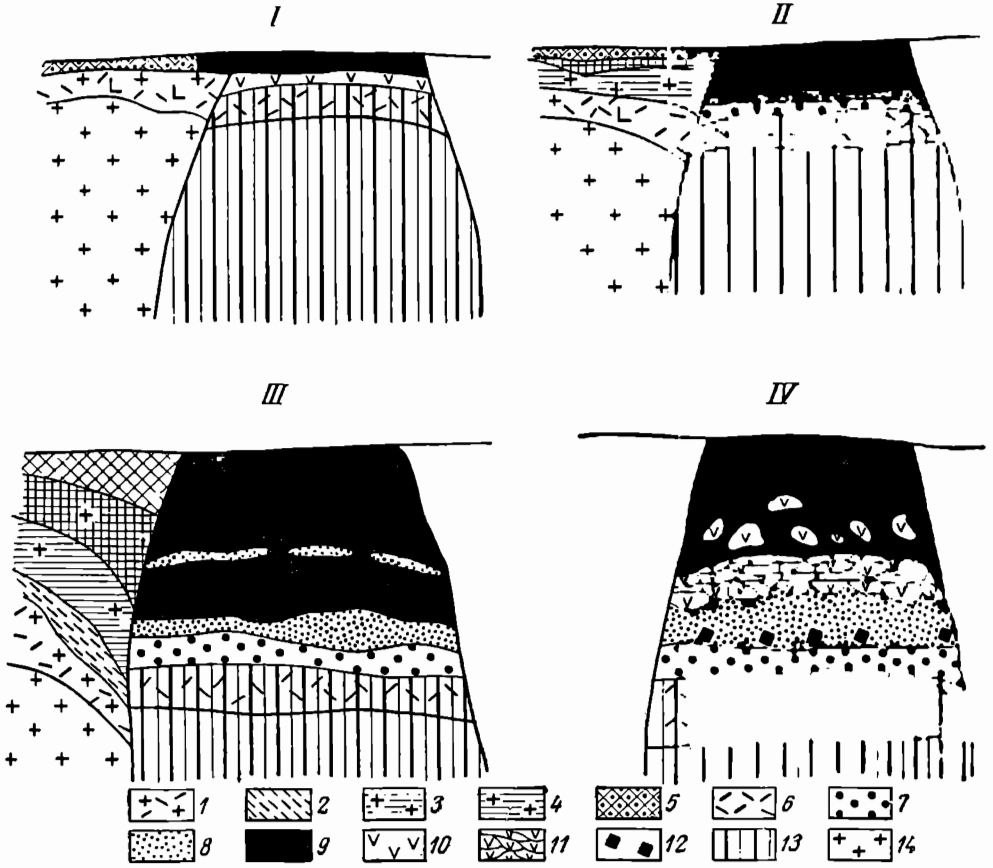


Рис. 212. Влияние климатических условий на формирование зоны окисления колчеданной залежи. По *И. Гинзбургу*.

I — холодный климат (вечная мерзлота), *II* — умеренно влажный климат, *III* — теплый влажный климат, *IV* — сухой полупустынный климат.

Зоны коры выветривания: *1* — дезинтеграции; *2* — серицита и гидрослюд; *3* — гидрослюд; *4* — каолинита; *5* — охр. Подзоны «железной шляпы»: *6* — дезинтеграции и цементации; *7* — сульфидной сыпучки; *8* — баритовой сыпучки; *9* — бурых железняков; *10* — сульфаты; *11* — ярозиты; *12* — галогены; *13* — колчедан; *14* — альбитофиры

быстро нейтрализуются вмещающими породами, что задерживает вынос металлов из зоны окисления. Воды кислотные гуминовые, хотя воздействуют и менее энергично, но при их длительной циркуляции, создающейся в обстановке заболоченных районов, возможен полный вынос всех металлов из верхней части рудных тел (В. Щербина).

Минеральный состав вещества полезных ископаемых имеет огромное значение для степени его изменения, так как различные минералы и их ассоциации обладают разной устойчивостью в зоне окисления.

Что касается строения тел полезных ископаемых, то для тех из них, которые обладают большей проницаемостью или хотя бы частичной растворимостью, интенсивность изменения будет выше, чем для монолитных залежей, не содержащих растворимых минералов. Точно так же и водопроницаемые боковые породы, например пористые песчаники или трещиноватые известняки, будут способствовать равномерной и интенсивной циркуляции вод и развитию зоны измененных руд.

Состав пород имеет также и другое значение. Одни из них, реагируя с растворенными в грунтовых водах, омывающих залежь полезных ископаемых, активными соединениями, нейтрализуют их и свертывают процесс изменения. Так, например, действуют карбонатные породы на сульфатные растворы зоны окисления сульфидных руд. Другие породы, такие, как кварциты, песчаники, отчасти изверженные породы, инертны по отношению к растворенным в воде веществам и не нарушают ход окисления залежей полезных ископаемых.

Структура месторождения определяет пути циркуляции грунтовых вод, и если они благоприятствуют омовению залежей полезных ископаемых водой, то интенсифицируют ход их приповерхностного изменения.

ХИМИЗМ ПРОЦЕССОВ ИЗМЕНЕНИЯ ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ ЧАСТЕЙ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ход химических превращений тел полезных ископаемых в зоне окисления наиболее подробно разобран для сульфидных руд С. Смирновым в 1936 г., по которому он ниже конспективно и излагается. Основы химизма этого процесса сводятся к следующему. Большинство сульфидных соединений металлов неустойчивы в зоне окисления. Здесь под влиянием воды с растворенными в ней кислородом и углекислотой, а также обычно находящихся в ней в зоне окисления сульфидных месторождений H_2SO_4, $Fe_2(SO_4)_3$ и отчасти $CuSO_4$ сульфиды переходят в сульфаты. Экспериментальные исследования М. Сато по разложению сульфидов меди, свинца, серебра, железа и цинка в процессе их окисления показали, что вначале при определенном значении Eh раствора в него переходят атомы серы и металла, а затем уже осуществляется преобразование последних в сульфаты при постепенном снижении Eh и повышении pH раствора.

В связи с различной степенью растворимости сульфатных соединений разных металлов легкорастворимая часть их может быть вынесена циркулирующими водами и рассеяна или переотложена с образованием вторичных ореолов рассеяния, а труднорастворимая может сохраниться на месте. При этом в обоих случаях сульфатные соединения, являясь неустойчивыми, окисляются далее, и конечными продуктами измененных руд являются окислы, гидроокислы, карбонаты, в меньшей степени фосфаты, арсенаты и арсениаты, ванадаты, антимонаты и антимониаты, молибдаты, хроматы, вольфраматы, уранаты, силикаты, самородные элементы.

Химизм процесса изменения приповерхностных частей сульфидных месторождений может быть представлен на примере окисления пирита, которое идет по схеме

$$2FeS_2 + 7O_2 + 2H_2O = 2FeSO_4 + 2H_2SO_4.$$

Образовавшийся сульфат закиси железа является неустойчивым и, окисляясь далее, переходит в сульфат окиси.

$$12FeSO_4 + 3O_3 + 6H_2O = 4Fe_2(SO_4)_3 + 4Fe(OH)_3$$

или

$$4FeSO_4 + O_2 + 2H_2SO_4 = 2Fe_2(SO_4)_3 + 2H_2O.$$

Сульфат окиси железа в нейтральных или слабокислых растворах также неустойчив и, гидролизуясь, в конечном итоге переходит в гидроокись железа.

$$Fe_2(SO_4)_3 + 6H_2O \rightleftarrows 2Fe(OH)_3 + 3H_2SO_4.$$

Гидроокись железа представляет собой легкокоагулирующийся гидрозоль. Выпадающий гель дает начало разнообразным гипергенным минералам железа, среди которых наиболее распространены гидрогематит, гётит и лимонит.

Таким образом, цепь химических преобразований сульфида железа в зоне окисления сводится к следующему:

$$FeS_2 \rightarrow FeSO_4 \rightarrow Fe_2(SO_4)_3 \rightarrow Fe(OH)_3 \rightarrow 2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O.$$

В результате этих преобразований в верхних частях сульфидных рудных тел накапливаются массы гидроокислов железа, образующие так называемую «ж е л е з н у ю ш л я п у».

Разные сульфиды разлагаются в зоне окисления с различной интенсивностью в зависимости от величины их окислительно-восстановительного потенциала и кислотности — щелочности растворов, как это очень хорошо показано Р. Гаррелсом. Порядок окисления и растворения минералов в смеси сульфидов, по мнению И. Гинзбурга, хорошо объясняется с электрохимической точки зрения. В смесях сульфидов в результате воздействия гальванических токов легче растворяются металлы более электроотрицательные (цинк сфалерита или медь ковеллина) и труднее — металлы более электроположительные (железо пирита). Все это приводит к достаточно быстрому исчезновению одних сульфидов при частичной и даже полной и длительной сохранности других. Наиболее легко разлагаются пирротин, сфалерит и халькозин, практически не разлагается киноварь, с трудом и медленно разлагаются пирит, аргентит, галенит, энаргит; остальные сульфиды занимают промежуточное положение.

Согласно Л. Крамаренко и И. Презреновой, зона окисления сульфидных месторождений представляет арену активного действия денитрифицирующих, или тионовых окисляющих серу бактерий. Под их влиянием сера окисляется по формуле

$$6KNO_2 + 5S + 2CaCO_3 = 3K_2SO_4 + 2CaSO_4 + 2CO_2 + 3N_2.$$

Согласно этой формуле, сера сульфидов окисляется до серной кислоты, а нитраты, входящие в состав бактерий, восстанавливаются до молекулярного азота. Такой процесс экзотермичен и сопровождается выделением тепла. Н. Ляликова экспериментальным путем показала, что под воздействием бактерий окисление сульфидов ускоряется в 3 — 10 раз.

Как уже указывалось выше, сульфаты, образующиеся в процессе окисления рудных тел, обладают различной растворимостью, определяющей возможность перевода их в раствор и вынос за пределы верхней части рудных тел (табл. 37).

Выше кратко охарактеризован процесс разложения сульфидных месторождений в зоне окисления, протекающий в кислотных условиях. При отсут-

Таблица 37

Растворимость сульфатов в воде. По *В. Эммонсу*

Сульфаты	Растворимость, г/л	Температура, °С	Сульфаты.	Растворимость, г/л	Температура, °С
$ZnSO_4$	531,2	18	$FeSO_4$	157,0	0
$MnSO_4$	393,0	25	$CuSO_4$	172,0	20
$NiSO_4$	274,8	22,6	Ag_2SO_4	7,7	17
$CaSO_4$	265,8	20	$PbSO_4$	0,041	18

ствии сульфидов это разложение осуществляется в щелочных условиях. В этом случае могут возникнуть легкорастворимые комплексные соединения типа щелочно-карбонатных для урана, фосфатно-карбонатных для меди, гуматных для золота и серебра и др. (В. Щербина). Они также обеспечивают перевод ряда рудообразующих элементов в раствор и миграцию их за пределы рудных тел.

Однако не все количество металла выносится в сульфатных или комплексных растворах за пределы месторождений и рассеивается; часть его, нередко значительная, осаждается в зонах окисления и вторичного обогащения. Осаждение металлов из растворов в зоне окисления происходит в результате следующих причин: 1) взаимодействия растворов с породами и рудой, 2) взаимодействия растворов с растворами, 3) взаимодействия растворов с газами, 4) испарения растворов, 5) гидролиза, 6) коагуляции, 7) адсорбции гелями.

Наибольшее значение имеют реакции между растворами и породой или рудой. Они могут протекать по следующей схеме (взаимодействие раствора и известняка):

$$RSO_4 + CaCO_3 \rightleftarrows RCO_3 + CaSO_4.$$

Минералы боковых пород и руд обладают различной осадительной силой. По осадительной способности среди них выделяются три группы: 1) активные — карбонаты, некоторые ортосиликаты, пирротин; 2) полуактивные — полевые шпаты, пироксены, амфиболы, большинство сульфидов; 3) инертные — кварц, мусковит, флюорит, барит и отчасти пирит, марказит, арсенопирит, халькопирит.

Процесс осаждения металлов из сульфатных растворов сульфидами наиболее активно протекает в зоне вторичного обогащения. Здесь металлы, находящиеся в сульфатном растворе, вытесняют металлы сульфидов в соответствии, например, с рядом Шюрмана, в котором элементы расположены в порядке убывающего сродства с серой в следующей последовательности: Hg, Ag, Cu, Bi, Cd, Pb, Zn, Ni, Co, Fe, Mn.

По этому ряду, например, сульфат серебра, взаимодействуя с сульфидами меди, висмута, свинца и т. д., переводит эти металлы в раствор с одновременным отложением сульфида серебра.

Как уже указывалось выше, конечными продуктами разложения сульфидных руд в зоне окисления являются главным образом гидроокислы, карбонаты и силикаты, а также некоторые другие соединения. Выпадение этих соединений и их стабилизация в зоне окисления возможны при определенном химическом состоянии среды, определяющейся в основном величиной pH воды, циркулирующей в приповерхностных частях рудных тел. Начало выпадения происходит для соединений различных металлов при разном значении pH, поэтому иногда можно наблюдать известную последовательность отложения окисных

Таблица 38

Величина pH начала выпадения гидроокислов (для слабых растворов)

Элемент	По Р. Бриттону	По В. Аткинсу	По Т. Ловерингу	Элемент	По Р. Бриттону	По В. Аткинсу	По Т. Ловерингу
Fe^{3+}	2,0	3,0	2,5	Co^{2+}	6,8	7,0	8,0
Mo^{3+}	3,0	—	—	Ni^{2+}	6,7	—	—
Fe^{2+}	5,5	5,1	7,0	As^{2+}	7,5—8	8—9	8,5
Cu^{2+}	5,3	6,0	—	Mg^{2+}	10,5	10,0	10,5
Zn^{2+}	7,0	6,0	—	Ca^{2+}	—	11,0	11,0
Pb^{2+}	6,0	5,1	7,0				

производных первичных руд. Эта последовательность минералообразования в зоне окисления в связи с резкими колебаниями химизма среды от одного участка к другому несравненно менее отчетлива, чем в первичных рудах, но тем не менее при тщательном изучении окисленных руд она иногда намечается, как это, например, сделано И. Гинзбургом в 1955 г. для зоны окисления полиметаллического месторождения Кызыл-Эспе в Казахстане.

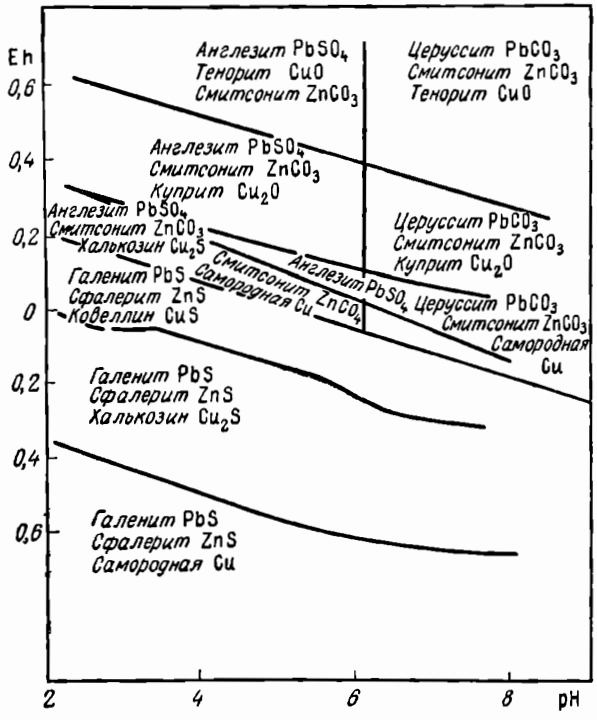


Рис. 213. Сводная диаграмма устойчивости парагенных групп рудных сульфидов и продуктов их окисления при 25 °С, 1 кгс/см² общего давления и при наличии суммы растворенного карбоната, равной $10^{-1,5}$, и суммы растворенной серы, равной 10^{-1}.
По *Р. Гаррелсу*

Изменение величины pH, определяющей начало выпадения конечных продуктов разложения руд зоны окисления и влияющей на последовательность их отложения, указано в табл. 38.

Величина pH начала выпадения основных карбонатов изменяется следующим образом (по И. Гинзбургу): Mg 10,5; Mn 8,7; Zn 5,7; Cr 5,3; Al 4,2; Th 3,4. Величина pH начала выпадения основных силикатов изменяется по тем же сведениям следующим образом: Ca 10,1; Mg 9,5; Mn 7,4; Zn 5,25; Ag 5,3; Al 4,1; Th 3,5.

Еще более сложная зависимость устойчивости окисных производных сульфидов возникает, если учитывать не только pH, но и Eh среды. На рис. 213 приведен пример такой зависимости для сульфидов свинца, цинка и меди. Из диаграммы следует, что последовательность преобразования сульфидов (полей устойчивости) этих металлов

при их окислении зависит в большей степени от изменения окислительно-восстановительного потенциала, чем от водородного показателя.

Химическое выветривание тел полезных ископаемых происходит постепенно, проходя через ряд стадий. Так, для развития зоны окисления сульфидных залежей С. Смирнов намечает три стадии.

Начальная стадия, когда первичные минералы только начинают изменяться. Новообразований при этом бывает мало, они представлены главным образом сульфатами и лишь частично окислами, гидроокислами и другими конечными продуктами окисления.

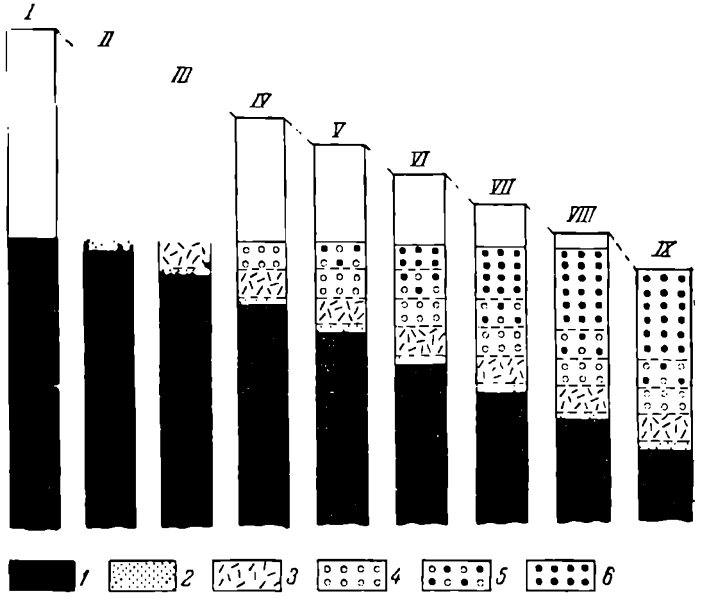


Рис. 214. Последовательность формирования зоны окисления в месторождениях колчеданных залежей. По *Ф. Чухрову*.

1 — сплошные колчеданные руды; *2* — колчеданная сыпучка; *3* — сероносные окисленные руды; *4* — ярозиты; *5* — ярозиты и железняки; *6* — железняки

Срединная стадия, когда вторичные минералы преобладают над первичными, но в зоне окисления еще встречаются наиболее устойчивые сульфиды. Наряду с сульфатами в окисленном материале преобладают конечные продукты разложения (окислы, карбонаты, силикаты и др.).

Конечная стадия, при которой сульфиды (кроме киновари) исчезают, а количество сульфатов становится ничтожным. Весь материал зоны окисления сложен конечными продуктами разложения. Последовательность развития зоны окисления в месторождениях колчеданных залежей в связи с прогрессивным опусканием уровня грунтовых вод показана на рис. 214.

При изучении отдельных месторождений возможно более детальное расчленение процесса разложения руды в зоне окисления, как это, например, сделано И. Гинзбургом для свинцово-цинкового месторождения Кызыл-Эспе. Здесь выделяются следующие стадии развития зоны окисления: 1) сульфатная; 2) карбонатная (с этапами карбонатно-сульфатным, кремнисто-силикатно-железисто-марганцевым, карбонатно-кремнеземистым); 3) комплексных солей (с этапами арсенат-фосфат-хромат-кремнеземистым, молибдат-марганцево-карбонатно-кремнеземистым, ванадат-марганцевым). Подобного рода стадийность в развитии зоны окисления В. Щербина намечает для минеральных превращений

отдельных металлов. Так, например, для железа он приводит такую серию минеральных превращений:

пирит → мелантерит → фиброферит → ярозит → лимонит

FeS_2 $FeSO_4 \cdot 7H_2O$ $Fe_2(SO_4)_3 \cdot 9H_2O$ $KFe_3(OH)_6(SO_4)_2$ $2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$

а для цинка эта серия имеет следующий вид:

сфалерит → госларит → смитсонит → каламин

ZnS $ZnSO_4 \cdot 7H_2O$ $ZnCO_3$ $Zn_4(OH)_2(Si_2O_7) \cdot H_2O$

Детальное изучение некоторых месторождений позволяет наметить еще более дробные схемы минеральных превращений в их зоне окисления.

ОСОБЕННОСТИ ТЕКСТУР ОКИСЛЕННЫХ РУД

Текстура окисленных руд зависит от двух обстоятельств: от элементов строения первичного материала и от элементов, созданных в порядке вторичной (супергенной) переработки первичной руды. В первом случае в текстуре окисных производных проявляются текстурный отпечаток первичного материала и рисунок мельчайшей трещиноватости, консервирующейся в окисленном материале в виде каркаса ячеек кремнистого лимонита. Во втором случае процессы выщелачивания с попутной переработкой материала создают серию землистых остаточных текстур, а процессы супергенного переотложения приводят к образованию ряда более плотных, обычно колломорфных текстур.

Неустойчивость супергенных процессов, быстрая смена их характера в ближайших участках и во времени, наложение поверхностных черт текстуры на рисунок первичных текстур обусловливают необычайную пестроту сложения окисленных руд. Лишь в первом приближении текстуры окисленных руд могут быть расклассифицированы следующим образом (В. Смирнов).

А. Унаследованные гипогенные текстуры

1. Псевдоморфные текстуры (текстуры, отвечающие текстуре первичной руды):

1) массивные,
2) пятнистые,
3) полосчатые,
4) вкрапленные,
5) прожилковые.

2. Каркасные текстуры (текстуры, связанные с консервацией трещинной системы первичной руды):

1) ящичные,
2) губчатые.

Б. Супергенные текстуры

1. Остаточные текстуры:

1) землистые,
2) шлаковидные,
3) брекчиевые.

2. Переотложенные текстуры:

1) колломорфные,
2) корковые,
3) полосчатые,
4) натечные,
5) рыхлопорошковые.

ОСНОВЫ ПРОМЫШЛЕННОЙ ОЦЕНКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПО ИХ ИЗМЕНЕННЫМ ВЫХОДАМ

При оценке промышленного значения рудных месторождений по их измененным приповерхностным частям возникают следующие основные вопросы: месторождение какого металла или металлов представляет данный выход, каков возможный состав его первичных руд и как увязывается качество руды в приповерхностной части месторождения по содержанию металла или металлов с глубинными частями месторождения?

Для разрешения этих вопросов необходимо изучить: 1) остаточные, неизмененные, первичные минералы; 2) типоморфные вторичные минералы; 3) индикаторные текстуры лимонитов зоны окисления.

Остаточные первичные минералы в виде отдельных зерен и скоплений нередко обнаруживаются даже в очень энергично измененных приповерхностных частях рудных тел, и их определение играет важную роль в выводах о вероятном составе первичной руды.

Типоморфными называются вторичные минералы измененной зоны рудного тела, по наличию которых устанавливается присутствие определенного металла в составе первичной руды. В некоторых случаях характерные типоморфные минералы позволяют определить не только наличие в первичной руде тех или иных металлов, но также и минералов, заключающих эти металлы. Например, аннабергит и эритрин, как правило, свидетельствуют о присутствии в первичной руде арсенидов никеля и кобальта, скородит — о наличии арсенопирита, ярозит указывает на железосодержащие сульфиды и т. п.

Для ряда первичных минералов, полностью разложенных в верхней части рудных тел, выявлены своеобразные текстуры заместивших их гидроокислов железа, получившие название индикаторных текстур лимонитов зоны окисления рудных месторождений. Эта текстура представляет собой пористый скелет, образованный тонкими переплетающимися перепонками кремнистого лимонита, выполненный в большей или меньшей степени рыхлым лимонитом и другими вторичными минералами. Строение скелета отображает систему кливажа, очертания граней зерен и кристаллов и специфические трещинные системы первичных минералов.

Участки с индикаторной текстурой обычно имеют незначительные размеры — от нескольких миллиметров до 1—2 см в поперечнике, а их строение рассматривается под лупой. Индикаторные лимониты, сформированные по определенным сульфидам, имеют вспомогательное значение при оценке слабо разложенных зон окисления, но являются важнейшим средством для оценки интенсивно выщелоченных выходов.

Среди большого ряда текстур лимонита главной индикаторной разновидностью является каркасная текстура, разделяющаяся на два типа — ящичный и губчатый. Каркасная текстура индикаторных лимонитов лучше всего формируется в породах, умеренно нейтрализующих кислые растворы. Ее может совсем не быть среди инертного материала, и она менее отчетлива среди пород, обладающих высокой степенью нейтрализации кислых растворов.

Примесь пирита, достигающая размера более одной четверти общего объема сульфидов, создает такое количество рыхлого недиагностируемого лимонита, которое не позволяет количественно оценивать выход месторождений по индикаторным текстурам лимонита. В этом случае возможна лишь фиксация наличия тех или иных сульфидов в первичной руде.

Индикаторные текстуры лимонитов отмечаются только в поверхностном слое и исчезают с глубиной.

К этой же группе признаков относятся и пустоты, образующиеся на месте выщелачивания легкорастворимых минералов, заключенных среди устойчивой жильной массы, по очертаниям которых можно сделать вывод о их составе.

Кислые, особенно сернокислые, воды зоны окисления сульфидных месторождений изменяют их боковые породы, обычно осветляют их. Осветление связано преимущественно с супергенной каолинизацией и опализацией, а также с развитием монтмориллонита, гидрослюд и талька по силикатам (Ф. Шахов). Иногда возникают ореолы гидроокислов железа.

Существенную помощь в оценке измененных у поверхности земли рудных тел, особенно в оценке интенсивно разложенных выходов этих тел, а также в определении их металлического состава, могут оказать различные микрореакции и спектральный анализ проб, которые всегда следует делать в таких случаях.

ЗОНА ОКИСЛЕНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

По степени устойчивости и характеру изменения главных рудообразующих минералов в верхней, окисляющейся части рудных тел металлические месторождения можно разбить на четыре группы.

Первая группа охватывает месторождения таких металлов, главные рудообразующие минералы которых являются практически устойчивыми в зоне окисления или изменяются столь слабо, что выделение их осуществляется легко.

К этой группе относятся месторождения окисных и гидроокисных руд железа и марганца, бокситов, хромита, касситеритовых руд олова, вольфрама, ртути, золота в кварцевых жилах, платины. В верхних частях таких месторождений не происходит заметных изменений главных рудообразующих минералов и содержания металла в руде. Лишь иногда это содержание повышается за счет выщелачивания соединений, входящих в легкоразлагаемые минералы, сопровождающие рудообразующие. Данные по содержанию металлов, полученные при опробовании верхних частей месторождений, в общем случае можно распространить и на глубинные части рудных тел.

Вторая группа включает месторождения металлов, главные рудообразующие минералы которых, являясь неустойчивыми в зоне окисления, заменяются вторичными устойчивыми минералами. К этой группе относятся месторождения карбонатных руд железа и марганца, свинца, мышьяка, висмута, сурьмы, отчасти титана (ильменит). В верхних, окисленных частях рудных тел этих месторождений происходит изменение минерального состава главных рудообразующих минералов, но не происходит изменения в содержании металлов. В этом случае, так же как и в предыдущем, данные по содержанию металла, полученные при опробовании верхних частей рудных тел, в общем случае можно распространять и на их нижние части.

Третья группа включает месторождения металлов, главные рудообразующие минералы которых являются неустойчивыми в зоне окисления, а продукты их разложения могут легко растворяться и выноситься за пределы рудных тел. К этой группе относятся месторождения цинка, меди, никеля, кобальта, молибдена, урана, золота в сульфидных рудах и бора в эндогенных месторождениях.

В верхних, окисленных частях рудных тел этих месторождений происходит изменение минерального состава главных рудообразующих минералов и может происходить снижение содержания металла в руде. Данные по содержанию металла, полученные при опробовании верхних, измененных частей рудных тел, нельзя распространять на глубинные, неизмененные их части, где содержание металла может быть выше.

Четвертая группа определяется своеобразным процессом концентрации молибдена и ванадия в форме вульфенита и ванадинита, что иногда наблюдается в зоне окисления свинцовых месторождений. При этом сравнительно высокое содержание молибдена и ванадия в таких участках верхней части рудных тел, иногда достигающее промышленных концентраций, обычно совершенно не отвечает низкому (кларковому) содержанию этих металлов в первичной руде, т. е. практически отсутствию этих металлов на глубине. Данные по содержанию молибдена и ванадия, полученные в этих условиях при опробовании в зоне окисления, никоим образом нельзя распространять на глубинные, неизмененные части рудных тел, где эти металлы обычно практически отсутствуют.

Ниже приводятся краткие данные по характеристике зоны окисления указанных четырех групп месторождений.

ГРУППА 1. МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ГЛАВНЫЕ РУДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ КОТОРЫХ НЕ ИЗМЕНЯЮТСЯ ИЛИ СЛАБО ИЗМЕНЯЮТСЯ В ЗОНЕ ОКИСЛЕНИЯ

Железо. Рудные тела, сложенные гематитом, магнетитом и бурым железняком, являются чрезвычайно устойчивыми и не подвергаются заметному изменению в зоне окисления; в сульфидных рудах часть магнетита и гематита под воздействием сернокислых растворов может гидратизироваться и переходить в гидроокислы железа (Ю. Юрк, 1956 г.).

Марганец. Для пиролюзитовых марганцевых руд существенных изменений в зоне окисления не происходит, кроме некоторого обогащения фосфором в поверхностном слое. Манганитовые руды переходят в тонкодисперсные пиролюзитовые руды, которые надо отличать от первичных пиролюзитовых руд (А. Бетехтин, 1955 г.).

Бокситы. Залежи бокситов обычно не подвергаются изменению в зоне окисления. Лишь при гумидном выветривании в умеренном климате они могут быть силикатизированы и гидратизированы, а бокситообразующий диаспор может перейти в бёмит (А. Гладковский и М. Руднева).

Хром. Залежи хромистого железняка, главными рудообразующими минералами которых являются различные хромшпинелиды, практически не изменяются в зоне окисления. Лишь в случае необычайно интенсивного окисления, например в переотложенных рудах, зерна хромшпинелидов облекаются каймой магнетита, переходящего затем в гематит (Н. Егорова, 1961 г.).

Олово. Главным рудообразующим минералом промышленных оловянных месторождений является касситерит — минерал, очень устойчивый в зоне окисления.

Вольфрам. Рудообразующие минералы вольфрамовых месторождений — вольфрамит и шеелит — являются в большинстве случаев весьма стойкими в зоне окисления и лишь иногда покрываются тонкой пленкой тунгстита $WO_3 \cdot nH_2O$ или других окисных производных вольфрама. Однако в рудах со значительным содержанием сульфидов шеелит, по данным Л. Яхонтовой, может

разлагаться и выщелачиваться. В этих случаях на поздних стадиях выветривания он может фиксироваться в зоне окисления в форме штольцита ($PbWO_4$) и чиллагита $Pb[(Mo, W)O_4]$. Вольфрамит, по данным Ф. Чухрова (1950 г.), в исключительных случаях в районах с длительным континентальным режимом и сухим пустынным климатом может также разлагаться на выходах рудных тел с образованием на его месте гидроокислов железа и марганца.

Р т у т ь. Главнейший рудообразующий минерал ртутных месторождений — киноварь — является, пожалуй, единственным из числа широко распространенных сульфидов, весьма устойчивым в условиях зоны окисления. Некоторая часть киновари под действием сульфата окисного железа, возникающего в процессе разложения пирита и других сульфидов, может перейти в сульфат окиси ртути и быть источником вторичных ртутных минералов (А. Сауков и Н. Айдинян, 1940 г.). В связи с этим на выходах тела ртутных руд сложены первичной киноварью, которая очень редко асссоциируется с порошковатой разновидностью этого минерала, которому приписывается вторичное происхождение, и с капельками самородной ртути.

З о л о т о в к в а р ц е в ы х ж и л а х. Кварцевые жилы и другой формы залежи, содержащие золото в форме самородных зерен различного размера, обычно не подвергаются изменению в зоне окисления. Иногда в трещиноватых и пористых рудах наблюдается некоторая механическая миграция золота из поверхностного слоя вниз.

П л а т и н а. Месторождения платины относятся также к разряду устойчивых в зоне окисления; В. Фуч и А. Роуз показали, что палладий в зоне окисления может переходить в растворимое соединение и переотлагаться на глубине.

ГРУППА 2. МЕСТОРОЖДЕНИЯ, В КОТОРЫХ ПРОИСХОДИТ ИЗМЕНЕНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА РУД В ЗОНЕ ОКИСЛЕНИЯ БЕЗ ВЫНОСА МЕТАЛЛА

С в и н е ц. Свинцовые месторождения являются типичными представителями описываемой группы месторождений. Главный рудообразующий минерал первичных свинцовых руд — галенит — неустойчив в зоне окисления. В начальной стадии разложения он заменяется сульфатом свинца — англезитом — соединением, также неустойчивым, но вместе с тем необычайно слабо растворимым в грунтовых водах (табл. 37).

Англезит замещается карбонатом свинца — церусситом — соединением, практически не растворимым, но уже устойчивым в зоне окисления. Таким образом, общая цепь изменения сводится к следующему:

$$\underset{PbS}{\text{галенит}} \rightarrow \underset{PbSO_4}{\text{англезит}} \rightarrow \underset{PbCO_3}{\text{церуссит}}$$

При дальнейшем длительном окислении часть церуссита может медленно замещаться пироморфитом и ванадинитом (В. Щербина, 1955 г.).

При всех этих изменениях как промежуточные продукты, так и окончательные соединения свинца являются очень труднорастворимыми, поэтому выноса свинца из зоны окисления в общем случае не происходит. Лишь иногда, как, например, в месторождениях рудного поля Миавда в Танганьике (Африка), в результате древнего выветривания, протекавшего в пустынной обстановке,

свинец вместе с медью и золотом выщелочены почти целиком (Ж. Пуссен и Мак-Коннола).

Признаками для расшифровки зон окисления свинца являются остаточный галенит, типоморфные вторичные минералы и индикаторные текстуры лимонита.

Галенит нередко сохраняется даже в интенсивно измененных зонах окисления свинцовых месторождений, часто встречаясь в виде своеобразных желваков, заключенных в оболочку англезита и церуссита. Эти оболочки вторичных минералов, облекающие отдельные скопления галенита, задерживают разложение и способствуют его сохранению в зоне окисления.

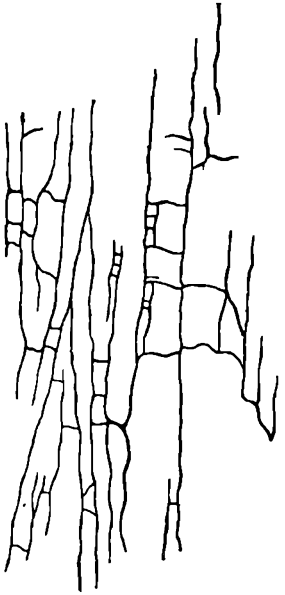


Рис. 215. Фрагмент кливажной ящичной текстуры лимонита по галениту. Увел. 6.



Рис. 216. Фрагмент алмазно-петельчатой текстуры лимонита по галениту. Увел. 4

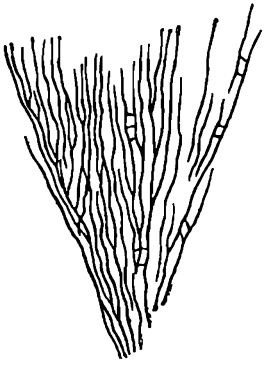


Рис. 217. Фрагмент лучистой текстуры лимонита по галениту. Увел. 6

Главными типоморфными минералами свинца в измененной, окисленной части его месторождений являются: церуссит $PbCO_3$ и англезит $PbSO_4$; в меньшей мере — плюмбоярозит $PbFe_6(OH)_{12}[SO_4]_4$, вульфенит $PbMoO_4$, пироморфит $Pb_5Cl[PO_4]_3$, миметезит $Pb_5Cl[AsO_4]_3$, бедантит $PbFe_3(OH)_6[SO_4][AsO_4]$, ванадинит $Pb_5Cl[VO_4]_3$, деклуазит $Pb(Zn, Cu)(OH)[VO_4]$, биндгеймит $Pb_2Sb_2O_7 \cdot n\,H_2O$.

По галениту нередко развиваются очень своеобразные и отчетливые индикаторные текстуры лимонитов. Среди этих текстур наиболее типичны так называемые кливажная ящичная (рис. 215), алмазно-петельчатая (рис. 216) и пирамидальная, или лучистая (рис. 217).

Очень характерна для интенсивно окисленных выходов свинцовых рудных тел так называемая неполношлаковая лимонитовая корка, формирующаяся посредством псевдоморфного замещения церуссита в энергично измененных выходах, в которых даже труднорастворимые свинцовые соединения могут быть частично выщелочены. Лимонитовые корки облекают стенки вышеописанных текстур и выполняют их ячейки. Они имеют вид как бы ошлакованной массы,

обволакивающей перегородки ячеек и увеличивающей их толщину от 2 до 10 раз. Иногда в этих корках наблюдаются застрявшие зерна церуссита.

М ы ш ь я к. Арсенопирит, являющийся главным рудообразующим минералом первичных руд промышленных месторождений мышьяка, неустойчив в зоне окисления и замещается скородитом. Скородит достаточно устойчив в условиях зоны окисления и может здесь долго сохраняться, не претерпевая

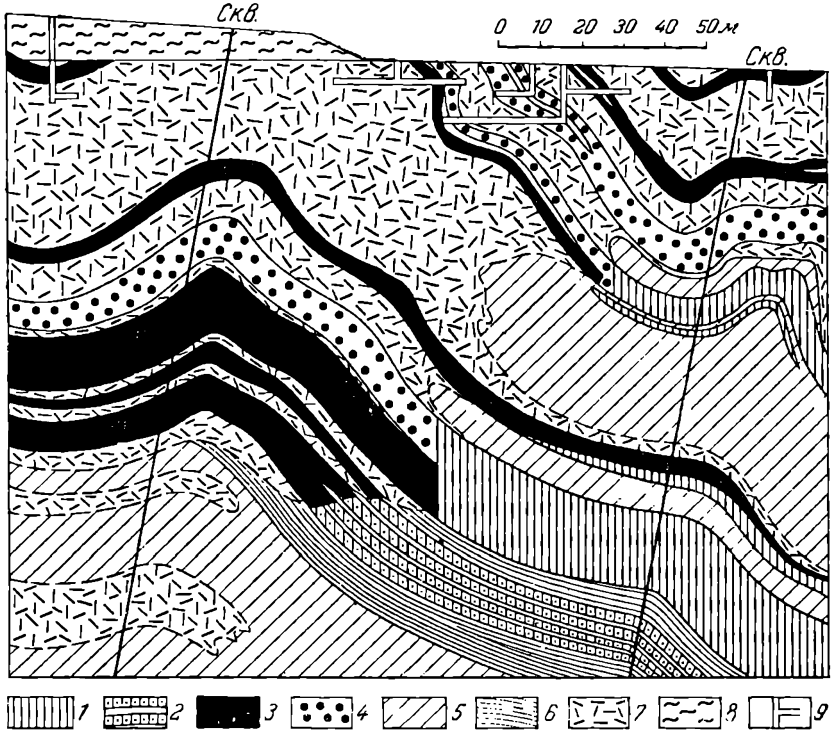


Рис. 218. Зона окисления Туканского месторождения (геологический разрез). По В. *Малюге.*

1 — чистые сидериты, манганосидериты и сидероплезиты; *2* — глинистые сидериты; *3* — бурые железняки; *4* — карандашевые руды (марганцовистые турьиты); *5* — филлитизированные глинистые и карбонатно-глинистые сланцы; *6* — углисто-глинистые сланцы (темноцветные глинистые сланцы, содержащие углистое вещество, пирит, железистые карбонаты); *7* — измененные породы коры выветривания; *8* — наносы; *9* — горные выработки

дальнейших изменений. При наличии в арсенопиритовой руде большого количества пирита образуется бедантит. В рудных телах, сложенных реальгаром, этот минерал в самой верхней части месторождения, на свету, замещается аурипигментом.

Главными типоморфными минералами в окисленных частях арсенопиритсодержащих рудных тел являются скородит $Fe[AsO_4]\cdot 2H_2O$ и бедантит $PbFe_3(OH)_6[SO_4][AsO_4]$. Реже встречаются фармакосидерит $Fe_5(OH)_6[AsO_4]_3\times$ $\times n\,H_2O$, халькофиллит $Cu_4(OH_5)[AsO_4]\cdot 3{,}5H_2O$, миметезит $Pb_5Cl[AsO_4]_3$, адамин $Zn_2(OH)[AsO_4]$, эритрин $CO_3[AsO_4]_2\cdot 8H_2O$, аннабергит $Ni_3[AsO_4]_2\times$ $\times 8H_2O$, фармаколит $CaHAsO_4\cdot 2H_2O$ и др. Главным типоморфным минералом окисленных частей рудных тел, сложенных простыми сульфидами мышьяка, является аурипигмент (As_2S_3).

Висмут. Главный рудообразующий минерал первичных частей висмутовых рудных тел — висмутин — неустойчив в зоне окисления и, пройдя через сульфатную стадию изменения, замещается сравнительно устойчивыми минералами, чаще всего представленными гидроокислами и карбонатами висмута. Общая схема изменения сульфида висмута сводится к следующему:

$$\text{висмутин } Bi_2S_3 \rightarrow \text{сульфат висмута } Bi_2(SO_4)_3 \begin{cases} \nearrow \text{бисмит } Bi_2O_3 \cdot nH_2O \\ \searrow \text{бисмутит } Bi_2O(OH)_2CO_3 \end{cases}$$

Главными типоморфными минералами зоны окисления висмутовых месторождений служат бисмит и бисмутит, меньшую роль играют самородный висмут, базобисмутит $2Bi_2O_3CO_2 \cdot H_2O$ и др.

Сурьма. Основной рудообразующий минерал первичных сурьмяных руд — антимонит — неустойчив в зоне окисления и, пройдя через сульфатную стадию изменения или минуя ее, замещается более устойчивыми соединениями, чаще всего окислами сурьмы. Общая схема изменения антимонита в условиях зоны окисления следующая:

$$\underset{Sb_2S_3}{\text{антимонит}} \rightarrow \underset{Sb_2(SO_4)_3}{\text{сульфат сурьмы}} \rightarrow \underset{Sb_2O_4}{\text{окислы сурьмы}}$$

Наиболее распространенными типоморфными минералами зоны окисления сурьмяных месторождений являются: валентинит Sb_2O_3, сенармонтит Sb_2O_3, сервантит Sb_2O_4, стибиконит $Sb_2O_4 \cdot n\,H_2O$. Реже встречаются кермезит Sb_2S_2O, биндгеймит $Pb_2Sb_2O_7 \cdot n\,H_2O$ и др.

Карбонатные руды железа и марганца. Руды железа и марганца, сложенные карбонатами, совершенно неустойчивы в условиях зоны окисления и замещаются соответствующими окислами и гидроокислами этих металлов (рис. 218). При этом карбонаты марганца превращаются в гидроокисел четырехвалентного марганца — вернадит, который в плотном состоянии имеет черный цвет и смоляной блеск, а в рыхлом — шоколадно-бурую окраску (А. Бетехтин, 1955 г.).

Ильменит. Изменение ильменита $FeTiO_3$ происходит в направлении окисления, гидратации и последовательного выноса катионов трехвалентного железа. В связи с этим ильменит вначале переходит в гидратированный ильменит, затем в аризонит, далее в лейкоксен и, наконец, в рутил или анатаз, брукит (М. Дядченко и А. Хатунцева, 1960 г.).

ГРУППА 3. МЕСТОРОЖДЕНИЯ, В КОТОРЫХ ПРОИСХОДИТ ИЗМЕНЕНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА РУД В ЗОНЕ ОКИСЛЕНИЯ И ВОЗМОЖЕН ВЫНОС МЕТАЛЛА

Цинк. Цинковые залежи являются типичными представителями описываемой группы месторождений. Главный рудообразующий минерал этих месторождений — сфалерит — неустойчив в условиях зоны окисления, где он преобразуется в сульфат цинка — соединение, необычайно легко растворимое в грунтовых водах (см. табл 37). Воды эти могут в процессе длительной циркуляции промыть верхнюю часть месторождения и практически полностью удалить из нее цинк. Лишь встреча этих вод с карбонатной средой способствует высаживанию цинка в форме карбоната и переотложению цинковых руд в виде вторичных залежей, обычно размещающихся среди известняков лежачего бока

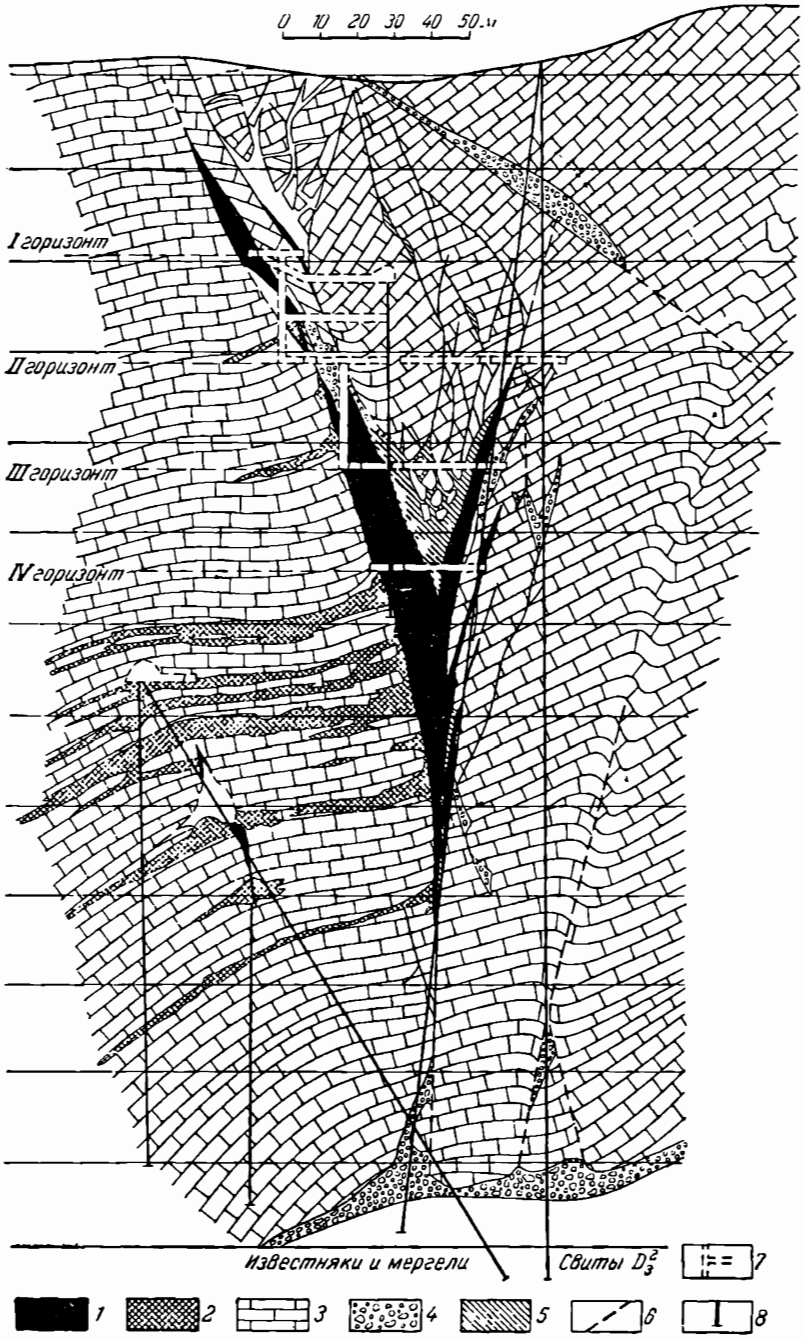


Рис. 219. Соотношение залежей вторичных свинцовых и цинковых руд на месторождении Турлан. По *И. Князеву*.

1 — церусситовые руды; *2* — смитсонитовые руды; *3* — известняки и доломиты; *4* — брекчии; *5* — глины; *6* — тектонические нарушения; *7* — горные выработки; *8* — буровые скважины

первичных рудных тел, если они залегают в карбонатных породах. При указанных обстоятельствах свинец и цинк, очень дружные в первичных сульфидных рудах полиметаллических месторождений, в зоне окисления обычно разлучаются. Устойчивые соединения свинца сохраняются в верхней, измененной части полиметаллических рудных тел, а цинк или совсем выносится из рудных тел, или образует вторичные залежи, смещенные в сторону от первичных (рис. 219). Поэтому при открытии свинцовых залежей среди известняков должны быть поставлены работы по поискам вторичных цинковых руд на соседних участках, и наоборот.

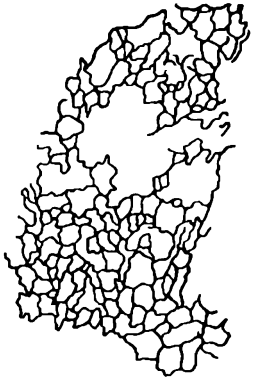


Рис. 220. Фрагмент губчатой текстуры лимонита по сфалериту. Увел. 6

В процессе окисления полиметаллических руд редкие элементы, содержащиеся в сульфидах (германий, кадмий, таллий, галлий), имеют тенденции к рассеиванию. Переотложенные разности окисленных минералов свинца и цинка резко обедняются этими элементами. Лишь в продуктах конечной стадии окисления — в гидратах окиси железа и марганца — происходит фиксация некоторой их части (М. Куликова).

Общая схема изменений сульфида цинка в условиях зоны окисления такова:

$$\text{сфалерит } ZnS \rightarrow \text{цинкозит } ZnSO_4 \begin{cases} \nearrow \text{смитсонит } ZnCO_3 \text{ в карбонатной среде} \\ \searrow \text{выносится — в некарбонатной среде} \end{cases}$$

Главными типоморфными минералами цинка в зоне окисления являются: смитсонит $ZnCO_3$, железистый смитсонит, или монгеймит $(Zn,Fe)CO_3$, и каламин $Zn_4(OH)_2(Si_2O_7)\cdot H_2O$; меньшее значение имеют гидроцинкит $Zn_5(OH)_6(CO_3)_2$, аурикальцит $(Zn, Cu)_5(OH)_6(CO_3)_2$, халькофанит $ZnMn_3O_7\cdot 3H_2O$, адамин $Zn_2(OH)[AsO_4]$, виллемит $Zn_2[SiO_4]$, алюмосиликаты цинка — мореснетит $aZnO\cdot bAl_2O_3\cdot cSiO_2\cdot dH_2O$ и др.

В. Келли и др. (1956 г.) отмечают, что состав конечных продуктов окисления цинка зависит от pH грунтовых вод и климата (количества осадков). В Гудспринге (штат Невада в США) при pH = 8—9 и осадках 100 мм преобладает гидроцинкит; в Плетвилле (штат Висконсин в США) при pH = 7—7,5 и осадках 900 мм развит смитсонит; в Восточном Теннесси при pH = 5—4 и осадках 1100 мм формируется каламин. По сфалериту нередко развиваются характерные индикаторные текстуры лимонитов зоны окисления.

Наиболее типична губчатая текстура, напоминающая по рисунку строение резиновой губки (рис. 220). Известны, грубо- и тонкоячеистая ящичные текстуры, представляющие собой серию тонких жилок стекловатого, иногда пигментированного лимонитом кварца, вытянутых параллельными пучками обычно на несколько сантиметров в длину и соединяющихся поперечными перемычками. Образованные такой системой прожилков гнезда выполнены сетью менее закономерно переплетающихся тонких перепонок кремнистого лимонита.

Медь. Сульфиды меди, образующие первичные руды месторождений этого металла, неустойчивы в условиях зоны окисления. Во всех случаях окисления медных сульфидов главным продуктом оказывается сульфат меди. Он легко растворим в грунтовых водах и в результате их длительной цирку-

ляции может быть полностью или в значительной части вымыт из верхней, окисляющейся части медных рудных тел.

Вынос меди из верхней части рудных тел наиболее энергично происходит из сплошных сульфидных залежей, особенно при обилии в составе их сульфидов железа. Поэтому, например, из окисленных частей медноколчеданных месторождений уральского типа медь нередко бывает полностью удалена, и «железные шляпы» этих месторождений в таких случаях совершенно не содержат медных минералов. Во вкрапленных и прожилковых медных месторождениях этот вынос осуществляется не столь радикально, и обычно в приповерхностных частях таких месторождений обнаруживаются вторичные минералы. Формированию последних способствует значительно большее количество условий, чем образованию вторичных цинковых минералов, что объясняет сравнительно большое разнообразие типоморфных минералов меди в зоне окисления.

Наиболее распространены среди них карбонаты, силикаты, окислы и вторичные сульфиды. Последние, точно так же как и сульфаты меди, являясь промежуточными, неустойчивыми соединениями, тем не менее задерживают общий ход окисления медных месторождений и нередко встречаются в заметных количествах. Таким образом, общая схема изменения сульфидов меди в условиях зоны окисления на примере халькопирита может быть представлена следующим образом:

$$\text{халькопирит } CuFeS_2 \rightarrow \text{халькантит } CuSO_4 \cdot 5H_2O \rightarrow \begin{cases} \text{выносится} \\ \text{самородная медь} \\ \text{вторичные сульфиды меди} \\ \text{окислы меди} \\ \text{карбонаты меди} \\ \text{силикаты меди} \end{cases}$$

Главными типоморфными минералами меди в зоне окисления являются: малахит $Cu_2(OH)_2CO_3$, азурит $Cu_3(OH)_2[CO_3]_2$, куприт Cu_2O, тенорит CuO, халькантит $CuSO_4 \cdot 5H_2O$, брошантит $Cu_4[SO_4](OH)_6$, халькозин (Cu_2S), хризоколла $CuSiO_3 \cdot nH_2O$ и самородная медь.

По халькопириту и другим сульфидам меди в зоне окисления нередко развиваются индикаторные текстуры лимонита, изученные и описанные Р. Блэнчердом и П. Босуэллом.

Отличительной чертой верхних частей меднорудных залежей является обычно отчетливо проявленная зональность их строения. Такая классическая вторичная зональность свойственна почти исключительно медным месторождениям и практически отсутствует или проявляется лишь частично в месторождениях других металлов. Для верхних частей медных месторождений типично развитие следующих зон, постепенно сменяющих друг друга по направлению от выхода рудных тел на поверхности на глубину до границы с первичной рудой (рис. 221).

У поверхности располагается зона окисленных руд, представленная для сплошных колчеданных месторождений «железной шляпой», а для вкрапленных месторождений — разнообразными окисными производными меди и сопровождающих ее металлов. Ниже располагается зона выщелоченных руд, в колчеданных месторождениях нередко сложенная сыпучим материалом (пиритовые, кварцевые и баритовые сыпучки), а во вкрапленных месторождениях характеризующаяся резким уменьшением числа окисных производных меди. Еще ниже следует зона вторичных сульфидных руд, состоящих главным образом из смеси первичных рудообразующих минералов и обогащающих их халь-

козина и ковеллина. На глубину эти руды постепенно переходят в руды первичной зоны. Мощность трех верхних зон зависит от общей глубины измененной части рудных тел, которую они обычно делят приблизительно на три равные части. Границы между ними бывают то более или менее отчетливы, как, например, на Коунраде в Казахской ССР, то очень прихотливы, как, например, на Алмалыке в Узбекской ССР.

Н и к е л ь. Сульфиды и арсениды никеля, являющиеся главными минералами первичных руд этого металла, неустойчивы в условиях зоны окисления. Сложные сульфиды никеля, такие, как, например, пентландит $(Fe,Ni)_9S_8$,

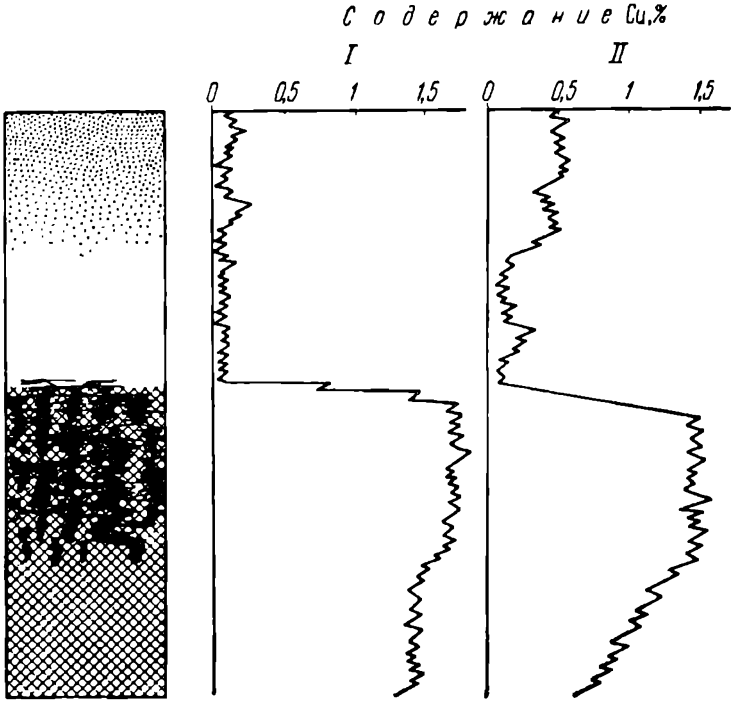


Рис. 221. Вторичные зоны в верхней окисленной части меднорудного месторождения.

1 — подзона окисленных руд; *2* — подзона выщелоченных руд; *3* — зона вторичного сульфидного обогащения; *4* — зона первичных сульфидных руд. *I* — кривая содержания меди в колчеданном месторождении, *II* — кривая содержания меди в прожилково-вкрапленном месторождении

переходят в более простые, в данном случае в виолорит $FeNi_2S_4$, а затем окисляются по сульфатной схеме (Е. Никел и др.). Простые сульфиды никеля, например миллерит NiS в этих условиях непосредственно заменяются легкорастворимым сульфатом, который может быть в значительной степени или полностью вынесен грунтовыми водами из верхней, окисленной части рудных тел. В этом случае никель может быть задержан в окисленной части рудных тел при наличии в их составе мышьяка, который создает условия для фиксации этого металла в форме труднорастворимых арсениатов. Арсениды никеля, такие, как герсдорфит, хлоантит, никелин и др. в процессе окисления заменяются в конце концов также арсениатами. При сравнительно низкой кислотности вод, омывающих арсениаты, они долго сохраняются в верхних частях рудных тел. Таким образом, общая схема окисления сульфидов никеля на примере миллерита следующая:

$$\text{миллерит NiS} \rightarrow \text{моренозит } NiSO_4 \cdot 7H_2O \xrightarrow{\text{выносится}} \text{аннабергит } Ni_3(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O \text{ (при наличии мышьяка)}$$

Общая схема окисления арсенидов никеля на примере хлоантита следующая:

$$\underset{NiAs_2}{\text{хлоантит}} \rightarrow \underset{Ni_3(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O}{\text{аннабергит}}$$

Главным типоморфным минералом никеля в зоне окисления является аннабергит.

К о б а л ь т. Поведение кобальта в зоне окисления подобно никелю. Сульфиды кобальта, такие, например, как линнеит Co_3S_4, заменяются легкорастворимыми сульфатными соединениями, и кобальт может быть вынесен за пределы зоны окисления и рассеян, если он не будет задержан в форме арсениатов при наличии мышьяка в составе кобальтовых руд. Из арсенидов кобальта, кобальтина, шмальтина, саффлорита и др. мышьяк выносится интенсивнее кобальта (и никеля), чем из сульфидов, но кобальт все же связывает часть мышьяка, переходит в арсениаты и фиксируется в зоне окисления в форме эритрина. Дальнейшее окисление эритрина приводит к образованию гетерогенита со значительным выщелачиванием кобальта из самой верхней части рудных тел (Л. Яхонтова, 1961 г.). Кобальт в зоне окисления нередко фиксируется также в форме асболана, являющегося продуктом избирательной адсорбции этого металла гелем гидроокислов марганца.

Таким образом, главными типоморфными минералами кобальта в зоне окисления являются эритрин $Co_3(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$, гетерогенит $2CoO_3 \cdot nH_2O$ и асболан ($aMnO \cdot bMnO_2 \cdot cCoO \cdot dH_2O$). Реже встречаются сферокобальтин ($CoCO_3$), биберит ($CoSO_4 \cdot 7H_2O$), розелит $Ca_2Co[AsO_4]_2 \cdot 2H_2O$.

М о л и б д е н. Сульфид молибдена — молибденит, представляющий по существу единственный рудообразующий минерал первичных молибденовых руд, хотя и является по сравнению с другими сульфидами более устойчивым в условиях зоны окисления, тем не менее в результате длительного воздействия агентов этой зоны, особенно в сульфидной среде, он постепенно разлагается. При этом образуются легкорастворимые соединения типа MoO_2SiO_2 и H_2MoO_4.

Оба эти соединения неустойчивы и могут достаточно быстро замещаться в пиритсодержащих рудах труднорастворимым молибдатом железа (ферримолибдит), а в карбонатных рудах — молибдатом кальция (повеллит). Однако времени на переход сернокисло-молибденового комплекса и молибденовой кислоты в молибдаты достаточно для того, чтобы из верхней части месторождений молибден мог быть выщелочен. Такое выщелачивание особенно отчетливо проявляется в кварц-молибденовых месторождениях, расположенных в некарбонатной среде, в районах сухого и жаркого пустынного климата, с длительным существованием континентального режима при устойчивом рельефе участков месторождений (Ф. Чухров, 1950 г.). При этом молибденит вначале переходит в повеллит, далее в ферримолибдит, затем в молибденсодержащий лимонит, и, наконец, в лимонит (К. Александров, 1960 г.). Степень окисления молибденита снижается от поверхности в глубь рудных жил (рис. 222).

Конечные продукты окисления молибденовой руды, представляющие собой рыхлые скопления на месте зерен молибденита, в ряде случаев легко вымываются. Поэтому нередко выходы молибденовых тел на поверхности, особенно кварцевые жилы, совершенно не содержат ни первичных, ни вторичных молибденовых минералов. В этом случае о наличии молибденита на глубине можно судить по своеобразным пустотам выщелачивания, имеющим форму розеток и повторяющим очертания скоплений зерен молибденита, на месте которых они образовались.

Главные типоморфные минералы молибдена в зоне окисления: молибдит MoO_3, ферримолибдит $Fe_2[MoO_4]_3 \cdot 7H_2O$, повеллит $Ca[MnO_4]$ и ильземанит $MoO_3 \cdot SO_3 \cdot 5\,H_2O$.

Индикаторными текстурами лимонита по молибдениту являются листоватая ящичная, отражающая пластинчатую форму и совершенную пинакоидальную спайность молибденита, и зернистая (обычно с участками листоватой текстуры), обладающая жирным блеском, обусловленным скорее молибденитом, частично сохранившимся от разложения.

У р а н. Первичные минералы урана, такие, как уранинит и настуран, являющиеся четырехвалентными окислами, неустойчивы в зоне окисления.

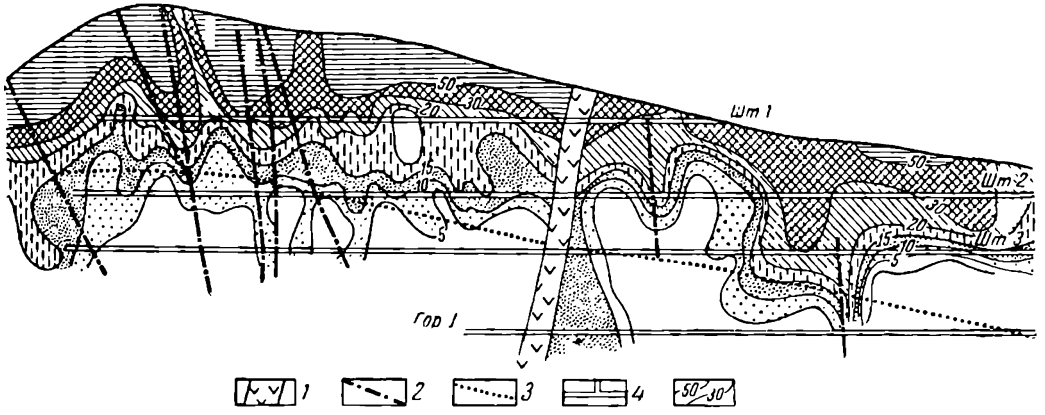


Рис. 222. Схематический продольный разрез зоны окисления молибденового рудного тела Давенды. По *А. Дружинину.*

1 — дайка кварцевого микрогаббро; *2* — тектонические нарушения; *3* — граница многолетней мерзлоты; *4* — горные выработки; *5* — изолинии степени окисления молибденита (в %)

Они переходят в устойчивые, но легко растворимые в грунтовых водах соединения, которые могут быть вынесены из окисленной части рудных тел. Направление окислительных процессов в месторождениях урана в существенной степени зависит от состава руд. С этой точки зрения выделяются руды сульфидные, особенно пиритовые, создающие кислую сернокислую среду разложения, и руды бессульфидные или малосульфидные, обусловливающие щелочную среду окисления. В первом случае возникают комплексные соединения типа $(UO_2)(SO_4)_2^{2-}$ или $(UO_2)(SO_4)_3^{4-}$, легко переходящие в раствор грунтовых вод и мигрирующие из верхней части месторождения.

Однако часть урана способна задержаться в зоне окисления, выпадая в присутствии фосфорной, мышьяковой и ванадиевой кислот с образованием двойных солей. При этом в сфере окисления урановых месторождений может возникнуть зональное распределение вторичных минералов, обусловленное постепенным увеличением содержания в грунтовых водах ионов SO_4 на глубину, по мере приближения к зоне цементации. В идеальном случае, согласно В. Мелкову, формируются следующие вторичные зоны:

1) в поверхностном слое, когда из него вынесены все урановые соединения, может находиться гиалит (стеклянно-прозрачная разновидность опала с адсорбированным ураном);

2) ниже располагаются силикаты урана: уранофан $Ca(UO_2)_2[SiO_4]_2 \times \times (OH_3)_2 \cdot 3H_2O$, казолит $PbUO_2[SiO_4] \cdot 2H_2O$ и др.;

3) еще ниже накапливаются желтые известковые слюдки типа отенита $Ca(UO_2)_2[PO_4]_2 \cdot 8H_2O$ или ураноспинита $Ca(UO_2)_2[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$;

4) далее книзу могут появиться ярко-зеленые медно-урановые слюдки вроде торбернита $Cu(UO_2)_2[PO_4]_2 \cdot 12H_2O$ и цейнерита $Cu(UO_2)_2[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$;

5) самая нижняя часть зоны окисления обогащается сульфатами, сульфат-карбонатами, карбонатами урана, такими, как циппеит $2UO_3SO_3 \cdot 4-6H_2O$, шрекингерит $NaCa_3UO_2[CO_3]_3[SO_4]F \cdot 10H_2O$, шарпит $UO_2[CO_3] \cdot H_2O$.

При окислении бессульфидных или малосульфидных урановых руд в щелочной среде образуются легкорастворимые гидроокиси состава $UO_2(OH)_2$,

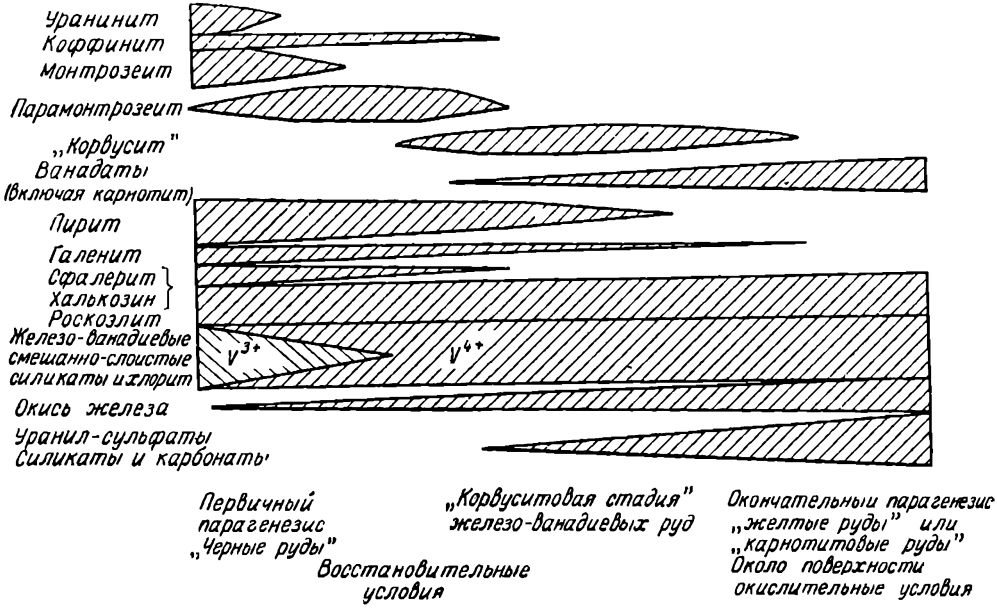


Рис. 223. Примерные соотношения между некоторыми рудными минералами в окисляющихся урановых рудах месторождений Колорадского плато. По *Р. Гаррелсу*

комплексные карбонаты состава $Na_2UO_2(CO_3)_3$ или бикарбонаты предположительного состава $Na_2UO_2(HCO_3)_6$, а также комплексные щелочно-гуматные соединения. В этом случае в зоне окисления развиваются гидроокислы и силикаты урана, формирующие псевдоморфозы тонкокристаллического строения по настурану. Отчетливой зональности при этом не возникает, хотя отмечается, что с самого верха развиваются силикаты типа уранофана, ниже распространены гидроокислы шестивалентного урана (ургит, беккерелит, кюрит и др.), еще ниже гидронастуран.

Пример зонального соотношения первичных и вторичных руд урана на плато Колорадо (США) показан на рис. 223.

Формирование зоны окисления урановых рудных тел, по Г. Грицаенко и Л. Беловой, происходит в три стадии. В гидроокисно-силикатную стадию осуществляются гидратация настурана, окисление и растворение урана. В слюдковую стадию накапливается главная масса урановых слюдок. В силикатную стадию выделяются уранофан, казолит и сопутствующие им минералы.

Таким образом, в хорошо проработанных зонах окисления урановых рудных тел как в кислой, так и в щелочной обстановке в поверхностном слое

этот металл фиксируется в виде силикатов. В расположенных ниже частях зоны окисления сульфидных месторождений развиваются преимущественно разнообразные урановые слюдки, а в таких же частях зоны окисления бессульфидных месторождений возникают главным образом гидроокислы урана.

Золото в сульфидных рудах. Степень подвижности золота в зоне окисления и формы его миграции зависят исключительно от размеров его включений. М. Альбов (1935 г.), В. Крейтер и др. выделяют по размерам золото макроскопическое (более 100 мкм), микроскопическое (от 100 до 0,1 мкм) и субмикроскопическое, неразличимое под поляризационным микроскопом и видимое лишь в ультрамикроскопе (размером от 0,1 мкм до атомного радиуса, равного 0,000145 мкм).

При этом форма миграции золота для разных групп его по крупности различна. М. Альбов считает, что макроскопическое золото в зоне окисления иногда механически несколько перемещается среди трещиноватых и пористых руд гравитационным путем, микроскопическое золото может мигрировать в виде суспензий, а субмикроскопическое, наиболее легко мигрирующее, — в виде коллоидных или истинных растворов сульфатов и галоидов. В. Крейтер и др. считают, что наиболее универсальным является сульфатный путь растворения и переноса золота.

Распределение золота по крупности в разных типах месторождений различно — в золото-кварцевых жилах резко преобладает крупное макроскопическое и микроскопическое золото, а в золото-колчеданных превалирует золото субмикроскопическое. Эта исключительно тонкая дисперсность золота в колчеданных рудах приводит к тому, что в условиях зоны окисления оно переходит в раствор и мигрирует из «железной шляпы» в некоторых случаях практически нацело. При миграции на глубину в пределах измененной части рудных тел золото может переотлагаться в зоне вторичного сульфидного обогащения, образуя участки высокой концентрации этого металла.

Бор в эндогенных месторождениях. Этот элемент почти полностью выносится из хорошо проработанных зон окисления. При этом датолит и ашарит замещаются бурым кальцитом, а людвигит — гидроокислами железа.

ГРУППА 4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ, В ЗОНЕ ОКИСЛЕНИЯ КОТОРЫХ НАКАПЛИВАЮТСЯ МЕТАЛЛЫ, НЕ СВОЙСТВЕННЫЕ ПЕРВИЧНЫМ РУДАМ ЭТИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В зоне окисления свинцовых месторождений иногда накапливаются молибден и ванадий соответственно в форме вульфенита $PbMoO_4$ и ванадинита $Pb_5Cl[VO_4]_3$. Содержание этих металлов в участках концентрации указанных минералов нередко измеряется десятыми долями и даже целыми процентами, т. е. представляет несомненный практический интерес. Содержание их в первичной руде обычно не превышает сотых, тысячных и десятитысячных долей процента, т. е. в общем случае мало отличается от рассеянного содержания их в горных породах. Такая концентрация вульфенита и ванадинита в зоне окисления свинцовых месторождений скорее всего обусловлена длительной циркуляцией грунтовых вод, омывающих верхнюю часть рудных тел и содержащих молибден и ванадий, полученные в результате инфильтрации их из боковых пород.

При прохождении таких вод через зону окисления свинцовых месторождений эти металлы связываются в форме вульфенита и ванадинита, накапливаясь в количествах, совершенно несвойственных глубинным первичным рудам.

ЗОНА ВТОРИЧНОГО ОБОГАЩЕНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Зона вторичного обогащения формируется при переотложении части металла, выщелоченного из зоны окисления ниже циркуляции грунтовых вод, для одних металлов в верхней части первичной зоны, а для других — в самых низах зона окисления. Здесь происходит отложение вторичных минералов, как бы цементирующих другие рудообразующие минералы, в связи с чем эту зону иногда называют зоной цементации.

Вторичное отложение металлов на глубине происходит из-за изменения химической характеристики растворов (уменьшение растворенных в ней кислорода и углекислоты, снижение кислотности), а также в связи с обменными реакциями между неизмененными рудообразующими минералами первичных руд и соединениями, находящимися в растворе грунтовых вод.

Зона вторичного обогащения образуется не всегда. Для ее создания требуется ряд условий, среди которых основными являются следующие.

1. Необходимо, чтобы в зоне окисления получались легкорастворимые в грунтовых водах химические соединения, способствующие выносу их вниз. Этим условиям отвечают рудообразующие минералы лишь выделенной выше третьей группы месторождений, отличающиеся, с одной стороны, неустойчивостью в зоне окисления, а с другой — образующие при разложении легкорастворимые соединения. К этой группе относятся цинк, медь, никель, кобальт, молибден, уран, серебро и золото (в сульфидных рудах).

2. Необходимо, чтобы в зоне окисления на путях миграции вод с растворенными в них соединениями перечисленных выше металлов не встречались осадители, фиксирующие их выше зоны цементации. Связывание легкорастворимых соединений никеля и кобальта, образующихся при окислении их сульфоарсенидов, в форме труднорастворимых арсениатов обычно исключает сколько-нибудь заметное обогащение этими металлами зоны цементации. Лишь иногда, как это имело место в вюрмское время в Норильске, где нет мышьяка, часть никеля переотложилась в зоне цементации в виде виоларита по пентландиту (Н. Зонтов). Обычное осаждение из раствора легкорастворимого сульфата цинка карбонатными породами и перевод его в этих условиях в труднорастворимый смитсонит также предотвращает обогащение цинком зоны цементации. Вообще развитие активных минералов-осадителей в руде или боковых породах задерживает или совсем исключает образование зоны вторичного обогащения.

3. Необходимо, чтобы легкорастворимые соединения металлов при переходе из окислительной и кислотной среды верхней зоны в менее кислотную и даже щелочную среду в глубине, в частности ниже уровня грунтовых вод, выпадали в осадок. Этим свойством не обладает раствор сульфата цинка, который не гидролизуется, не окисляется и не восстанавливается, а потому рассеивается в окружении инертных пород или фиксируется в зоне окисления среди карбонатных пород. Этим же свойством, вероятно, не обладают и окисные производные молибдена, не создающие зон вторичного обогащения.

Таким образом, вторичное обогащение в зоне цементации происходит на месторождениях меди, урана, серебра и золота (в сульфидных рудах), иногда никеля.

4. Для образования хорошо выраженной зоны вторичного обогащения в месторождениях этих металлов необходимы: а) длительное окисление верхних частей рудных тел с плавным прогрессивным развитием зоны окисления за счет все новых и новых частей первичных руд; такой процесс особенно хорошо протекает при постепенном понижении уровня эрозии с одновременным опуска-

нием зеркала грунтовых вод; б) свободная циркуляция грунтовых вод вниз по направлению погружения рудных тел; отсутствие значительной боковой миграции вод и выноса металлов за пределы месторождения.

М е д ь. Для медных месторождений всех типов весьма характерно наличие зоны вторичного обогащения. Медь в виде растворенного в грунтовой воде сульфата проникает в верхнюю часть первичных руд и здесь реагирует с различными сульфидами. Благодаря исключительно высокому положению в ряду Шюрмана она имеет возможность вытеснять из них почти любые металлы, образуя на их месте вторичные медные сульфиды и создавая зону вторичного сульфидного медного обогащения (халькозиновую зону). На примере замещения пирита эта реакция выглядит следующим образом:

$$5FeS_2 + 14CuSO_4 + 12H_2O = \\ = 7Cu_2S + 5FeSO_4 + 12H_2SO_4.$$

Перевод в раствор части железа в форме его сульфата может способствовать помимо образования халькозина также отложению двойных сульфидов, таких, как, например, борнит. Еще проще эта реакция выглядит при взаимодействии раствора сульфата меди с пирротином и сфалеритом:

$$FeS + CuSO_4 = CuS + FeSO_4;$$
$$ZnS + CuSO_4 = CuS + ZnSO_4.$$

В этом случае в зоне обогащения образуется ковеллин.

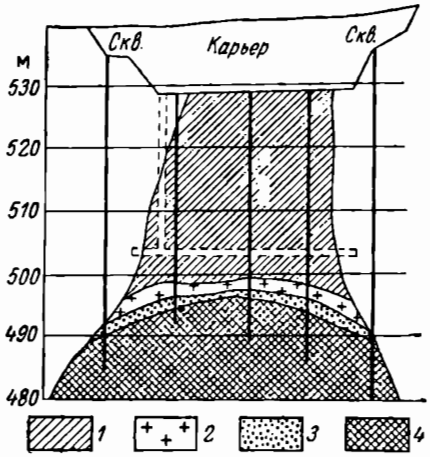


Рис. 224. Поперечный разрез зоны окисления одного из колчеданных месторождений Урала. По *П. Каллистову.*

1 — бурые железняки; *2* — баритовая сыпучка; *3* — пиритовая сыпучка; *4* — плотные колчеданы

Промышленная ценность многих месторождений вкрапленных медных руд в значительной степени зависит от размеров зоны вторичных сульфидов и уровня конентрации в ней металла. Размеры зоны вторичного сульфидного обогащения колеблются в широких пределах. Известны месторождения с вертикальным протяжением халькозиновой зоны всего лишь 1—3 м (Южные Аппалачи в США, некоторые месторождения Закавказья). Чаще всего эта зона имеет диапазон в несколько десятков метров (месторождения прожилково-вкрапленных руд Коунрад и Алмалык в СССР и месторождения Америки, колчеданные залежи Урала; рис. 224). Иногда халькозиновая зона достигает значительных размеров, протягиваясь на 250 м (рудник Ольд Доминион, США) и даже 400—450 м (Бисби, Юта Коппер, США).

Обычно содержание меди в зоне вторичного сульфидного обогащения превышает содержание этого металла в первичной руде в 2—3 раза и даже более, а по сравнению с содержанием меди на выходе в зоне окисления оно всегда бывает выше в несколько раз. Вот почему никакая оценка месторождений медных, особенно вкрапленных, руд не может быть выполнена без разведки зоны вторичного сульфидного обогащения.

У р а н. В кислых водах зоны окисления уран переходит в легкорастворимое сульфатное соединение шестивалентного урана типа $UO_2(SO_4)$ и может мигрировать книзу. В зоне цементации такие соединения под влиянием сероводорода и сульфидов могут восстанавливаться до четырехвалентных соединений

типа $U(SO_4)_2$, которые гидролизуются до $U(OH)_4$ и выпадают в осадок. Выпавшая из раствора гидроокись урана легко дегидратируется и переходит в окись урана — регенерированную урановую чернь переменного состава $kUO_2 \cdot nUO_3 \cdot mPbO$, обогащая зону цементации урановых рудных тел. В зонах окисления урановых месторождений помимо регенерированной урановой черни существует остаточная урановая чернь, представляющая собой продукт неполного разложения первичных урановых минералов, нередко сохраняющая их форму. В отличие от нее регенерированная чернь как бы пропитывает руду и боковые породы, размазываясь по ним в виде пленок и налетов.

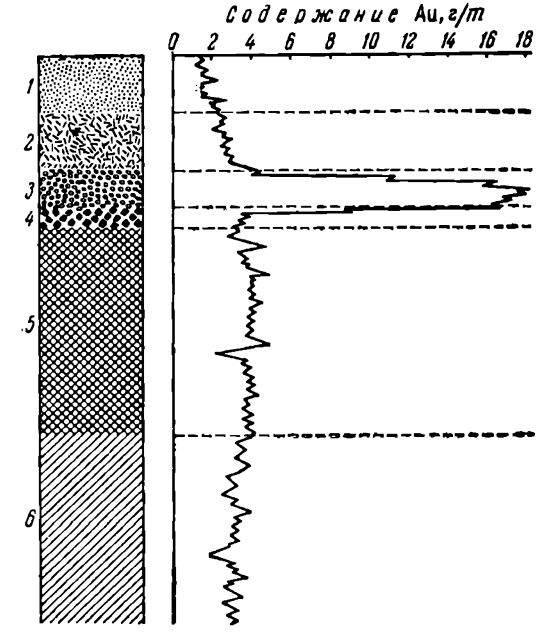


Рис. 225. Кривая содержания золота в верхней части колчеданных месторождений

1—*1*«железная шляпа»; *2* — опало-ярозитовая порода; *3* — кремнисто-гипсовая сыпучка; *4* — сульфидная сыпучка; *5* — сульфатно-сульфидное обогащение; *6* — первичная руда

Равновесие между ураном и радием, существующее в первичных рудах, в зоне окисления и цементации может быть нарушено при вторичных процессах. Радий в верхней части зоны окисления иногда выщелачивается легче урана, и тогда равновесие смещается в сторону урана. В нижней части зоны окисления в связи с наличием вод повышенной кислотности происходит значительно более полный вынос урановых соединений, накопление радия и смещение равновесия в сторону радия. В зоне цементации в обстановке бикарбонатных грунтовых вод происходит селективное выщелачивание радия и равновесие вновь смещается в сторону урана.

С е р е б р о. Сульфат серебра хотя и слабо, но все же растворяется в кислых водах; растворимость его повышается в присутствии сульфата окиси железа. Если серебро не фиксируется в зоне окисления в форме хлоридов или в самородном состоянии, то оно переносится вниз обычно в несколько стадий, повторно переходя в раствор и вновь осаждаясь, пока не достигнет среды, в которой оно закрепляется. Главная масса вторичного серебра при этом фиксируется в самых низах зоны окисления. Достигая первичных руд, оно может их обогатить, отложившись в форме самородного серебра, аргентита или других более сложных соединений. Протяжение таких зон, обогащенных вторичным серебром, в месторождениях Мексики, например, достигало глубины 300—500 м (месторождения Пахука, Гуанаюато, Цакатекас).

З о л о т о. При окислении золотосодержащих сульфидных, особенно колчеданных, руд золото переходит в коллоидный, или истинный, раствор и выносится из верхних частей «железной шляпы». При миграции на глубину золото может переотложиться в самых низах зоны окисления, а также в верхней части зоны вторичного обогащения с образованием участков высокой концентрации этого металла. Таким образом, при сравнительно незначительном со-

держании золота в первичной сульфидной руде, а нередко при полном отсутствии его в «железной шляпе» оно может накопиться в промышленных размерах в нижней части измененных сульфидных золотосодержащих руд, в пределах так называемой «золотой плитки», где концентрация его нередко в 20—50 раз превышает содержание в первичной руде (рис. 225).

Значительно сложнее обстоит дело с проблемой вторичного обогащения золотом золото-кварцевых рудных тел. Наблюдающееся в таких месторождениях повышенное содержание золота в верхних частях жил и заметное снижение этого содержания на глубину обычно не связано с супергенными процессами, а обусловлено первичными причинами рудоотложения.

Ж е л е з о. Своеобразные условия вторичного обогащения железных руд сложились на некоторых месторождениях Кривого Рога. Здесь по пластам железистых кварцитов, собранных в синклинальные складки, циркулирует грунтовая вода по принципу напорного артезианского бассейна. Вначале при сравнительно низком значении pH под воздействием кислой воды происходят преимущественно процессы окисления и растворения рудных и карбонатных составляющих. Постепенно при продвижении книзу сокращается количество свободного кислорода и углекислоты, в растворе увеличивается количество карбонатов (бикарбонатов). Вода становится щелочной, начинает растворять и выносить кремнезем с накоплением в остатке богатой гематитовой руды, иногда в смеси с выпадающим из раствора сидеритом. Эти процессы, вероятно, древнего докембрийского выветривания проникали по отдельным пластам железистых кварцитов до глубины свыше 1000 м, создавая залежи богатых гематитовых руд в специфической зоне вторичного обогащения.

ПРИПОВЕРХНОСТНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДРУГИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

По степени устойчивости в зоне выветривания другие месторождения полезных ископаемых могут быть разделены на три группы: 1) неизменяющиеся, 2) слабо изменяющиеся, 3) изменяющиеся.

К первой группе месторождений, не изменяющихся при выветривании, относятся месторождения горного хрусталя, драгоценных камней, алмазов, гранатов, корунда, алунита, диатомита, трепела, песков, гравия, песчаников, кварцитов и др.

Примером второй группы месторождений, слабо изменяющихся при выветривании, могут служить месторождения пегматитов, карбонатитов, асбеста, различных карбонатных и силикатных пород, в том числе каменных строительных материалов и глин.

П е г м а т и т ы в зоне окисления подвергаются изменению. Разложение захватывает почти все пегматитобразующие минералы, кроме кварца и некоторых слюд. При этом в зоне выветривания образуется свыше 90 различных минералов. Зона окисления пегматитов, согласно исследованиям А. Гинзбурга (1955 г.), характеризуется следующими особенностями:

1) новообразования в зоне окисления развиваются в основном за счет изменения фосфатов железа и марганца и в меньшей степени — за счет разложения силикатов или редких сульфидов;

2) вторичные минералы тесно облекают первичные без «размазывания»;

3) наиболее широко мигрируют окисные производные марганца, пропитывая верхнюю часть пегматитов;

4) формируются специфические супергенные минералы, такие, как сиклерит, гетерозит, арроядит, гюролит, рокбриджснит и др.

Карбонатиты в коре выветривания разделяются на две зоны. Верхняя состоит из глинистых охр, а нижняя — из дезинтегрированной карбонатной сыпучки. При этом происходит некоторое обогащение ценными минералами за счет выщелачивания карбонатной массы; концентрируется апатит. На одном из месторождений Сибири содержание пятиокиси ниобия увеличилось в два раза, а пятиокиси фосфора — в три раза. Колумбит в зоне окисления преобладает над менее устойчивым пирохлором.

Асбест в верхней части зоны окисления замещается опалом и нонтронитом и теряет свои промышленные качества (А. Аксюк).

Карбонатные породы (известняки, доломиты) в зоне выветривания нередко обогащаются глиноземом и иногда претерпевают окремнение. В связи с циркуляцией грунтовых вод в них развивается карст, способный испортить верхние части карбонатных залежей.

Каменные строительные материалы в зоне выветривания имеют значительно меньшую крепость по сравнению со свежими породами и поэтому могут оказаться непригодными для строительства. Это происходит как из-за химических изменений породообразующих минералов (частичное разложение некоторых силикатов), так и по причине ослабления связей между ними из-за колебания температуры, воздействия просачивающихся вод и их раскалывающих усилий, возникающих при промерзании в зимний период.

Глины в зоне выветривания практически не изменяются, но их поверхностный слой на самом выходе иногда механически загрязнен песком.

К третьей группе месторождений, изменяющихся в зоне выветривания, относятся месторождения серы, солей, гипса и ангидрита, а также углей.

Сера неустойчива на поверхности и окисляется с образованием квасцов типа алунитов, ярозита и гипса, создающих специфическую «серную шляпу». Все эти минералы, в свою очередь, неустойчивы в зоне окисления и фиксируют промежуточную стадию разложения залежей серы на выходах. При длительном выветривании они в значительной степени могут оказаться разложенными, и тогда выходы серных месторождений могут отмечаться по результатам воздействия серной кислоты, образующейся при окислении серы, на вмещающие породы. Сернокислотные растворы, возникающие в зоне окисления серных месторождений, разрушают прилегающие породы, создавая своеобразные измененные пористые, иногда рыхлые, мучнистые обеленные разновидности их, нередко содержащие корочки и стяжения гипса и алунита. В Сицилии такие измененные породы, называемые «*briscale*», служат поисковым признаком серных месторождений.

Соли. Верхняя часть соляных месторождений под воздействием грунтовых вод претерпевает радикальное изменение. Волнистая или почти плоская, горизонтальная или слабонаклонная граница между измененной и неизмененной частями залежи называется *соляным зеркалом*.

Если изменение верхней части соляной залежи происходит под влиянием циркулирующих вод, то значительная часть солей выщелачивается и на их месте создается соляной карст. Застойные воды в этих условиях переходят в рассол, находящийся в равновесии с залежью. Под влиянием подземных вод в верхней части соляных тел происходит химическая и минералогическая перегруппировка вещества с образованием «соляных шляп» различного состава. При этом соли подвергаются растворению в порядке, обратном их осаждению. При поверхностном метаморфизме соляных толщ, содержащих мощные пласты

ангидрита, создаются «гипсовые шляпы», представляющие собой покрышку из гипса в смеси с глиной, песком, карбонатами, которые накапливаются при растворении солей. Подобного же рода покрышки известняково-ангидрито-гипсового состава американские геологи называют «кэпрок» (горная шапка).

Могут образоваться также шляпы сильвинового, каинитового, шенитового и сложного комплексного состава, например содержащие бораты или серу (рис. 226). Химизм создания таких шляп на примере формирования каинитовых покрышек следующий (по А. Иванову):

$$\underset{\text{карналлит}}{KClMgCl_2 \cdot 6H_2O} + \underset{\text{кизерит}}{MgSO_4H_2O} + H_2O = \underset{\text{каинит}}{KClMgSO_4 \cdot 3H_2O} + \underset{\text{раствор}}{(MgCl_2 + 5H_2O)}$$

Первичные соединения бора, рассеянные в массе солей, могут выборочно выщелачиваться с образованием концентрированных борных растворов, из которых в соляной шляпе высаживаются вторичные бораты состава ашарит $Mg[BO_2](OH)$, гидроборацит $CaMgB_6O_{11} \cdot 6H_2O$, улексит $NaCaB_5O_9 \cdot 8H_2O$ и др., создающие вторичные залежи богатых месторождений бора.

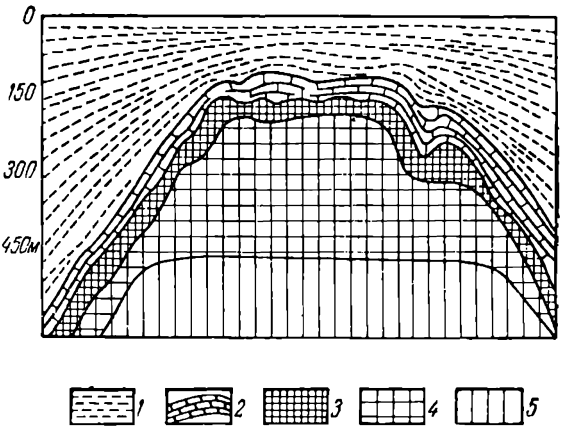


Рис. 226. «Гипсовая шляпа» соляного купола Кальказье Пэриш, Луизиана. По *К. Келлею*

1 — глины, пески, плывуны; *2* — известковые породы; *3* — сера; *4* — ангидрит; *5* — каменная соль

Мощность соляных шляп колеблется от нескольких до 150 и даже 300 м.

Гипс и ангидрит. Сравнительно легкая растворимость гипса в природных условиях приводит к растворению его кристаллов, рассеянных в толщах гипсоносных пород, поверхностными и подземными водами, переносу и последующему переотложению с образованием вторичных землистых гипссодержащих масс. Такие залежи вторичного гипса возникают на поверхности земли или на небольшой глубине в виде скоплений неправильной формы (рис. 227). Они состоят из смеси песчано-глинистого или известково-глинистого материала со слабо сцементированными скоплениями кристаллов гипса разнообразной величины. Эти скопления вторичных гипсов, называемые иногда гипсит, или гажа (Кавказ, Средняя Азия), в некоторых местах подвергаются кустарной разработке.

Уголи. Все разновидности углей, до антрацитов включительно, претерпевают в зоне выветривания существенные изменения. Еще исследованиями Б. Мефферта (1910 г.) пластов угля в восточной части Донецкого бассейна установлено, что в зоне окисления происходят следующие изменения на выходе пласта по направлению из глубины к неизмененной его части: 1) влажность возрастает от десятых долей до 15—20%, т. е. более чем в 20 раз; 2) содержание летучих увеличивается с 5 до 20—25%, т. е. в 4—5 раз; 3) соответственно содержание кокса снижается с 90 до 20%; 4) зольность возрастает с 3,5 до 42%, т. е. в 12 раз; 5) к поверхности уголь постепенно теряет углерод и водород, а количество кислорода в нем возрастает; 6) резко падает сернистость угля в связи с разложением пирита Одновременно с этим плотность угля

возрастает от 1,53 до 2,07, а теплотворная способность падает с 8,2 до 1,5 тыс. кал, т. е. в 5,5 раза (табл. 39).

В процессе выветривания углей современными исследователями выделяются три стадии: 1) нарастание активных кислых групп без разрыва связей между структурными звеньями макромолекул; 2) появление и накопление гуминовых кислот; 3) распад гуминовых кислот на углекислоту, окись, воду и водно-растворимые вещества.

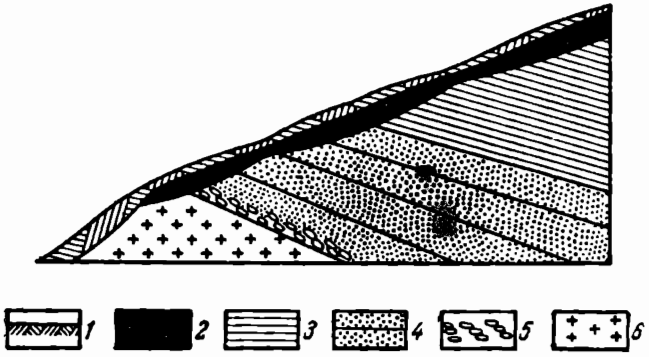


Рис. 227. Соотношение залежи вторичного землистого гипса с первичными гипсоносными породами. По *Р. Стону*.

1 — почвенный слой; *2* — отложения землистого гипса мощностью от 0,6 до 3,0 м; *3* — глинистые сланцы с прослоями гипса; *4* — гипсоносные песчаники; *5* — конгломераты; *6* — граниты

В связи с этими изменениями уголь вблизи земной поверхности превращается в сажу, выполняющую *угольный хвост* пласта.

Таблица 39

Изменение углей в зоне выветривания (в %). По *Б. Мефферту*

Глубина, м	Влажность	Летучие	Летучие в органической массе	Кокс	Зола	Углерод	Водород	Кислород	Азот	Сера	$\frac{Q+N}{H}$
2	16,09	21,43	51,29	20,35	42,13	59,54	0,31	39,10	1,05	—	27,20
25	11,68	26,60	34,97	49,45	12,27	68,63	2,54	27,62	1,02	0,19	11,04
50	2,15	17,11	19,40	71,08	9,66	85,96	2,95	9,82	0,23	1,04	3,29
75	0,31	5,92	6,15	90,26	3,51	92,75	3,44	1,51	0,62	1,68	0,58

МЕХАНИЧЕСКОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ТЕЛ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ У ВЫХОДОВ

Помимо химических изменений тела полезных ископаемых в ряде случаев претерпевают механические изменения, обычно тесно связанные с химическими. К таким механическим изменениям относятся: изменение элементов залегания тел полезных ископаемых, уменьшение или увеличение их мощности.

Изменение элементов залегания тел полезных ископаемых может происходить на склонах долин, особенно в горных условиях, при которых пласты пород, жилы и прочие линейно-вытянутые тела вблизи их выхода на поверхности изгибаются вниз по склону (рис. 228). Известны случаи изменения углов падения рудных жил и пластов углей в условиях сглаженного рельефа. В этом случае они обычно связаны с процессами пучения грунтов в мерзлотных зонах или с процессами местного размыва пород грунтовыми

водами и просадок этих пород. На рис. 229 показан такой случай пересечения вертикальной горной выработкой двух рудных жил, падающих в противоположные стороны, оказавшихся одной жилой, деформированной у поверхности.

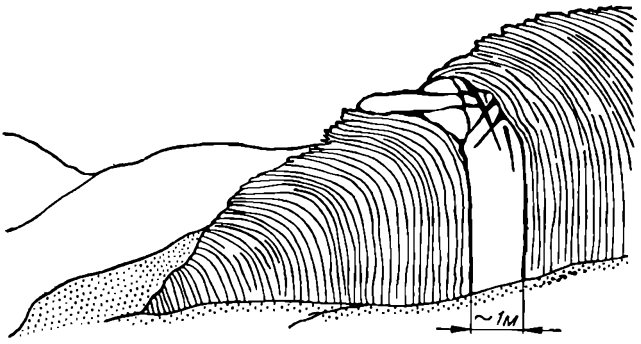


Рис. 228. Изгиб слоев сланцев и залегающей в них кварцеворудной жилы вниз по склону

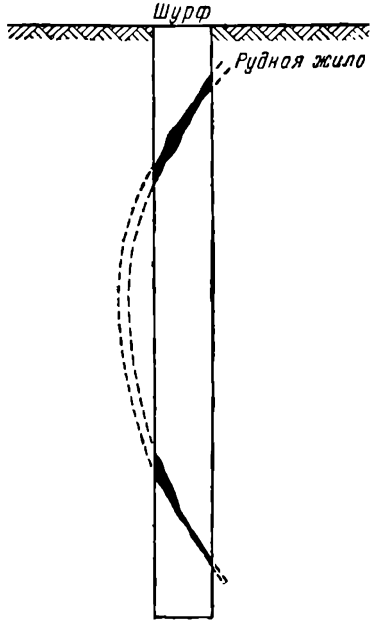


Рис. 229. Изменение угла падения рудной жилы у поверхности земли

Уменьшение мощности тел полезных ископаемых близ выхода их на поверхности — явление довольно частое для месторождений, сложенных легкоразложимым в зоне окисления и выщелачиваемым материалом. В этих условиях происходит сокращение объема приповерхностной части залежей, опускание пород висячего бока и сокращение тел полезных ископаемых по их мощности. Известен случай, когда жила мощностью до 2 м, сложенная преимущественно пирротином, залегающая в гнейсах и падающая под углом 30°, была у выхода превращена в тонкий лимонитизированный шов, еле заметный во вмещающих породах. В другом случае пологопадающая жилообразная залежь сульфидных полиметаллических руд (мощность 1—1,5 м), в составе которых преобладал пирит, залегает в известняках, также превращена в тонкий проводник, лишь на глубине 10 м сменившийся англезит-церусситовой рудной залежью мощностью 0,5 м (рис. 230). Мощность угольных пластов при энергичном выветривании сокращается вблизи выхода на поверхность земли в 8—10 раз.

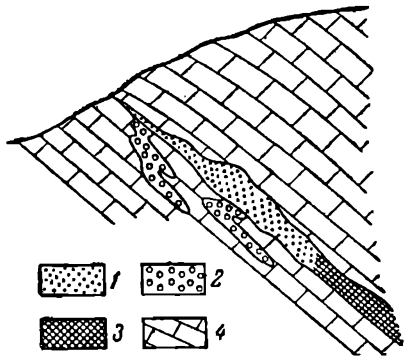


Рис. 230. Уменьшение мощности окисленной части полиметаллического рудного тела у выхода.
1 — англезит-церусситовая руда; *2* — смитсонитовая руда; *3* — сульфидная полиметаллическая руда; *4* — известняки

Увеличение мощности тел полезных ископаемых вблизи поверхности может произойти по двум причинам: 1) за счет «размазывания» продуктов окисления первичного материала среди вмещающих и перекрывающих

пород; 2) за счет увеличения объема руды при ее окислении. В первом случае формируется обширный по площади окисленный материал, не соответствующий более скромным размерам залежей первичной руды (рис. 231).

Второй случай свойствен таким месторождениям, как богатые мышьяковые, в которых арсенопирит замещается скородитом. При этом объем руды

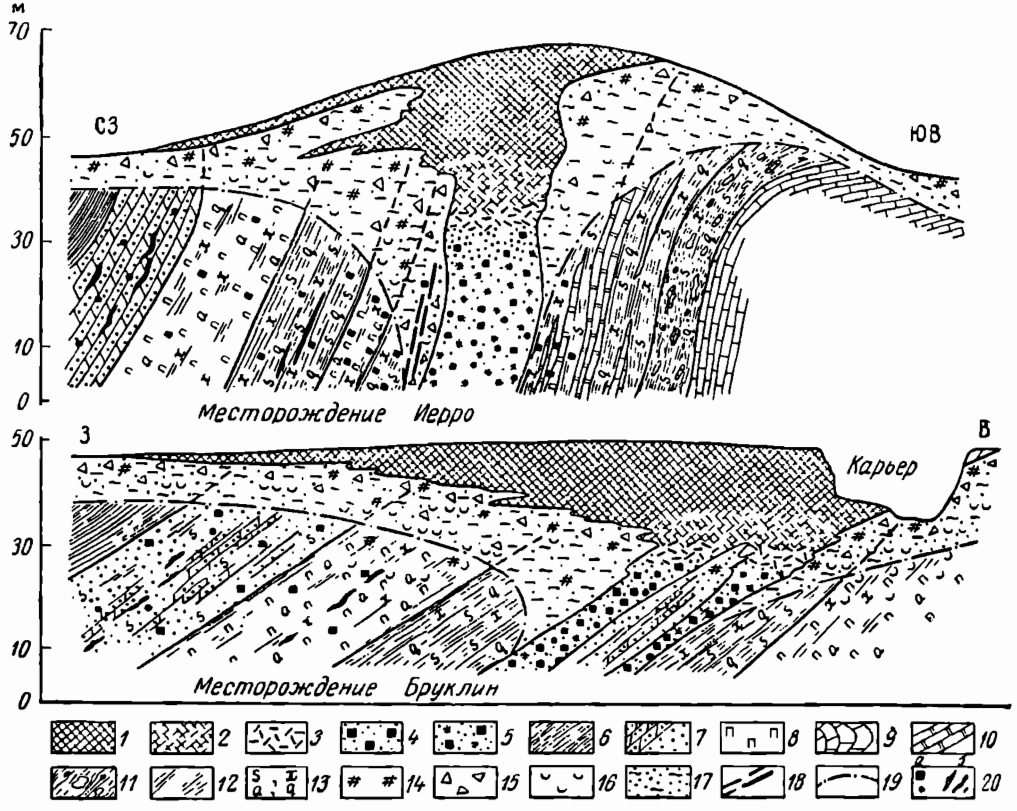


Рис. 231. Увеличение мощности окисленной части сульфидных месторождений Кубы близ их выхода на дневную поверхность. По *Г. Фисенко*.

1 — бурые железняки «железной шляпы»; *2* — зона выщелачивания; *3* — подзона кварцевых сыпучек; *4* — подзона пиритовых сыпучек; *5* — зона вторичного сульфидного обогащения; *6* — хлорит-серицитовые сланцы; *7* — кварциты и песчаники; *8* — диабазовые порфириты; *9* — известняки; *10* — доломиты; *11* — тектоническая брекчия; *12* — сланцеватость пород; *13* — околорудные изменения — серицитизация (s), хлоритизация (x), альбитизация (a), окварцевание (q); *14* — лимонитизация; *15* — обломки вмещающих пород; *16* — каолинизация и осветление вмещающих пород; *17* — рыхлые делювиально-элювиальные образования; *18* — разрывы; *19* — граница выветрелых пород; *20* — вкрапленность (*а*) и прожилки (*б*) пирита

увеличивается в 2,5 раза, рудные тела расширяются, а избыток материала нередко выжимается из рудной полости и расползается по склону, создавая гипертрофированное представление о размерах рудной залежи (рис. 232).

В связи с процессами выветривания происходит формирование деталей рельефа участков месторождений полезных ископаемых. При этом создаются как положительные, так и отрицательные формы микрорельефа.

П о л о ж и т е л ь н ы е элементы образуются при выветривании устойчивых рудных тел, залегающих среди менее устойчивых пород. Наиболее типично в этом отношении проявление в рельефе устойчивых при выветривании кварце-

вых жил, нередо образующих отчетливо вытянутые гребни, возвышающиеся над местностью на 0,5—1 и даже 2—3 м. Подобным образом иногда проявляют себя жилы и штоки пегматитов. Прекрасным примером проявления рудных месторождений в положительных формах рельефа служат меденосные сопки вторичных кварцитов, возвышающихся иногда на десятки метров над безбрежными степями и пустынями Казахстана.

Отрицательные формы рельефа создаются, наоборот, над неустойчивыми для процессов выветривания телами полезных ископаемых, залегающими среди более устойчивых пород. Это явление характерно, например,

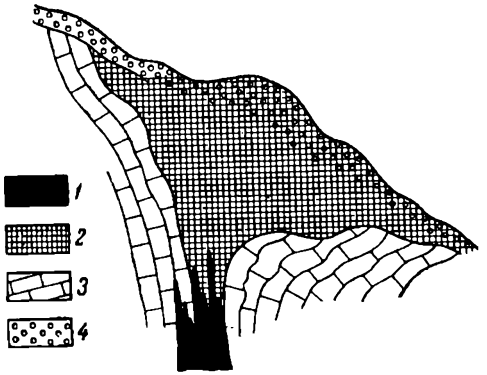


Рис. 232. Увеличение размеров окисленной части мышьякового рудного тела на выходе. Масштаб 1 : 10.

1 — арсенопиритовая руда; *2* — скородитовая руда; *3* — известняки; *4* — делювий

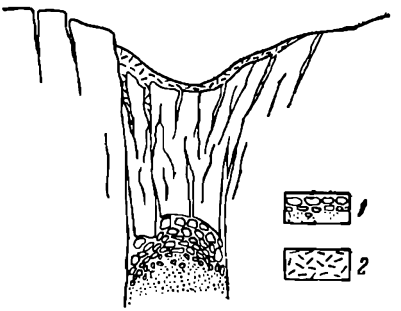


Рис. 233. Схема обазования просадки над окисленной частью сульфидного рудного тела (разрез).

1 — окисленная часть рудного тела; *2* — наносы

для минерализованных зон, приуроченных к серицитизированным, хлоритизированным, каолинизированным и прочим податливым эрозии гидротермально измененным породам.

Понижения в рельефе, иногда значительные, возникают над залежами солей. Эрозионные ложбины отмечаются также над телами силикатных никелевых руд, вытянутых вдоль контакта известняков и змеевиков, вдоль пластов угля и других легкоразлагающихся полезных ископаемых. Эффектные отрицательные формы микрорельефа формируются при выветривании сульфидных руд. Энергичное окисление сульфидных залежей, значительный вынос из них легкорастворимых соединений приводят к сокращению объема окисленной части рудного тела и просадке его, а также перекрывающих пород, если они имеются, с образованием отчетливых ложбин и провалов (рис. 233). При большой глубине зоны окисления и интенсивном изменении сульфидных рудных тел просадки кровли, отмечающиеся на местности в виде ложбин и провалов, могут быть связаны с рудными телами, расположенными на глубине в несколько десятков метров, а для крупных тел даже до 200 м.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Альбов М. Н. Вторичная зональность золоторудных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1960. 215 с.

Гаррелс Р. Минеральные равновесия при низких температурах и давлениях. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1962. 306 с.

Гинзбург И. И., Ольшанский Я. И., Беляцкий В. В. Экспериментальные исследования по окислению сульфидов. М., Изд-во АН СССР, 1961. 130 с. (Тр. ИГЕМ, вып. 59.)

Евсеева Л. С., Перельман А. И. Геохимия урана в зоне гипергенеза. М., Госатомиздат, 1962. 239 с.

Лялликова Н. Н. Роль бактерий в окислении сульфидных руд. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 134—143. (Тр. Ин-та микробиологии АН СССР, вып. 9.)

Окисление и выветривание ископаемых углей. Тр. Ин-та горючих ископаемых, т. 14, 1960. 151 с.

Поведение золота в зоне окисления золото-сульфидных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1958. 268 с. Авт.: В. М. Крейтер, В. В. Аристов, И. С. Волынский и др.

Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1951. 336 с.

Фесенко Г. С., Володин Р. Н., Юхвит В. Я. Условия локализации и особенности зон окисления сульфидных месторождений на северо-западе Кубы. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1972, № 10, с. 75—88.

Щербина В. В. Геохимическая эволюция зоны окисления сульфидных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 78—83. (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов геологов, проблема 1.)

Щербина В. В. Поведение некоторых редких и рассеянных элементов в зоне гипергенеза. — «Сов. геология», 1962, № 6, с. 94—103.

Sato M. Oxidation of sulfide ore bodies. — «Econ. Geol.», 1960, No. 5, p. 928—961, No. 6, p. 1202—1231.

Глава тринадцатая

РОССЫПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Кто хорошо поймет полный цикл преобразования россыпей во всех его подробностях, тот всегда сможет ориентироваться и разобраться в бесконечно разнообразных их особенностях.

Ю. Билибин, 1938 г.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Месторождения россыпей формируются вследствие концентрации ценных минералов среди обломочных отложений, возникающих в процессе разрушения и переотложения вещества горных пород и месторождений полезных ископаемых. Их образование связано с физическим и химическим выветриванием как горных пород, так и полезных ископаемых.

На месте разрушения коренных источников возникают элювиальные россыпи. При смещении выветрелого и дезинтегрированного материала по склону формируются делювиальные россыпи. Его накопление у подножия склонов может привести к образованию пролювиальных россыпей. Будучи подхвачен реками, обломочный и гранулированный материал выветривания служит основой для создания речных, или аллювиальных, россыпей. Вдоль берегов озер, морей и океанов размещаются прибрежные, или латеральные, россыпи. Кроме того, вследствие ледниковой деятельности могут образоваться ледниковые, или гляциальные, россыпи, а в результате деятельности ветра — эоловые россыпи.

Таким образом, в группе россыпных месторождений выделяются следующие классы: 1) элювиальный; 2) делювиальный; 3) пролювиальный; 4) аллювиальный, разделяющийся на подклассы — косовой, русловой, долинный, дельтовый и террасовый; 5) латеральный, разделяющийся на прибрежно-озерный, прибрежно-морской и прибрежно-океанический; 6) гляциальный, разделяющийся на моренный и флювиогляциальный подклассы; 7) эоловый, или дюнный.

По времени образования россыпи могут быть как юночетвертичными, или современными, так и древними, или ископаемыми.

По условиям залегания они могут быть открытыми или погребенными под толщей осадков, сформировавшихся после образования пород, вмещающих россыпь.

По форме залежей среди россыпных месторождений выделяются: плащеобразные, пластовые, линзовидные, лентообразные, шнурковые и гнездовые разновидности. Размеры россыпных месторождений очень разнообразны. Небольшие косовые или русловые россыпи верховьев рек гнездовой и линзовидной формы часто едва достигают десятка метров по их длинной оси. С другой стороны, протяженные россыпи золота в хорошо разработанных долинах прослеживаются обычно до 3 км, иногда до 15 км и редко более. Большой

протяженностью обладают прибрежные морские и океанические россыпи. Например, россыпи Бразилии вытянуты вдоль берега Атлантического океана на 200—300 км при длине отдельных шнурковых залежей до 1000 м и ширине от 6 до 22 м; россыпи Австралии прослеживаются на 600 км.

В россыпях могут концентрироваться не все, а только некоторые минералы, обладающие тремя признаками: 1) большой плотностью, 2) химической устойчивостью в зоне окисления, 3) достаточной физической прочностью. В соответствии с этим в перечень ценных минералов россыпей попадают следующие (в скобках указана плотность): золото (19,3—15,6), платина (19—14), киноварь (8,2—8), колумбит-танталит (5,15—8,20), вольфрамит (7,7—7,2), касситерит (7,1—6,8), шеелит (6,1—5,9), монацит (5,3—4,9), магнетит (5,2), ильменит (5—4), циркон (4,7), корунд (4,1—3,9), рутил (4,2—4,3), гранат (4,3—8,6), топаз (3,5—8,6), алмаз (3,5).

По составу входящих в них ценных минералов россыпи бывают *однообразные*, с одним ценным минералом, и *комплексные*, с несколькими ценными минералами.

Россыпные месторождения имеют крупное значение для добычи ряда важных полезных ископаемых. Из россыпей получают около половины мировой добычи алмазов, титана, вольфрама и олова; существенное количество золота и платины в прошлые годы также было получено из россыпей, хотя к настоящему времени их значение для добычи этих металлов заметно снизилось и составляет 10—20% мирового уровня. Из россыпей получают тантал и ниобий (танталит, колумбит, пирохлор и др.), а также монацит, магнетит, гранат, горный хрусталь, барит, корунд, киноварь.

Россыпи золота впервые в нашей стране были обнаружены штейгером Л. Брусницыным в 1814 г. на Урале. Наиболее содержательные работы по геологии этих россыпей, относящиеся к первой половине 19 в., принадлежат перу Д. Соколова. Из современных наиболее значительны исследования россыпей, выполненные Ю. Билибиным, А. Кухаренко, И. Рожковым, В. Трофимовым, Ю. Трушковым, Н. Шило и др.

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ РОССЫПЕЙ

Механизм формирования россыпей сводится к сортировке обломочного материала по крупности, плотности и форме частиц, к истиранию и окатыванию обломков и дифференциации их по степени механической прочности и химической устойчивости в процессе транспортировки по поверхности земли.

Все россыпные месторождения образуются под влиянием силы тяжести в связи с деятельностью поверхностных вод, также обусловленной в конечном счете силой тяжести.

О механизме образования россыпей элювия и делювия. Среди элювиальных образований выделяются россыпи необогащенные и обогащенные. Первые представляют собой развалы вещества полезного ископаемого среди обломочного покрова коренных пород. Вторые образуются вследствие частичного выноса «пустых» пород дождевыми водами как благодаря их растворению, так и в результате механического вымывания.

В формировании делювиальных россыпей существенную роль играет сортировка обломочного материала в процессе сползания его по склону. Оно развивается неравномерно в разных частях склона. Обычно намечается верхняя зона интенсивного выветривания и дезинтеграции горных пород, питающая россыпь обломочным материалом. Ниже по склону располагается зона преиму-

щественного сноса этого материала. Еще ниже выделяется зона замедленного смещения обломочной массы и ее накопления.

Смещение обломочной массы по склону происходит под влиянием силы тяжести и зависит от угла склона, мощности осыпи, размеров обломков, их формы и плотности, коэффициента трения, а также таких факторов, как колебания температуры в течение года и суток, определяющих промерзание и оттаивание склона, температурное сжатие и расширение обломков, воздействие смещений снеговых и ледовых масс и явления солифлюкции.

Движение обломочной массы по склону происходит дифференцированно как во времени, так и в пространстве. Наиболее интенсивные смещения делювия совпадают с периодами оттаивания и в максимальной степени проявляются весной. Наиболее быстро движется верхняя часть делювия, а с глубиной скорость смещения сокращается.

Величина смещения любого слоя сползающей обломочной массы в условиях ее перманентного промерзания и оттаивания определяется формулой (П. Матвеев)

$$S = N\left\{\frac{A_0\beta\,\mathrm{tg}\,\alpha_0}{k}\left(e^{-Lk}-e^{-hk}\right)+A_\text{в}\,\beta\,\mathrm{tg}\,\alpha_0\,(h-L)\times\right.$$

$$\left.\times\left[1+\frac{(h-L)^2\,\mathrm{tg}^2\,C_1k^2}{3\cdot 3!}+\frac{(h-L)\,\mathrm{tg}\,C_1rk^2}{3!}+\frac{k^2r^2}{3!}-\frac{(h-L)\,\mathrm{tg}\,C_1k}{2\cdot 2}-\frac{rk}{2!}\right]\right\},$$

где N — число дней в году;

A_0 — амплитуда температуры камней на поверхности делювия;

β — коэффициент их объемного расширения;

α_0 — угол склона;

L — глубина, на которой определяется смещение;

h — мощность делювия;

$A_\text{в}$ — амплитуда температур воздуха делювия;

C_1 — половина угла убывания ширины обломков к основанию осыпи;

$k = \sqrt{\frac{\pi}{aT}}$ (a — коэффициент температуропроводности, T — период колебания температур);

$r = (h-L)\,\mathrm{tg}\,C_1 - r_n$ (r_n — самый малый радиус обломков делювия);

e — основание натуральных логарифмов.

В условиях дифференциального смещения обломочного материала по склону происходит разделение обломков пород и минералов по вертикали с накоплением наиболее тяжелых среди них в нижней части делювия. Схема механизма этого процесса сводится к следующему. При погружении минеральной частицы на нее действуют сила тяжести, направленная вниз, и сила сопротивления среды, направленная вверх. В начальный момент частица погружается с ускорением, зависящим от плотности среды. С возрастанием скорости погружения увеличивается сопротивление среды, ускорение уменьшается до нуля и частица начинает погружаться с постоянной скоростью (конечная или критическая скорость). Для частиц одинакового размера величина конечной скорости прямо пропорциональна плотности и выражается для обломков крупнее 2 мм уравнением

$$v_0 = 44{,}29\sqrt{d\,\frac{\delta-\Delta}{\Delta}},$$

где v_0 — конечная скорость погружения, см/с;
d — диаметр частиц, мм;
δ — плотность частицы;
Δ — плотность среды.

При малых скоростях и небольших размерах частиц, пренебрегая силами инерции среды, скорость погружения частиц может быть определена уравнением

$$v_0 = 54{,}5\left(\frac{\delta-\Delta}{\mu}\right)d^2, \text{ см/с},$$

где μ — абсолютный коэффициент вязкости среды, пз.

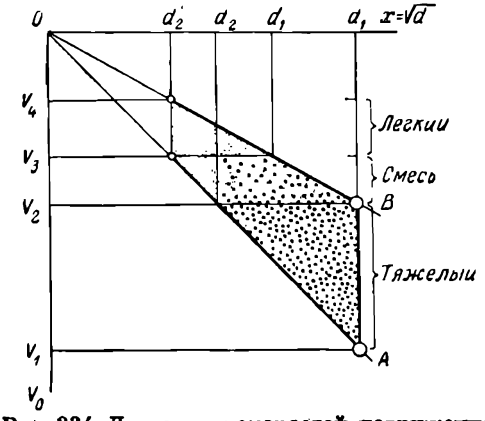


Рис. 234. Диаграмма скоростей погружения зерен легкого и тяжелого минерала с их расслоением по вертикали. По *М. Фишману*

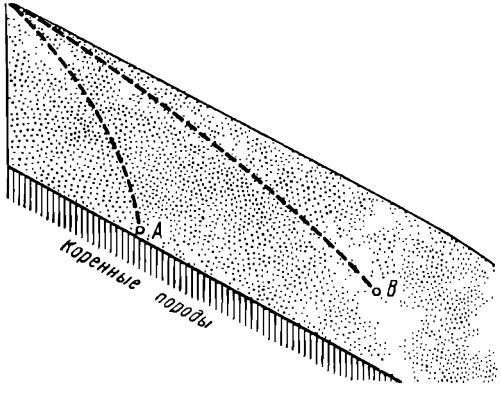


Рис. 235. Схема траектории движения тяжелых (*A*) и легких (*B*) обломков в движущейся массе делювия

Приведенные уравнения скорости опускания справедливы для единичных свободно погружающихся частиц сферической формы. Однако дифференциация обломков в слое движущегося делювия происходит в стесненном пространстве среди разнообразных по размерам и форме частиц горных пород. В этих условиях, как показывают эксперименты, выполненные в лабораториях гравитационного обогащения руд, скорость погружения сокращается для обломков небольшой плотности в 2—3 раза, а для обломков повышенной плотности даже в 3—3,5 раза. Тем не менее частицы большой плотности погружаются к донной части сползающего делювия быстрее обломков малой плотности, накапливаются в нижних частях его и образуют делювиальные россыпи тяжелых минералов и их сростков.

Вертикальная дифференциация обломков по их плотности показана на рис. 234. На этой диаграмме по оси абсцисс отложен диаметр обломков (точнее величина, равная квадратному корню из диаметра). По оси ординат отложены скорости погружения тяжелого минерала *A* и легкого минерала *B*. Из диаграммы следует, что смесь из обломков тяжелого и легкого минералов различных размеров раздифференцируется таким образом, что внизу образуется слой обломков тяжелого минерала размером больше d_2, на нем будет лежать смешанный слой обломков тяжелого и легкого минералов средних размеров, а сверху останутся зерна легкого минерала размером менее d_1'.

Накопление тяжелой фракции ценных минералов в делювиальной россыпи происходит в обстановке сползания обломочной массы вниз по склону. Верхние

слои сползающей массы продвигаются быстрее нижних, поэтому траектория обломков легких пород и минералов, сосредоточивающихся в верхней части делювиального покрова, будет более пологой, чем кривая погружения тяжелых частиц (рис. 235).

Характер траектории тяжелых и легких обломков, их крутизна и соотношение зависят от многих факторов, но главным образом от крутизны склона. Тем не менее как на пологих, так и на крутых склонах концентрации минералов содействует не только различная скорость вертикального погружения тяжелых и легких частиц, но также и различная скорость смещения их по склону. Об этом, в частности, может свидетельствовать концентрация обломков кварцевых жил у подножия склонов, превышающая в несколько раз количество его в делювии верхних участков склонов (А. Кухаренко).

Перемещение обломочного материала рекой. Перенос вещества горных пород, подхваченных рекой, осуществляется в трех формах: в растворенном виде, во взвеси, движением донных осадков. Для формирования аллювиальных россыпей преимущественное значение имеет лишь третья форма переноса.

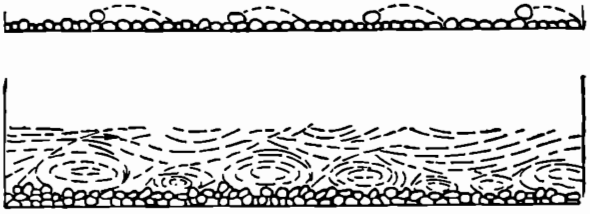


Рис. 236. Схема скачкообразного переноса обломков по дну реки. По *В. Гончарову*

При некоторых относительно малых скоростях течения донные обломки находятся в покое. Максимальная скорость, при которой не происходит перемещения обломков по дну реки, называется «непередвигающей» скоростью. При ее превышении начинается вибрация обломков на дне реки и их отрыв от подстилающих осадков; это происходит при «критической скорости срыва». При дальнейшем нарастании скорости потока возникает «передвигающая» скорость, обусловливающая перемещение донных осадков вниз по течению.

Перемещение обломков по дну реки, согласно В. Гончарову, является следствием двух групп усилий: 1) горизонтальных усилий, развиваемых течением реки; 2) вертикальных усилий, возникающих при лобовом сопротивлении обломков течению и вихревых возмущениях потока у дна реки. Последние обусловливают отрыв обломков со дна реки, подъем их на некоторую высоту с одновременным сносом вниз по течению. Затратив энергию на подъем и описав кривую, обломок опускается на дно, откуда он вновь выбрасывается вверх и т. д. Таким образом, перенос обломков вниз по течению реки имеет скачкообразный характер и происходит в виде сальтации (рис. 236).

Как уже указывалось, вертикальные усилия, обусловливающие скачкообразный перенос речной гальки, возникают вследствие их лобового сопротивления течению реки и при вихревых возмущениях потока у его дна.

Вертикальная скорость потока, обусловливаемая импульсом подъемной силы лобового сопротивления речного обломка кубической формы, сравнительно невелика и определяется формулой (В. Гончаров)

$$u^2 = \sigma \frac{0{,}4Q\left(v^2 - v_0^2\right)}{(Q_1 - Q)},$$

где u — скорость подъема обломка;

σ — расстояние от точки подъема зерна со дна реки;

v — средняя скорость потока;

v_0 — средняя скорость, при которой подъемная сила равна массе зерна;
Q — плотность наносов;
Q_1 — плотность воды.

Более существенные усилия возникают вследствие завихрений турбулентного движения воды у дна реки. Вертикальная скорость вихревого возмущения определяется по формуле (В. Гончаров)

$$V = a_3 \frac{v}{H^{0,2}},$$

где V — средняя статистическая начальная скорость потока в вихре;
$a_3 = \frac{a_2 + K a_2}{2}$ — коэффициент, зависящий от размеров вихревого возмущения;
v — линейная скорость потока;
H — глубина потока.

Для потока глубиной 1 м

$$V = \frac{0,25 v_m}{H^{0,2}},$$

где v_m — средняя линейная скорость в данном сечении потока.

Таким образом, вертикальная скорость и обусловленное ею подъемное усилие прямо пропорциональны поступательной скорости потока и обратно пропорциональны расстоянию от дна реки. Вертикальная составляющая достигает примерно 0,07—0,1 поступательной скорости.

Применяя эти уравнения к обломкам заданных размеров и плотности, можно определить «критическую скорость срыва».

$$v = \left(\frac{H}{1,0}\right)^{0,2} \sqrt{\frac{2g(\gamma_1 - \gamma)(d + A)}{(a_л + a_п)\gamma}},$$

где v — критическая скорость срыва обломков на дне реки;
g — ускорение силы тяжести;
γ_1 — плотность обломка;
γ — плотность воды;
d — диаметр частицы;
A — постоянная величина;
$a_л$ — коэффициент лобового усилия;
$a_п$ — коэффициент подъемного усилия.

Таблица 40

Скорость потока, необходимая для начала движения обломков по дну реки — критическая скорость сдвига.
По *В. Гончарову* и *М. Великанову*

Средний диаметр обломков, мм	Скорость, м/с	Средний диаметр обломков, мм	Скорость, м/с	Средний диаметр обломков, мм	Скорость, м/с	Средний диаметр обломков, мм	Скорость, м/с
0,10	0,27	15,0	1,10	2,50	0,65	100,0	2,00
0,25	0,31	25,0	1,20	5,00	0,85	150,0	2,20
0,50	0,36	50,0	1,50	10,00	1,00	200,0	2,40
1,00	0,45	75,0	1,75				

При $\gamma_1 = 2{,}65$, $A = 0{,}0014$, $a_л + a_п = 0{,}42$. В этом случае расчетная «критическая скорость сдвига» определяется уравнением

$$v = \left(\frac{H}{1{,}0}\right)^{0{,}2} \sqrt{\frac{2g\,(\gamma_1 - \gamma)\,(d + 0{,}0014)}{0{,}42\gamma}}, \text{ м/с.}$$

Опытным путем доказано, что «передвигающая» скорость в 1,35—1,50 раза выше «критической скорости сдвига».

Масса обломков, перемещаемых потоком, пропорциональна шестой степени скорости течения (закон Эри), а их диаметр соответственно пропорционален квадрату скорости (табл. 40).

График связи скорости потока с эрозией русла и размером перемещаемых при этом частиц приведен на рис. 237.

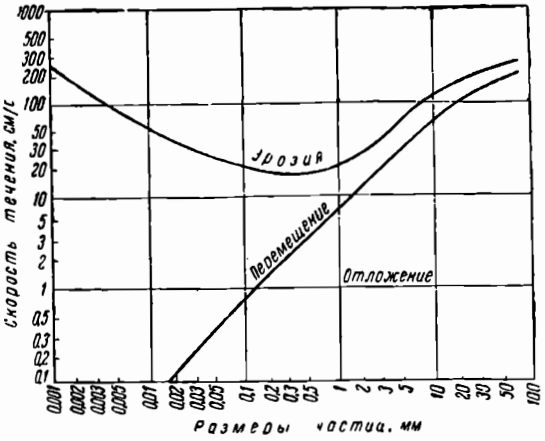


Рис. 237. Зависимость между скоростью потока, эрозией, перемещением и отложением частиц различного размера. По *В. Батурину*

Скорость течения рек изменяется во времени и пространстве, перераспределяя аллювиальные массы как в отдельные периоды их накопления, так и на разных участках реки.

Изменение скорости течения рек во времени имеет как вековой, так и сезонный масштаб. Вековые изменения скорости связаны с изменением базиса эрозии реки, при котором скорость течения резко возрастает и затем по мере развития эрозионного цикла медленно падает. При сезонных колебаниях расхода воды скорость течения в паводки значительно выше, чем в межень. Наибольшее количество обломочного материала переносится при паводках, несмотря на их кратковременность.

Скорость течения реки распределяется неравномерно по отдельным элементам ее русла. Среди последних могут быть выделены: 1) перекаты, 2) плёсы, 3) вогнутые берега, 4) выпуклые берега (рис. 238). В межень наибольшие скорости течения приурочены к перекатам, в пределах которых и происходит смыв донных осадков. В паводки, наоборот, наибольшие скорости возникают на плёсах, где и осуществляется интенсивный размыв речного ложа. Таким образом, в паводки обломочный материал сносится с плёсов на перекаты, а в низкую воду происходит размыв перекатов и перемещение аллювия на плёсы. Все это приводит к неравномерному распределению речных осадков на дне реки по их массе и размеру (рис. 239).

Скорость течения верхнего слоя воды у вогнутых берегов реки выше, чем у выпуклых (рис. 240), а возникающие при этом донные течения ориентированы так, что снос материала происходит со стороны вогнутого берега к выпуклому (рис. 241).

Скорость течения меняется также с изменением живого сечения потока, увеличиваясь на интервалах сужения и обмеления реки. Она возрастает с уклоном реки и уменьшается при выполаживании ее дна. Течение реки искажается и изменяется в скорости в местах впадения притоков (рис. 242), и у разного рода естественных и искусственных преград, создающих торможение потока,

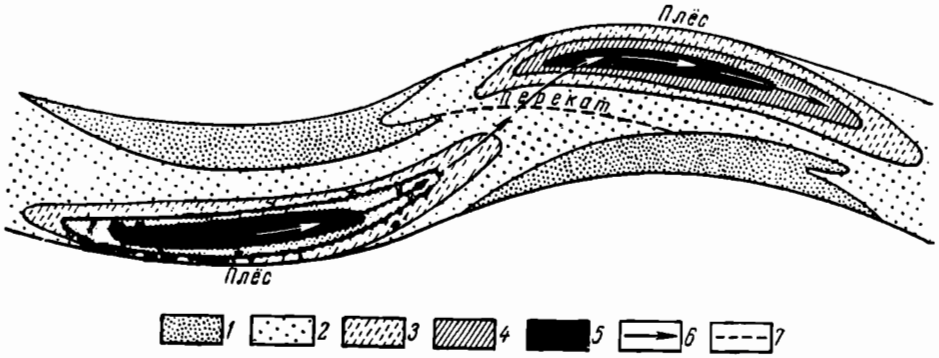


Рис. 238. Схема соотношений переката и плёсов. По *Е. Шанцеру.*

1 — прирусловые отмели; *2* — склоны переката и мелководье плёсов; *3* — то же, на большой глубине; *4* — склоны плёса; *5* — плёсовые ложбины; *6* — главное течение (стрежень); *7* — гребень переката

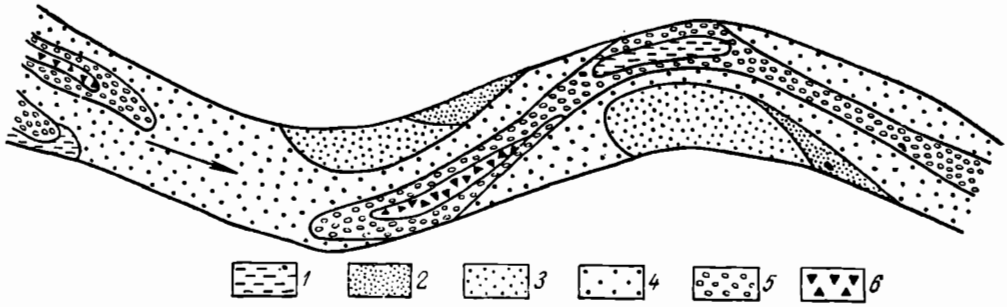


Рис. 239. Изменение крупности донных отложений на участке р. Волги. По *З. Свариченской* и др.

1 — глина; *2* — песчаная пыль; *3* — мелкий песок; *4* — средний песок; *5* — крупный песок; *6* — гравий

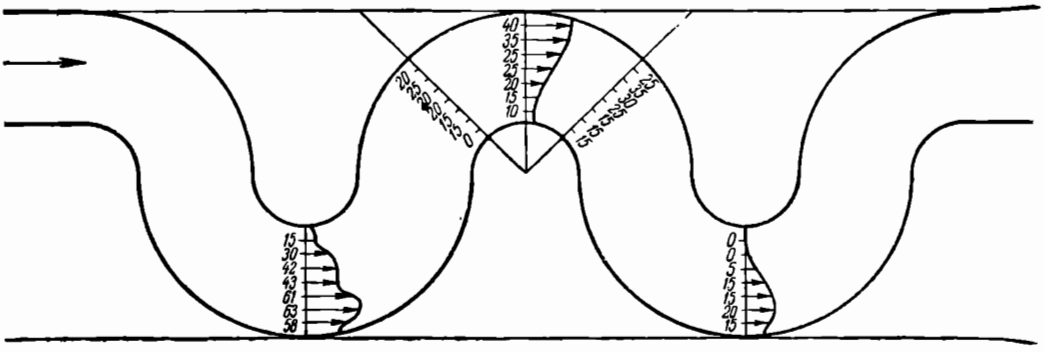


Рис. 240. Графики распределения скорости течения реки. По *Н. Маккавееву*

завихрения воды, перепад скорости течения и «улов» аллювиального материала (рис. 243).

На распределение скоростей в поперечном сечении потока воздействуют также детали морфологии дна реки и изменение коэффициента его шероховатости, приводящие к неравномерной струйчатой структуре потока, обусловливающей, в свою очередь, струйчатое распределение обломков разной плотности и размера в русловых отложениях (рис. 244).

Снос делювиальных обломков по дну реки вследствие сальтации осложняется волнообразным, или грядовым, движением донных осадков, обусловливающих косую слоистость речных отложений. Движение подводных гряд происходит вследствие переката обломков с пологой стороны вала на крутую. Скорость их движения составляет сотые и тысячные доли скорости потока и может достичь десятков метров в сутки. Грядовые движения осадков по дну реки намечаются при достижении определенной скорости течения, носят массовый характер и оказывают некоторое влияние на их дифференциацию и формирование россыпей. Передвижение подводных гряд, как показали эксперименты, способствует постепенному отставанию тяжелой фракции в тыловых частях аллювиальных валов и ее планомерному погружению на дно (рис. 245).

Износ обломков. В процессах формирования россыпей происходит отбор обломков не только по их размерам и плотности, но также и по механической прочности. Частицы обломочной массы, движущейся по дну реки, постепенно

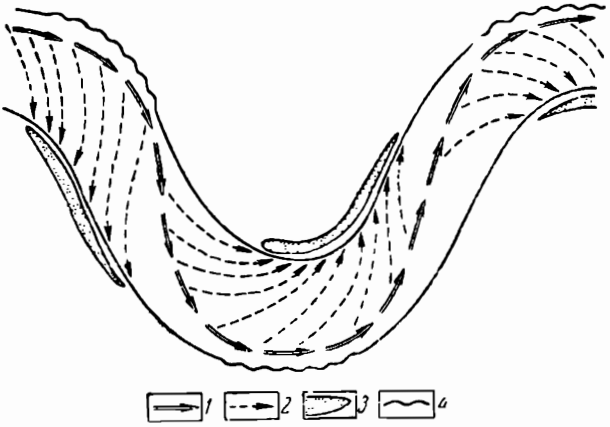


Рис. 241. Схема размыва и намыва берегов реки с участием донных течений. По *Е. Шанцеру*.

1 — стрежень; *2* — донные течения; *3* — намываемые берега; *4* — размываемые берега

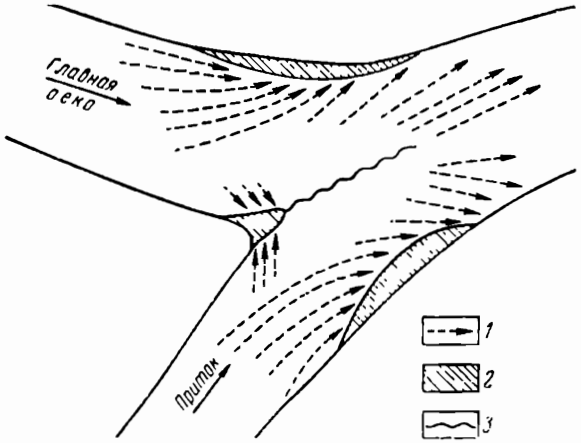


Рис. 242. Схема донных течений в узле слияния рек. По *Н. Маккавееву*

1 — направление течения; *2* — депрессии водной поверхности у берегов; *3* — дорожка вихрей

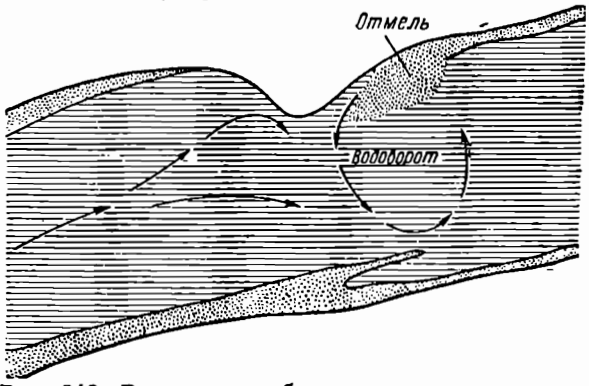


Рис. 243. Водоворот у берегового выступа, создающий «улов» речных осадков

окатываются и истираются друг о друга. Как показал П. Штернберг, истирание зависит от силы трения, скорости движения и твердости обломков. Если обозначить скорость движения обломков v, массу его P, коэффициент трения f_1,

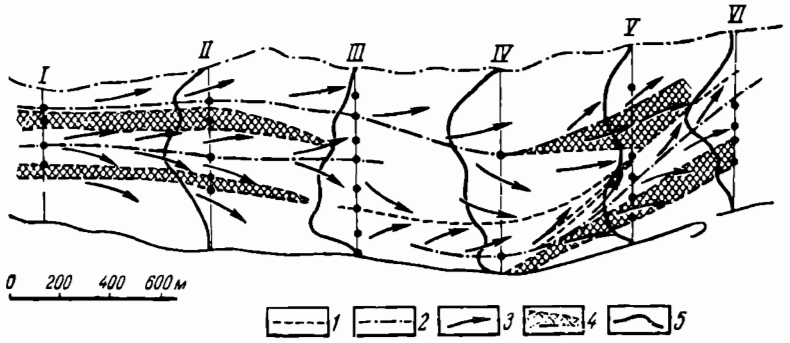


Рис. 244. Схема донных течений и струйчатого распределения аллювия на Подновском перекате. По *М. Великанову.*

1 — восходящие течения; *2* — нисходящие течения; *3* — донные течения; *4* — область транзита донных осадков; *5* — эпюры донных скоростей по сечениям *I—VI*

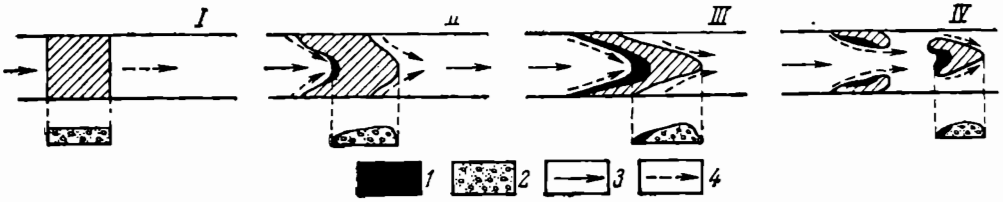


Рис. 245. Схема концентрации тяжелых минералов в передвигающейся гряде аллювия. По экспериментальным данным *Н. Разумихина* и *З. Тимашкова.*

I—IV — стадии процесса; *1* — тяжелая фракция; *2* — легкая фракция; *3* — направление течения; *4* — пути движения наносов

а коэффициент истирания (пропорциональный твердости) f_2, тогда уменьшение массы за время dt составит

$$dP = -vPf_1f_2\,dt,$$

а так как $v\,dt = dx$, то $\frac{dP}{dx} = -f_1f_2P$

или $\frac{dP}{P} = -f_1f_2P\,dx$.

Интегрируя, получим $P = Ce^{-f_1f_2x}$.

Полагая массу частицы пропорциональной кубу среднего диаметра, будем иметь

$$D = D_0e^{-\varphi x} \text{ (формула Штернберга),}$$

где $\varphi = \frac{f_1f_2}{3}$.

В связи с тем, что коэффициенты f_1 и f_2 связаны с плотностью обломков и их твердостью, в конечном счете степень износа обломков делювиальной массы оказывается прямо пропорциональна кубу диаметра частиц, квадрату скорости их перемещения, плотности и длине пути, но обратно пропорциональна твердости (абразивной прочности).

Расстояние, при передвижении на которое объем частиц уменьшается вдвое, вычисленное по формуле П. Штернберга, приводится в табл. 41.

Для каждого минерала существует наименьший критический размер частиц, по достижении которого их окатывание и износ практически прекращаются. Критический размер зерен минералов с плотностью 4—5 составляет 0,05—0,07 мм, для минералов с плотностью 3—4 он достигает 0,12—0,15 мм, а для кварца и близких к нему по плотности минералов он увеличивается до 0,20—0,25 мм.

Механический износ минеральных частиц в делювиальном потоке сопровождается их химическим выветриванием. Суммарным результатом механического измельчения и химического разрушения является концентрация в конечных продуктах речного переноса абразивно и химически стойких минералов. Существенное значение при этом имеет коэффициент смачиваемости минералов. Зерна плохо смачиваемых минералов (монацит, некоторые сульфиды, большинство металлов, алмаз) не имеют защитной поверхностной пленки воды, либо она очень тонкая и непрочная, вследствие чего зерна подобных минералов быстрее других истираются при переносе.

Таблица 41

Длина пути переноса речных обломков разного состава, на котором их объем сокращается вдвое

Порода	Длина пути, км
Мергель	30
Известняк	50
Доломит	60
Гранит	100—150
Кварц	150

А. Кухаренко разделяет минералы россыпей по их миграционной способности на три группы: 1) низкой миграционной способности — киноварь, вольфрамит, шеелит, барит и др.; 2) умеренной миграционной способности — магнетит, гранаты, монацит, касситерит, золото и др.; 3) высокой миграционной способности — хромшпинелиды, ильменит, платина, рутил, циркон, корунд, алмаз и др. В процессе длительной транспортировки аллювия и многократного его переотложения ценные минералы россыпей могут концентрироваться последовательно в соответствии с их миграционной способностью, обусловливая зональность в размещении россыпей различного состава по течению больших рек.

Отложение обломочного материала и концентрация ценных минералов. По поводу условий накопления ценных минералов в аллювиальных осадках и образования речных россыпей существуют три гипотезы.

Первая гипотеза. По этой гипотезе, развивавшейся Ю. Билибиным, концентрация ценных минералов осуществляется в процессе движения массы донных осадков значительной мощности, названной им активным слоем. Скорость перемещения вещества в активном слое неравномерна. В верхней его части движение осуществляется быстрее, с подскоком и перекатыванием обломков, а с глубиной оно замедляется и обусловливается скольжением. Это движение дифференцировано не только по глубине, но и в плане — ускоряется на участках повышенной скорости течения воды и замедляется там, где течение медленнее. Оно изменяется и во времени, приобретая особенно активный характер в паводки и затихая при низкой воде.

При неравномерном смещении массы аллювия в активном слое наибольшее перемещение получают частицы мелкие и легкие, а наименьшее — частицы тяжелые и крупные. Степень подвижности различных фракций аллювия по размеру и массе различна как в разных частях активного слоя, так и в разные периоды. Однако в любое время и на любом участке реки будет происходить

то или иное отставание частиц крупных и тяжелых от общего сноса обломочного материала и накопление их в задерживающейся фракции. При этом могут возникать оптимальные условия, при которых происходит максимальный вынос «пустого» материала и концентрация в остатке тяжелых ценных минералов, создающая основную предпосылку для образования россыпей.

Их окончательное формирование связано с постепенным погружением тяжелых минералов к донной части неравномерно перемещающейся водно-обломочной массы, в соответствии с закономерным расслоением смеси обломков разного размера и массы, рассмотренным выше при характеристике механизма образования делювиальных россыпей. Так, в донной части речных отложений накапливаются слои крупнозернистых песков и галечника в ассоциации с тяжелыми минералами, образующие «пласты» россыпей, перекрытые более тонкозернистыми осадками, фиксирующимися на них по мере спада скорости течения реки.

Вторая гипотеза. Согласно этой гипотезе перемещение обломочного материала по дну реки происходит не в активном слое той или иной мощности, а только на поверхности речных осадков при взмучивании тонкой фракции и сальтации более крупных и тяжелых частиц (М. Великанов). При этих условиях образование россыпей можно представить следующим образом. Отрыв минеральных частиц с поверхности донных отложений и взлет их ограничиваются определенной высотой, на которой скорость взлета становится равной скорости равномерного падения частиц в воде. У этого «потолка сальтации» частица останавливается и начинает медленно падать на дно. Высота «потолка сальтации» может быть определена по формуле (В. Гончаров)

$$h = \frac{0{,}25\,(v - v_п)}{H^{0{,}2} \cdot V} \cdot c,$$

где h — потолок сальтации (расстояние от дна реки);
v — средняя скорость потока;
$v_п$ — передвигающая скорость потока;
H — глубина реки;
V — скорость падения частиц в воде;
c — постоянная величина.

Из этой формулы следует, что высота подъема частиц прямо пропорциональна скорости потока и обратно пропорциональна скорости падения частиц. А последняя, как было указано выше, в свою очередь, прямо пропорциональна размеру и плотности частиц. Таким образом, высота подъема частиц при их переносе в речном потоке при прочих равных условиях будет тем меньше, чем они тяжелее и крупнее. Поэтому в смеси обломочного материала легкие и мелкие частицы будут подпрыгивать от дна реки выше, чем тяжелые и крупные, сноситься дальше последних, позволяя последним накапливаться в остатке.

По мере снижения скорости потока может наступить такой момент, когда будет осуществляться сальтация только легких бесценных минералов, а тяжелые минералы будут оставаться на дне, концентрируясь здесь в связи с выносом легких обломков (рис. 246б). При этом возникают наиболее оптимальные условия для образования россыпей. Так же как и по первой гипотезе, тяжелая фракция ценных минералов будет постепенно проникать книзу и формировать «пласты» россыпных месторождений. Процесс перемещения ценных минералов и их накопления в аллювии может осложняться прилипанием их к легким глинистым комкам и совместным с ними перемещением в подвешенном состоянии (Е. Горбунов).

Третья гипотеза. По данным Н. Шило и Ю. Шумилова, при условии, когда вертикальная составляющая водных потоков достигает 0,05—0,1 горизонтальной скорости, обычно имеющей величину 0,15—0,20 м/с, тяжелые минералы, в частности золото, не способны заметно перемещаться вниз по течению. Это перемещение происходит лишь тогда, когда золото находится в сростках с легкими минералами, например с кварцем. По мере истирания таких сростков золото высвобождается и погружается к донной части аллювиальной массы без заметного перемещения по течению. При этом крупные, но уплощенные, и мелкие, но округлые, зерна будут обладать одинаковой скоростью погружения и концентрации в придонной части аллювия. Таким образом, размеры россыпи и характер распределения в ней золота в существенной

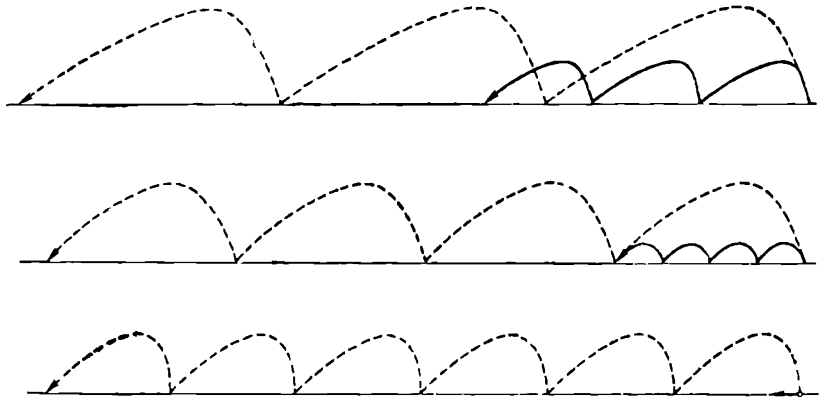


Рис. 246. Схема соотношения перемещения легкой (штриховая линия) и тяжелой (сплошная линия) частиц сальтацией при снижении скорости потока (сверху вниз)

степени зависят не только от гидродинамических условий придонной части руслового потока, но также и от количества золота в сростках, объемного соотношения тяжелых и легких минералов сростков, степени расплющенности золотин.

Следовательно, россыпи формируются не все время, а лишь в определенные моменты при оптимальном для их создания режиме перемещения аллювия по дну реки, зависящем от соотношения скоростей течения реки в разных ее частях и фракционного состава аллювия. Происходящее при этом расслоение речных осадков по размеру, плотности и форме минеральных обломков никогда не бывает совершенным. Поэтому россыпи представляют всего лишь нижние горизонты аллювия, в той или иной мере обогащенные тяжелыми ценными минералами.

Механизм образования прибрежных россыпей. Прибрежные россыпи формируются под влиянием приливов — отливов, волн и береговых течений. Их суммарное действие сказывается в абразии прибрежной зоны, направленной к выработке равновесного профиля берегового склона. По степени развития профиля равновесия различают берега: абрадируемые, стабильные и аккумулятивные. Абрадируемые берега образуют высокие уступы (клифы), подтачиваемые и разбиваемые морскими волнами. Пологие аккумулятивные берега постепенно заносятся рыхлыми отложениями. Те и другие неблагоприятны для образования прибрежных россыпей. Оптимальные условия для их формирования

возникают в стабильных по профилю берегах, вдоль которых происходит непрерывное возвратно-поступательное перемещение морских обломочных масс, их измельчение, сортировка и переотложение.

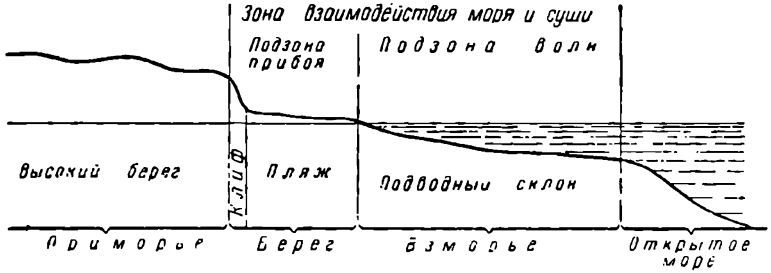


Рис. 247. Схема строения стабильного морского побережья

В поперечном сечении стабильных берегов могут быть выделены следующие элементы их строения: 1) глубинная часть, 2) подводный береговой склон, 3) пляж, 4) клиф, 5) высокий берег. Полоса от подводного берега до клифа является зоной активного взаимодействия моря и суши, разделяющейся на подзону волн и подзону приливов — прибоев (рис. 247).

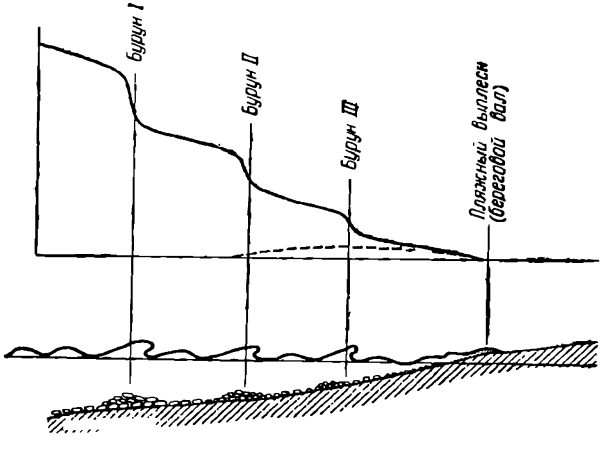


Рис. 248. Схема формирования донных гряд в забурунивании (внизу) и кривые падения энергии (вверху) прибойной (сплошная линия) и возвратной (штриховая линия) волн

Прохождение волн над подводным склоном сопровождается их деформацией, начинающейся обычно с глубины 10—15 м и приводящей к уменьшению их длины при одновременном увеличении высоты. Трение воды о дно замедляет движение нижней части волны и создает опережение в перемещении верхней ее части. Волна становится асимметричной, и в зоне первичного забурунивания гребень ее опрокидывается. При этом кинетическая энергия волны скачкообразно падает и влекомый ею по дну обломочный материал отлагается в зоне забурунивания в виде подводной гряды, вытянутой параллельно набегающей волне. За счет остаточного запаса энергии происходит возрождение волны, дальнейшее ее продвижение к берегу, заканчивающееся новым забурунниванием и образованием очередной гряды, располагающейся ближе к берегу.

Подводные гряды имеют асимметричный профиль с крутым склоном в сторону берега. Вследствие постоянного переката гальки с пологого на крутой склон подводные гряды медленно перемещаются к берегу, а на месте их возникают новые валы. Наконец, волна выплескивается на пляж, полностью теряет кинетическую энергию и за счет силы тяжести скатывается с пляжа, образуя обратное течение, затухающее с глубиной.

Таким образом, в прибрежной зоне кинетическая энергия и скорость движения воды скачкообразно затухают до нуля. При этом на путях движения волны выпадают все более мелкие и легкие частицы обломочного материала, завершающиеся выплеском на пляж наиболее легкой их фракции (рис. 248).

Прибрежные россыпи, сложенные тяжелыми минералами, должны были бы накапливаться в подводных грядах, однако они, как правило, размещаются на пляже. Это связано главным образом с тем, что скорость прибойной волны всегда существенно выше скорости возвратных волн (рис. 249). Вследствие этого прибойная волна поднимается и выбрасывает на берег как тяжелые, так и легкие частицы, а возвратные воды, стекающие обратно в море, способны поднять и вынести только легкие частицы.

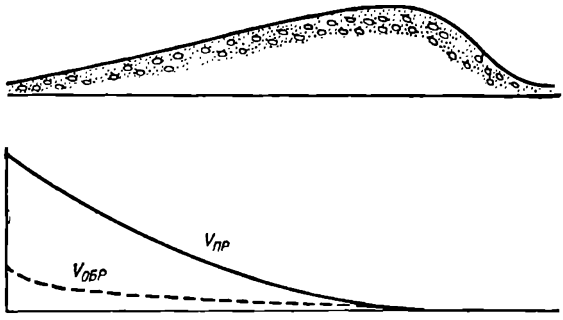


Рис. 249. Соотношение скоростей прибойной ($V_{пр}$) и возвратной ($V_{обр}$) волн у берегового вала. По *В. Логинову*

Более того, волнение моря никогда не бывает постоянным. При его увеличении волны выбрасывают далеко на берег смесь легких и тяжелых частиц, формируя фронтальный береговой вал. При постепенном ослаблении волнения материал прибойных волн уже не достигает берегового вала, они начинают его подмывать со стороны, обращенной к морю, а слабосильные возвратные воды оказываются способными сносить в море лишь легкую фракцию, обогащая оставшуюся часть морского песка тяжелыми минералами.

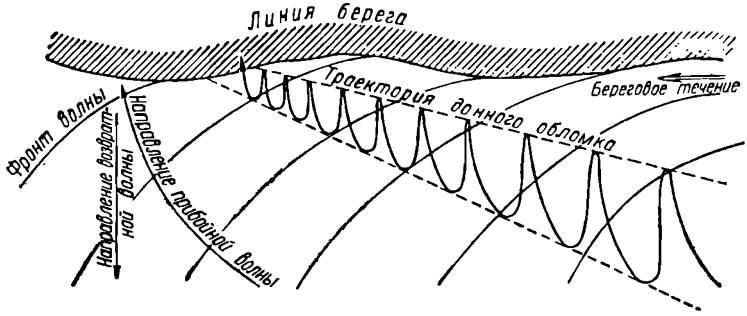


Рис. 250. Схема перемещения обломков вдоль берега моря вследствие прибрежного течения и косых волн

Многократное повторение выброса материала с подводного склона на пляж прибойными волнами и его последующего отмучивания сбегающей водой приводит к образованию прибрежных россыпей. При этом тяжелые минералы не в состоянии проникнуть в плотную массу неподвижных подстилающих песков и накапливаются в верхней части пляжных отложений, подверженной постоянному перемыву морскими волнами. Образующиеся таким образом поверхностные, открытые россыпи резко отличаются от погруженных в глубь осадков всех разновидностей речных россыпей (кроме косовых).

Действие приливов и отливов в создании прибрежных россыпей изучены плохо. Сам по себе этот процесс вряд ли способен формировать россыпные месторождения, но в сочетании с работой прибойных волн он может интенсифицировать их образование.

Таблица 42

Размеры обломочных частиц кварца, перемещаемых ветром различной силы. По *И. Туле, П. Фаглеру* и др.

Ветер	Скорость ветра, м/с	Диаметр частиц, мм	Ветер	Скорость ветра, м/с	Диаметр частиц, мм
Слабый	1	0,05	Свежий	8	0,67
	2	0,12		9	0,78
	3	0,20		10	0,90
	4	0,29	Сильный	11	1,02
Умеренный	5	0,35		13	1,33
	6	0,46		15	1,75
	7	0,57		16	2,00

Прибрежные течения, не нарушая общую схему формирования прибрежных россыпей, вносят в нее известные осложнения. Прибрежные, или дрейфовые, течения «растягивают» обломочный материал вдоль берега со скоростью, достигающей десятков или даже сотен метров в сутки, придавая движению минеральных частиц до их отложения в береговом валу сложный зигзагообразный характер (рис. 250). В связи с этим прибрежные россыпи обычно сильно растягиваются вдоль берега, достигая длины в сотни километров.

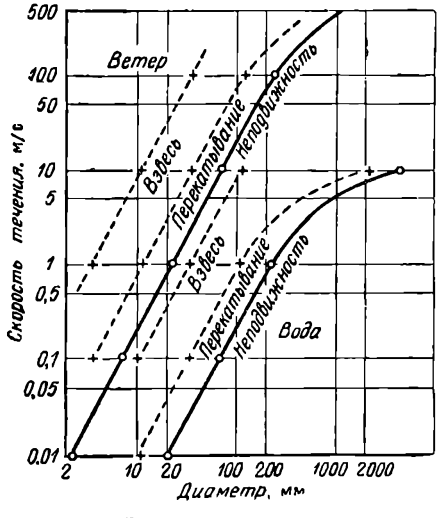


Рис. 251. Зависимость размера перемещаемых обломков от скорости течения воды и воздуха. Из *В. Корренса*

Максимальное интенсивное продольное перемещение материала достигается при подходе волн к берегу под некоторым критическим углом φ, большим 35° и меньшим 50°.

В заключение следует отметить, что концентрация ценных минералов в морских россыпях зависит не от плотности, а от абсолютной массы зерен. Поэтому полноценные россыпи могут формироваться только в том случае, когда размер ценных минералов равен или больше остальных зерен и обломков. В противном случае на пляже будет накапливаться более тяжелая крупная галька породы, а более мелкие и легкие зерна ценных минералов будут сноситься и рассеиваться. Для сопоставления размеров одновременно осаждающихся минералов Г. Тоиртело ввел понятие о *гидравлическом эквиваленте*, представляющем отношение диаметра зерна тяжелого минерала к диаметру равновесного округлого зерна кварца; для золота он составляет 0,12.

Механизм образования эоловых россыпей. Механизм переноса обломочного материала ветром во многом сходен с переносом его водными потоками. Здесь выделяются аналогичные формы движения вещества: во взвешенном состоянии, перекатыванием и волочением. Размер и масса частиц, перемещаемых ветром, зависят от его силы (табл. 42).

При одинаковых скоростях движения размеры частиц, перемещаемых ветром, в сотни раз меньше обломков, переносимых реками. Об этом же сви-

детельствует график размера обломков, перемещаемых водой и ветром (рис. 251).

Во взвешенном состоянии переносятся наибольшие массы обломочного материала, относящегося к тонкой фракции. Перекатывание сочетается с сальтацией, осуществляющейся иногда на сотни метров. Главной формой движения обломочных масс под воздействием ветровых усилий, вследствие которой образуются эоловые россыпи, представляется волочение в сочетании с перекатыванием. В результате этого процесса формируются подвижные песчаные бугры, гряды, дюны и барханы. Движение таких возвышенных масс песков совершается при перекатывании частиц с пологого наветренного склона на крутой подветренный. Вследствие непрерывного перевевания происходит перемещение

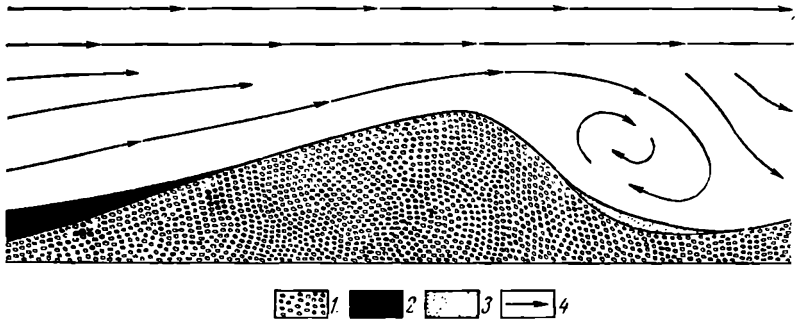


Рис. 252. Схема формирования эоловой россыпи в хвосте дюны (разрез).
1 — дюна; *2* — тяжелая фракция; *3* — легкая фракция; *4* — воздушное течение

материала и общее движение массы, сопровождающееся интенсивной и совершенной сортировкой обломков по массе частиц. Тонкие и легкие частицы уносятся ветром, более грубые и тяжелые постепенно отстают в своем движении и накапливаются в хвостовых частях дюн (рис. 252).

Перенос льдом. Материковые и горные ледники перемещают огромные массы обломочного материала. Однако при этом не происходит существенного истирания, а также сортировки по крупности и массе обломков. Поэтому в моренах не образуются россыпи, а встречающиеся здесь наряду с другими обломки полезных ископаемых могут служить лишь указателями их коренных источников, находящихся выше по движению ледника, используемыми при валунно-ледниковых поисках. Возникающие в процессе таяния ледника водные потоки могут частично рассортировать моренную массу с образованием флювиогляциальных россыпей, также обычно не существенных по их практическому значению.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РОССЫПЕЙ

Связь с коренными породами. Коренные источники ценных минералов россыпей разделяются на три категории: 1) коренные месторождения полезных ископаемых, 2) акцессорные минералы горных пород, 3) древние россыпи.

За счет разрушения коренных месторождений возникают россыпи золота, платины, алмазов, касситерита, вольфрамита, колумбита, киновари. При концентрации акцессориев образуются главным образом россыпи монацита, ильменита, рутила, циркона, граната, магнетита. Древние россыпи могут поставлять минералы обеих групп.

Лучшим источником ценных минералов в россыпях являются кварцевые и кварц-силикатные жилы с крупными первичными выделениями этих минералов. Россыпные месторождения формируются тем легче, чем обильнее коренные источники минералами, необходимыми для их образования. Причем, по мнению Н. Шило, большие и богатые россыпи золота могут возникать не столько за счет разрушения отдельных концентрированных коренных месторождений, сколько при разрушении обширных полей с большим количеством рассредоточенных, подчас мелких и мельчайших рудных тел. При разрушении сульфидных месторождений с тонкодисперсным золотом россыпи не образуются. Из кварц-сульфидных месторождений россыпи возникают за счет разрушения зоны окисления.

Но связь между россыпями и коренными источниками их питания не только количественная. Она отражается и на минеральном составе россыпей, парагенетические ассоциации которых соответствуют особенностям минерального состава материнских пород и сопровождающих их коренных месторождений. В табл. 43 сведены данные о парагенетических ассоциациях шлихов в россыпях, возникающих при разрушении важнейших групп горных пород.

Иногда по особенностям состава и строения минералов россыпей можно установить генетический тип коренных месторождений, за счет разрушения которых образовались россыпи. Известно, что касситериты из пегматитовых, кварцевых и сульфидных месторождений различаются по габитусу кристаллов, размеру зерен, составу элементов-примесей и другим признакам (рис. 253).

Таблица 43

Типичные ассоциации минералов россыпей, возникающие при разрушении некоторых групп горных пород и ассоциированных с ними месторождений

Формация	Ценные минералы	Главные минералы-спутники
Гранитоидная	Ильменит, рутил, циркон, берилл, монацит	Гранаты, магнетит, сфен, апатит, пироксены, амфиболы
То же, с пегматитами	Касситерит, вольфрамит, танталит, колумбит, торит, топаз, берилл	Флюорит, турмалин, сподумен
То же, со скарнами	Магнетит, шеелит, касситерит	Гранаты (зональные), волластонит, везувиан, диопсид, геденбергит, актинолит, тремолит, датолит, скаполит
То же, с гидротермальными месторождениями	Золото, киноварь, вольфрамит, касситерит	Барит, сидерит
Плагиогранит-сиенитовая	Рутил, ильменит, циркон, корунд, монацит, колумбит	Магнетит, апатит, ортит, гранаты, эвдиалит, лопарит, перовскит, эгирин, сфен, флюорит, пироксены, амфиболы
Габбро-диабазовая	Ильменит, лейкоксен, титаномагнетит	Диопсид-авгит, гиперстен, амфиболы, апатит, шпинель
Пироксенитовая (серпентиниты, дуниты, перидотиты, пироксениты)	Платина, осмистый иридий, ильменит, титаномагнетит	Оливин, бронзит, диопсид-авгит, хромшпинелиды, магнетит, гранаты, амфиболы
Перидотитовая	Алмаз, рутил, ильменит	Шпинель, хромпикотит, пироп, хромдиопсид, магнетит, ромбический пироксен, титанавгит, флогопит
Ультраосновная — щелочная с карбонатитами	Пирохлор, апатит, ильменит, титаномагнетит, тантало-ниобаты	Магнетит, ортит, форстерит, сфен, титанавгит, флогопит, перовскит, анатаз, шпинель, амфибол

Подобного рода эволюция формы и свойств отмечается и для других минералов россыпей. Так, например, габитус кристаллов апатита изменяется от удлиненного призматического к изометрическому и пластинчатому с переходом от магматических к гидротермальным его образованиям; призматические кристаллы берилла пегматитов сменяются пластинчатыми выделениями в гидротермальных жилах; корунд плагиоклазитов имеет пирамидальный габитус, а кианитов и андалузитов — толстостолбчатый облик и т. д.

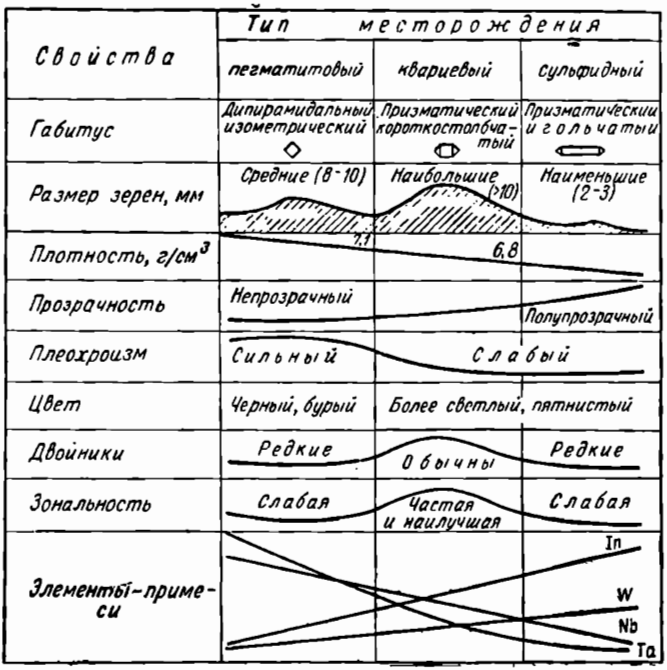


Рис. 253. Некоторые физические и химические свойства касситеритов из россыпей, образованных из эндогенных месторождений олова разных генетических типов. По материалам *Я. Готмана*, *А. Болдыревой*, *Ив. Григорьева*, *Е. Доломановой* и др.

Некоторые минералы частично преобразуются в процессе формирования россыпей. Так, например, в зернах золота появляется высокопробная внешняя оторочка, а их внутреннее ядро под влиянием ударов речных обломков частично перекристаллизовывается.

Связь с фациями обломочных пород. Для образования россыпей огромное значение имеет зрелая кора выветривания. В ней разрушается кристаллическая решетка большинства породообразующих минералов с образованием на их месте размываемых, взмучиваемых и сносимых водой охристых и глинистых продуктов. При этом высвобождаются тяжелые и устойчивые минералы, питающие россыпи.

В формациях влажного гумидного климата при размыве глинистой коры выветривания в изобилии формируются аллювиальные россыпи; могут быть образованы также элювиально-делювиальные и прибрежные россыпи (морские, озерные).

В формациях сухого аридного климата при переработке бокситовой коры выветривания образуются по преимуществу элювиально-делювиальные, пролювиальные и эоловые россыпи; могут встречаться также прибрежно-морские россыпные месторождения.

В аллювиальных месторождениях отмечается тяготение россыпей к определенным фациям речных осадков. В хорошо разработанных речных долинах, возникающих в течение одного эрозионного цикла, согласно Е. Шанцеру, могут быть выделены две группы фаций — русловые и пойменные (рис. 254).

Среди русловых фаций, созданных деятельностью живого русла, выделяются: 1) перлювиальная, 2) пристрежневая, 3) перекатов, 4) прирусловых отмелей.

Перлювиальная фация состоит из грубых валунов, находящихся главным образом в донной части плёсов. Ее развитие обусловливает вихревое движение потока у дна реки, его торможение и улавливание тяжелых минералов россыпей. Разнозернистые фации пристрежневой части и перекатов характеризуются

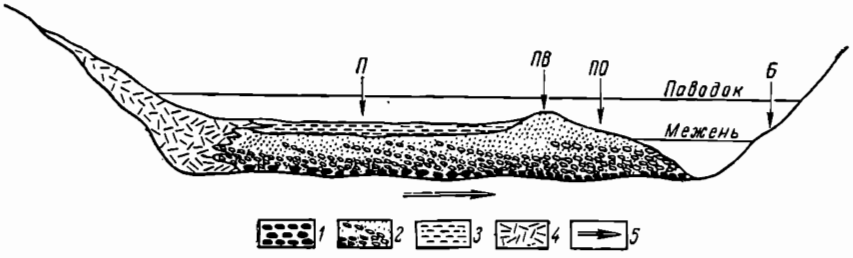


Рис. 254. Схема распределения аллювиальных фаций. По *Е. Шанцеру*.
1 — перлювиальные отложения; *2* — русловые отложения; *3* — пойменные отложения: *4* — пролювий; *5* — направление смещения русла; *П* — пойма; *ПВ* — прирусловый вал; *ПО* — прирусловая отмель; *Б* — бечевник

различной степенью сортировки аллювия, наиболее благоприятной для формирования россыпей. Прирусловая фация косослоистых тонкозернистых песков образуется преимущественно из взвешенных осадков паводковых периодов и менее перспективна для создания россыпей.

Среди пойменных фаций, возникающих вследствие затапливания поймы в паводковые периоды, выделяются фации: 1) прируслового вала, 2) приречная, 3) внутренняя, 4) вторичных водоемов. Подавляющая часть их сложена тонким глинистым материалом, выпавшим из мутных вод паводков, перекрывающим разнозернистые русловые отложения. Более грубый материал отлагается в узкой зоне прируслового вала. В пойменных фациях россыпи, как правило, не образуются.

Сформированные в определенной фациальной обстановке россыпи, так же как и заключающие их обломочные отложения, в дальнейшем могут подвергаться эпигенетическим преобразованиям.

В стадию диагенеза происходит литификация осадков и преобразование их в прочную породу. Это превращение сопровождается дегидратацией осадков, их цементацией, раскристаллизацией осадочных гелей, выпадением из поровых растворов таких минералов, как марказит, пирит, анкерит, гидрогётит, пиролюзит, барит, халцедон, опал, гипс. Более глубокое диагенетическое изменение сказывается на регенерации обломков, обрастании их материалом того же состава в виде правильных гомоосевых оболочек или более сложных вторичных скорлуп (А. Кухаренко).

Геоморфологический фактор. Россыпи, приуроченные к различным геоморфологическим элементам речных долин, каскадом спускаются от их водоразделов к руслу реки (рис. 255). На водораздельных плато располагаются

делювиальные россыпные месторождения. По склону коренных пород протягиваются шлейфы элювиальных россыпей. У подножия склона, на прислоненной части верхней террасы, могут находиться россыпи пролювия. Ниже господствуют аллювиальные россыпные месторождения. В террасах могут находиться россыпи предыдущих эрозионных циклов, в отложениях долины, ниже пойменных осадков, располагаются долинные россыпи, в донных осадках реки — русловые, а на прирусловых отмелях — косовые россыпи (рис. 256).

Формирование всех этих классов россыпных месторождений связано с эрозионной деятельностью реки, вырабатывающей свои равновесные продольный и поперечный профили. Эрозионный цикл распадается на три стадии: 1) раннюю, или юную, 2) среднюю, или зрелую, и 3) позднюю, или дряхлую.

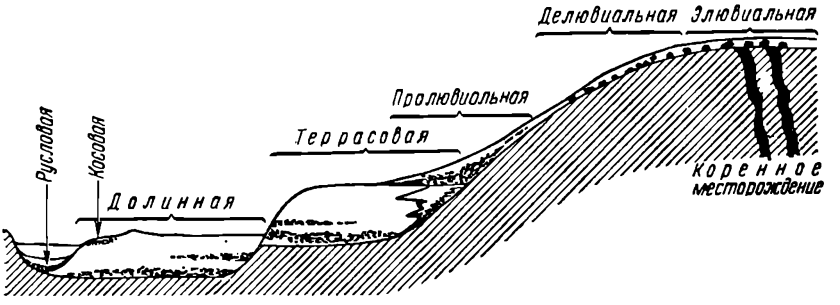


Рис. 255. Схема размещения россыпей различных классов и подклассов в поперечном сечении речной долины

В юную стадию при крайне неравновесном продольном профиле реки происходит в основном интенсивное углубление ее русла. Река течет в узких порожистых и водопадистых ущельях, имеет крутой уклон, обладает быстрым течением, пропиливающим свое русло. В эту стадию преобладает снос речных отложений предыдущего цикла, подхватываемых потоком обломочных масс склонов и размываемых рекой коренных пород. Такая обстановка неблагоприятна для образования россыпей, но важна для сноса россыпеобразующего материала.

В зрелую стадию осуществляется разработка речной долины при преобладающей боковой эрозии. Река извивается, меандрирует, подмывает берега, сортирует свои осадки. Ценные минералы не сносятся, а погружаются книзу. Эти условия оптимальны для создания речных россыпных месторождений.

В дряхлую стадию, с отработанным продольным профилем реки на выровненной местности, эрозионная деятельность предельно снижается. Только паводковые воды осуществляют некоторый снос глинистой фракции речных осадков, не влияя при этом на образование россыпей. В соответствии с этим россыпи в долинах современной гидросети разделяются по геоморфологическому типу долин (А. Божинский и др.).

При повторяющихся эрозионных циклах происходит переработка речных отложений предшествующего цикла вместе с заключенными в них россыпями, приводящая обычно к выносу значительной массы «пустых» осадков и обогащению вновь формирующихся россыпей ценными минералами. Таким способом образуются наиболее значительные россыпи.

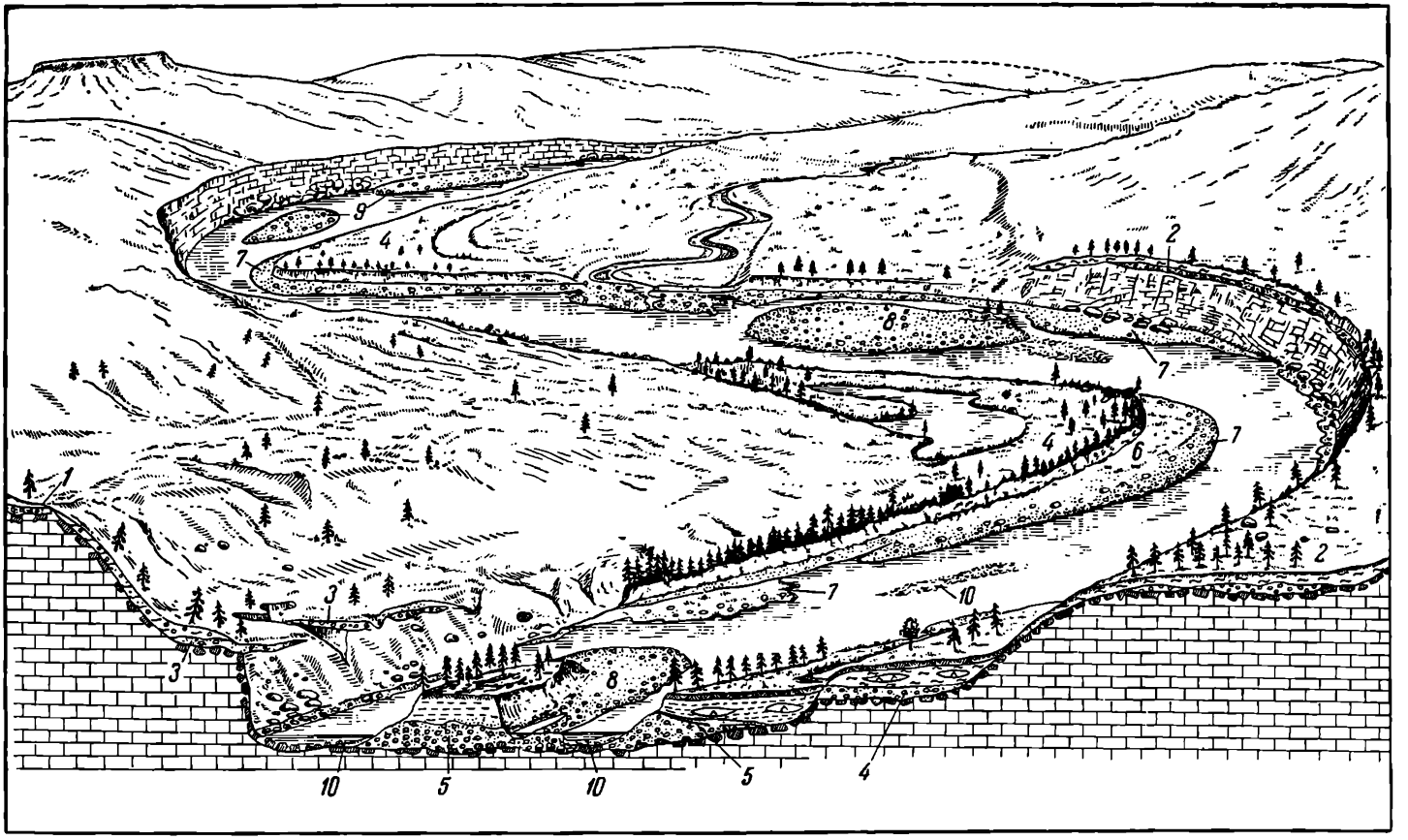


Рис. 256. Геоморфологическая схема долины р. Мархи в районе россыпи «Верхние острова». По *А. Бобриевичу*.

Террасовые россыпи: *1* — 5-й террасы; *2* — 4-й террасы; *3* — 3-й террасы; *4* — 2-й террасы; *5* — 1-й террасы. Долинные россыпи: *6* — пойменные; *7* — береговых отмелей, береговых валов, бечевников; *8* — шлейфовые размытых террасовых останцов; *9* — намывных кос, островов, отмелей; *10* — собственно русловые

Выработка продольного равновесного профиля реки, как правило, начинается от ее устья при постепенном распространении к истокам. При этом разные части речной системы оказываются в различных стадиях эрозионного цикла. В соответствии с этим в бассейнах рек, вырабатывающих свой профиль, выделяются четыре зоны (Ю. Билибин): 1) зона зрелых долин нового цикла, приходящаяся на нижнее течение реки; 2) зона расширения долин, расположенная выше по течению реки и ее притоков; 3) зона углубления долин, находящаяся еще выше; 4) зона зрелых долин старого эрозионного цикла, охватывающая истоки рек (рис. 257).



Рис. 257. Геоморфологическая зональность.
I — зона зрелых долин нового цикла; *II* — зона расширения долин; *III* — зона углубления долин; *IV* —зона зрелых долин старого цикла

В зоне зрелых долин нового эрозионного цикла могут быть долинные и иногда террасовые россыпи ценных минералов, выдерживающих дальний перенос.

Зона расширения долин обычно бывает наиболее продуктивна для россыпей. В ней могут находиться россыпи всех подклассов аллювиального класса.

Зона углубления долин в общем случае может содержать только террасовые россыпи.

Зона зрелых долин старого эрозионного цикла характеризуется небольшими, но иногда богатыми, преимущественно русловыми и долинными россыпями вершин и отвершков рек.

Приведенную геоморфологическую зональность распределения речных россыпей можно рассматривать как принципиальную, но достаточно схематичную. Отклонения, нарушающие эту общую схему, обусловливаются различной крепостью пород, пересекаемых реками; висячим характером маломощных притоков крупных рек с опережающей выработкой их профиля; местным понижением базиса эрозии и другими причинами. Для формирования речных россыпей неблагоприятна высокогорная и равнинная обстановка. Оптимальные условия для их образования возникают в средне- и мелкогорном рельефе. На территории Якутии, например, все россыпные месторождения сконцентрированы в высотном интервале 650—950 м (Ю. Трушков). По данным Ю. Трушкова, эрозионно-денудационный срез определяет количество металла, переведенного

из коренных источников в россыпи. Так, например, в Верхоянской складчатой области оловоносные поля располагаются над гранитными массивами, а поля золотого оруденения преимущественно ниже, поэтому для формирования россыпей олова благоприятны районы с эрозионным срезом на уровне гранитной кровли, а для развития россыпей золота — районы, в которых гранитные массивы вскрыты на глубину до 1 км.

Геоморфологический анализ имеет значение не только для определения условий образования юночетвертичных россыпей, но также для понимания обстановки формирования и сохранения древних россыпных месторождений. Так, И. Рожков выделяет на Урале четыре геоморфологические зоны:

1) зона преобладающей эрозии на древней выровненной поверхности водоразделов, покрытой мощной мезозойской корой выветривания, с распространением россыпных месторождений мезозойского, третичного и четвертичного возраста;

2) зона интенсивной денудации и глубокого эрозионного среза на склонах без значительных россыпей;

3) зона преобладающей денудации и менее глубокого эрозионного среза предгорий с локальными россыпями;

4) зона преобладающей аккумуляции прилегающей низменности, в которой россыпи практически отсутствуют.

Благоприятными геоморфологическими условиями для образования прибрежных россыпей являются: общая расчлененность рельефа побережья, молодость речной сети, небольшое протяжение многочисленных рек, отличающихся узкими долинами, затрудняющих формирование аллювиальных россыпей и способствующих быстрейшему выносу обломочного материала в море.

Тектонический фактор. Для создания и сохранения россыпей имеют значение тектонические движения, предшествующие, сопровождающие и последующие по отношению ко времени их образования. Во всех случаях особенно важны перемещения крупных блоков по региональным сбросам.

Во время, предшествующее созданию россыпей, по таким сбросам выдвигаются блоки пород и коренных месторождений, подставляющие свои бока выветриванию, разрушению, размыву, сносу и являющиеся источником обломочных масс различного генезиса, с заключенными в них россыпями.

В процессе формирования аллювиальных россыпей крупноблоковые тектонические перемещения обновляют базисы местной и генеральной эрозии, создавая условия для повторных циклов эрозионной деятельности, вследствие которых формируются богатые россыпи, возникающие от многократного перемыва речных осадков. Повторение тектонических движений приводит к повторяемости эрозионно-аккумулятивных циклов и возникновению россыпей все более и более молодого возраста.

Например, по Н. Лебедевой, на Дальнем Востоке формирование рыхлых отложений в течение верхнетретичного и четвертичного времени происходило под воздействием вертикальных тектонических движений. Эти движения в разные эпохи неоген-четвертичного времени проявились с различной амплитудой и знаком. Намечаются две эпохи интенсивных тектонических поднятий, размыва, отложения грубообломочных толщ и формирование россыпей: 1) плиоценовая (суйфунская) и 2) средневерхнечетвертичная (верхнеханкайская). Первой эпохе соответствует образование водораздельной поверхности, а второй — поверхности выравнивания, отвечающей уровню третьей террасы. Наряду с этими эпохами воздымания отчетливо выделяются две эпохи с преобладанием тектонического погружения и отложения тонких глинистых осад-

ков: 1) верхнеолигоценового — миоценового и 2) верхнеплиоценового или нижнечетвертичного (нижнеханкайского) времени.

Такого же рода движения могут привести к плавному подъему морских берегов и замедленному или полному прекращению отложения ценных минералов на их пляжах. Или, наоборот, к медленному погружению берега, постепенному наступлению фронта абразии и следующей за ней линии накопления прибрежных россыпей.

На территории Украины известны мезо- и кайнозойские титановые россыпи. По данным М. Веклича, в периоды поднятий и регрессий (тоарский век ранней юры, ааленский и байосский века средней юры, ранний мел, поздний мел — палеоген, поздний олигоцен — ранний миоцен, плиоцен — антропоген) формировались аллювиальные россыпи. В периоды опусканий и трансгрессий, особенно отчетливые для позднего мела и среднего — позднего миоцена, возникли прибрежно-морские россыпи.

С высоко выдвинутых после образования россыпей тектонических блоков россыпи могли быть полностью удалены денудацией, а в низко просевших блоках — перекрыты мощными толщами молодых осадков и запечатаны на большой глубине.

Климатический фактор. В высоких широтах субарктической зоны происходит интенсивное физическое разрушение коренных пород в деятельной зоне, расположенной между дневной поверхностью и верхней границей вечной мерзлоты. Вместе с тем химическое выветривание здесь резко затормаживается и кора выветривания не образуется.

Согласно Н. Шило, в субполярных областях в массах обломочного материала склонов не происходит высвобождения ценных минералов, и они не образуют существенных элювиальных и делювиальных россыпей. Обломочный материал в этих условиях разрушается в основном механически речными потоками с высвобождением ценных минералов и образованием речных россыпей в тех участках реки, где начинается грануляция аллювия, и иногда удаленных на значительное расстояние от коренных источников.

В климатической обстановке средних широт уже возникают условия, более благоприятные для образования россыпей склонов и питания рек не только грубообломочным материалом, но и частично гранулированной массой с высвобожденными зернами ценных минералов.

Наиболее совершенные условия свойственны климату субтропического и тропического поясов с его идеальной корой выветривания, питающей огромными массами легкосортируемого материала прибрежные части озер и морей.

Гидрографический фактор. Лучшие условия для формирования россыпей возникают в реках с неравномерным внутригодовым распределением массы воды, вследствие которого чередование в прохождении малых и больших количеств воды резко меняет скорость потока в течение года, способствуя перемыву речного материала и формированию россыпных месторождений. Наиболее благоприятно для образования россыпей сопряжение притоков под крутым и встречным углом, создающее торможение в движении воды в месте впадения притока в реку.

Геологический возраст. Наиболее распространены современные юночетвертичные россыпи всех генетических классов. Широко известны также верхне-, средне- и нижнечетвертичные россыпные месторождения, зафиксированные в морских и речных террасах, а также в отложениях четвертичных палеорусел. Чем дальше в глубь веков, тем россыпи появляются все реже и реже. Среди них все меньше отмечается сравнительно небольших речных месторождений

и обнаруживаются лишь относительно крупные древние дельтовые и морские образования.

В толщах третичной системы известны аллювиальные и прибрежные морские циркон-рутил-ильменитовые, а также лейкоксеновые россыпи олигоцен-миоцена Приднепровья, олигоцена Зауралья, Сибири и Казахстана, палеоцена Салаира; плиоценовые аллювиальные золотые и платиновые россыпи Урала, золотые россыпи Восточного Забайкалья, Салаира, Дарваза, Алдана и Балея; неогеновые алмазы и делювиальные россыпи горного хрусталя миоценового возраста Урала.

В меловых осадках находятся циркон-ильменитовые прибрежные морские россыпи Украины и кийской свиты Сибири, а также аллювиальные золотые россыпи Зеи, Хингана, Кузнецкого Алатау и Восточного Забайкалья. В юрских толщах известны золотые россыпи Урала, Байкало-Витимского нагорья и Енисейского кряжа, ильменита Волыни, а также лейасовые россыпи алмазов Якутии.

Еще более редкими оказываются россыпи палеозойской группы. Их примером могут служить находки алмазов в пермских конгломератах Якутии, наличие золота в конгломератах того же возраста Северного Урала, Северного Кавказа и Восточной Тувы. В осадках каменноугольного возраста отмечены россыпное золото в Кузнецком Алатау, ильменитовые пески в Казахстане и Воронежской области. В горизонтах кварцевых песков девона западного склона Урала и Тимана зафиксированы слабо метаморфизованные рутиловые и ильменит-лейкоксеновые россыпи. Еще более древние и интенсивно метаморфизованные россыпи титана и циркония уже рифейского и протерозойского возраста известны в метаморфических сланцах Башкирского поднятия.

Некоторые геологи относят к метаморфизованным древним дельтовым россыпям крупные золото-урановые месторождения Витватерсранда в Южной Африке и аналогичные урановые месторождения Блэнд Ривер в Канаде, залегающие в виде пластов конгломератов среди терригенных пород протерозоя.

Связь с другими генетическими группами. Россыпи образуют достаточно независимую группу месторождений полезных ископаемых. Однако своими коренными источниками они часто связаны с эндогенными, преимущественно пегматитовыми и гидротермальными образованиями. Кроме того, в седиментационных речных, прибрежно-озерных и морских фациях россыпи сближаются с осадочными месторождениями.

ЭЛЮВИАЛЬНЫЕ, ДЕЛЮВИАЛЬНЫЕ И ПРОЛЮВИАЛЬНЫЕ РОССЫПИ

Элювиальные россыпи. Их контуры примерно отвечают площади распространения коренных источников. Они состоят из крупнообломочного несортированного материала, содержание ценного минерала в котором в общем близко к его концентрации в коренном источнике. Оно иногда несколько повышается за счет вымывания дождевой водой рыхлых продуктов физического и химического выветривания. Элювиальные россыпи могут быть открытыми и представлять развалы коренных пород. Иногда они перекрываются плащом «пустых» обломочных осадков или почвой и дерном. Наиболее благоприятно для создания элювиальной россыпи образование на месте разрушающегося коренного тела прогиба местности и заполнение этой депрессии обломками. Примером таких россыпей могут служить россыпи алмазов материковой части Танзании, где в депрессиях над выходами легковыветривающихся кимберлитовых трубок возникали богатые алмазами остаточные щебнево-глинистые россыпи (рис. 258).

Размеры элювиальных россыпей целиком определяются площадью коренных месторождений.

Практическое значение элювиальных россыпей по сравнению с делювиальными и особенно пролювиальными, аллювиальными и латеральными небольшое.

Известны элювиальные россыпи золота, находящиеся во многих странах, элювиальные россыпи алмазов Якутии и Южной Африки, можно отметить платиновые россыпи Урала, бадделиитовые россыпи Бразилии, касситерит-колумбитовые россыпи Малайзии, Индонезии, Забайкалья и ряда других территорий.

Делювиальные россыпи. Контуры делювиальных россыпей, формирующихся под воздействием вековых гравитационных смещений рыхлого обломочного материала, вытянуты вниз по склону. Их вершина связана с коренным источником, а фронтальная часть делювиального шлейфа может достигать подножия склона, переходя здесь в пролювиальную россыпь. Такие россыпи имеют длину несколько десятков — первые сотни метров, редко более. Распределение ценных минералов в них неравномерное; оно богаче в вершине

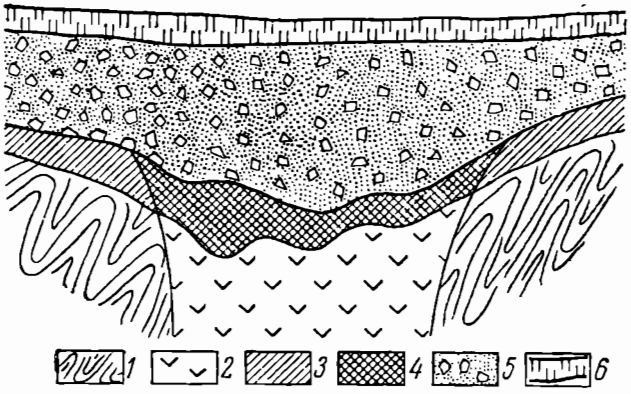


Рис. 258. Элювиальная россыпь алмазов трубки Мабука, Танзания (в поперечном разрезе). По *У. Битчу*.
1 — серицитовые сланцы; *2* — кимберлиты: *3* — элювий; *4* — алмазоносный элювий; *5* — фангломераты; *6* — почвенный покров

россыпи. По направлению книзу обычно происходит постепенное разубоживание за счет смеси обломков, содержащих ценный минерал, с дресвянистой массой «пустых» пород и планомерного истирания ценных минералов. Так, по К. Рейборну и Г. Мильнеру, содержание вольфрамита в делювиальной россыпи при перемещении на 400 м от коренного источника уменьшается более чем в 24 раза. По мере продвижения вниз по склону тяжелые обломки с ценными минералами начинают сепарироваться в продольных ложбинах склона и делювиальная россыпь разбивается на струи (рис. 259).

Формирование делювиальных россыпей осложняют процессы солифлюкции, приводящие, по С. Бочу, к перемещению обломочной массы на значительное расстояние даже на пологих склонах всего в 3—5° и образованию сложных многоярусных месторождений.

Делювиальные россыпи, так же как и россыпи элювия, могут быть открытыми или перекрытыми слоем наносов и пластов почвы. Примерами их могут служить россыпи золота, известные в ряде золотоносных провинций, а также россыпи алмазов в Африке, горного хрусталя на Урале, касситерита и вольфрамита в Забайкалье, корунда в Казахстане, валунчатых железных руд на Урале. Среди делювиальных россыпей изредка встречаются существенные месторождения, но в целом они уступают промышленному значению аллювиальных россыпей.

Пролювиальные россыпи. Этот тип россыпей формируется в комплексе рыхлых отложений, накапливающихся у подножия гор вследствие смывания

временными потоками обломочного материала склонов. Для них характерны конусы выноса, которые могут слиться в непрерывную полосу, окаймляющую подошву гор и называемую пролювиальным шлейфом. Обломочный материал пролювиальных шлейфов слабо окатан и плохо сортирован. Россыпи этого типа редкие. Их примером могут служить алмазная россыпь Луембе-Чиумбе в Африке, а также древнечетвертичная монацитовая россыпь Сибири. В пролювии из-за плохой сортировки обломочного материала редко встречаются промышленные месторождения, хотя некоторые из них достигают крупных размеров.



Рис. 259. Рудные струи делювиальной россыпи (в плане).

1 — коренные жилы; *2* — делювиальная россыпь

АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ РОССЫПИ

Строение россыпей. В классе аллювиальных россыпей выделяются подклассы: косовой, русловой, долинный, террасовый и дельтовый.

Косовые россыпи приурочены к отложениям фации прирусловых отмелей и формируются в речных излучинах намывных берегов, во внутрирусловых отмелях (осередки), в галечных шлейфах островов и в отложениях проток. Все они приурочены к речным отложениям высокой воды, распределяются в виде частых, но мелких линзовидных скоплений тонкозернистых минералов, часто пластинчатой формы, в верхней части песков и галечников. Они подвержены легкому размыву, могут сформироваться в один сезон и полностью смыться в следующий паводковый сезон. Практическое значение их небольшое.

Дельтовые россыпи относятся к переходным от речных к прибрежно-морским. В дельтовой фации аллювия иногда накапливается тяжелая фракция ценных минералов обычно в виде мелких спорадических струй тонкозернистого состава. Примером их могут служить непромышленные месторождения золота в Новой Зеландии, платины в Британской Колумбии, ильменита в устье Нила и др. К ним же относятся дельтовые россыпи касситерита в устьях рек Юго-Восточной Азии, погруженные под уровень океана вследствие опускания берегов.

Все остальные разновидности речных отложений тяготеют к донным частям долинного аллювия. Они разделяются на россыпи простые, с одним горизонтом ценных минералов, и сложные, с двумя или несколькими горизонтами скоплений полезных минералов.

В поперечном сечении аллювиальных россыпей выделяются (рис. 260): 1) плотик, 2) пески, или пласт, 3) торфа, 4) почвенный слой (во всех разновидностях, кроме русловых).

Плотик бывает коренной и ложный. Коренной плотик сложен коренными породами дна речной долины, состав и строение которых имеют огромное значение в формировании россыпей. С этой точки зрения могут быть выделены три категории коренных плотиков: 1) ровный и гладкий, 2) волнистый, 3) ребристый (рис. 261).

Ровный и гладкий плотик образуется при разработке русла в массивных породах. Он не благоприятствует концентрации россыпей.

Волнистый плотик возникает в неравномерно размываемых породах и отличается наличием выступов и углублений речного ложа, способствующих развитию турбулентного движения потока, вихревых возмущений у его дна и неравномерному, гнездовому, иногда очень мощному накоплению ценных минералов. Крайней разновидностью волнистого плотика может служить раскарстованный плотик карбонатных пород, сложноочерченные промоины которого улавливают крупные массы ценных минералов.

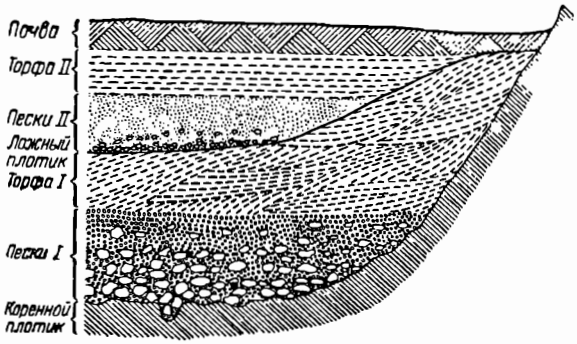


Рис. 260. Схема строения аллювиальной россыпи в поперечном разрезе

Ребристый плотик возникает, когда река размывает сланцы, тонконапластованные или густотрещиноватые породы. Особенно благоприятно для образования россыпных месторождений встречное положение каменной щетки дна

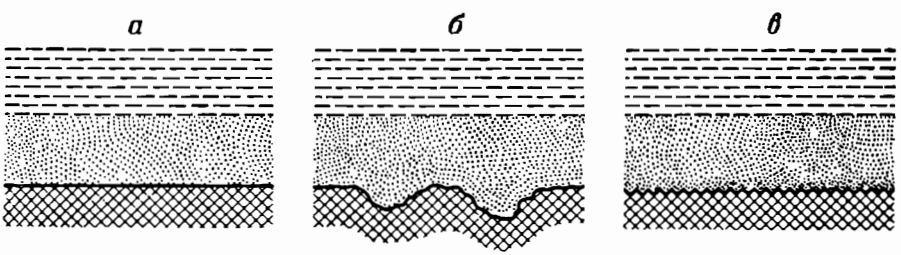


Рис. 261. Схема строения россыпей с коренным плотиком разного типа:
а — гладкий, *б* — волнистый, *в* — ребристый

реки, способствующее появлению протяженных и богатых россыпей. При этом часть минералов может забиваться в расщелины ребровика, проникая иногда на глубину в первые десятки сантиметров.

Ложный плотик подстилает верхние залежи сложных россыпей. Такие сложные россыпи могут образоваться при попеременном отложении металлоносных песков и торфов, обусловленном чередованием длительных периодов размыва и накопления осадков (рис. 262). Обычно ложный плотик слагается глиной, находящейся в кровле ниже расположенного пласта.

Пески состоят из валунно-галечных отложений, содержащих в качестве связующей массы ту или иную примесь песчаного и глинистого материала. В них концентрируется основная масса тяжелых минеральных частиц, образуя так называемый «пласт».

Торфа представляют собой песчано-глинистые осадки, иногда с линзами галечника, чаще всего относящиеся к фации прирусловых отмелей, обедненные тяжелыми минералами; граница между торфами и песками обычно постепенная.

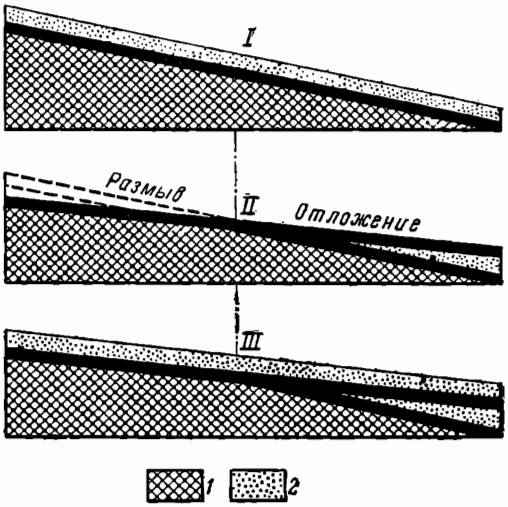


Рис. 262. Схема образований сложной россыпи при перемыве простой россыпи.
1 — плотик; *2* — пески

Погребенные россыпи возникают в случае их перекрытия какими-либо более молодыми породами, образование которых не является неразрывно связанным с процессом образования самой россыпи (рис. 263). Среди пород, перекрывающих россыпи и превращающих их в погребенные, могут быть: 1) морские и озерные, 2) аллювиальные, 3) пролювиальные, 4) ледниковые, 5) эоловые, 6) вулканические (покровы лав и пеплов).

Распределение ценных минералов. Аллювиальные россыпи могут начинаться непосредственно от их коренных источников, когда в речные отложения поступает хорошо гранулированный материал глубоко проработанной коры выветривания (см. рис. 163). При формировании россыпи за счет перемалывания крупнообломочного материала речным потоком и освобождения ценных минералов на некотором этапе их пробега россыпные месторождения не причленяются непосредственно к коренным источникам.

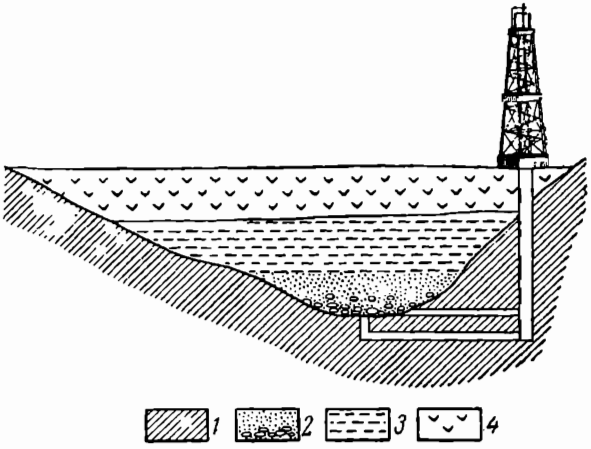


Рис. 263. Поперечный разрез погребенной под покровом базальта аллювиальной россыпи Виктории в Восточной Австралии. По *Ю. Билибину*.
1 — коренные породы; *2* — россыпь; *3* — торфа; *4* — базальты

От своей вершины, или головы, россыпь вытягивается вниз по течению до своего окончания на разное расстояние, в зависимости от гидрологического режима, богатства коренного источника и поведения зерен и сростков ценных минералов в речном потоке. При прочих равных условиях далее всего распространяются наиболее легкие и прочные зерна алмазов, иногда транспортирующиеся рекой более чем на 500 км. Известны достаточно протяженные россыпи золота и платины, прослеживающиеся до 10 км. Значительно более короткие россыпи образуют вольфрамит, касситерит и колумбит, менее прочные зерна которых не выдерживают длительного переноса и размалываются в пыль; однако и эти россыпи могут протягиваться на километры. Минимальное расстояние выдерживают шеелит и киноварь, обычно измельчающиеся на рассто-

ялии нескольких сотен метров от места вхождения их в поток в свободном состоянии.

Ценные минералы почти никогда не распределены в пласте равномерно. В соответствии с неравномерно струйчатым распределением скоростей в турбулентном речном потоке фракции аллювия по массе и размеру частиц (в том числе и фракция ценных минералов) выполняют ложе реки в виде прерывистых продольных узких полос, обусловливая струйчатый характер скоплений ценных минералов в россыпях.

Аллювиальные месторождения разнообразных полезных ископаемых по степени выдержанности продуктивного горизонта и распределению в нем ценных минералов принято разделять на хорошо выдержанные, выдержанные и невыдержанные (рис. 264).

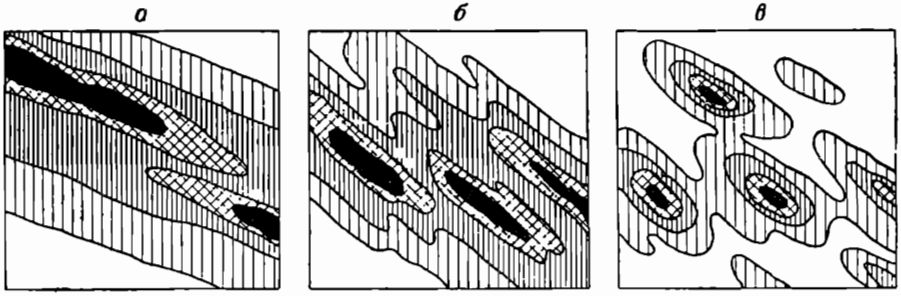


Рис. 264. Распределение ценных минералов в аллювиальной россыпи.
а — хорошо выдержанная, *б* — выдержанная, *в* — невыдержанная россыпь

Хорошо выдержанные россыпные месторождения характеризуются более или менее равномерным распределением ценного минерала, относительно постоянной мощностью пласта и сравнительно ровным плотиком с незначительным уклоном. Продуктивный горизонт (пески) по литологическому составу отчетливо отграничивается от вышележащих осадков (торфов). К этому типу относятся русловые, долинные и террасовые россыпи крупных рек с хорошо разработанной долиной.

Выдержанные по ширине и длине россыпные месторождения с менее равномерной концентрацией ценных минералов обычно характеризуются неровным плотиком с крутым уклоном. Пласт по литологическому составу не всегда отличается от вышележащих осадков и оконтуривается по данным опробования. Зерна ценного минерала имеют различную степень окатанности, часто встречаются самородки, крупные кристаллы и сростки. К этому типу принадлежат россыпи средних размеров речных долин и ключей (рис. 265).

Невыдержанные россыпи отличаются прерывистым, гнездовым распределением ценного минерала, иногда образующего богатые локальные скопления («фартовое золото»). Они выделяются по невыдержанной мощности песков и торфов, по изменчивой ширине россыпи. Пласт или отдельные гнезда ценных минералов устанавливаются только по данным опробования при разведке или во время эксплуатации. Плотик россыпи обычно бывает неровным, с крутым падением, частыми промоинами и разделяющими их выступами. Зерна ценных минералов неровные по размерам, плохо окатаны; часто встречаются крупные кристаллы и самородки; обычно сростки с другими минералами. К этому типу принадлежат россыпи мелких ключей, логов и распадков, а также большинство делювиальных и элювиальных россыпей (рис. 266).

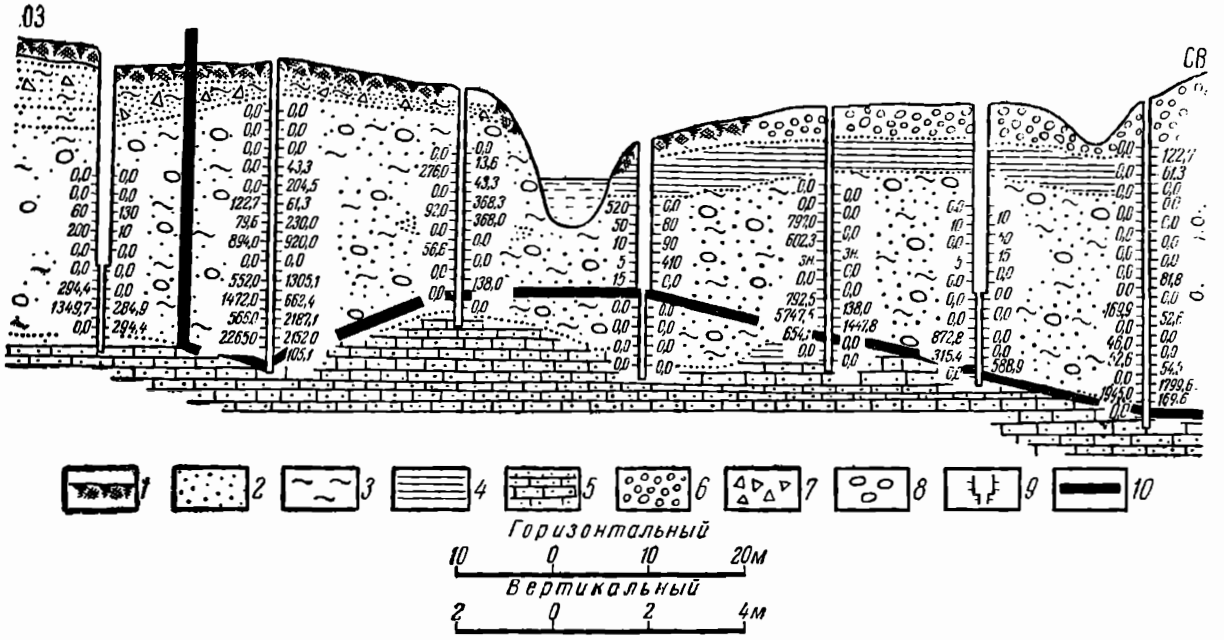


Рис. 265. Поперечный профиль части выдержанной россыпи золота.

1 — растительный слой; *2* — песок; *3* — глина; *4* — суглинок; *5* — песчаник; *6* — галечник; *7* — щебень; *8* — валуны; *9* — шурф-скважина (поперечные черточки — места отбора проб, цифры против них — содержание золота); *10* — контур отработки

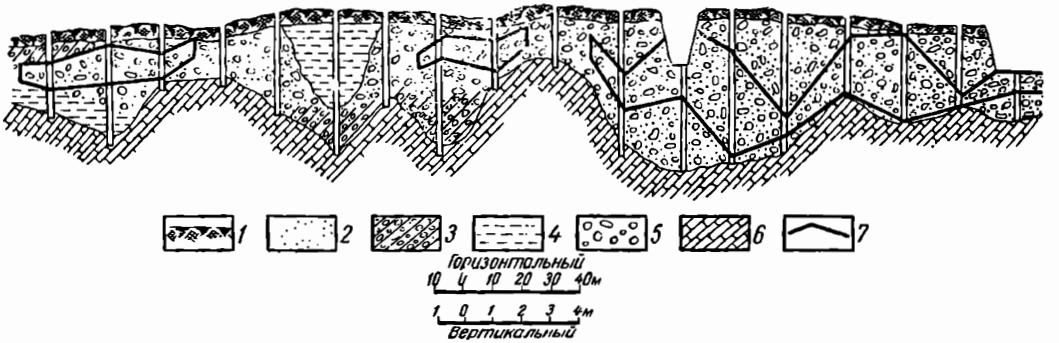


Рис. 266. Поперечный профиль невыдержанной россыпи золота.

1 — растительный слой; *2* — песок; *3* — супесь; *4* — суглинок; *5* — галька; *6* — коренные породы; *7* — контур промышленной руды

Среди аллювиальных россыпей известны различные, в том числе и крупные, месторождения. Так, например, запасы золота в больших современных россыпях достигают десятков тонн при содержании его от нескольких граммов до десятков миллиграммов на кубический метр песков. Если считать, как это полагают некоторые геологи, южноафриканское месторождение Витватерсранд россыпью дельты древней реки, то его запасы измеряются десятками тысяч тонн золота при среднем содержании около 8 г/т. Известны также крупные аллювиальные месторождения платины, алмазов, олова и вольфрама.

ЛАТЕРАЛЬНЫЕ РОССЫПИ

Среди прибрежных морских и океанических россыпей необходимо различать россыпи истинные и погруженные под уровень моря или океана дельтовые части аллювиальных россыпей. Последние не относятся к латеральным и ниже не рассматриваются.

Истинные прибрежные морские и океанические россыпи отличаются следующими особенностями (по В. Пятнову):

1) они располагаются узкой полосой между линиями прилива и отлива, а в закрытых бассейнах, где не наблюдается приливов и отливов, в зоне прибоя;

2) для них наиболее типичны россыпи рутила, ильменита, циркона, иногда касситерита, алмазов, совсем редко золота и платины; содержание типичных минералов в этих россыпях значительно выше чем в аллювиальных, и достигает десятков процентов, в отдельных случаях доходя до 60—80% массы песка;

3) им свойственны хорошо отсортированные, равномернозернистые, обычно тонкозернистые, хорошо окатанные скопления ценных минералов;

4) протяженность таких россыпей может быть очень большой, достигать десятков и даже сотен километров; мощность пластов, обогащенных ценными минералами, даже в наиболее крупных мировых месторождениях редко превышает 1 м;

5) россыпи этого класса обычно залегают в самой верхней части песчаных отложений побережья и реже бывают перекрыты маломощным слоем песка 0,5—1,25 м (рис. 267);

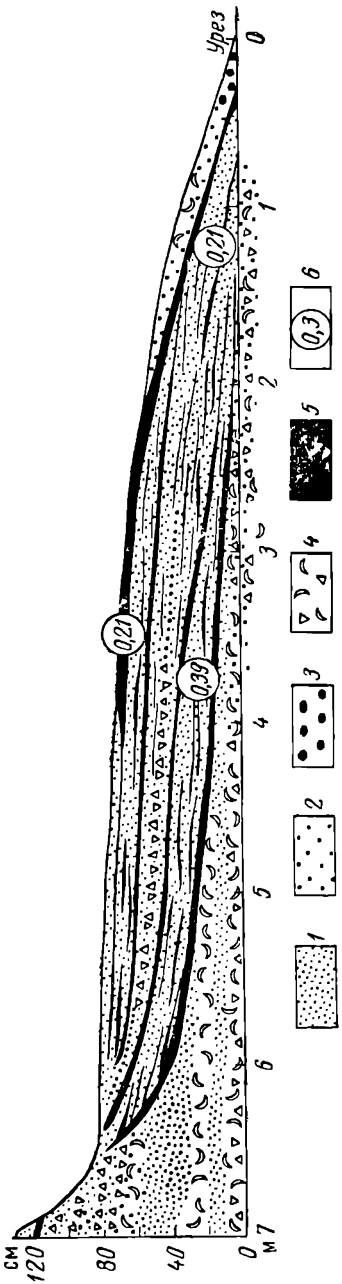


Рис. 267. Строение прибрежной россыпи. По *Ф. Щербакову* и *Ю. Паллидису*.

2 — крупный песок и гравий; 3 — галька; 4 — ракушка и ракушечный детрит; 5 — концентрат тяжелых минералов; 6 — средняя крупность материала (в мм)

6) в поперечном разрезе эти россыпи имеют форму узких линз, постепенно выклинивающихся в сторону моря и суши;

7) с ними часто тесно связаны эоловые россыпи прибрежных дюн.

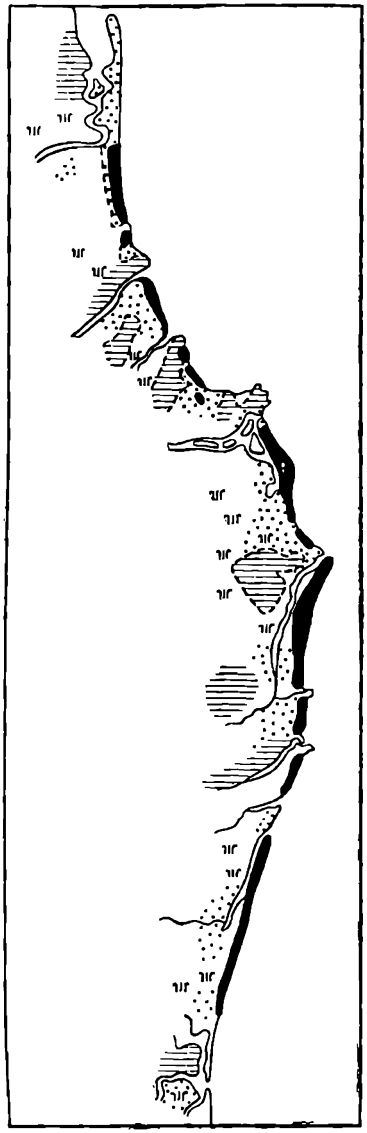


Рис. 268. Латеральные россыпи (черное) восточного побережья Австралии. По *Д. Гарднеру*

Эоловые россыпи возникают на открытых прибрежных участках при наличии достаточных масс сухого песка и его перевевании ветром, длительное время дующим в одном направлении. Содержание полезных минералов в эоловых образованиях обычно снижается по сравнению с богатыми прибрежными россыпями, но большой объем эоловых песков создает благоприятные условия для их разработки. Примером эоловых россыпей, возникших в дюнах прибрежных песков, могут служить россыпи золота на Аляске, единственный случай формирования промышленных месторождений этого металла. Россыпи вытянуты тремя полосами — две из них приурочены к дюнным грядам, находящимся на расстоянии 6 и 2 км от берега океана, а одна — к самому побережью.

Морские и океанические россыпи в основном питаются аллювиальными массами прибрежных рек, менее — делювием морских берегов и еще менее — обломочным материалом разбиваемых волнами коренных берегов. Обломочная масса, поступающая в море, растягивается вдоль берега прибрежными течениями и, дифференцируясь в зоне волнения, образует россыпи.

Прибрежные россыпи достигают значительных размеров. Запасы богатых песков этих россыпей оцениваются в месторождениях Австралии в 40—50 млн. т, запасы тяжелых минералов в наиболее крупных россыпях достигают нескольких миллионов тонн.

Современные россыпи. Месторождения современных прибрежных россыпей расположены вдоль берегов Австралии, Новой Зеландии, Индонезии, Индии, Шри Ланка, Африки, Южной Америки и Северной Америки. Ниже приводится несколько примеров прибрежных россыпных месторождений.

Австралия. Наиболее значительные россыпные месторождения сосредоточены вдоль восточного побережья Австралии (рис. 268). Оно сложено древними кристаллическими породами, перекрытыми пресноводными песчаниками третичного возраста и прорванными альпийскими жилами базальта. Считается, что коренными источниками ценных минералов прибрежных россыпей являются все эти три группы пород. Основными путями доставки их в море служат аллювиальные массы рек Кларенсе, Ямба и др. Имеются указания о том, что в конце

плейстоцена береговая линия была погружена на 30—50 м, а затем произошло поднятие на 3—4 м. Россыпи прослеживаются с перерывами на 600 км.

Среди них выделяются: 1) прибрежные пляжные месторождения в форме линз черных песков шириной 20—25 м и мощностью до 1 м; 2) береговые дюны высотой до 25 м, вытянутые линиями в полосе шириной до 750 м со спорадическими скоплениями тяжелых минералов; 3) древние «укрепленные» дюны, расположенные между береговыми дюнами и коренным берегом.

Минеральный состав россыпей следующий: кварц (основная масса песков), циркон, рутил, ильменит (лейкоксенизированный), лейкоксен; в меньшем количестве монацит (содержащий 5—10% тория), гранат, корунд, магнетит, хромит, касситерит; местами встречаются золото и платина. Черные пески содержат 30% рутила, 38% циркона, 26% ильменита, 0,5% монацита. Содержание этих минералов в песках береговых дюн не превышает нескольких процентов, а в песках «укрепленных» дюн оно еще ниже. Разведанные запасы циркона около 1 млн. т, рутила 750 тыс. т, ильменита 650 тыс. т, монацита 15 тыс. т.

Индия. Наиболее значительные прибрежные россыпи находятся в южной части полуострова. Преобладающая часть этой территории сложена архейскими гнейсами, чарнокитами и лептитами, по которым развита мощная кора выветривания латеритного профиля. Местность характеризуется сильно расчлененным холмистым рельефом, обусловленным интенсивной эрозией. Эта часть Индостана медленно погружается под уровень океана. Все это привело к образованию значительных россыпных месторождений, среди которых выделяются прибрежные, а также современные и более древние эоловые дюнные россыпи. Они вытянуты прерывистой полосой длиной в сотни километров вдоль побережья, обогащаясь ценными минералами близ устьев рек. Протяженность отдельных месторождений 20 км, ширина 100—200 м, мощность песков 0,2—3 м. В морских россыпях содержится 60—70% ильменита, 8% циркона, 2% монацита, 15% граната, 10% силлиманита. В песках дюн содержание этих минералов меньше. Учтенные запасы ильменита в россыпях Индии 120 млн. т, циркона 7 млн. т, монацита 2 млн. т, рутила 1,5 млн. т.

Бразилия. В этой стране впервые в мире в 1895 г. начали разрабатывать прибрежные россыпи монацита. Они находятся в штатах Рио-де-Жанейро и Эспириту-Санту. Территория этих штатов сложена гранито-гнейсами с пегматитами лаврентьевского возраста, содержащими монацит и другие акцессорные минералы. Эти минералы поступают с аллювием прибрежных рек, таких, как Парахиба, Кахи и др., в океан и концентрируются в береговых отложениях. Общая протяженность прибрежной полосы с отдельными обогащенными участками около 200 км. Длина обогащенных участков колеблется от 200 до 1000 м при ширине от 6 до 22 м и мощности от 7 до 40 см. Сравнительно недавно произошло поднятие берега примерно на 5 м. Среди месторождений Бразильского побережья выделяются россыпи: 1) поднятых берегов, 2) поднятых кос, 3) пляжевые, 4) дюнные, 5) дельтовые.

Содержание тяжелой фракции в песках колеблется в широких пределах, составляя в среднем 32%. Она состоит из ильменита (55%), циркона (25%), рутила (5%), монацита (5%); кроме того, присутствуют турмалин, андалузит, ставролит, силлиманит, кианит, корунд, гранат, шпинель; местами содержание монацита более высокое.

Древние россыпи. Известны ископаемые прибрежно-морские россыпи третичного, мезозойского и даже палеозойского возраста. Их примером могут служить месторождения Среднего Приднепровья. По И. Малышеву,

они связаны с прибрежно-морскими фациями полтавского и сарматского ярусов третичной системы и представляют собой пластообразные залежи кварцевых песков, обогащенных лейкоксенизированным ильменитом, рутилом и цирконом в ассоциации со ставролитом, силлиманитом, дистеном и турмалином. Эти месторождения образовались вследствие размыва, сортировки и переотложения продуктов мезозойской коры выветривания докембрийских метаморфических пород Украинского кристаллического щита. Очень большая мощность руд-

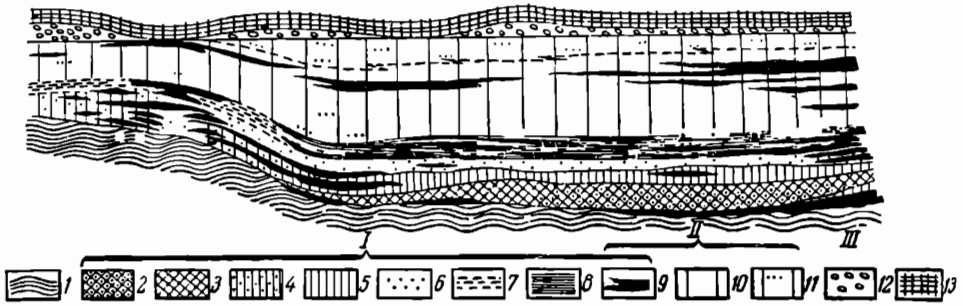


Рис. 269. Схематический разрез продуктивного пласта ископаемой морской россыпи титана девонского возраста (построен на реставрированной поверхности доэйфельского рельефа А. Сушоном).

I — нижняя пачка, *II* — средняя пачка, *III* — верхняя пачка.
1 — метаморфические сланцы; *2* — разнозернистые лейкоксен-кварцевые песчаники со значительным участием грубо- и крупнозернистого материала; *3* — разнозернистые лейкоксен-кварцевые песчаники; *4* — преимущественно мелкозернистые лейкоксен-кварцевые песчаники с прослоями и линзами разнозернистых; *5* — преимущественно мелкозернистые лейкоксен-кварцевые песчаники, плохо отсортированные, с отдельными гравийными и крупными зернами кварца, с линзами разнозернистых песчаников; *6* — мелкозернистые лейкоксен-кварцевые песчаники; *7* — переслаивающиеся алевролиты и мелкозернистые лейкоксен-кварцевые песчаники; *8* — переслаивающиеся аргиллиты и алевролиты с линзами мелкозернистых лейкоксен-кварцевых и кварцевых песчаников; *9* — аргиллиты; *10* — мелкозернистые кварцевые песчаники; *11* — мелкозеристые кварцевые песчаники с прослоями более крупнозернистых и с отдельными гравийными зернами кварца; *12* — полимиктовые и лейкоксен-кварцевые конгломераты, грубо- и крупнозернистые песчаники; *13* — надпластовые аргиллиты

носных песков (5—20 м) отличает их от маломощных современных прибрежно-морских россыпей аналогичного состава.

Подобного рода месторождения (рис. 269) известны также на Урале, в Сибири, на Тимане.

ГЛЯЦИАЛЬНЫЕ РОССЫПИ

Механизм переноса и отложения обломочного материала движущимся льдом не содействует сортировке транспортируемых масс, в связи с чем концентрации тяжелых минералов в собственно ледниковых отложениях почти никогда не происходит, и россыпные месторождения при этих условиях образуются чрезвычайно редко. К ним относятся золотоносные морены Аляски, алмазоносные морены штатов Висконсин и Мичиган в США, алмазсодержащие предположительно моренные конгломераты докембрийского возраста в округе Диамантина в Бразилии. Лучшие условия для образования россыпей создаются во флювиогляциальных отложениях отступающих ледников. Здесь за счет перемыва моренной массы водами тающего ледника иногда возникают более значительные россыпи. К этому подклассу принадлежат флювиогляциальные россыпи золота Новой Зеландии, платиновые россыпи Туламин в Канаде и др.

ЭОЛОВЫЕ РОССЫПИ

Россыпи этого класса, с одной стороны, образуются вдоль морских побережий при перевевании песков прибрежных месторождений, а с другой стороны, в сухих пустынных областях, где процессы дефляции и переноса обломочного материала ветром имеют исключительное значение. В этих условиях они особенно часто возникают в процессе переработки ветром элювиальных, пролювиальных и древних речных масс. Значительные россыпи этого класса формируются в широких дефляционных ваннах, периодически заполняемых пролювием, подвергающимся затем переработке ветром. При физическом и химическом выветривании пролювия и выдувании тонких продуктов выветривания возникают остаточные скопления тяжелых ценных минералов. Более мелкие россыпи

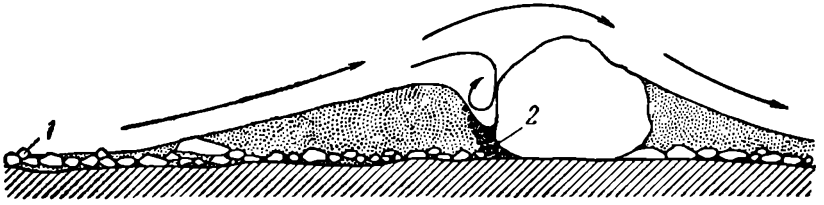


Рис. 270. Схема строения эоловой россыпи алмазов пустыни Намиб в Намибии. По *Е. Кайзеру*.

1 — остаточный щебень выдувания, обогащенный алмазами; *2* — гравийный песок, обогащенный алмазами

приурочены к тыловым шлейфам отдельных дюн, к мелким котловинам и впадинам пустынь. Обычно они представляют собой скопления зерен тяжелых минералов в тонком плаще на поверхности пустынных отложений, часто разбивающимся на отдельные пятна, гнездовые скопления и мелкие струи.

Классическим примером месторождений рассматриваемого типа являются алмазные россыпи каменистой пустыни Намиб в Намибии (рис. 270). Сходные по условиям формирования эоловые россыпи известны во многих районах пустынного климата — в Казахстане, Китае, Монголии, Австралии и др. Практическое их значение, за исключением редких случаев, невелико.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аксенов А. А. О рудном процессе в верхней зоне шельфа. М., «Наука», 1972. 158 с.

Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. М., Изд-во АН СССР, 1955. 472 с.

Великанов М. А. Динамика русловых потоков. М., Госгеолтехиздат, 1955. 324 с.

Величко Е. А., Корбут Е. А. Распространение и освоение морских прибрежных россыпей в зарубежных странах. Труды НИЛЗарубежгеологии, вып. 21, 1970, с. 5—68.

Геология россыпей Якутии. М., «Наука», 1964. 207 с.

Гончаров В. Н. Движение наносов в равномерном потоке. М., ОНТИ, 1938. 311 с.

Гришанин К. В. Динамика русловых потоков. Л., Гидрометеоиздат, 1969. 427 с.

Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.

Ингл Дж. Движение пляжевых песков. Л., Гидрометеоиздат, 1971. 226 с.

Кинг К. А. М. Пляжи и берега. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1963. 435 с.

Кухаренко А. А. Минералогия россыпей. М., Госгеолтехиздат, 1961. 318 с.

Леонтьев О. К. Основы геоморфологии морских берегов. М., Изд-во МГУ, 1961. 418 с.

Методы разведки и подсчета запасов россыпных месторождений полезных ископаемых. — «Труды ЦНИГРИ», вып. 65, 1965, 312 с. Авт.: А. П. Божинский, М. А. Гневушев, П. Л. Каллистов и др.

Мирчинк С. Г. Роль молодой тектоники в пространственном размещении золотоносных россыпей. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, вып. 4, россыпи. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 30—39.

Никифорова К. В. Некоторые закономерности размещения россыпных месторождений в платформенных формациях. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, вып. 4, россыпи. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 40—43.

Перемещение наносов и генезис россыпей тяжелых минералов в береговой зоне моря. — «Труды Ин-та океанологии», т. 76. М., «Наука», 1965. 249 с.

Проблемы геологии россыпей. Магадан, 1970. 415 с.

Пятнов В. И. Условия образования прибрежных морских россыпей. — «Разведка и охрана недр», 1956, № 5, с. 6—16.

Рожков И. С. Основные факторы образования россыпей и характеристика их типов. — «Разведка и охрана недр», 1955, № 4, с. 9—16.

Трофимов В. С. Генетические типы россыпей и закономерности их размещения. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, вып. 4, россыпи. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 5—19.

Трофимов В. С. Основные факторы, контролирующие образование и размещение россыпей полезных ископаемых. — «Литология и полезные ископаемые», 1964, № 6, с. 5—18.

Шаманский Л. И. Геология россыпей. Рязань, ГОНТИ, 1931. 32 с.

Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. М., Изд-во АН СССР, 1951. 275 с. (Тр. ИГН, вып. 135, серия геол., № 55.)

Шило Н. А. Особенности образования россыпей в зоне развития вечной мерзлоты. — «Сов. геология», 1956, сб. 53, с. 102—117.

Шило Н. А. Геологическое строение и коренные источники Яно-Колымского пояса россыпной золотоносности. Магадан, 1960. 108 с. (Тр. ВНИИ-1, вып. 63.)

Savag C. N. Nature and origin of Central Idaho blacksands. — «Econ. Geol.», 1960, No. 4, p. 789—796.

Tourtelot H. A. Hydraulic Eguivalence of Grzins of Quartz and Heavier Minerals, and Implications for the Study of Placers. Geoloqical Survey Professional Paper 594-F Washington, 1968, 13 p.

Глава четырнадцатая

ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Литологическая теория призвана служить нуждам геологоразведочного дела.

Н. Страхов, 1952 г.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Осадочными называются месторождения, возникшие в процессе осадконакопления на дне водоемов. По месту образования они разделяются на речные, болотные, озерные и морские; среди последних различают континентальные (платформенные) и геосинклинальные. По характеру осадконакопления в группе осадочных месторождений выделяют четыре класса: 1) механических, 2) химических, 3) биохимических и 4) вулканогенных осадков. Тела полезных ископаемых этой группы залегают согласно с вмещающими их осадочными породами, обычно занимают строго определенную стратиграфическую позицию и имеют форму пластов, иногда плоских линз. Лишь вследствие метаморфизма и тектонических движений они могут быть деформированы и приобрести более сложные очертания.

Осадочные месторождения, особенно морские, имеют, как правило, крупные размеры. Отдельные их пласты протягиваются на десятки километров, а свиты пластов — на сотни километров и более; мощность пластов может быть различной — от 0,5 м (угли Донецкого бассейна) до 500 м (соли Соликамска).

Минеральный состав определяется тремя группами минералов:

1) устойчивыми при выветривании обломочными минералами, принесенными с континента (кварц, рутил, иногда полевые шпаты, пироксены, амфиболы, слюды и др.);

2) продуктами химического выветривания (каолинит, монтмориллонит, гидрослюды, опал, гидроокислы железа и марганца и др.);

3) осадочными новообразованиями (карбонаты, соли, фосфаты, рудные минералы, кремнистые продукты, углеводородные соединения и др.).

Осадочные месторождения полезных ископаемых имеют крупное промышленное значение. Среди них известны существенные месторождения строительных материалов (гравий, песок, глины, сланцы, известняк, мел, доломит, мергель, цементное сырье, гипс, яшма, трепел), ископаемых солей, фосфоритов, руд железа, марганца и алюминия, а также некоторых цветных и редких металлов (уран, медь, ванадий и др.); к ним принадлежат все месторождения горючих ископаемых — уголь, горючие сланцы, нефть и горючий газ.

Среди многочисленных работ об осадкообразовании в связи с месторождениями полезных ископаемых и об осадочных месторождениях могут быть упомянуты важные труды А. Архангельского, М. Валяшко, Н. Вассоевича, И. Губкина, А. Иванова, Н. Курнакова, С. Миронова, Д. Наливкина, Л. Пустовалова, А. Ронова, Л. Рухина, Д. Сапожникова, П. Степанова, Н. Страхова, М. Швецова, А. Яншина и других геологов. Из зарубежных значительны работы Х. Борхерта (соль), В. Готана, Г. Потонье (уголь), К. Крейчиграфа,

А. Леворсена (нефть), Н. Хубера (руда) и др. Физико-химические и геологические условия образования осадочных месторождений полезных ископаемых описаны в основном по Н. Страхову.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

В общем ходе формирования осадочных пород и связанных с ними месторождений полезных ископаемых Н. Страхов выделяет три стадии: 1) седиментогенеза, 2) диагенеза, 3) катагенеза.

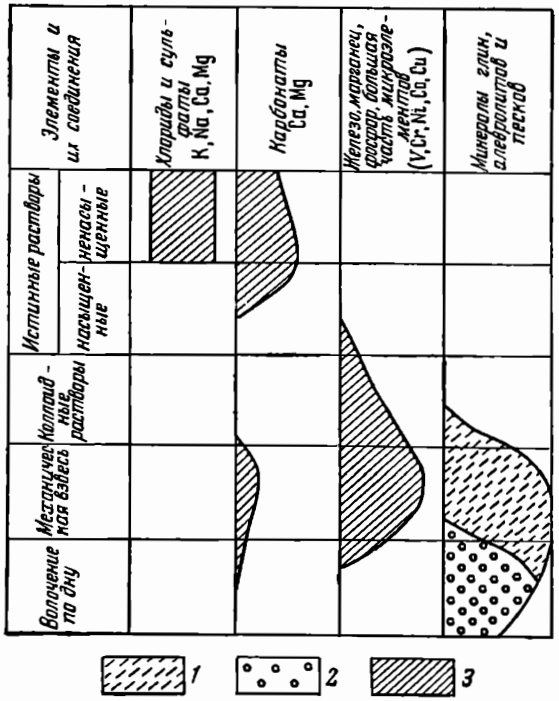


Рис. 271. Формы переноса реками основных компонентов осадков (карбонаты лишь для горных рек в засушливом климате). По *Н. Страхову*.
1 — минералы глин; *2* — минералы песков и обломки пород; *3* — прочие компоненты

Стадия седиментогенеза. Эта стадия распадается на три этапа: 1) мобилизация вещества в коре выветривания, 2) перенос осадков с водосборной площади, 3) осадкообразование в конечном водоеме стока.

Мобилизация вещества в коре выветривания осуществляется при помощи механической и химической денудации. Масштабы механической денудации в виде смыва рыхлых продуктов оцениваются как по величине ежегодного твердого стока, так и по модулю твердого стока, представляющему собой отношение твердого стока к площади водосборного бассейна.

Масштабы эти грандиозны. Так, например, твердый сток таких рек, как Амазонка, Меконг, Тигр и Ефрат, достигает миллиарда тонн в год при модуле твердого стока до 1000 т/км². Общее количество взвешенных наносов, выносимых реками со всех континентов, составляет $130 \cdot 10^8$ т в год. Наиболее интенсивный твердый сток происходит в обстановке жаркого тропического климата между изотермами +10° С, особенно в областях с активным тектоническим режимом. Химическая денудация растворимых веществ развивается примерно пропорционально механической. Общее количество веществ, выносимых реками всего мира в растворенном состоянии, составляет $50 \cdot 10^8$ т в год.

Перенос осадков с водосборной площади осуществляется в четырех видах: 1) истинных растворов, 2) коллоидных растворов, 3) механической взвеси, 4) волочения по дну.

В виде истинных ненасыщенных растворов мигрируют легкорастворимые соли: NaCl, KCl, $MgSO_4$, $MgCl_2$, $CaSO_4$, $CaCl_2$, отчасти органическое вещество в виде гуминовых кислот; в насыщенных растворах рек жаркого климата переносится часть карбонатов и кремнезема ($CaCO_3$, $MgCO_3$, Na_2CO_3, SiO_2). Перенос

в виде комплексных растворов при образовании осадочных месторождений не исследован. В форме коллоидов сносятся соединения железа, марганца, фосфора и так называемых малых элементов (U, Cr, Ni, Co, Cu и др.). Представление о способе их миграции можно составить по железу, которое образует золь $Fe(OH)_3^{3+}$, защищенный органическим коллоидом или золем SiO_2^{2-}, также коллоидные комплексы железоорганических соединений. Механическую взвесь речных вод создают главным образом минералы глин, а также часть соединений железа, марганца, фосфора, щелочноземельных карбонатов и малых элементов. Количество последних возрастает по мере увеличения общей массы взвешенного материала. Соотношение между взвешенной и находящейся в коллоидном

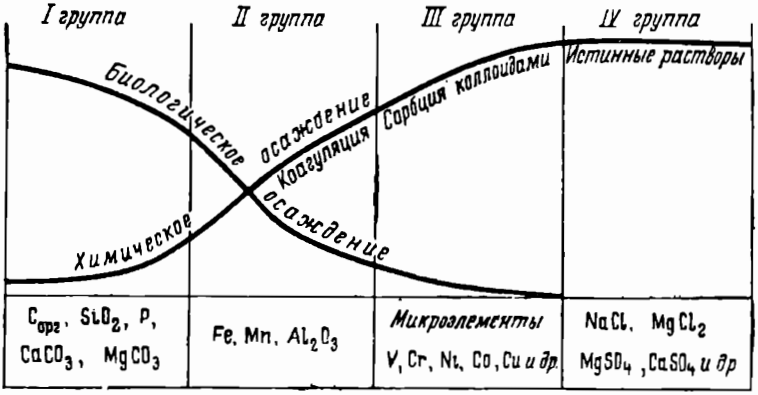


Рис. 272. Схема соотношения биологического и химического осаждения растворенных веществ из водной массы морей. По *Н. Страхову* (с дополнениями)

растворе частью минерального вещества различно для разных элементов и определяется рядом:

U → [Cr, Ni, Be, Ga, Zn] → Fe → Mn → P → [Pb, Sn] → Ba → Cu → Sr.

Распределение минеральных веществ по формам переноса изображено на рис. 271.

Растворимые соединения практически полностью сносятся в конечный водоем стока, взвешенные и кластические — только частично.

О с а д к о о б р а з о в а н и е в конечных водоемах происходит вследствие механических, химико-биологических и химических процессов.

Механический разнос и осаждение взвешенного материала осуществляются совокупным движением воды — волнением, приливно-отливными перемещениями и течениями. При этом крупные частицы осаждаются близ берега в течение нескольких минут, а мелкие уносятся далее с полным осаждением их в течение тысячелетий. Таким образом, в море осуществляется гранулометрическая сортировка обломочного материала. В прибрежной зоне перемыва и взмучивания накапливаются галечник, гравий, песок, а более тонкий материал выталкивается вдаль от берега. В следующей зоне продольных течений осаждаются алевролиты с выносом еще более тонких частиц турбулентным движением воды еще дальше от берега. Наконец, во внутренней части водоема осаждаются пелиты.

Распределение обломочного материала по зонам, ширина и соотношение последних зависят от геоморфологии дна бассейна и его гидродинамического режима. Механическая дифференциация минеральной массы наилучшая в водоемах с пологим дном и берегами, не испытывающими активного тектонического воздымания.

Химико-биологическая садка происходит из растворов вследствие выборочного освоения морскими организмами определенных элементов и накопления

их после отмирания последних. Так формируется значительная масса органического вещества, карбонатов, фосфатов и кремнезема. Химическое осаждение при коагуляции коллоидных растворов свойственно железу, марганцу, алюминию, а вследствие коллоидной сорбции — малым элементам (рис. 272). Кроме того, согласно В. Щербине, могут иметь значение реакции гидролиза, окислительно-восстановительные, образования труднорастворимых солей и распад комплексов.

Порядок осаждения соединений различных элементов в прибрежной зоне морских водоемов зависит от ряда факторов, в том числе от pH и Eh воды.

Кислотность — щелочность морской воды (pH) определяется растворенными в ней солями, представляющими собой соединения сильных оснований со слабыми кислотами, главным образом карбонатами кальция и магния. Окислительно-восстановительный режим определяется в основном содержанием

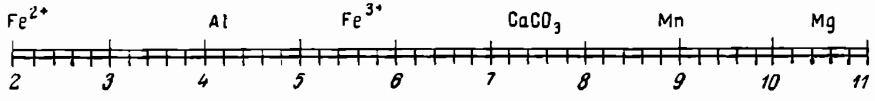


Рис. 273. Порядок выпадения гидратов железа, марганца, магния, алюминия и карбоната кальция при изменении pH раствора. По *Г. Бриттону*

растворенного в морской воде кислорода. Зависимость выпадения гидратов различных элементов от изменяющегося значения pH раствора показана на рис. 273.

Совокупное действие pH и Eh морской среды на поля устойчивости химических осадков изображено на рис. 274. На этом рисунке намечены две вертикальные границы, определяющие дифференциацию минерального вещества в зависимости от pH воды, одна горизонтальная, ограничивающая отложение органической массы нейтральным значением Eh, и две наклонные, зависящие от комбинированных соотношений pH и Eh и разграничивающие зоны отложения окислов, карбонатов, сульфатов и сульфидов металлов.

Комбинация факторов, регулирующих выпадение различных минеральных соединений по мере удаления от морского берега, определяет их различную геохимическую подвижность. Последняя, в свою очередь, приводит к последовательному отложению минеральной массы различного состава по мере удаления от берега моря и химической дифференциации морских прибрежных осадков (рис. 275). На рисунке видно, что ранее других и ближе всего к берегу накапливаются угли, далее располагаются бокситы, затем железные руды, фосфориты, марганцевые руды, а также органогенные известняки и доломиты, еще далее распространяются горючие сланцы и кремнистые осадки, занимающие наиболее широкую зону внутреннего склона шельфа и внутреннюю часть морского бассейна.

Стадия диагенеза. Эта стадия соответствует превращению сильно увлажненного, насыщенного бактериями и малыми компонентами ила в уплотненную породу. Такой процесс протекает на глубине от первых десятков до первых сотен метров от поверхности осадка. Диагенез сводится к физико-химическому уравновешиванию неустойчивого и неравновесного первичного осадка в термодинамических условиях придонной части моря. Он распадается на три этапа.

В п е р в ы й э т а п окислительного минералообразования в верхней части осадка за счет привлечения кислорода иловых вод возникают конкреции гидроокислов железа и марганца.

Во второй этап, наиболее важный, вследствие активного поглощения организмами свободного кислорода, а затем редукции гидроокислов Fe^{3+}, Mn^{4+} и сульфатов $(SO_4)^{2-}$ среда осадка превращается из окислительной в восстановительную. «Имеющиеся в осадке твердые фазы SiO_2, $CaCO_3$, $MgCO_3$,

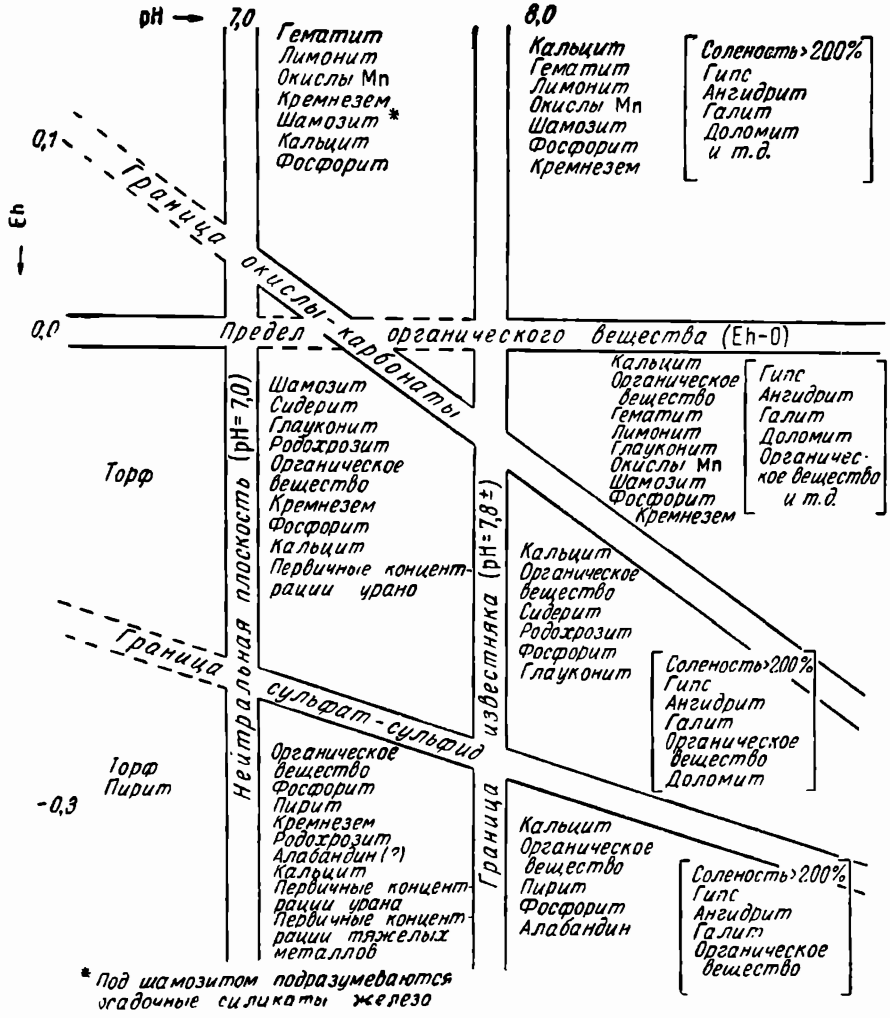


Рис. 274. Конечные ассоциации в химических осадках и характерные для них условия среды в выражениях Eh и pH. По *Р. Гарреллсу*. (Ассоциации, взятые в прямые скобки, относятся к растворам повышенной солености. По *В. Крумбейну*)

$SrCO_3$ и других веществ, длительно соприкасаясь с водой, не насыщенной ими постепенно растворяются, достигая стадии насыщенных растворов. Между катионами, находящимися в поглощенном состоянии на мицеллах глинистых минералов, и катионами иловой воды происходит обмен, в результате которого меняется состав как илового раствора, так и поглощенных оснований, и многие малые элементы в большей или меньшей степени обогащают иловый раствор.

Одновременно разлагается и само органическое вещество, переходя при этом в газы (CO_2, H_2S, H, N_2, NH_3 и др.) и водорастворимые соединения, накапливающиеся в твердой фазе осадка. В итоге всех этих процессов вода, пропитывающая осадок, особенно глинистый, коренным образом меняет свой характер. Она в большей или меньшей степени лишается сульфатов, резко повышает свой щелочной резерв и обогащается Fe^{2+}, Mn^{2+}, SiO_2, органическим веществом, фосфором, малыми элементами, лишается O_2, взамен которого накапливаются H_2S, CN_4, CO_2, NH_3, H и др.» (Страхов, 1962, т. 1, с. 79—80).

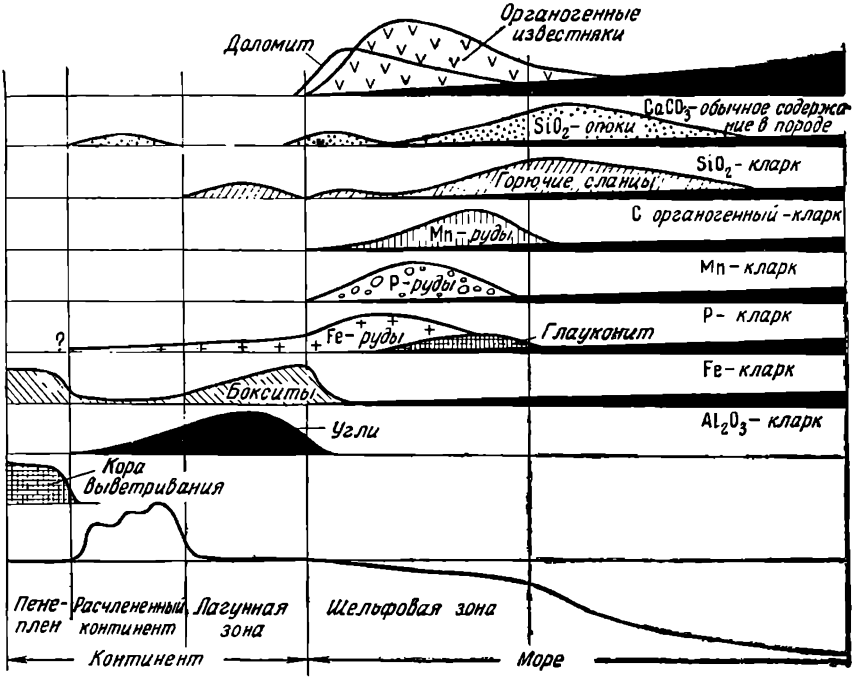


Рис. 275. Фациальный профиль рассеянных содержаний элементов и их промышленных накоплений в гумидных зонах с девона до настоящего времени. По *Н. Страхову*

Все это сопровождается обменом веществ между наддонной водой и иловым раствором. Исчезающие из осадка в ходе диагенеза O_2 и SO_4^{2-}, а вместе с сульфатным ионом также Ca^{2+}, Mg^{2+} диффундируют в иловый раствор из придонной воды и поглощаются илом. С другой стороны, газы, накапливающиеся в илах, а также Mn^{2+}, P, Fe^{2+}, SiO_2, $CaCO_3$, обогащающие иловый раствор, диффундируют в наддонную воду. Несмотря на такое взаимодействие иловых и наддонных вод, несколько выравнивающее их состав, Eh воды, пропитывающей осадок, резко падает до минус 0,15—0,30, а pH достигает 6,8—8,5. Одновременно происходит растворение реакционноспособных веществ, насыщение ими илового раствора и переотложение их в форме устойчивых в щелочной восстановительной среде аутигенных минеральных скоплений. Так, по Н. Страхову, формируются диагенетические залежи сидерита, шамозита, а также конкреционные родохрозитовые, родонитовые и олигонитовые руды марганца, желваковые фосфориты, осадочные вкрапленные и мелкопрожилковые месторождения меди, свинца и цинка.

В третий этап диагенеза происходит внутреннее перераспределение аутигенного материала, стяжение его вокруг некоторых точек с образованием конкреций и псевдометасоматических скоплений сложного кружевного строения (рис. 276). В процессе диагенеза концентрация элементов в локальных скоплениях осадков может сильно возрасти. Например, содержание марганца в диагенетических скоплениях увеличивается в 1,4—6,7 раза.

Стадия катагенеза. Эта стадия дальнейшего преобразования осадков связана с их погружением на глубину, ростом давления до 800—900 кгс/см² и температуры до 90—100° С. При этом осуществляется окончательное окаменение (литификация) пород с незначительными минералогическими видоизменениями ее. Высвобождающаяся в это время вода осолоняется, становится хлоркальциевой и, взаимодействуя с породой, осаждает в порах гипс, ангидрит, флюорит, целестин. Под влиянием локальных давлений на границах зерен полимиктовых песчаников происходит частичное переотложение вещества в межзерновом пространстве. Органическая масса выделяет газовую фазу, которая экстрагирует из пород нефтяные компоненты, выносит их кверху и дает начало экзогенным нефтяным месторождениям.

Вулканизм и осадкообразование. Источником вещества осадочных полезных ископаемых может быть не только область сноса с континента, но также и продукты вулканической деятельности прибрежной и донной частей бассейна осадконакопления. По мнению некоторых геологов, они были основой для возникновения вулканогенно-осадочных месторождений яшм, окисных руд железа и марганца, колчеданов, а также, возможно, бокситов и фосфоритов. Вещество полезных ископаемых в бассейны осадконакопления при вулканических процессах может поступать следующим образом: 1) в виде вулканических эксгаляций; 2) в форме гидротермальных растворов; 3) в адсорбированном состоянии на поверхности пирокластических частиц; 4) при разложении вулканического материала морской водой; 5) вследствие выщелачивания вулканических продуктов в прибрежной и придонной частях поствулканическими газо-гидротермальными раство-

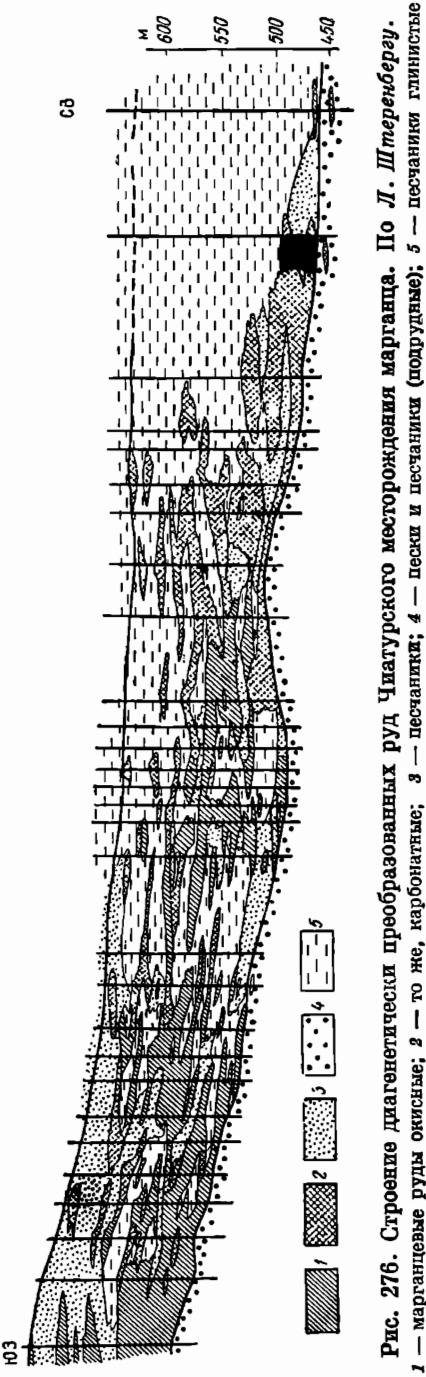


Рис. 276. Строение диагенетически преобразованных руд Чиатурского месторождения марганца. По *Л. Штеренбергу*.
1 — марганцевые руды окисные; *2* — то же, карбонатные; *3* — песчаники; *4* — пески и песчаники (полурудные); *5* — песчаники глинистые и глины песчанистые

рами (Г. Дзоценидзе). Физико-химические условия вулканогенно-осадочного формирования полезных ископаемых, обусловленного горячими минерализованными химически активными струями поствулканических газовых и водных растворов, могли существенно отличаться от обстановки образования обычных осадочных залежей. Однако общая схема и детали этих условий еще ждут своего исследования.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

В геологической истории образования осадочных пород и ассоциированных с ними полезных ископаемых отмечаются направленность, необратимость и периодичность процесса, в сильной степени зависящего от климатической обстановки и тектонического режима прошлого.

Геологическая история осадконакопления и формирования осадочных месторождений полезных ископаемых. В геологической истории осадочного породообразования Н. Страхов выделяет четыре этапа: азойский, архейский, протерозой-рифейский и палеозой-кайнозойский.

В азойский этап при дегазации мантии начали формироваться земная оболочка, гидросфера и атмосфера Земли. В это время господствовал вулканогенно-осадочный литогенез, гидросфера была очень кислой, а атмосфера — углекислой. При таких условиях не могли образовываться галогениды, сульфаты и карбонаты, но было возможно осаждение кремнезема и отчасти хлоридов, фторидов и сульфидов металлов.

В архейский этап возникли платформы и геосинклинали. Воды океанов постепенно нейтрализуются и в них становится возможным накопление карбонатных и железисто-кремнистых осадков.

В протерозой-рифейский этап вся земная кора была расчленена на платформы и геосинклинали, в которых осуществлялась складчатость. Вулканогенно-осадочный литогенез заметно вытесняется экзогенным. Происходит распад биоса на растительный и животный мир, обусловливающий вследствие фотосинтеза появление в атмосфере свободного кислорода. Значение pH и Eh гидросферы и атмосферы смещается в сторону их нейтрализации, при которой подвижность железа, марганца, алюминия и других металлов падала. В связи с этим в их сносе с континентов все большее значение приобретают не растворы, а взвеси, с отложением не во внутренних, а в прибрежных частях морей и океанов. На формировании осадочных месторождений полезных ископаемых начинает сказываться диагенетическое преобразование первичных осадков.

В палеозой-кайнозойский этап формирование осадочных месторождений полезных ископаемых становится особенно разнообразным. Живое вещество развивается не только в гидросфере, но и на суше, увеличивая биомассу и усложняя ее состав. С этим связаны дальнейшее сокращение углекислоты и увеличение кислорода в атмосфере и газовой части гидросферы. Изменение состава газов привело к дальнейшему повышению pH и Eh среды осадкообразования, еще более ограничившему геохимическую подвижность металлов, миграция которых происходит все более и более в форме тонких взвесей, а осаждение в узкой прибрежной зоне и на континентах. Образуются горючие сланцы и фосфориты, возникают условия для формирования месторождений угля и солей, биогенных известняков и кремнистых пород, континентальных бокситов, железных руд и фосфоритов.

Общая схема формирования осадочных пород и месторождений полезных ископаемых в истории Земли показана на рис. 277.

В соответствии с этим в послепротерозойский этап геологической истории Н. Страхов намечает тринадцать главных эпох формирования осадочных месторождений полезных ископаемых. Эти эпохи представляют относительно кратковременные эпизоды в общей истории развития земной коры, разделенные более длительными перерывами. Периодичность появления осадочных месторождений полезных ископаемых, поставленная в зависимость от закономерно чередующихся главных волн морских трансгрессий и регрессий, определяется Н. Страховым в $25—50 \cdot 10^6$ лет.

Приведенные сведения относятся к главным эпохам формирования осадочных месторождений полезных ископаемых на Земле в целом. В отдельных провинциях роль каждой из них может меняться; кроме того, могут обнаруживаться отложения местных периодов, иногда имеющие для этих провинций значение более существенное, чем месторождения планетарных эпох.

Направленность и необратимость общей истории формирования осадочных месторождений полезных ископаемых. Закономерно направленная смена физико-химических условий на поверхности планеты в течение истории развития земной коры регулировала одностороннюю направленность процессов формирования осадочных месторождений полезных ископаемых.

Древнейшая атмосфера Земли, изобиловавшая углекислотой, аммиаком и метаном, постепенно превращалась в современную, состоящую на 78% из азота, на 21% из кислорода и незначительной примеси углекислоты. Первичная гидросфера, представлявшая собой раствор соляной, фтористой и отчасти серной кислот, прошла через этап хлоридных, затем хлоридно-карбонатных и далее хлоридно-карбонатно-сульфатных умеренно кислых вод, превратившись, наконец, в современные слабощелочные хлоридно-сульфатные воды современных морей и океанов. Начальный вулканогенно-осадочный литогенез вытеснялся экзогенным. Бескарбонатное кремнеземное хемогенное осадкообразование сменилось доломит-джеспилитовым, а затем углисто-карбонатно-галогенным. Хемогенное осадконакопление постепенно вытеснялось терригенным и биогенным.

В связи с общей эволюцией среды осадкообразования необратимо изменялись и формы накопления вещества полезных ископаемых. Среди карбонатных пород в древние этапы преобладали хемогенные доломиты, уступившие затем место хемогенным известнякам, вскоре вытесненным биогенными известняками. Колоссальное региональное накопление кремнисто-железных руд во внутренних частях древних морей сменяется фрагментарными месторождениями карбонатно-окисных руд в краевых частях геосинклинальных морей, а затем и на платформах. Бокситы и фосфориты также постепенно приближаются к береговой линии и с палеозоя в значительной мере перемещаются на континенты. Каустобиолиты в докембрии локализовались лишь в виде шунгитов и горючих сланцев, а расцвет угле- и нефтеобразования относится к послепротерозойскому времени. Галогенные породы впервые появляются лишь в палеозое.

Периодичность формирования осадочных месторождений полезных ископаемых. Максимально благоприятные условия для формирования осадочных месторождений полезных ископаемых возникают лишь в определенный момент геологического цикла развития. Накоплению железных, марганцевых и алюминиевых руд, а также фосфоритов наиболее соответствует начальная стадия геологического цикла. Их источником являются продукты базальтоидного вулканизма или длительно перед этим развивавшейся зрелой коры выветривания. Крупные механические осадки (конгломераты, пески) также особенно характерны для начальной стадии осадочного ритма, а глины, наоборот, для

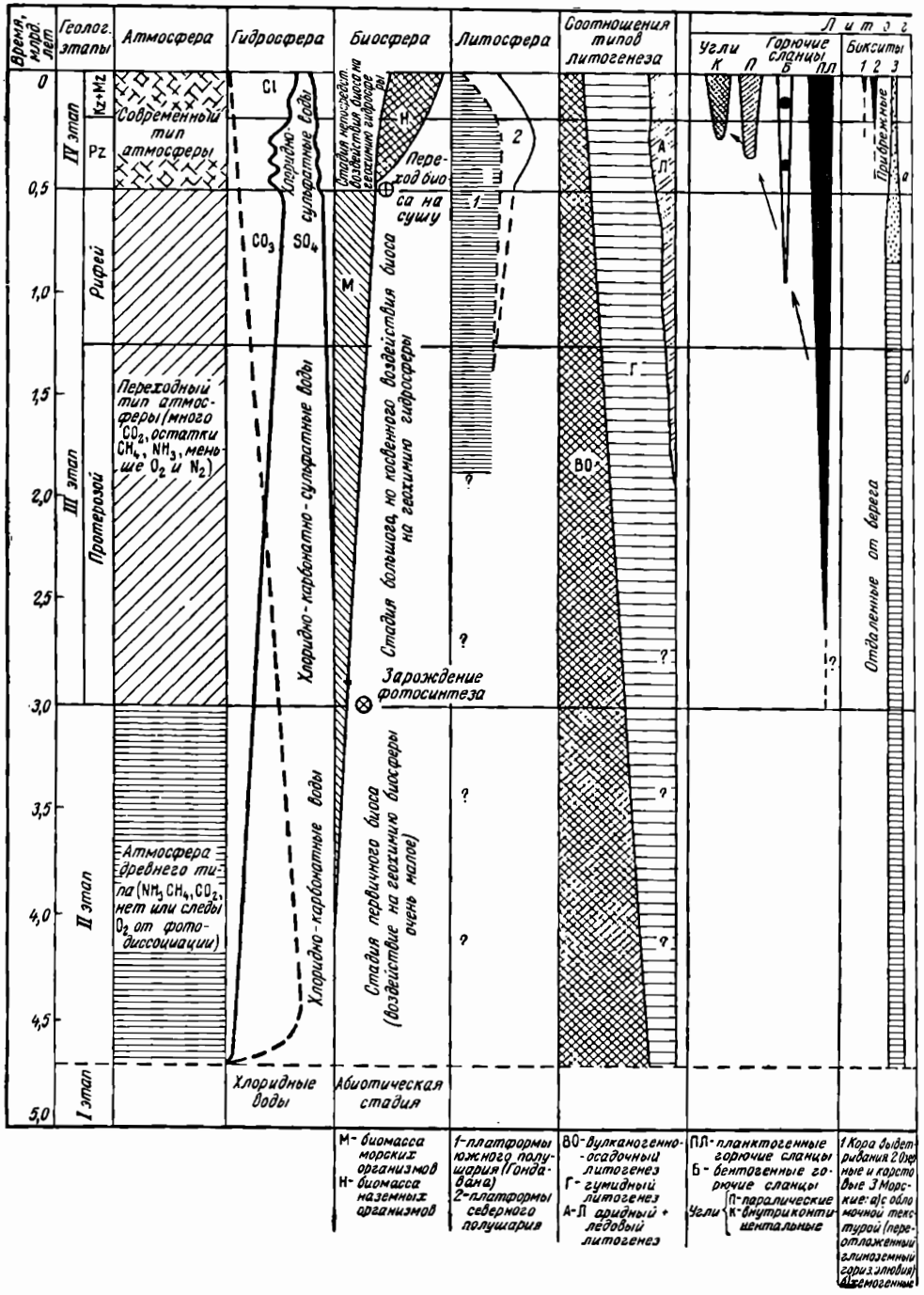
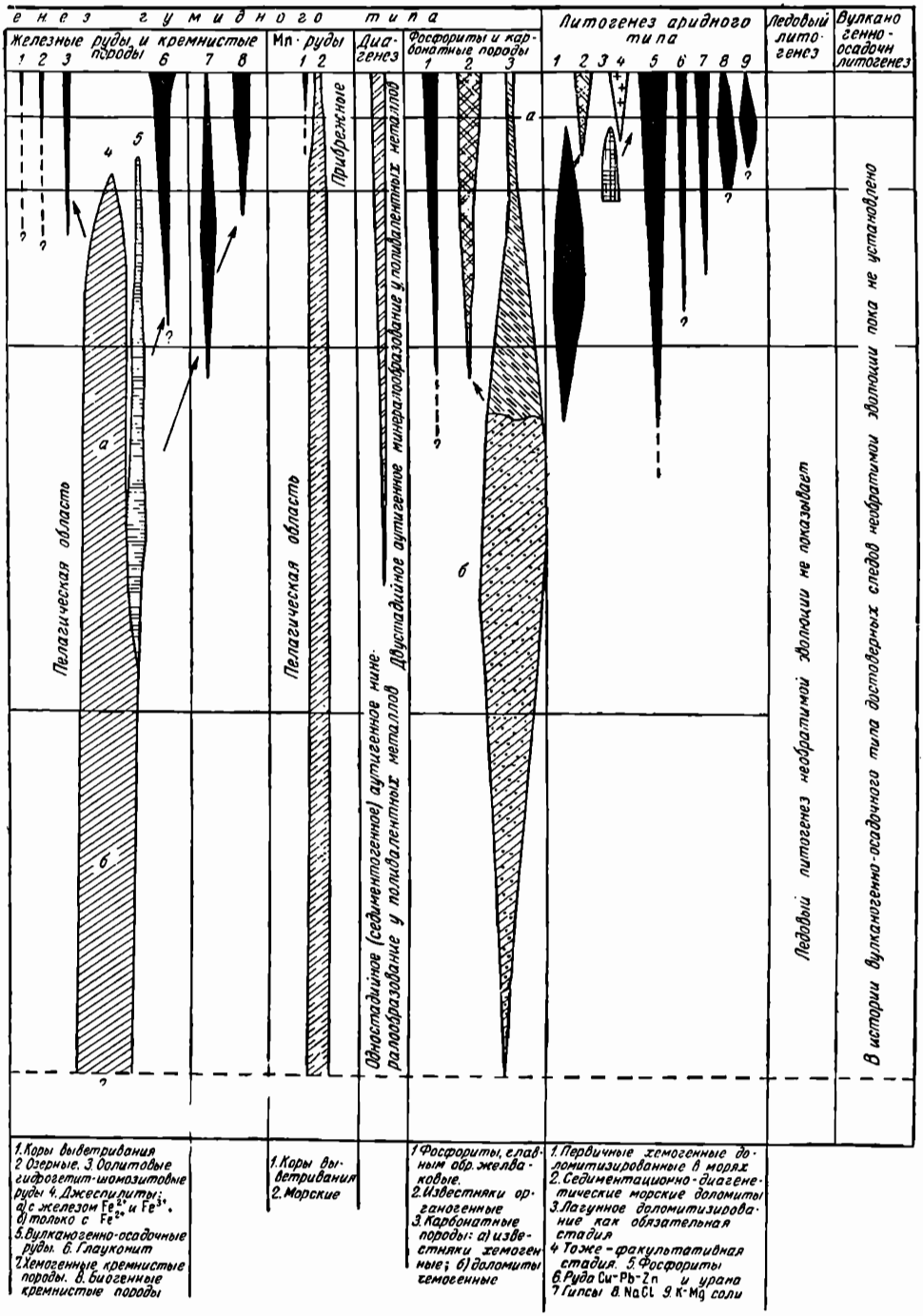


Рис. 277. Схема развития гидросферы, атмосферы, формирования осадочных по



род и месторождений полезных ископаемых в истории Земли. По *Н. Страхову*

его расцвета. Карбонатные и кремнистые породы, а также горючие сланцы формируются в основном в стабильную стадию состояния морского бассейна. Угленосные толщи, гипсы, каменная и калийные соли выделяются преимущественно на заключительной стадии геологического цикла, в период морской регрессии.

Закономерная смена геологических циклов в истории развития земной коры и связанная с этим периодичность крупных ритмов осадкообразования, разделенных регрессиями древних морей, корреспондирующих главным фазам складчатости, привела к обособлению эпох максимального накопления минерального вещества в месторождениях осадочных полезных ископаемых.

Климатический фактор. Разные группы осадочных полезных ископаемых свойственны различным климатическим зонам Земли. Н. Страхов выделяет три типа литогенеза и формирования полезных ископаемых: гумидный, аридный и ледовый.

Гумидные условия определяются климатом с преобладанием метеорных осадков над испарением, при температуре, обеспечивающей наличие жидкой воды в течение теплой части года. Гумидное породообразование было наиболее распространенным в прошлые геологические эпохи. С ним связано формирование углей и горючих сланцев, бокситов, железных и марганцевых руд, желваковых фосфоритов и известняков.

Аридные условия определяются климатом с преобладанием испарения над массой метеорных осадков. Такая обстановка создает предпосылки для концентрации природных растворов и вовлечения в осадочное породообразование легкорастворимых солей. При этом формируются характерные для аридного типа литогенеза месторождения гипсов, каменной соли, калийных и магниевых солей, а также морских фосфоритов и доломитов.

Ледовые условия возникают при геологически длительном существовании ледового покрова. Они приводят к накоплению плохо сортированных продуктов механического выветривания. Значение их как полезных ископаемых ограничивается использованием моренных глин и суглинков для строительных целей.

Площади распространения разных типов литогенеза и связанного с ними формирования разнообразных полезных ископаемых размещаются зонально на земном шаре. К полюсам тяготеют северная и южная ледовые зоны. На широтах примерно от 10 до 30° размещаются аридные зоны Северного и Южного полушарий. По экваториальной части проходит тропически влажная, а к северу и югу от соответствующих аридных зон размещаются умеренно влажные полосы гумидного типа осадкообразования. Такое размещение различных зон литогенеза не выдерживалось в послепротерозойский этап геологической истории. В связи с изменением положения земной оси оно достаточно резко изменялось в верхнем девоне и в триасе (Н. Страхов).

Тектонический фактор. Различным тектоническим элементам земной коры — геосинклиналям, передовым прогибам и платформам — свойственны определенные разновидности осадочных месторождений полезных ископаемых. С этой точки зрения все они могут быть расчленены на четыре категории: 1) месторождения карбонатных пород, кремнистых пород и углей, встречающиеся в отложениях геосинклиналей, передовых прогибов и платформ; 2) месторождения бокситов, железных и марганцевых руд, а также фосфоритов, формирующихся только в условиях геосинклиналей и на платформах; 3) вулканогенно-осадочные месторождения, возникающие исключительно в геосинклиналях; 4) месторождения гипсов и солей, характерные для передовых прогибов.

Осадочные месторождения полезных ископаемых геосинклиналей, передовых прогибов и платформ существенно отличаются особенностями своего строения. Число пластов в геосинклинальных месторождениях может быть большим, а в передовых прогибах и на платформах оно обычно ограничивается одним пластом. Например, геосинклинальные месторождения угля Донбасса каменноугольного возраста состоят из сотни пластов, а платформенные месторождения Подмосковного бассейна того же возраста обычно из одного-двух пластов. Пласты геосинклинальных месторождений часто имеют большую длину, протягиваясь на десятки километров, а платформенные залежи нередко ограничиваются сотнями метров — первыми километрами.

Мощность пластов месторождений передовых прогибов, характеризующихся стабильным прогибанием в период осадконакопления, наибольшая

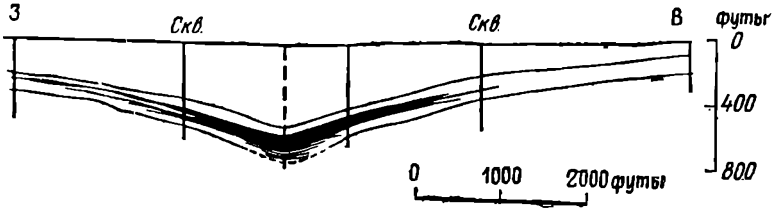


Рис. 278. Геологический разрез железорудной формации Тинаг в Ирландии, демонстрирующей увеличение ее мощности в синклинальном прогибе. По *Р. Шультцу*

и достигает для отложений солей 500 м; она наименьшая в месторождениях геосинклиналей с их очень частым и ритмичным чередованием опусканий и поднятий.

Пласты геосинклинальных месторождений наиболее выдержаны по мощности, внутреннему строению и составу; пласты передовых прогибов менее выдержаны, а пласты платформенных месторождений наиболее неустойчивы. Степень тектонической дислоцированности наивысшая у геосинклинальных месторождений, значительная в месторождениях передовых прогибов и слабая в месторождениях платформ.

Структурный облик осадочных месторождений определяется тектоническими дислокациями, синхронными с их образованием и особенно последующими.

Синседиментационные дислокации обусловливают возникновение прогибов, локализующих минеральную массу осадочных месторождений, особенно важных для передовых прогибов и платформ. Максимальное прогибание внутренних частей таких депрессий приводит к образованию здесь наибольших мощностей залежей, постепенно выклинивающихся к периферии (рис. 278).

Стабильные прогибания создают однопластовые месторождения, ритмичные — многопластовые.

Постседиментационные дислокации, складчатые и сбросовые, особенно характерны для геосинклинальных месторождений, в которых часто определяют основу их геологического строения. Они также чрезвычайно важны для месторождений передовых прогибов с их специфической соляной тектоникой. На платформах такие нарушения несущественны.

Формации осадочных пород и месторождений. Формации осадочных пород и ассоциированных с ними месторождений полезных ископаемых подразделяются по тектоническим элементам земной коры (платформы, передовые

прогибы, геосинклинали), по типам литогенеза (гумидный, аридный, ледовый и эффузивно-осадочный), а также по стадиям геологического цикла. В третьей главе этой книги было обращено внимание на формации осадочных пород и связанные с ними осадочные месторождения полезных ископаемых ранней, средней и поздней стадий цикла геологического развития.

На ранней стадии образуются пять важнейших формаций: 1) обломочная с месторождениями конгломератов, песчаников, алевролитов и глин; 2) карбонатная с пластовыми залежами лимонитовых и карбонатно-окисных руд марганца, бокситов, фосфоритов, известняков и доломитов; 3) шамозитовая с характерными для нее силикатными рудами железа и марганца; 4) кремнистая, представленная роговиками с убогой железной и марганцевой рудой; 5) битуминозная, сложенная битуминозными сланцами с рассеянными сульфидами железа, меди, цинка, молибдена и окислами урана, ванадия. В это же время формируются главные представители вулканогенно-осадочных месторождений железа, марганца и сульфидов, связанные с эффузивами. В эффузивно-осадочном фациальном ряду Н. Шатский выделяет кроме спилитовых лав и пирокластов формации: яшмовую, кремнистую и отдаленную кремнистую, находящуюся вдали от вулканического источника и содержащую марганцевые руды.

Для средней стадии особенно характерны две формации: 1) флишевая с комплексом дешевых строительных материалов — известняков, глин, мергелей, в том числе цементных; 2) каустобиолитовая, состоящая из песчано-глинистых отложений с пластами горючих сланцев.

На поздней стадии формируются четыре наиболее существенные формации: 1) молассовая с месторождениями галечника и песка; 2) пестроцветная с осадочно-инфильтрационными месторождениями железа, меди, ванадия и урана; 2) соленосная с месторождениями каменной соли и калийной соли, гипса, ангидрита, нефти и газа; 3) углеводородсодержащая песчано-глинистая с угольными и газонефтяными месторождениями.

Имеются и другие схемы расчленения осадочных формаций и их месторождений. Е. Кауч выделяет двенадцать формационных рядов по признаку отнесения их к образованиям платформенным, геосинклинальным, переходным и океаническим, в свою очередь разделяющихся на осадки полярной, гумидной и аридной зон.

Связь с другими генетическими группами. Осадочные месторождения, с одной стороны, связаны с россыпями, представляющими собой тяжелую фракцию речных и прибрежных озерных и морских осадков, а с другой — с гидротермальными месторождениями, в тех случаях, когда гидротермальные растворы достигали дна моря и питали морские осадки эндогенным минеральным веществом. При этом возникают смешанные гидротермально-осадочные месторождения.

Подразделение осадочных месторождений. Группа месторождений осадочного генезиса разделяется на четыре класса: механические, химические, биохимические и вулканогенные образования.

МЕХАНИЧЕСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Типичными представителями механических, или обломочных, осадочных месторождений полезных ископаемых могут служить месторождения гравия, песка и глины. Соотношения между этими образованиями по крупности слагающих их зерен приведены в табл. 44.

Таблица 44

Классификация обломочных пород по крупности зерна

Порода	Разновидность	Диаметр, мм
Глыбы	—	> 1000
Валуны	Крупные	1000—500
	Средние	500—250
	Мелкие	250—100
Галька (щебень)	Крупная	100—50
	Средняя	50—25
	Мелкая	25—10
Гравий	Крупный	10—5
	Средний	5—1,5
	Мелкий	2,5—1
Песок	Крупный	1—0,5
	Средний	0,5—0,25
	Мелкий	0,25—0,1
Алеврит	Крупный	0,1—0,05
	Средний	0,025—0,01
Пелит (глина)	Крупный	0,01—0,001
	Мелкий	< 0,001

Месторождения гравия. Среди гравийных месторождений выделяются образования: 1) временных горных потоков и их конусов выноса, 2) отложения рек 3) отложения рек и потоков (перигляциальные — зандровые, озы, камы и камовые террасы), 4) прибрежные озерные и морские. Все они, особенно последние, могут быть как современными, так и древними. В последнем случае они обычно сильно уплотнены и малопригодны для использования в рыхлом виде.

Месторождения песка. По условиям образования пески разделяются на следующие разновидности: 1) элювиальные, 2) делювиальные, 3) пролювиальные, 4) аллювиальные, 5) флювиогляциальные, 6) озерные, 7) морские, 8) эоловые. Наибольшее практическое значение имеют аллювиальные, озерные и морские пески. Последние могут быть как платформенными, так и геосинклинальными. Разрабатываются современные и более древние пески, хотя чем они древнее, тем более уплотнены и менее пригодны для употребления в рыхлом виде. Распространены юно-четвертичные и древнечетвертичные пески, известны пески третичные типа Часовъярского месторождения на Украине, юрские пески в Люберцах под Москвой, меловые в Скопине под Тулой, нижнекаменноугольные в Подмосковной котловине, девонские в Ленинградской области и др. (рис. 279). По составу среди песков выделяются мономинеральные (олигомиктовые) и полиминеральные (полимиктовые) разности (табл. 45).

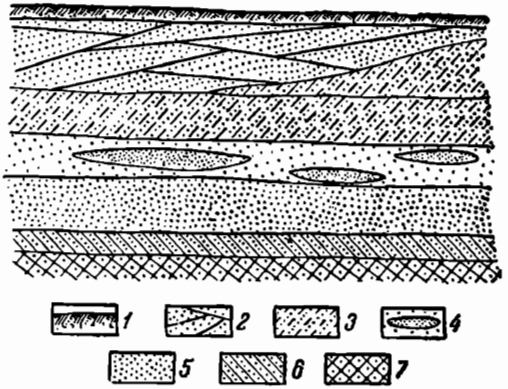


Рис. 279. Схема строения карьера Люберецкого месторождения стекольных песков в Московской области. По *Б. Меренкову* и *М. Муратову*.

1 — почва; *2* — древнеаллювиальные пески; *3* — белые, слегка окрашенные пески (II сорт); *4* — светлые пески с линзами чисто белых (I сорт); *5* — высокосортные белые пески сорта 0 и 00; *6* — ожелезненные пески; *7* — глауконитовые пески

Таблица 45

Классификация песков. По *М. Швецову*

Характеристика песков	Олигомиктовые		Полимиктовые					
Распространение	Преимущественно платформенные				Преимущественно геосинклинальные			
Название	Мономинеральные кварцевые	Олигомиктовые	Аркозовые	Разнородного состава	Аркозовые (типичные аркозы)	Граувакковые (типичные граувакки)	Граувакки туффитовые	Граувакки разного состава
Состав цемента	Мономинеральный				Полимиктовый или отсутствует			
Состав зерен	Кварц	Кварц с заметной примесью слюд, полевых шпатов, глауконита и др.	Кварц и полевой шпат преобладают	Минералы и обломки разных пород	Полевой шпат и кварц преобладают	Обломки разных пород и минералов с преобладающим плагиоклазом	Состав граувакового типа с обломками эффузивов и туфов	Минералы и обломки разных пород

Месторождения глины. По условиям образования выделяются месторождения глин: 1) коры выветривания, 2) делювиальные, 3) аллювиальные, 4) озерные, 5) морские, 6) ледниковые, 7) лёссовые. Их главными глинообразующими минералами служат: каолинит $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$, галлуазит $Al_4[Si_4O_{10}] \times (OH)_8 \cdot 4H_2O$, монтмориллонит $m\{Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2\} \cdot p\{(Al, Fe^{3+})_2[Si_4O_{10}][OH]_2\} \cdot nH_2O$, пирофиллит $Al_2[Si_4O_{10}] \cdot (OH)_2$, аллофан $mAl_2O_3 \cdot nSiO_2 \cdot pH_2O$ и гидрослюды; кроме того, в состав глин входят различные окислы и гидроокислы, а также примесь неразложенных породообразующих минералов (кварц, полевые шпаты и др.). При содержании 50—60% песка порода называется суглинком, а более 80% — супесью.

Геологический возраст промышленных месторождений глин разнообразнее возраста гравийных и песчаных месторождений. Широко распространены глины четвертичные, третичные, много мезозойских и палеозойских месторождений; примером последних могут служить синие кембрийские глины побережья Финского залива Балтийского моря.

ХИМИЧЕСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Среди хемогенных осадочных месторождений различают образованные из истинных растворов, к которым принадлежат соли, гипс, ангидрит, бораты, барит и месторождения, возникшие из коллоидных растворов, включающие руды железа, марганца, алюминия, а также некоторых цветных и редких металлов.

Соли. Галогенные, или эвапоритовые, месторождения минеральных солей состоят из хлоридов и сульфатов натрия, калия, магния и кальция с примесью бромидов, иодидов, боратов (табл. 46).

Таблица 46

Минералы месторождений минеральных солей

Минерал	Формула	Минерал	Формула
	I. Хлориды	Кизерит	$MgSO_4 \cdot H_2O$
Галит	$NaCl$	Эпсомит	$MgSO_4 \cdot 7H_2O$
Сильвин	KCl	Астраханит	$Na_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 4H_2O$
Карналлит	$KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$		
	II. Хлоридо-сульфаты	Ангидрит	$CaSO_4$
		Гипс	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$
Каинит	$KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3H_2O$	Глауберит	$CaSO_4 \cdot Na_2SO_4$
	III. Сульфаты		IV. Карбонаты
Лангбейнит	$K_2SO_4 \cdot 2MgSO_4$	Сода (декагидрит)	$Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$
Пикромерит (шенит)	$K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 6H_2O$		V. Бораты
Глазерит	$3K_2SO_4 \cdot Na_2SO_4$	Калиборит	$KMg_2B_{11}O_{19} \cdot 9H_2O$
Полигалит	$2CaSO_4 \cdot K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2H_2O$		
Тенардит	Na_2SO_4		
Мирабилит (глауберова соль)	$Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$		

Большинство залежей солей содержат галит в качестве главного компонента. Почти во всех из них в том или ином количестве находятся ангидрит или гипс, а также примесь карбонатно-глинистого материала. Содержание остальных минералов колеблется в широких пределах в зависимости от условий образования соляных месторождений. По условиям образования среди них выделяются: 1) природные рассолы современных соляных бассейнов, 2) соляные подземные воды, 3) залежи минеральных солей современных бассейнов, 4) ископаемые, или древние, залежи минеральных солей.

Современное солеобразование совершается в бассейнах двух типов: 1) связанных с морем и питающихся морской водой, 2) континентальных, питающихся водами суши.

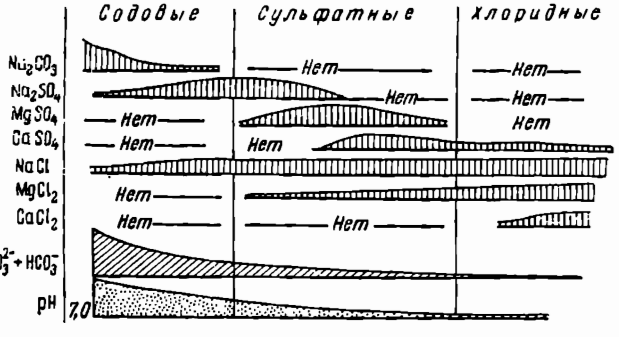


Рис. 280. Распределение солевых компонентов по основным гидрохимическим типам водоемов. По *Н. Страхову*

Соленосные бассейны морских побережий возникают вследствие колебательных движений земной коры. При опускании пониженных прибрежных участков они заливаются морской водой; в дальнейшем такие участки отшнуровываются от моря барами, пересыпями, косами с образованием лиманов, лагун, сивашей и прибрежных озер. В условиях сухого и жаркого климата, при ограниченном притоке воды, полностью компенсируемом испарением, с течением времени они осолоняются и превращаются в соляные и солеродные бассейны. Такие соленосные бассейны известны на Крымском побережье Черного моря (Данузлав), на побережье Азовского моря (Сиваш), у берегов Каспийского (Кара-Богаз) и Аральского (Джаксыклыч) морей.

Континентальные соляные озера возникают в плоских бессточных котловинах сухих и жарких областей, при систематическом выпаривании поступающих в них поверхностных и подземных вод. Они известны в Западно-Сибирской и Туркменской низменностях, в Волго-Урало-Эмбенском районе, а также в Монголии, Центральном Иране, Малой Азии, Северной и Южной Америке, Восточной Африке, Австралии.

Соляная масса современных бассейнов состоит из рапы (соляного рассола) и самосада (твердых соляных накоплений), находящихся в состоянии подвижного равновесия. М. Валяшко выделяет три типа рассолов соляных озер: карбонатный, или содовый, сульфатный и хлоридный (рис. 280). Под воздействием кальциевых соединений, привносимых реками, может происходить метаморфизация соляного рассола с заимствованием иона SO_4 на образование гипса и обессульфачиванием его.

Ископаемые залежи минеральных солей рассматривались различными геологами и, пожалуй, нет другой разновидности минеральных месторождений, по которой было бы такое изобилие гипотез об их генезисе. Ф. Пошепный думал, что залежи солей формируются эоловыми процессами в связи с переносом брызг морской воды прибрежным ветром. А. Вальтер полагал, что соли накапливались в бессточных впадинах пустынь вследствие вымы-

вания грунтовыми водами их кристаллов, рассеянных в осадочных породах. Ряд геологов защищают гипотезу метасоматического образования соляных месторождений из эндогенных растворов, связанных с магматизмом, в том числе мантийным (Н. Кудрявцев, К. Фоменко, У. Кост и др.). М. Калинко считает, что источник хлористого натрия соляных месторождений связан с вулканизмом. Но в основном большинство геологов рассматривают соляные месторождения в качестве классических осадочных образований. С этих позиций ниже они и освещаются. Считается, что такие месторождения формировались в прошлые геологические эпохи в обстановке аридного климата в основном в процессе испарения морской воды в относительно изолированных лагунах. Содержание солей в воде современного Мирового океана в среднем составляет 3,5 вес. %, или 35 г на 1 кг воды (табл. 47). В морях с затрудненным водообменом оно повышается до 3,9% (Средиземное море) и даже 4,2% (Красное море). При интенсивном разбавлении реками оно снижается, например в Финском заливе Балтийского моря, до 0,35%.

Таблица 47

Солевой состав воды современного океана.
По *А. Иванову*

Соль	Вес. %	К весу сухого остатка, %
$NaCl$	2,723	77,76
$MgCl_2$	0,381	10,88
$MgSO_4$	0,165	4,74
$CaSO_4$	0,126	3,60
K_2SO_4	0,086	2,46
$CaCO_3$	0,012	0,34
$MgBr_2$	0,007	0,22
Сумма	3,500	100,00

В объеме океанических и морских вод, покрывающих 71% поверхности Земли, согласно В. Вернадскому, растворено около 22 млн. км³ солей. Если всю эту массу солей осадить из морской воды, то ею можно покрыть поверхность Земли непрерывным слоем мощностью около 42 м, а дно океанов слоем мощностью около 60 м. В этом слое, по подсчетам А. Грэбо, на долю NaCl придется 47,5 м, $MgCl_2$ 5,8 м, $MgSO_4$ 3,9 м, $CaSO_4$ 2,3 м и прочих солей 0,5 м.

Порядок кристаллизации солей из растворов морской воды зависит от исходного состава и количества, пределов совместной растворимости, температуры и времени испарения. Он был намечен итальянским химиком Г. Узильо в 1849 г., изучался в конце прошлого века Я. Вант-Гоффом и детально исследовался физико-химическими методами Н. Курнаковым и его учениками (М. Валяшко, С. Жемчужный, Н. Николаев и др.).

Лабораторными исследованиями Я. Вант-Гоффа установлено, что основные сочетания солей, образующиеся при испарении морской воды, обусловлены равновесием водных растворов пятерной системы Na, K, Mg, SO_4, Cl. Изучение этой системы при температуре изотермического испарения 0, 25, 55 и 83° позволило установить, что выпадение солей из морской воды происходит в такой последовательности: 1) карбонаты кальция и магния, 2) гипс, 3) галит с гипсом, 4) галит с ангидритом, 5) галит с полигалитом, 6) астраханит и сульфат магния (эпсомит), 7) сульфаты калия и магния (гексагидрит), 8) каинит, 9) карналлит, 10) бишофит. После выделения сульфата кальция кристаллизация всех солей идет в сопровождении галита (рис. 281).

Исследование этой системы, выполненное Н. Курнаковым в природных водоемах при солнечном испарении, позволило откорректировать порядок выпадения солей. Последовательность кристаллизации солей по «солнечной

диаграмме» Н. Курнакова следующая: 1) гипс, 2) галит, 3) эпсомит, 4) гексагидрит, 5) карналлит, 6) бишофит (рис. 282).

Такой последовательности отложения солей соответствует диаграмма М. Валяшко, иллюстрирующая изменение объема океанической воды при

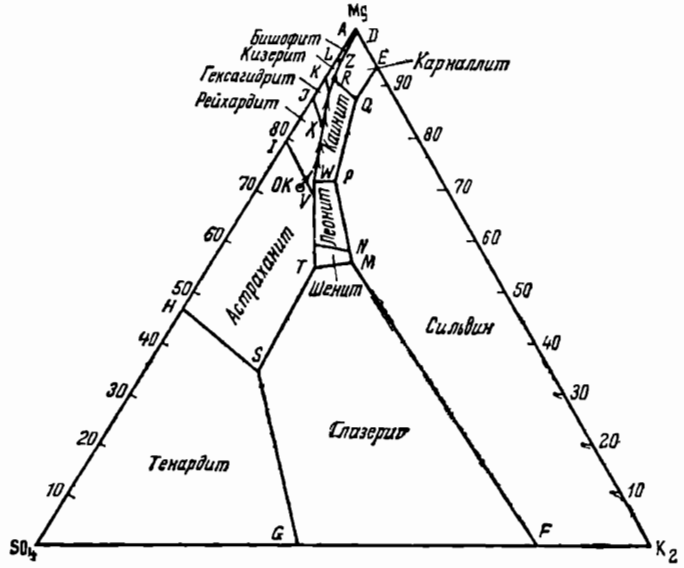


Рис. 281. Стабильная диаграмма при +25 °С в системе $2Na^+$, $2K^+$, Mg^{2+}, SO_4^{2-}, Cl^-, H_2O. По *Я. Вант-Гоффу*.

Ок — фигуративная точка состава океанической воды; стрелки — путь кристаллизации океанической воды; латинские буквы — двойные и тройные точки

выделении из нее твердых солей в процессе ее сгущения (рис. 283). Из диаграмм Н. Курнакова и М. Валяшко вытекает нормальная стратиграфическая колонка океанических соляных отложений (рис. 284). Следует отметить, что последовательность отложения солеобразующих минералов в ископаемых месторождениях солей не всегда отвечает физико-химическим диаграммам, что скорее всего обусловлено иным составом солей в морской воде геологического прошлого.

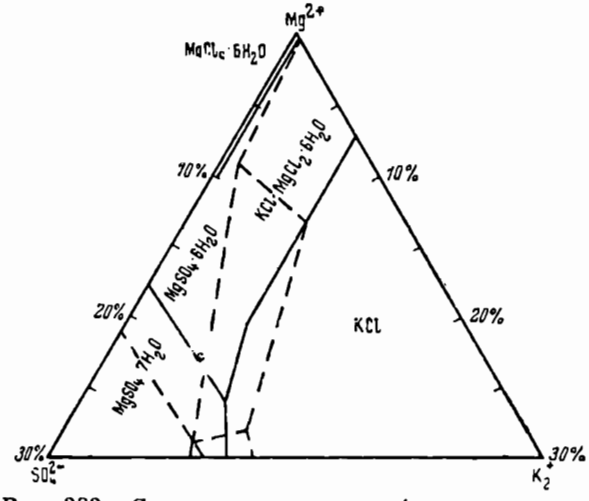


Рис. 282. «Солнечная диаграмма» (сплошные линии) и границы стабильных полей кристаллизации (пунктирные линии) Я. Вант-Гоффа. По *Н. Курнакову* и *В. Николаеву*

После отложения в осадок минеральные соли могут претерпевать изменение. В диагенетическую стадию происходит перекристаллизация солей с локальными новообразованиями. Например, при высаливании и дегидратации молекул эпсомита и мирабилита или эпсомита и галита могут возникнуть кристаллы астраханита. В стадию более глубокого метаморфизма под действием повышенных температур и давления происходит дегидратация солей, а из образующихся при этом горячих рассолов возникают соляные парагенезисы, не свойственные поверхностным условиям (например, галит, карналлит, сильвин, лантбейнит).

Геологические условия образования ископаемых солей обусловили значительные мощности соляных залежей, накапливающихся в устойчиво прогибающихся структурах земной коры. Все известные крупные месторождения каменной соли, калийных и магниевых солей, ангидрита и гипса формировались в предгорных прогибах или синклинальных

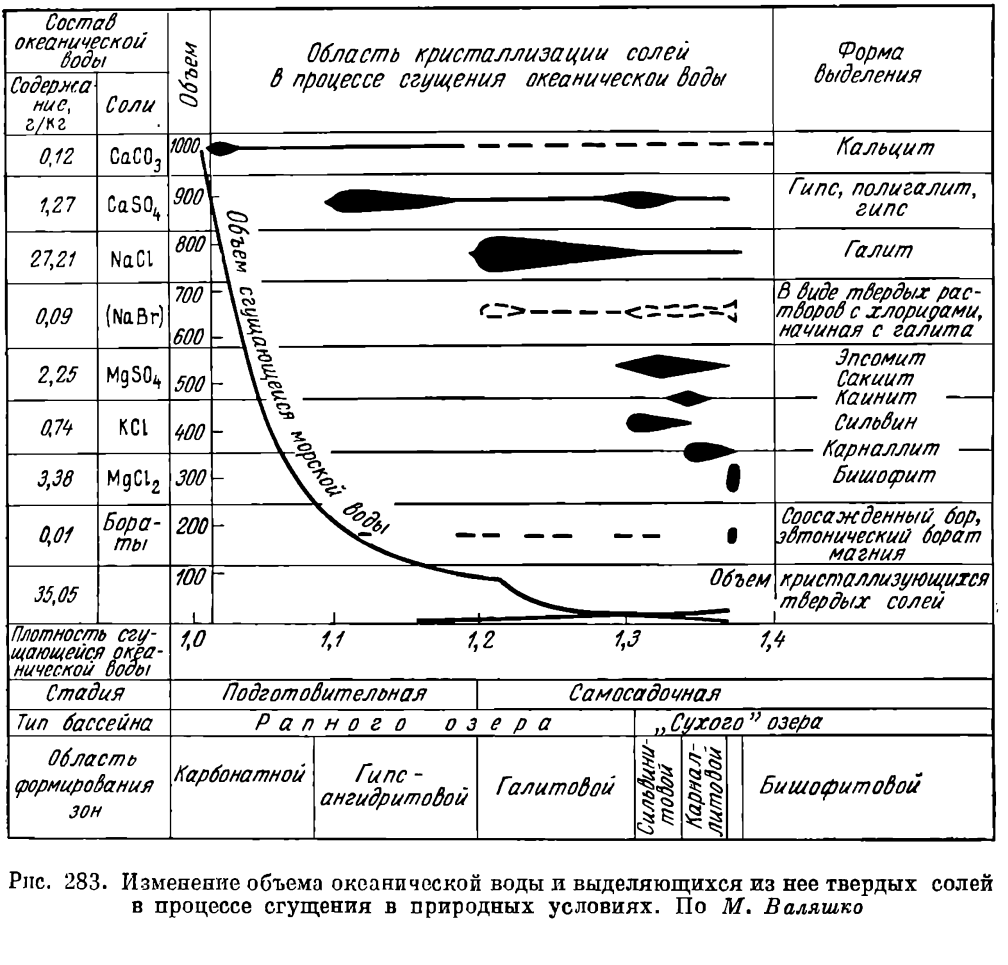


Рис. 283. Изменение объема океанической воды и выделяющихся из нее твердых солей в процессе сгущения в природных условиях. По *М. Валяшко*

прогибах платформ. Они распространены в Предуральском (рис. 285), Предкарпатском, Закарпатском, Донецком, Предпиренейском, Предатласском, Скалистых гор, Предкордильерском и других передовых прогибах, а также в Прикаспийской, Днепровско-Донецкой, Московской, Ангаро-Ленской, Вилюйской, Польско-Германской, Северо-Германской, Ферганской, Нарынской, Таджикской, Предаппалачской, Внутриамериканской и других синеклизах, поперечных прогибах и краевых впадинах платформ (А. Иванов).

Формирование соляных месторождений происходило неравномерно в истории осадконакопления, с максимальным расцветом галогенеза на заключительных стадиях геологических циклов. Наиболее значительные эпохи формирования соляных месторождений следующие:

1. В конце рифейского цикла были образованы кембрийские месторождения Восточной Сибири (Ангаро-Ленский бассейн), Якутии, Пакистана (Соляной кряж Пенджаба).

2. К концу каледонского цикла относятся силурийские месторождения Северной Америки и девонские месторождения Днепровско-Донецкой впадины, Минусинской котловины, Канады.

Номер зоны	Зона	Породообразующие периодические минералы и сопровождающие их постоянные минералы		Величина бром-хлорного коэффициента $\frac{Br \cdot 10^3}{Cr}$ для чистых (100%) минералов-хлоридов
		Форма выделения	Продукты диагенеза	1 3 5 7 9 11 12 13 14 15
6	Бишофитовая	Бишофит, эвтонический борат, карналлит, гексагидрит-тетрагидрат, галит, гипс, основные карбонаты магния	Борацит, кизерит, ангидрит, магнезит	4 6 8 10 12 16 18 20
5	Карналлитовая	Карналлит, гексагидрит (и другие гидраты до тетрагидрата), галит, гипс, полигалит, основные карбонаты магния	Кизерит (каинит), ангидрит, магнезит	
4	Сильвинитовая	Сильвин, гексагидрит (эпсомит), полигалит, галит, основные карбонаты магния	Каинит, пангбейнит, кизерит, магнезит	
3	Зоно сульфатов магния	Эпсомит, (гексагидрит), (астраханит), (полигалит), галит, гипс, основные карбонаты магния	Кизерит, ангидрит, магнезит	
2	Галитовая	Галит, гипс, кальцит, основные карбонаты магния	Ангидрит, доломит, магнезит	
1	Гипс-ангидритовая	Гипс, кальцит, (арагонит)	Ангидрит, доломит, кальцит	

Карналлит
Бишофит
Карналлит
Сильвин

Рис. 284. Нормальная стратиграфическая колонка соляных отложений и величина бром-хлорного коэффициента для хлоридов. По *М. Валяшко.*

В скобках показаны минералы, образование которых возможно на ограниченном участке развития данной зоны

3. Самое мощное в истории земной коры накопление не только каменной, но и калийных солей происходило в конце герцинского цикла в пермское время в Западном Приуралье, Прикаспии, Донбассе, на территории Польши, ГДР и ФРГ, Англии, Северной Америки.

4. В конце киммерийского цикла были образованы месторождения верхней юры — нижнего мела, известные в Средней Азии, Франции, Англии, Северной и Южной Америке, Северной Африке.

5. Завершение альпийского цикла связано с широко распространенными третичными соляными образованиями, находящимися в СССР (Закарпатье,

Предкарпатье, Закавказье, Прикаспий, восточные районы Средней Азии), в Испании, Португалии, Франции, ФРГ, Польше, Румынии, Турции, в странах Северной Африки, Пакистане, Северной Америке.

Многие соляные месторождения характеризуются специфической так называемой соляной тектоникой, обусловленной низкой плотностью солей, компактностью их сложения и пластичностью. В связи с этим недислоцированные пласты солей спокойно залегающих осадочных толщ приобретают все более и более сложные очертания по мере смятия их в складки, с выжиманием текучего вещества солей в замки антиклиналей. После образования местного поднятия кровли соляного пласта возникает разность нагрузки на соль в своде и на крыльях, обусловливающая выжимание соляных масс с образованием соляных куполов даже в обстановке относительного тектонического покоя (рис. 286).

Бор. Некоторые соляные месторождения содержат бор в виде рассеянного среди них калиборита $KMg_2B_{11}O_{19}\cdot 9H_2O$. В зоне выветривания борные соединения растворяются, переотлагаются и накапливаются в «гипсовой шляпе» в виде разнообразных боратов — ашарита $Mg[BO_2](OH)$, гидроборацита $CaMgB_6O_{11}\cdot 6H_2O$, улексита $NaCaB_5O_9\cdot 8H_2O$ и др.

Барий. Барий переносится поверхностными водами в виде легкорастворимого хлористого бария. При соприкосновении с содержащей сернокислый ион морской водой он выпадает, образуя стяжения, локальные скопления и сплошные пластовые массы барита среди морских, обычно карбонатных осадков. К ним принадлежит Мегген в ФРГ и месторождения желвакового барита в бассейне Миссури в США.

Руды железа, марганца и алюминия. Осадочные месторождения железа, марганца и бокситы формируются из суспензий и коллоидных растворов на дне водных бассейнов в сходных геологических условиях и поэтому рассматриваются совместно, в основном по Н. Страхову.

Источник материала для этих месторождений — континентальная кора выветривания, продукты разложения которой сносятся поверхностными и грунтовыми водами. Максимальное количество железа мобилизуется при разложении основных пород с высоким содержанием этого металла. Для накопления

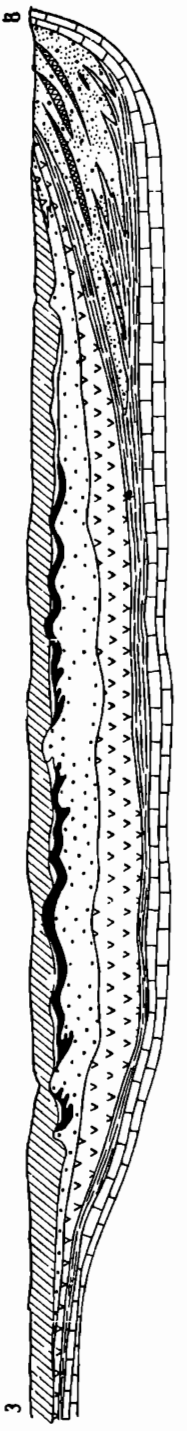


Рис. 285. Схематизированный разрез соляного месторождения Предуральского прогиба. По *А. Иванову*.

1 — покровные породы: гипсоносные глины, мергели, известняки, песчаники; *2* — покровная каменная соль; *3* — толща калийно-магниевых солей; *4* — подстилающая каменная соль; *5* — глинисто-ангидритовая толща; *6* — соленосные глины и мергели с гипсом и ангидритом; *7* — глины, известняки и доломиты; *8* — песчаники, мергели, глины и конгломераты; *9* — известняки

бокситов, наоборот, наиболее благоприятны кислые породы, а для марганца — толщи пород с повышенным против среднего количеством марганца (рис. 287).

Для перевода соединений рассматриваемых металлов в раствор необходима высокая зрелость коры выветривания, предварительный вынос из нее разного рода электролитов — сульфатов, карбонатов, хлоридов, затрудняющих перенос металлов в коллоидных растворах. Поэтому перенос главной массы железа и марганца, отчасти алюминия связан с поздней кислотной стадией в общей эволюции коры выветривания.

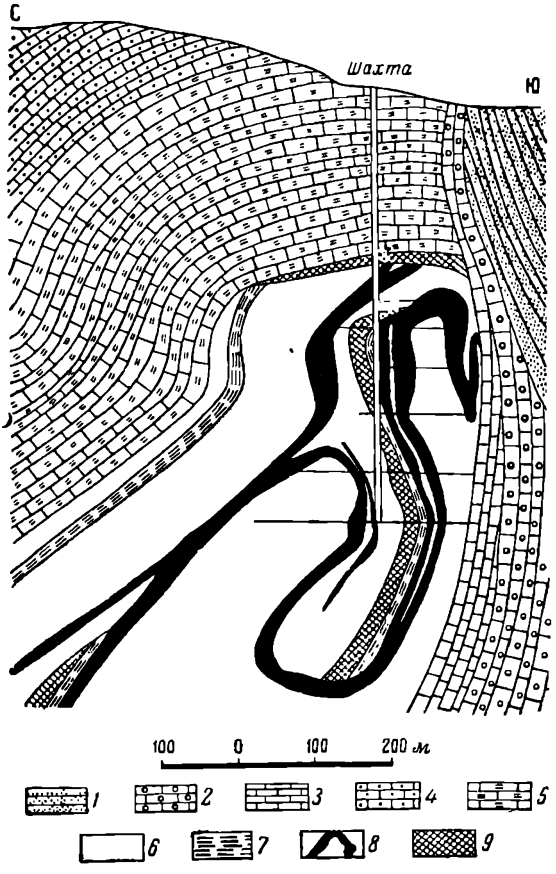


Рис. 286. Разрез месторождения солей Финенбург в Стассфурте. По *Е. Фульду*.

1 — мел; *2* — раковистый известняк; *3—5* — пестрый песчаник: *3* — верхний, *4* — средний, *5* — нижний; *6* — каменная соль; *7* — соленосная глина; *8* — калийные соли; *9* — главный ангидрит

Условия разложения рудопроизводящего субстрата и перевода металлических соединений в раствор сильно зависит от климатического фактора. Н. Страхов показал, что для этого процесса наиболее благоприятны таежно-подзолистая, влажная тропическая и субтропическая климатические зоны с их обильной растительностью и водоносностью, обусловливающими гумидный профиль поверхностных преобразований.

Накопление руд железа, марганца и алюминия может происходить в речных, озерных и морских водоемах.

Перенос соединений этих металлов осуществляется реками и грунтовыми водами. Их среднее содержание в речных водах низкое: для железа оно обычно находится в пределах от 0,05 до 1,5 мг/л, для марганца от 0,007 до 0,08 мг/л, для алюминия обычно не более 1, редко до 5 мг/л. Однако суммарный вынос этих металлов реками огромный. Согласно Дж. Грюнеру, Амазонка за 180 тыс. лет ее существования могла вынести в Атлантический океан около 2 блн. т железа. Перенос соединений железа, марганца и алюминия речными водами происходит в форме тонких взвесей, коллоидных и истинных растворов. Соотношение между этими тремя разновидностями миграции различны для разных рек и для всех трех металлов. Так, например, в р. Припять 25% железа мигрирует в виде взвеси, 75% в форме раствора, в основном коллоидного, а в р. Кубань 99,7% железа сносится во взвеси и лишь 0,3% в растворенном состоянии. При переносе марганца преобладают взвеси, составляющие от 72,7 до 99% этого металла, выносимого реками Черноморского бассейна.

Железо в растворимых соединениях переносится главным образом в виде

золя $Fe(OH)_3^{3+}$, защищенного органическим коллоидом или золем кремнезема; меньшая его часть мигрирует в форме органических соединений окисного и закисного железа и еще меньшая — в истинных растворах карбоната и бикарбоната, сульфата и хлорида закиси железа. Миграция марганца осуществляется в виде бикарбоната и золя гидрата двуокиси. Алюминий переносится в коллоидных растворах гидратов окиси и основных солей этого элемента.

Некоторое общее представление о содержании металлов в воде рек и форме их переноса дает табл. 48.

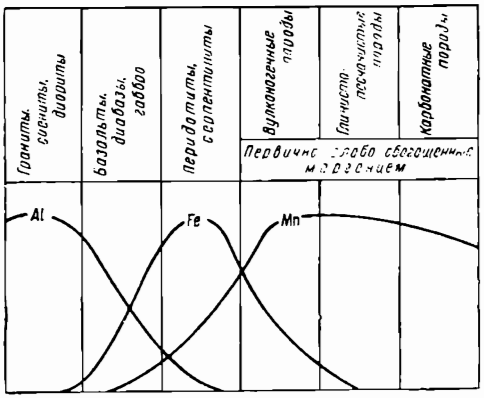


Рис. 287. Источники осадочных месторождений железа, марганца и алюминия. По *Н. Страхову* (с дополнениями)

Отложение соединений всех трех металлов происходит в прибрежной зоне озер и морей, главным образом под воздействием электролитов, растворенных в водах этих водоемов, коагулирующих коллоиды металлических соединений и переводящих их в осадок. Этот процесс особенно охотно протекает в районах с холмистым прибрежным рельефом, испытавшим длительную пенепленизацию, имеющих сильно расчлененную береговую линию, прорезаемую многочисленными, но некрупными реками и высачивающимися вдоль берега грунтовыми водами. В связи с различной геохимической подвижностью соединений железа, марганца и алюминия происходит их дифференциация в прибрежной зоне водоемов. Раздельное осаждение окислов марганца и железа в морской воде подтверждено экспериментально Л. Листовой, а расчетным путем К. Краускопфом. В ходе этой дифференциации вначале и ближе к берегу накапливаются бокситы, затем в верхней части шельфа отлагаются железные руды, а еще далее

Таблица 48

Содержание металлов (в мкг/л) во взвеси (числитель) и в растворенном состоянии (знаменатель) в воде некоторых рек.

По Г. Коновалову и др.

Река	Fe	Mn	Cu	Zn	Pb	V	Ni
Дунай	4,6 / 0,02	156,0 / 10,0	8,2 / 4,8	730,0 / 15,0	— / 17,7	10,8 / 2,3	6,3 / 0,8
Енисей	9,5 / 0,18	286,0 / 4,6	8,0 / 3,8	157,0 / 8,2	— / 2,7	5,5 / 1,8	9,4 / 2,0
Сырдарья	31,0 / 0,17	630,0 / 14,8	19,0 / 9,4	149,0 / 20,2	— / 9,0	31,0 / 3,2	10,0 / —
Кура	7,5 / 0,02	359,0 / 4,6	4,9 / 4,4	144,0 / 13,8	— / —	18,1 / 3,0	5,5 / 1,0
Терек	103,0 / 0,50	2450,0 / 23,2	34,2 / 3,8	1510,0 / 11,0	— / 152,0	72,0 / 1,5	106,0 / 4,8

уже внизу шельфа, происходит садка марганцевых руд (рис. 288). Железо в этом дифференциальном ряду находится между алюминием и марганцем. Поэтому в природе достаточно часто встречаются железо-марганцевые и железо-алюминиевые осадочные месторождения. На крайних флангах этого ряда находятся алюминий и марганец, обычно совместно не встречающиеся.

Дифференциация минеральной массы проявляется не только в разделении трех металлов, но также и в изменении минерального состава руд их месторождений по направлению от берега в глубь водоема. В залежах марганцевых руд в этом направлении происходит смена четырехвалентных соединений трехвалентными и затем двухвалентными, замена окисных соединений карбонатными. Для залежей железных руд в том же направлении намечается переход от окислов к карбонатам и затем к силикатам.

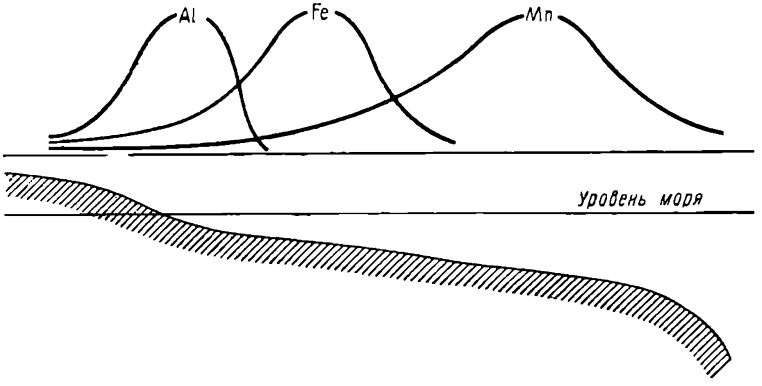


Рис. 288. Дифференциация руд алюминия, железа и марганца в прибрежной части водоема

Так формируются озерные и морские осадочные месторождения железа, марганца и алюминия (бокситов).

Месторождения железа имеют форму пластов, эллиптически вытянутых линз, пластообразных залежей и гнезд. Размеры их достигают крупных величин — в длину отдельные пласты протягиваются на десятки, а свиты на сотни километров; ширина их несколько километров, а мощность — десятки метров. Примером таких железорудных залежей могут служить рудные тела Керченского бассейна, выполняющие отдельные мульды (рис. 289).

По минеральному составу руды осадочных месторождений железа разделяются на три группы: окисные, карбонатные и силикатные. Окисные руды бурых железняков состоят в основном из лимонита, гидрогётита, гётита, гематита, иногда магнетита с примесью других минералов.

Основным рудообразующим минералом карбонатных руд является сидерит. В состав силикатных руд входят железистые хлориты типа шамозита $Fe_4Al[Si_3AlO_{10}][OH]_6 \cdot nH_2O$ и тюрингита $Fe_{3,5}(Al, Fe)_{1,5}[Si_{2,5}Al_{1,5}O_{10}][OH]_6 \times \times nH_2O$. Кроме того, состав всех трех групп железных руд пополняется в той или иной степени гидроокислами и окислами марганца, кварцем, халцедоном, полевыми шпатами, кальцитом, баритом, гипсом, глинистыми минералами и иногда сульфидами, преимущественно пиритом. Для осадочных месторождений железа необычайно типична оолитовая текстура руды.

Согласно Х. Джемсу, Н. Хуберу и Р. Гаррелсу, состав осадочных месторождений железа регулируется Eh и pH среды рудообразования таким образом, что они располагаются в ряд: окислы — карбонаты — силикаты — сульфиды по мере удаления от берега в глубь водоема. Но такой сводный ряд в природе

в полном виде не встречается. Чаще окисные железные руды на глубине сменяются карбонатными или окисными марганцевыми рудами (рис. 290).

Н. Страхов выделяет семь главных и серию мелких эпох накопления железных руд в истории формирования осадочной оболочки Земли. В первую, наиболее древнюю докембрийскую эпоху произошло отложение грандиозных масс

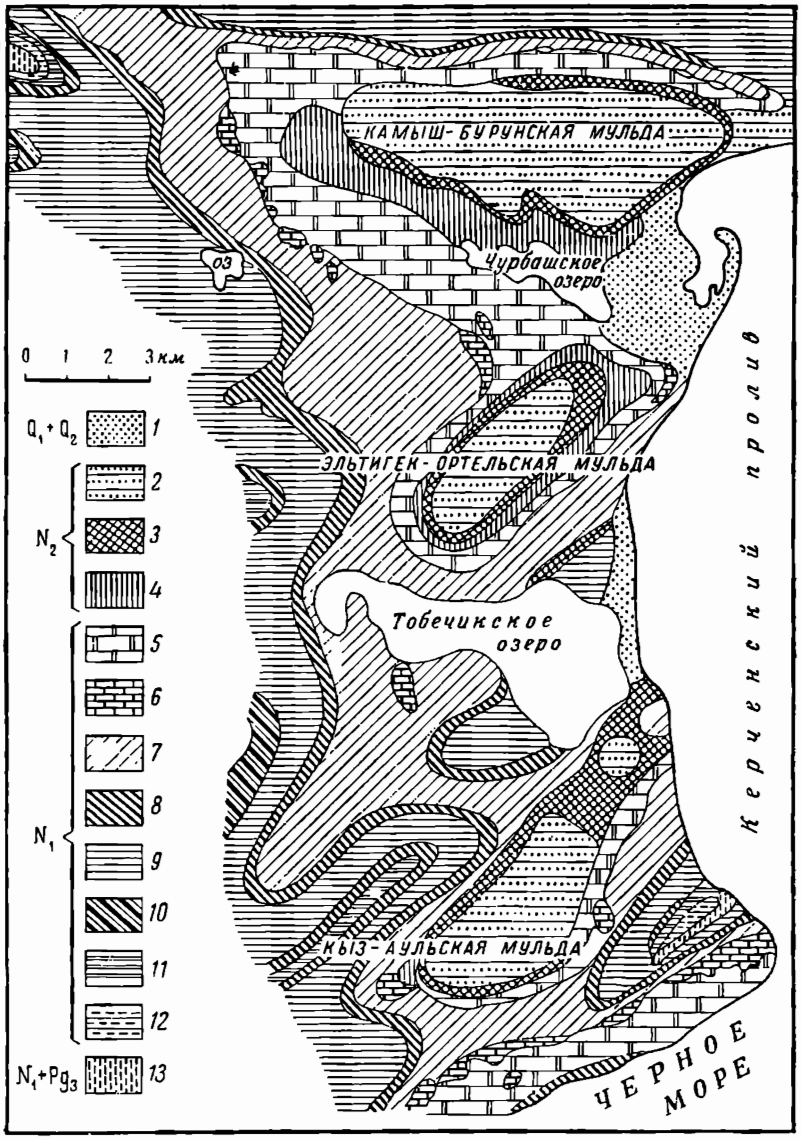


Рис. 289. Геологическая схема южной части Керченского бассейна. По *М. Скобникову*.
1 — пески пересыпей, кос и террас; *2* — глины пссчанистые и пески; *3* — бурые железняки; *4* — ракушечники глинистые; *5* — известняки детритусовые, глины; *6* — известняки мшанковые; *7* — глины трепеловидные; *8* — глины зеленовато-серые; *9* — глины оливково-зеленые; *10* — глины слоистые, с прослоями мергелей; *11* — глины с прослоями строматолитовых известняков; *12* — глины с мергелями, известняки детритусовые; *13* — глины майкопские

железа, фиксированного в месторождениях железистых кварцитов типа Кривого Рога, Курской магнитной аномалии, Кольского полуострова и других районов СССР, а также аналогичные месторождения Северо-Американской платформы (оз. Верхнее, Лабрадор и др.), Южно-Американской платформы (Бразилия, Гвиана), Африканской платформы (Трансвааль, Южная Родезия), Индийской платформы, Китайской и Австралийской платформ. Во вторую, кембрийскую эпоху были сформированы осадочные месторождения железных руд Енисейского кряжа, Казахстана, Северной Кореи, Англии, Испании и Аппалачской зоны Северной Америки. К третьей, ордовикской эпохе относятся гематит-шамозит-сидеритовые месторождения ГДР (Тюрингия), Чехословакии,

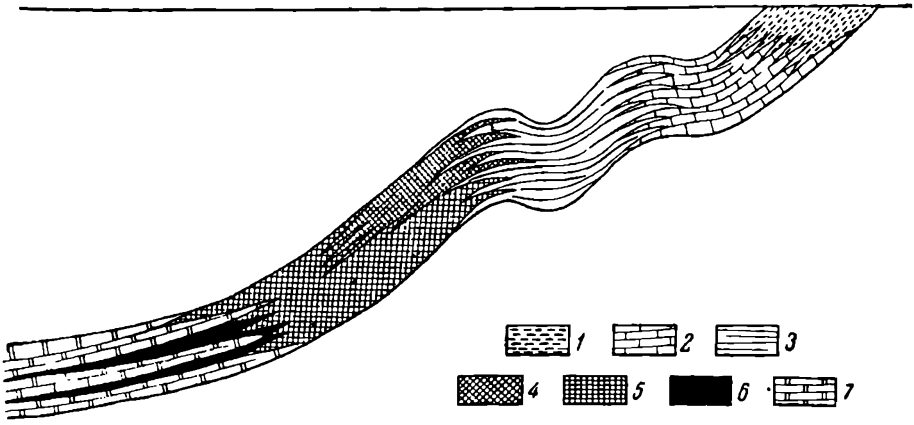


Рис. 290. Сводная схема фациального строения рудного горизонта железорудного месторождения Западный Караджал в Казахстане. По *И. Дюгаеву*.

1 — алевропелиты микрослоистые; *2* — известняки кремнисто-железистые; *3* — яшмы; *4* — хлорит-сидерит-магнетитовые руды; *5* — гематитовые руды; *6* — марганцовые руды; *7* — известняки железо-марганцовистые

Франции (Бретань и Нормандия). К четвертой, силурийской эпохе принадлежат крупные месторождения гематит-шамозитовых клинтонских руд в Аппалачах в Северной Америке. Пятая эпоха каменноугольного периода охватывает железорудные месторождения Центрального Казахстана, Урала, Англии, Испании. Шестой, юрской эпохе подчинены осадочные месторождения железных руд в чехле Русской и Сибирской платформ, на Урале, Кавказе, а также в Кливленде (Англия) и миннетовые руды Франции, ФРГ и Люксембурга. К самой юной, седьмой эпохе верхнего неогена относятся платформенные морские месторождения Керченского бассейна в Крыму, а также месторождения коры выветривания на Кубе, в Африке, на о. Калимантан, в Австралии и Индии.

На рис. 291 выделены основные эпохи формирования осадочных руд железа; рядом показаны эпохи накопления марганца и алюминия, свидетельствующие о близости их образования.

Н. Страхов обращает внимание на следующие особенности эволюции происхождения и состава осадочных железных руд от древних к юным эпохам их образования. Для докембрийской, отчасти кембрийской эпохи характерны железистые кварциты, накапливающиеся вдали от морского берега в обстановке малой солености воды и высокого содержания углекислоты в атмосфере. В дальнейшем морское рудообразование заметно приближается к береговой

линии. Озерно-болотные руды появляются с верхнего палеозоя и постепенно начинают вытеснять морское рудообразование. Руды коры выветривания известны только для мезозойской и кайнозойской эпох (рис. 292).

Таким образом, со временем сокращается общий объем накопления осадочных руд железа, изменяется состав руд, уменьшается относительная роль геосинклинальных месторождений, постепенно вытесняемых платформенными образованиями.

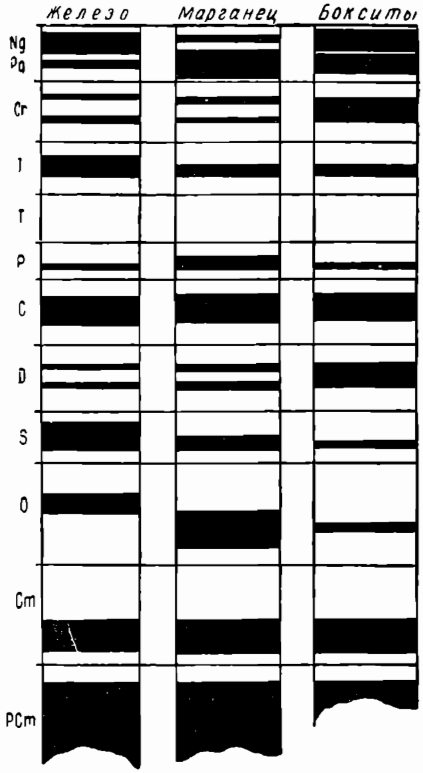


Рис. 291. Основные эпохи формирования осадочных месторождений железа, марганца и алюминия (бокситов). По *Н. Страхову*

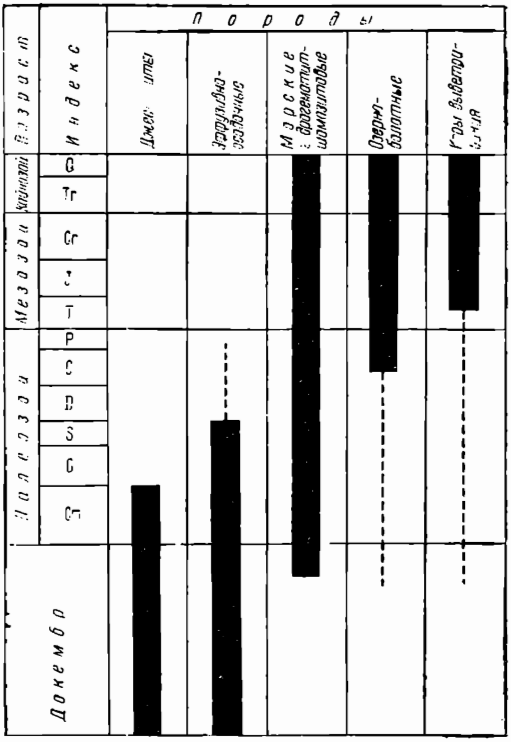


Рис. 292. Эволюция фациальных типов осадочных железных руд. По *Н. Страхову*

Месторождения марганца, так же как и железа, имеют форму пластов, пластообразных и линзовидных залежей (рис. 293). Размеры их обычно несколько меньше железорудных, но все же достигают в длину нескольких километров, в ширину нескольких сотен метров, а мощность их до 20 м. По минеральному составу руд А. Бетехтин среди осадочных и метаморфизованных осадочных марганцевых месторождений выделяет гидроокисные, окисные, карбонатные и силикатные образования.

Гидроокисные руды континентальных озерных месторождений состоят из псиломелана, пиролюзита, лимонита, глинистых минералов и опала. В состав окисных руд морского происхождения входит, кроме того, в качестве ведущего минерала манганит. Карбонатные руды состоят из родохрозита, манганокальцита, опала, марказита, пирита, глауконита и барита. Состав силикатных руд

определяется родонитом, бустамитом, марганцовистыми гранатами, обычно в смеси с карбонатами марганца, кварцем, гематитом, магнетитом.

Месторождения докембрийской эпохи, сложенные преимущественно силикатными рудами, известны в Индии, Западной и Южной Африке, Бразилии; в СССР к ним принадлежат Мазульское месторождение в Западной Сибири и рудопроявления вдоль западного берега оз. Байкал. К кембрийской эпохе относятся Усинское месторождение Кузнецкого Алатау, небольшие месторождения Англии, Бельгии, Южной Африки. В ордовике были образованы месторождения в США, Бразилии и Англии. Следующей крупной эпохой была каменноугольная, когда возникли месторождения Урало-Казахстанской провинции (Атасу, Успенское, Мурджик и др.), а также месторождения на территории Девоншира в Англии, в Пиренеях и других местах. Значительные месторождения пермского возраста известны в Хунане (Китай) и Марокко.

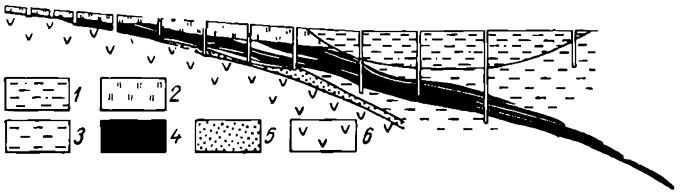


Рис. 293. Схематический разрез через Полуночное месторождение. По *Ю. Асанову*.
1 — аллювиальные отложения; *2* — наносы; *3* — опоковые глины; *4* — марганцевые руды; *5* — кварц-глауконитовые песчаники; *6* — туфы пироксеновых порфиритов

В юрскую эпоху были сформированы месторождения марганца в Северной Америке, Испании, Италии, Турции, Югославии, Венгрии. В выдающуюся по масштабам марганценакопления палеогеновую эпоху были образованы месторождения Никополь (Украина), Чиатуры (Кавказ), Марсятское, Полуночное и др. (восточный склон Северного Урала), а также месторождения во Франции, Италии, Мексике, Японии, Габоне и других странах.

Месторождения марганца и железа на дне современных океанов выявлены океанографическими экспедициями разных стран. Грандиозные запасы их руд сосредоточены в железо-марганцевых конкрециях, выстилающих крупные площади дна Тихого, Атлантического и Индийского океанов, а также подстилающих их рыхлых отложений. Конкреции, плиты и корки имеют поперечник от десятых долей сантиметра до нескольких метров. Главными рудными минералами конкреций, по данным П. Безрукова и П. Андрущенко, являются вернадит, псиломелан, гидрогётит и монтмориллонит; присутствуют пиролюзит, тодорокит, бернессит, вудраффит, гётит, филлипсит, халцедон, хлорит.

В состав конкреций входят (в %):

	От — до	Среднее		От — до	Среднее
Mn	8—40	20	Cu	0,03—1,6	0,35
Fe	2,5—26,5	16	Pb	0,02—0,35	—
Co	0,02—2,5	0,33	Zn	0,08—0,04	—
Ni	0,2—2	0,6	Ag	0,0003	

Запасы железо-марганцевых конкреций в придонной части Мирового океана достигают колоссальной цифры $2{,}5 \cdot 10^{12}$ т, что на два порядка выше суммарных запасов, учтенных во всех месторождениях железа и марганца на земном шаре.

По поводу источника железа и марганца для океанических конкреций существуют шесть главных точек зрения:

1) континентальный снос и последующее осаждение на дне океана (Н. Страхов, Е. Гольдберг, Дж. Аррениус);

2) биологическая экстракция отмирающим животным миром океана (К. Корренс, Дж. Грюнер, Р. Ерлих);

3) химическое осаждение из вод океана (Дж. Меррей, А. Ренард, Х. Петтерсон);

4) подводное разложение океанической водой богатых железом и марганцем вулканических пород основного состава (Дж. Меррей, Дж. Аррениус);

5) поступление из подводных вулканических газов и гидротерм;

6) комбинированное образование из разных источников (П. Безруков, И. Варенцов, Е. Бонатти, Т. Кример, Г. Риддл).

Что касается элементов-примесей, таких, как медь, кобальт, никель и др., то все исследователи сходятся на том, что главным процессом концентрации их в конкрециях была сорбция из вод океана.

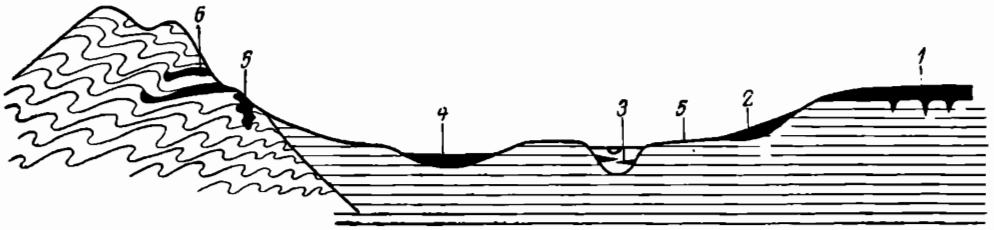


Рис. 294. Схема соотношения месторождений бокситов, различных по условиям образования.

1 — остаточные (латеритные); *2* — склоновые (делювиально-пролювиальные); *3* — долинные (аллювиальные); *4* — котловинные; *5* — карстовые; *6* — геосинклинальные

Месторождения алюминия (бокситы) разделяются на три группы: 1) остаточные, или латеритные, 2) осадочные платформенные, 3) осадочные геосинклинальные. К остаточным месторождениям латеритной коры выветривания принадлежат бокситы Воронежской антеклизы, Украинского щита, Тиманского и Енисейского кряжей в СССР, Бразилии, США, Западной Африки, Индии, Индонезии, Австралии, Гаити. Среди осадочных платформенных различаются бокситы древних и молодых платформ, а по условиям нахождения — месторождения склонов (делювиально-пролювиальные), долин (аллювиальные), котловин и карстовые. К ним принадлежат палеозойские месторождения Северо-Онежской, Тихвинской и Южно-Тиманской групп на Русской платформе, Чадобецкой и Приангарской групп на Сибирской платформе, мезозойские месторождения Северного Казахстана и Тургая, а также Арканзаса в США, Австралии, Индии и других стран. Геосинклинальные месторождения представлены Северо-Уральской, Южно-Уральской, Салаирской группами и Боксонским месторождением Восточного Саяна, мощным поясом Средиземноморской бокситовой провинции (Венгрия, Югославия, Франция, Греция, Турция и др.), месторождениями Ямайки, Гаити и др.

Общая схема соотношения различных групп бокситовых месторождений изображена на рис. 294.

В геологической истории формирования бокситовых месторождений можно выделить семь главных эпох.

К позднепротерозой-кембрийской эпохе бокситообразования принадлежат месторождения в СССР (Боксонское), Китае и др. К силуро-девонской эпохе относятся бокситы Урала, Салаира и Среднего Тимана. Каменноугольная эпоха охватывает месторождения Северо-Онежского, Тиманского и Тихвинского районов, Белгородского района КМА, Средней Азии. К раннемезозойской

(юрской) эпохе принадлежат бокситы Румынии, Турции, а также несущественные месторождения Карпат и Крыма. К позднемезозойской (меловой) эпохе относятся месторождения Тургая, Енисейского кряжа, Чадобецкого поднятия, а также некоторые месторождения Средиземноморской провинции. Палеогеновая эпоха включает месторождения Центрального Казахстана, Арканзаса в США, Южной Америки, Австралии, Индии и часть месторождений Средиземноморья. В неоген-четвертичную эпоху возникли месторо-

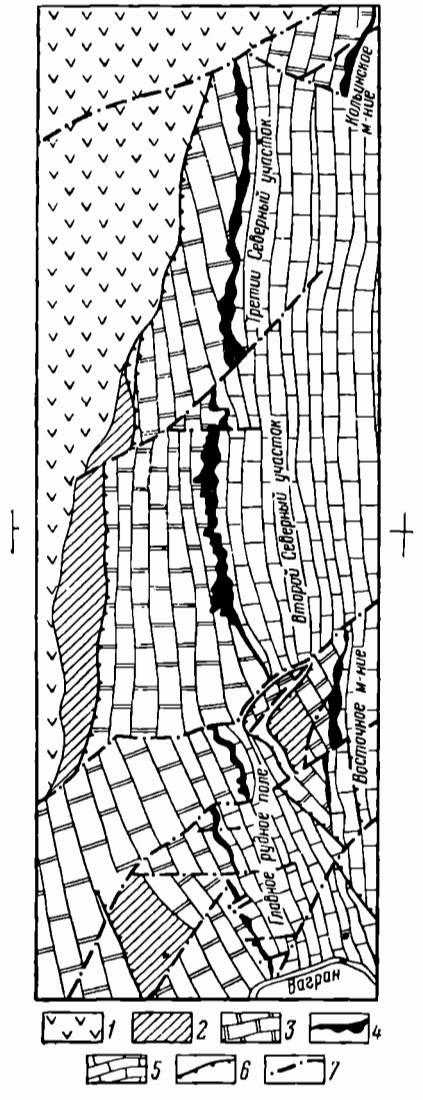


Рис. 295. Схема геологического строения месторождения бокситов Красная Шапочка на Северном Урале. По *А. Пейве*.

1 — вулканические породы сосьвинской свиты; *2* — слоистые известняки сарайной свиты; *3* — массивные известняки петропавловской свиты; *4* — бокситы; *5* — известняки вагранской свиты; *6* — надвиги; *7* — сбросы

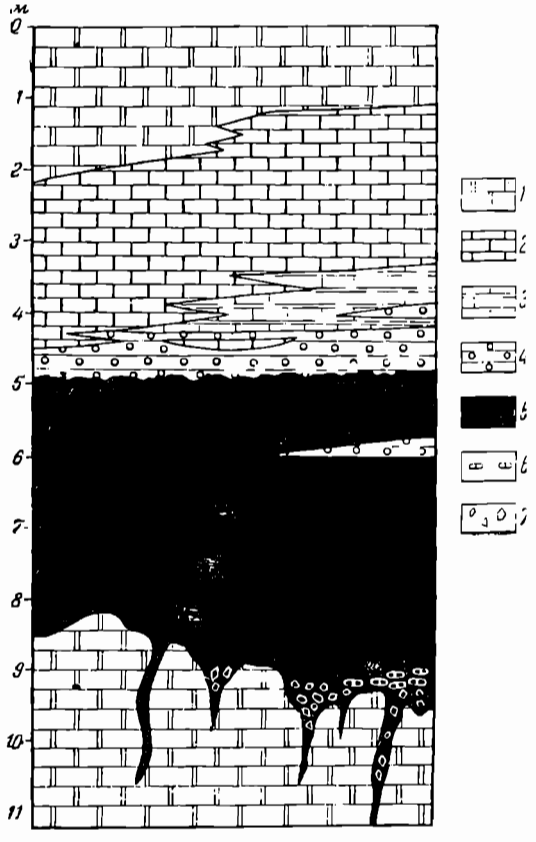


Рис. 296. Обобщенная геологическая колонка девонских бокситовых залежей геосинклинального типа Северного Урала. По *Г. Бушинскому*.

1 — известняки светло-серые массивные; *2* — известняки темно-серые; *3* — мергели темно-серые и черные с прослоями известняков; *4* — бокситы серые слоистые с морской фауной; *5* — бокситы красные; *6* — гальки известняка; *7* — угловатые куски известняка

ждения Ямайки, Доминиканской Республики, Гаити, Австралии, Индии и стран Экваториальной Африки. Залежи бокситов имеют форму пластов, линз, ленто-

видную и гнездообразную (рис. 295). Они достигают в длину и ширину нескольких километров при мощности до первых десятков метров. Для многих из них характерна сложная раскарстованная поверхность почвы залежей (рис. 296). По структуре различают метасоматические бобовые, бобово-оолитовые, брекчиевые, песчаниковые и афанитовые бокситы. Они бывают каменистые, плотные, кавернозные и рыхлые. В состав боксита входят: 1) глинозем, преимущественно свободный, 2) окислы железа, преимущественно в форме гематита, гидрогематита, гётита и гидрогётита, 3) кремнезем, связанный главным образом с каолинитом, реже с галлуазитом и хлоритом, 4) окислы титана.

По минеральным формам обособления глинозема различают две главные разновидности бокситов: 1) моногидратную (одноводную), состоящую из бёмита или его кристаллической разновидности — диаспора $Al_2O_3 \cdot H_2O$; 2) тригидратную (триводную), состоящую из гиббсита $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$.

Наиболее сложной стороной генезиса бокситов является форма переноса глинозема в растворе. На заре исследования этой проблемы представлялось, что перенос глинозема осуществляется в основном в виде взвеси (С. Малявкин). Затем, начиная с 30-х годов нашего века, А. Архангельский, Ю. Горецкий и др. энергично пропагандировали идею переноса глинозема в форме химического раствора при участии серной кислоты, образующейся вследствие выветривания сульфидов и способствовавшей разрушению алюмосиликатов и переводу глинозема в раствор кислых вод. В настоящее время на передний план вновь выдвигается гипотеза миграции алюминия в поверхностных водах в форме взвесей, в связи с чем среди осадочных месторождений выделяют кластогенные (преобладающие) и хемогенные бокситы (Г. Бушинский). При этом существенное значение в формировании бокситов придается процессам диагенеза на дне водоемов и последующему воздействию грунтовых вод, выносящих щелочи и кремнезем и обогащающих залежи глиноземом.

Руды цветных и редких металлов. Реальными месторождениями цветных и редких металлов осадочного генезиса представляются месторождения урана, меди, ванадия, молибдена, стронция, германия. Подавляющая часть минеральной массы этих месторождений формировалась при концентрации в осадке металлических веществ отмирающих морских организмов, а также вследствие процессов сорбции, диагенеза и реакций окисления — восстановления в среде осадка. Они приурочены в основном к трем группам осадочных пород: 1) так называемым черным сланцам битуминозной формации ранней стадии геосинклинального развития, встречающимся также среди платформенных образований, 2) фосфорсодержащим породам, 3) пестроцветным отложениям поздней стадии геосинклинального развития.

Черные сланцы содержат рассеянную вкрапленность сульфидов железа, меди, молибдена, окислов урана и ванадия, иногда достигающую промышленной концентрации; кроме того, в их состав входят никель, хром, титан, кобальт, цинк, свинец, серебро, цирконий, лантан, скандий, бериллий, торий и другие элементы.

Урановосные углеродсодержащие черные сланцы известны среди осадков протерозойских, рифейских, каледонских, герцинских, киммерийских и альпийских геосинклиналей. Первичная концентрация урана в них очень низкая и составляет тысячные — сотые доли процента. Однако огромные массы урановосных черных сланцев нередко сосредоточивают грандиозные запасы урана. Так, например, запасы урана в толще девонских сланцев формации Чаттангуа в США, согласно А. Батлеру, оцениваются в 5 млн. т при содержании

металла всего лишь 0,006%. Уран в них находится в форме ураноорганических комплексов, сорбированных ионов и изоморфного замещения кальция в коллофане (В. Данчев).

Примером месторождения меди может служить Мансфельд в ГДР. Пласт битуминозных мергелистых сланцев мощностью 20—40 см прослеживается здесь среди конгломератов, песчаников и глинистых сланцев перми на расстоянии нескольких километров (рис. 297). В нем тонко распылены: борнит, сфалерит, халькозин, реже пирит, галенит, блеклая руда и самородное серебро. Кроме элементов, входящих в состав этих минералов, руда содержит ванадий, молибден, никель, платину, палладий, рений и др. Наблюдается зональность: медь преобладает в глубинных зонах местных ложбин цехштейновых осадков и в нижней части рудного пласта, а цинк, наоборот, по периферии и в верхней части пласта.

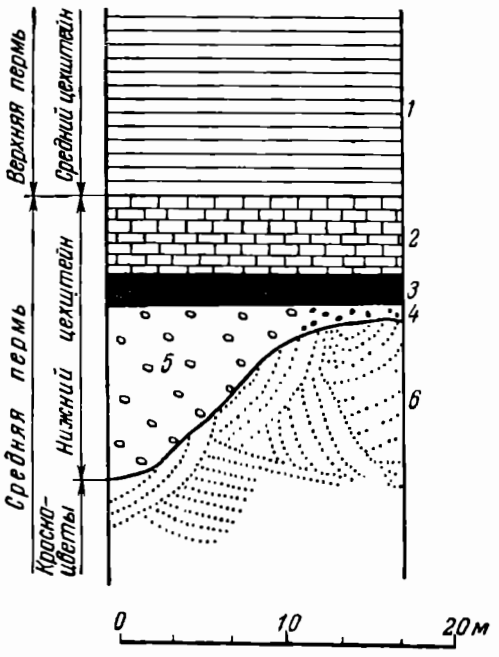


Рис. 297. Разрез месторождения медистых сланцев месторождения Мансфельд.

1 — ангидриты; *2* — известняки; *3* — медистые сланцы; *4* — белые песчаники; *5* — конгломераты цехштейна; *6* — песчаники красного лежня

Руда рассматривается как продукт взаимодействия содержащей металлы морской воды с десульфурирующими бактериями сапропелевого ила на дне моря. В медистом сланце распространены точечные стяжения сульфидов, которые Г. Шнейдерхеном, П. Рамдором и др. рассматриваются как остатки «оруденелых бактерий». Позднее породы были разбиты сбросами, на пересечении которых с рудным пластом при циркуляции гидротермальных растворов возникли баритовые жилы с арсенидами кобальта.

Примером месторождений ванадия являются кембрийские металлоносные углеводородисто-кремнисто-глинистые сланцы хр. Каратау в Казахстане (В. Холодов). Протяженные пласты этих пород обладают тонкой ритмичной текстурой, определяемой чередованием халцедон-кварцевых, глинистых и органических прослойков. Они отличаются повышенным содержанием ванадия, а также бария, стронция, хрома, молибдена, рения, свинца и серебра.

Ванадий в количестве 0,05—1,5% представлен ванадиевым антраксолитом, ванадийсодержащим мусковитом и фенгитом, преобразующихся в роскоэлит $KV_2[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$.

Фосфорсодержащие породы часто содержат повышенное количество урана, местами сопровождаемого ванадием, серебром, свинцом, хромом, молибденом и другими элементами. Хорошо известным примером их является фосфоритовый пояс Скалистых гор формации «Фосфория» пермского возраста в США. Этот пояс протягивается на 1500 км при мощности фосфорсодержащей урановосной формации от 100 до 300 м. Крупные размеры пояса даже при очень убогом содержании урана в сотые и тысячные доли

процента обеспечили накопление в пределах формации «Фосфория» 600 тыс. т урана.

Пестроцветные отложения содержат осадочные месторождения меди, урана и стронция. Их примером, согласно М. Рубо, могут служить ураноносные пестроцветные толщи пород пермо-карбона и пермо-триаса Восточных Альп, Западных Карпат и Центрального плато Франции. Первичная рудная минерализация локализуется в серо-зеленых пачках, сформированных в восстановительных условиях и разделенных пластами красного цвета, свидетельствующих о режиме окисления. На фоне обширных площадей убогого оруденения пестроцветных толщ местами возникают локальные скопления богатых руд, обусловленные перегруппировкой рудных минералов позднейшими гидротермальными или грунтовыми водами.

Осадочные месторождения германия связаны с повышенным содержанием этого элемента в золе некоторых углей.

О роли бактерий в образовании осадочных рудных месторождений. Большой ряд исследователей поддерживает идею о значительном участии микроорганизмов в формировании осадочных рудных месторождений. Сводки данных и точек зрения об этом были опубликованы Б. Перфильевым в 1926 г. и А. Вологдиным в 1947 г. Однако вслед за этим Н. Страхов, обстоятельно рассмотревший фактические данные об участии бактерий в осадочном рудообразовании, обратил внимание на следующие обстоятельства, не позволяющие приписывать им сколько-нибудь существенную роль в этом процессе. Во-первых, находки бактериальных структур в железных рудах относятся к болотным образованиям, не играющим существенной роли в формировании промышленных месторождений. Во-вторых, все они связаны с окисными рудами и не подтверждены для руд карбонатного и силикатного состава. В-третьих, они столь редки, что никак не могут характеризовать общую картину рудонакопления.

БИОХИМИЧЕСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Формирование биохимических осадочных месторождений может быть проиллюстрировано на примере фосфоритов, карбонатных и кремнистых пород, а также каустобиолитов.

Фосфориты. Среди фосфоритов выделяются платформенные и геосинклинальные месторождения. Наиболее значительные платформенные месторождения приурочены к синеклизам, а геосинклинальные — к узким прогибам шельфа (Б. Гиммельфарб).

Платформенные месторождения фосфоритов возникали в широком климатическом диапазоне, охватывающем моря как гумидной, так и аридной палеоклиматических зон. Геосинклинальные месторождения формировались преимущественно в обстановке аридного климата.

Фосфоритовые залежи обычно имеют пластовую или пластообразную форму и обладают значительными размерами. Так, например, зона распространения фосфоритовых пластов геосинклинального месторождения Каратау в Западном Казахстане, вытянутая на 100 км при ширине 40—50 км, содержит от одного до семи пластов. Платформенные месторождения менее значительны по размерам.

Строение и состав фосфоритов достаточно своеобразны. По характеру строения пластов выделяют фосфориты желваковые и массивные. Желваковые месторождения свойственны платформенным образованиям и представляют собой овальные скопления фосфоритов среди глинисто-песчаных

пластов. Желваки имеют двоякое происхождение. Чаще всего это стяжения, возникшие вследствие диагенеза фосфорсодержащего осадка. Реже к ним относятся скопления фосфоритовых галек. Массивные фосфориты характерны для геосинклинальных месторождений.

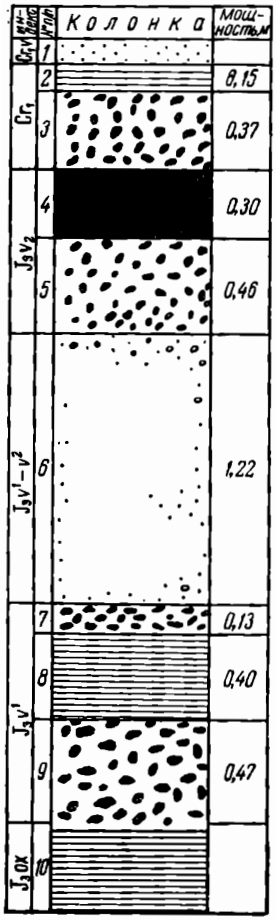


Рис. 298. Колонка фосфоритсодержащих пород на Воскресенско-Лопатинском руднике Егорьевского месторождения.

1 — валанжинские пески; *2* — рязанские глины; *3* — рязанский фосфоритовый слой; *4* — верхневолжская фосфоритовая плита; *5* — верхневолжский подплитный слой; *6* — нижне-верхневолжские глауконитовые пески; *7* — нижневолжская фосфоритовая прослойка; *8* — нижневолжские сланцеватые глины; *9* — нижневолжский фосфоритовый слой; *10* — оксфордские глины

Минеральный состав фосфоритовых месторождений определяется фосфоритом, представляющим собой сложное химическое соединение фосфорнокислого, фтористого и углекислого кальция типа $n Ca_3P_2O_5 \cdot m CaF_2 \cdot k CaCO_3$. А. Казаков различает в нем три фракции:

1) фторапатит $3Ca_3(PO_4)_2CaF_2$ (наиболее распространенная);

2) карбонатапатит $3Ca_3(PO_4)_2CaCO_3$;

3) гидроксилапатит $3Ca_3(PO_4)_2Ca(OH)_2$.

В минеральный парагенезис с фосфоритом обычно входят кальцит и глауконит, иногда хлорит и сидерит, а для желваковых месторождений также органическое вещество.

Источником фосфора для фосфоритовых месторождений служит сравнительно легко растворимый апатит магматических пород. Фосфор, сносимый в морские водоемы, осваивается животными и растительными организмами. Концентрация фосфора в костях, панцирях, тканях и крови морских организмов достигает значительных размеров. В костях позвоночных животных содержится фосфорнокислого кальция 60%, в раковинах некоторых разновидностей лингул и оболусов 80—91,5%.

Обычно фосфор жадно осваивается морскими организмами в приустьевых частях рек, создающих своеобразный биофильтр, не пропускающий растворенные фосфаты в центральные части водоемов. Фосфор поступает туда исключительно в биомассе, из которой он и может накапливаться на дне бассейнов. По мнению других геологов (К. Зеленов), основным источником фосфора, растворенного в морской воде, является фосфор, привносимый подводными вулканическими эксгаляциями.

Отложение фосфатных соединений на дне моря может осуществляться двумя способами — биологическим и биохимическим.

В первом случае в результате отмирания морских организмов и скопления их на дне моря вначале, согласно схеме Колле, происходит разложение органического вещества с образованием углекислого аммония и фосфорнокислого кальция. Затем взаимодействие этих соединений приводит к выделению фосфорнокислого аммония. Фосфорнокислый аммоний, реагируя с известковистыми раковинами, образует фосфорит по следующей реакции:

$$2(NH_4)_3PO_4 + 3CaCO_3 = Ca_3(PO_4)_2 + 3(NH_4)_2CO_3.$$

Эта схема приложима для образования платформенных фосфоритовых ракушечников и отчасти желваковых фосфоритов. Их представителями могут служить вятско-камские, Егорьевское подмосковное, Полпинское близ Брянска, эстонские близ Таллина и другие месторождения (рис. 298).

Более сложным биохимическим путем накапливался фосфор в области шельфа платформенных морей и в геосинклинальных бассейнах. Схема формирования фосфоритовых месторождений для этих условий, разработанная А. Казаковым, основана на результатах измерения концентрации фосфора в колонне вод современных океанов. Эти измерения позволяют выделить четыре

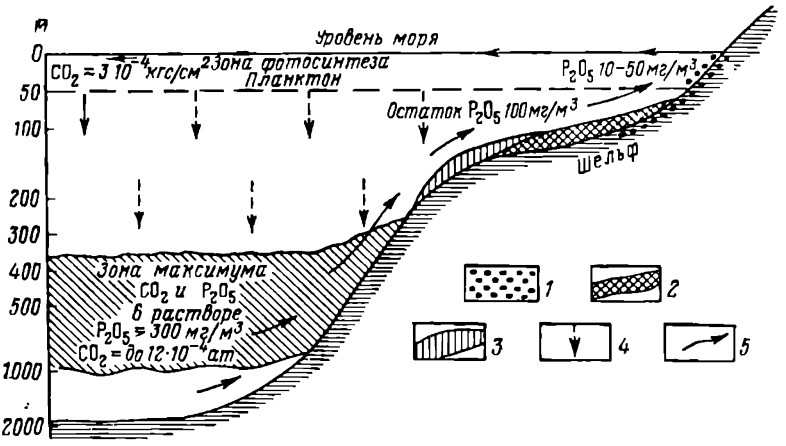


Рис. 299. Схема фосфоритообразования — осаждения фосфатов из морской воды в зоне шельфа в условиях восходящих холодных глубинных течений. По *А. Казакову.*

1 — фация береговых галечников и песков; *2* — фосфоритная фация; *3* — фация известковых осадков; *4* — падение остатков планктона; *5* — направление течений

горизонта вод с различным содержанием фосфора (рис. 299). Первый, верхний горизонт глубиной до 50 м относится к зоне фотосинтеза, характеризуется поглощением фосфора фитопланктоном и низким остаточным содержанием его в воде, редко достигающим 10—50 мг/м³. Второй горизонт глубиной от 50 до 300—400 м представляет собой зону прохождения отмерших организмов и отличается также низким, но постепенно нарастающим содержанием фосфора. В третьем горизонте на глубине от 300—400 примерно до 1000—1500 м происходит массовое разложение отмерших организмов, выделение из них фосфора и обогащение им воды; содержание P_2O_5 здесь 200—300 мг на 1 м³ воды и даже более. В четвертом, самом глубоком горизонте содержание фосфора вновь снижается.

Фосфоритовое месторождение может образоваться при наличии глубинного течения, направленного из глубокой части к берегу водоема. «В этом случае, когда эти глубинные холодные воды, насыщенные CO_2 и P_2O_5, подводятся глубоководными течениями в область материкового шельфа, неизбежно наступает уменьшение парциального давления CO_2. Этому способствуют уменьшение гидростатического давления, нагрев восходящих вод, диффузия избытка CO_2 в обедненные углекислотой поверхностные зоны фитопланктона, а также и возможное добавочное растворение этими восходящими «агрессивными» водами

известковых осадков... Вследствие уменьшения парциального давления CO_2 в этих восходящих слоях морской воды система ранее установившегося равновесия нарушается, и воды становятся пересыщенными по отношению к $CaCO_3$ и $3Ca_3(PO_4)_2CaF_2^{2+}$» (Казаков, 1950, с. 61).

Так возникают условия для химической садки кальцита и фосфорита, их концентрации на склоне шельфа и образования пластов фосфоритов геосинклинального типа. Представителями этого типа могут служить месторождения

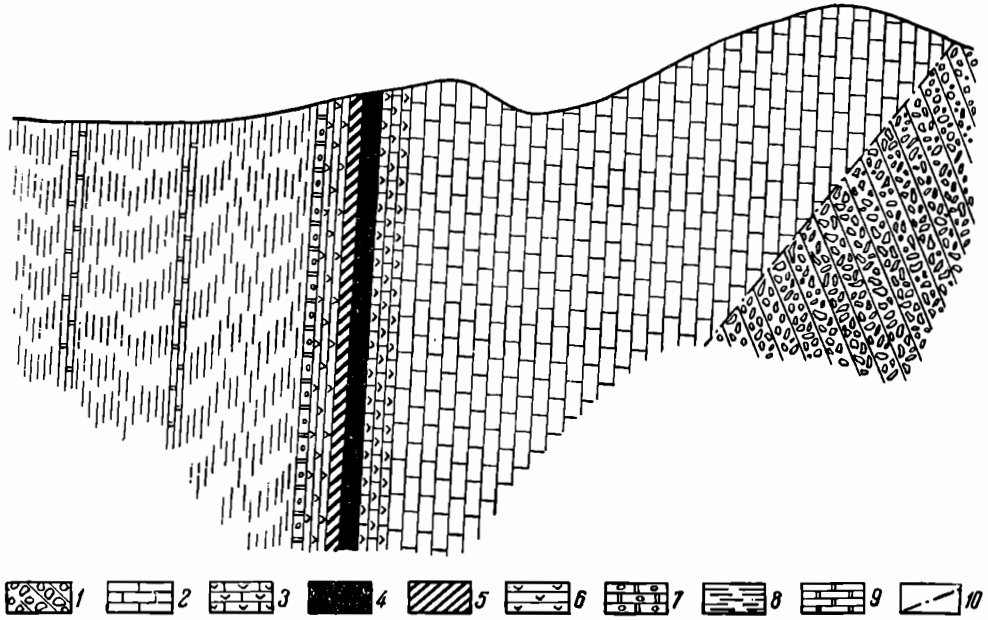


Рис. 300. Схематический геологический разрез через центральную часть фосфоритового месторождения Каратау.

1 — верхний девон (конгломераты); *2* — нижний силур — средний кембрий (нерасчлененные известняки и доломиты); *3* — нижний силур — средний кембрий (горизонт «бурых известняков»); *4* — средний кембрий (фосфатная серия, главная фосфоритовая пачка); *5* — средний кембрий (фосфатная серия, фосфатно-кремневая и нижняя фосфоритовая пачки); *6* — средний кембрий (фосфатная серия, кремневая пачка); *7* — средний кембрий (горизонт «нижних» доломитов); *8* — нижний кембрий (нерасчлененные кремнистые породы); *9* — нижний кембрий (первый и второй горизонты доломитов); *10* — линии тектонических нарушений

Каратау в Западном Казахстане (рис. 300), многочисленные месторождения формации «Фосфория» в западных штатах США, а также многочисленные месторождения Северной Африки и др.

Геологический возраст фосфоритовых месторождений разнообразен. К древнейшим, докембрийским, принадлежат фосфориты Сибири, Китая (Тунь Шань) и Японии. К кембрийским относятся месторождения в Казахстане (Каратау), в Монголии (Хубсугул), Подолии, Китае (Юннань) и др. В ордовике и силуре были образованы месторождения в оболовых песчаниках Эстонии, на Сибирской платформе, в Швеции, ГДР, Англии и других странах. Среди девонских отложений известны фосфоритовые месторождения в Пиренеях Франции и Испании, во Вьетнаме, Теннесси (США) и других местах. К пермским принадлежат крупные месторождения формации «Фосфория» на территории США. Юрский возраст имеют егорьевские фосфориты Подмосковья и Центрального плато Франции. Обильны фосфориты мелового периода, известные на Русской платформе

(вятские, хоперские, саратовские и др.), в Арденнах, Парижском бассейне, Индии (Тричинополи), Египте. К палеогеновым относятся фосфоритовые месторождения Марокко, Алжира, Туниса, Нигерии, а также восточного склона Урала. Наконец, неогеновые месторождения фосфоритов известны во Флориде (США).

Месторождения гуано. С точки зрения высокого содержания фосфора месторождения гуано тяготеют к фосфоритам. Они известны на о-вах Перу, где образуют пласты мощностью до 35 м. Образование их обязано скоплению в течение длительного времени в обстановке жаркого климата экскрементов птиц, населяющих острова. Здесь различают два типа гуано:

1) растворимое, недавнего происхождения, содержащее кроме легкорастворимого фосфорнокислого кальция также и нитраты;

2) труднорастворимое, более старое, выщелоченное, с высоким содержанием фосфата и отсутствием легкорастворимых нитратов.

Карбонатные породы. К карбонатным породам, используемым в качестве полезных ископаемых, относятся известняки, доломиты и мергели. Известняки состоят в основном из кальцита (56% CaO), доломиты — из доломита (30,4% CaO; 21,9% MgO), мергели — из карбонатов в смеси с глиной. Переходные по составу породы называются доломитовыми известняками, известковыми доломитами, доломитовыми известковыми мергелями и т. п.

Известняки образуются преимущественно биохимическим путем вследствие накопления кальцита в скелетах и раковинах отмирающих морских организмов. Различают известняки строматолитовые, цельнораковинные (ракушняки), раковинно-детритовые и микрозернистые (мел). В верхнем протерозое и рифее формировались хемогенные известняки. Начиная с палеозоя химическое осаждение известняков в виде оолитовых масс на дне моря или туфов и натеков источников уже не играет такой существенной роли. Среди известняков выделяются слабо измененные разности морских платформенных и геосинклинальных осадков и измененные разности — трещиноватые и брекчированные, перекристаллизованные (мраморы), замещенные (доломитизированные и дедоломитизированные, окремненные, серпентинизированные).

Доломиты рассматривались как продукты взаимодействия $CaCO_3$ осадка и $MgSO_4$ морской воды (согласно реакции Гайдингера). В связи с тем, что этот процесс может идти только при высокой температуре или давлении, эта гипотеза оставлена. Считается, что в протерозое и рифее при высоком давлении углекислоты атмосферы и повышенном значении pH морской воды доломиты могли выпадать на дне моря в виде химического осадка. Начиная с палеозоя при изменившихся условиях атмосферы и гидросферы формирование доломитов идет в основном в результате доломитизации известкового осадка в процессе диагенеза. Известны также вторичные доломиты и доломитизированные породы, связанные с гидротермальным изменением известняков.

Мергели, в том числе и различные цементные мергели, представляют собой смешанные глинисто-карбонатные морские осадки.

Кремнистые породы. Источником кремния является кремнезем, находящийся в морской воде, согласно К. Краускопфу, в виде истинного раствора H_4SiO_4; растворимость аморфной разновидности кремнезема достаточно высокая и достигает $10—14^{-3}\%$. Среди осадочных кремнистых пород различают диатомиты, трепелы и опоки.

Диатомит представляет собой тонкозернистую пористую породу, состоящую главным образом из мельчайших панцирей диатомовых водорослей, накопившихся вследствие их массовой гибели.

Трепел — столь же тонкозернистая пористая порода, состоящая из мельчайших округлых телец опала и халцедона с остатками радиолярий, спикул, губок и фораминифер.

Опоки — более плотные кремнистые породы, состоящие из аморфной массы кремнезема в смеси со скелетами диатомий, радиолярий и губок; они рассматриваются как частично преобразованные диатомиты и трепела.

Кремнистые породы образуют пластообразные залежи мощностью от 0,4 до 55 м.

В докембрии и раннем палеозое преобладали хемогенные кремнистые образования. Затем они все более и более вытеснялись биогенными осадками, питательной средой которых является как кремнезем, привносимый поверхностными водами в эпиконтинентальные и геосинклинальные моря, так и кремнезем подводных вулканических эксгаляций геосинклинальных морей. В связи с последними наблюдается периодический расцвет кремнистого осадкообразования, следующий за вспышками вулканической активности.

Угли. Геология ископаемых углей представляет большой самостоятельный раздел учения о минеральном сырье, рассматриваемый в специальном курсе. Здесь для полноты общей картины геологии полезных ископаемых конспективно излагаются лишь основные положения этого курса, в основном по А. Матвееву, Г. Иванову. И. Купрову и др.

Месторождения углей принадлежат к образованиям фитогенным, связанным с жизнедеятельностью древних растений. В хлорофильных зернах этих растений под влиянием световой энергии происходил синтез из углекислого газа и воды первичного органического вещества, аккумулирующего солнечную энергию. При последующем неполном разложении отмерших растений, осуществлявшемся при дефиците кислорода, происходило постепенное накопление органической массы, представляющей исходный материал для углеобразования.

Первичная органическая масса ископаемых углей разделяется на сапропелевую и гумусовую.

Сапропелевые осадки формировались при накоплении на дне водоемов отложений простейших, главным образом планктонных водорослей, ткани которых состоят преимущественно из белков и жиров при незначительном количестве клетчатки. Разложение сапропеля под слоем воды, изолирующим осадок от кислорода воздуха, приводит к его битуминизации, сопровождающейся обеднением кислородом и концентрацией углерода и водорода.

Гумусовые осадки возникали при накоплении и последующем преобразовании на дне водоемов отмерших высших растений. Эти растения накапливались автохтонно на месте их произрастания или аллохтонно, сносясь в пониженные части рельефа водными потоками. Если такими депрессиями были озера, то возникали лимнические, а если прибрежные части морей, то паралические месторождения угля. Ткани таких растений состоят в основном из лигнита и целлюлозы (60—70%), некоторого количества белков (до 15%) и незначительной доли кутины, воска, смолы и суберина (до 5%). Наиболее легко разлагается целлюлоза, труднее лигнит и белки, еще труднее остальные вещества. В прибрежных зонах водоемов и болотах происходило первичное разложение растительной массы или их гумификация, сопровождающаяся накоплением слабее разрушающихся компонентов, из смеси которых возникал торф — исходный материал для гумусовых углей, имеющих наибольшее практическое значение.

Генетическая группировка углей. По *Г. Иванову*

Группа	Исходный материал	Класс	Остатки, сохранившиеся в угле	Среда отложения и накопления			Микроорганизмы	Количество кислорода	Процессы превращения	Фации
Гумулиты	Высшие растения — деревья и др. (погребенные на месте)	Гумиты	Растительные ткани, основная масса, споры, кутикула, смола	Низменное торфяное болото	Застойное	Относительно сухое	Анаэробные	Недостаточное	Гелификация, иногда битуминозная	Обводненных топяных болот
							Анаэробные и аэробные	Вначале избыточное	Фюзенизация, элювиация	«Сухих» болот влажных лесов
							Аэробные	Постоянный приток кислорода	Элювиация	Проточных болот
		Липтобиолиты	Кутикула, смола, споры (стойкие форменные элементы)		Проточное	Обводненное	Анаэробные	Недостаточное или отсутствует	Битуминизация или гелификация	Застойных открытых водоемов (озер), зарастающих озер, озерных заливов, бухт, морских лагун
Сапропелиты	Низшие растения — водоросли и др. (из взвеси)	Гумито-сапропелиты	Остатки водорослей и смешанная основная масса, растительные ткани, споры, кутикула		Застойное с открытым водоемом (озером)					
		Чистые сапропелиты	Преимущественно продукты превращения жирных водорослей	Озеро (открытый водоем в болоте) пресное или соленое; лагуна				Отсутствует	Битуминизация	

В соответствии с этими двумя процессами накопления исходной органической массы, необходимой для углеобразования, выделяются две группы ископаемых углей — гумулиты и сапропелиты. Гумулиты, в свою очередь, делятся на гумиты, представляющие продукты слабого разложения, и липтобиолиты

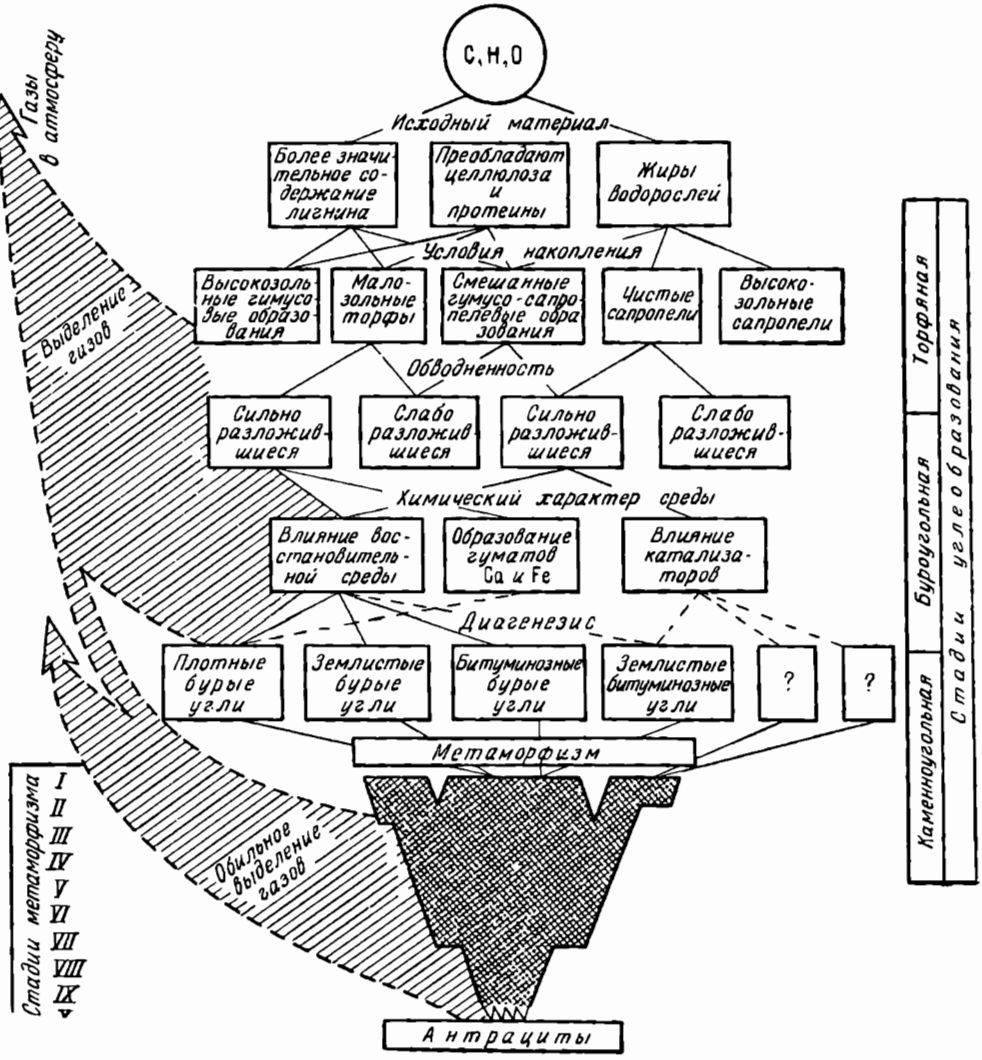


Рис. 301. Схема образования углей. По *И. Аммосову*

состоящие из сильно разложенной массы со значительной концентрацией в ней наиболее устойчивых продуктов. Сапропелиты подразделяются на гумито-сапропелиты и чистые сапропелиты. Сводная характеристика условий образования перечисленных групп ископаемых углей приведена в табл. 49.

Захоронение органической массы под перекрывающими осадками, диагенез и последующий метаморфизм приводили к углефикации и образованию ископаемых углей. При этом происходило уплотнение, обезвоживание, цемен-

тация и полимеризация исходного рыхлого и влажного осадка. Вследствие этого исходная растительная масса сапропеля и торфа претерпевала следующий ряд постепенного и необратимого изменения: бурый уголь, каменный уголь, антрацит, шунгит и графит (рис. 301). Такое изменение достигает наибольшей степени в геосинклинальных условиях и слабее проявляется на платформах.

Состав и строение углей. В составе углей различается органическая и минеральная масса. Органическая масса углей состоит из углерода (60—96%), водорода (1—12%), кислорода (2—20% и более), азота (1—3%), незначительного количества серы и фосфора. В состав минеральной массы входят кремний, алюминий, железо, кальций, магний, калий, натрий и другие элементы. В некоторых углях отмечается повышенная концентрация бериллия, никеля. кобальта, молибдена, урана, гелия, германия, иттрия и других редких и рассеянных элементов. Известны случаи промышленного скопления в углях урана, германия и ванадия.

По признакам текстуры различают массивные и слоистые угли.

Структура углей определяется вхождением в их состав четырех ингредиентов — двух матовых и двух блестящих. Матовые составные части называются фюзен и дюрен, а блестящие — витрен и кларен.

Микроструктура углей определяется комбинацией микрокомпонентов, обычно различаемых лишь под микроскопом. Среди них выделяются основная масса и форменные элементы. Основная масса представляет собой аморфное вещество, сформированное при глубоком разложении растительных остатков. Форменные элементы сохраняют признаки первичной растительной структуры. К ним относятся смолоподобные стяжения, или липоиды, лигнино-целлюлозные остатки, или фюзен, гелифицированные скопления (витрен, ксиловитрен, ксилен), сетчатые участки неясного исходного вещества и минеральные примеси терригенного, аутигенного и инфильтрационного происхождения (глина, кварц, слюда, полевой шпат, кальцит, сидерит, гипс, доломит, пирит, лимонит и др.).

Для технических целей в составе углей выделяют балластную (негорючую) и горючую массу. В негорючую массу входят влага (W) и зола (A). Горючая масса состоит из летучих компонентов (V), кокса (K) и серы (S), с разделением ее на органическую, сульфидную и сульфатную. Для этих же целей приводится характеристика спекаемости и теплотворной способности углей.

Спекаемость определяется как способность угля переходить при высокой температуре в пластическую массу, затвердевающую при остывании в механически прочный кокс. Теплотворная способность (Q) угля оценивается в килокалориях на килограмм топлива. Эти данные используются для технического разделения углей (табл. 50).

Литология угленосных отложений. Угленосные отложения обычно состоят из перемежающихся терригенных песчано-глинистых

Таблица 50

Техническое подразделение углей

Группа углей	Органический состав, %			Летучие компоненты, %	Влага, %	Теплотворность, ккал/кг
	C	H	O+N			
Бурые	60—78	5	17—30	40—60	15—30	3500—7500
Каменные	75—92	3—6	3—17	10—42	4—15	7000—9000
Антрациты	92—97	1—3	1—3	<10	<5	8000—8400

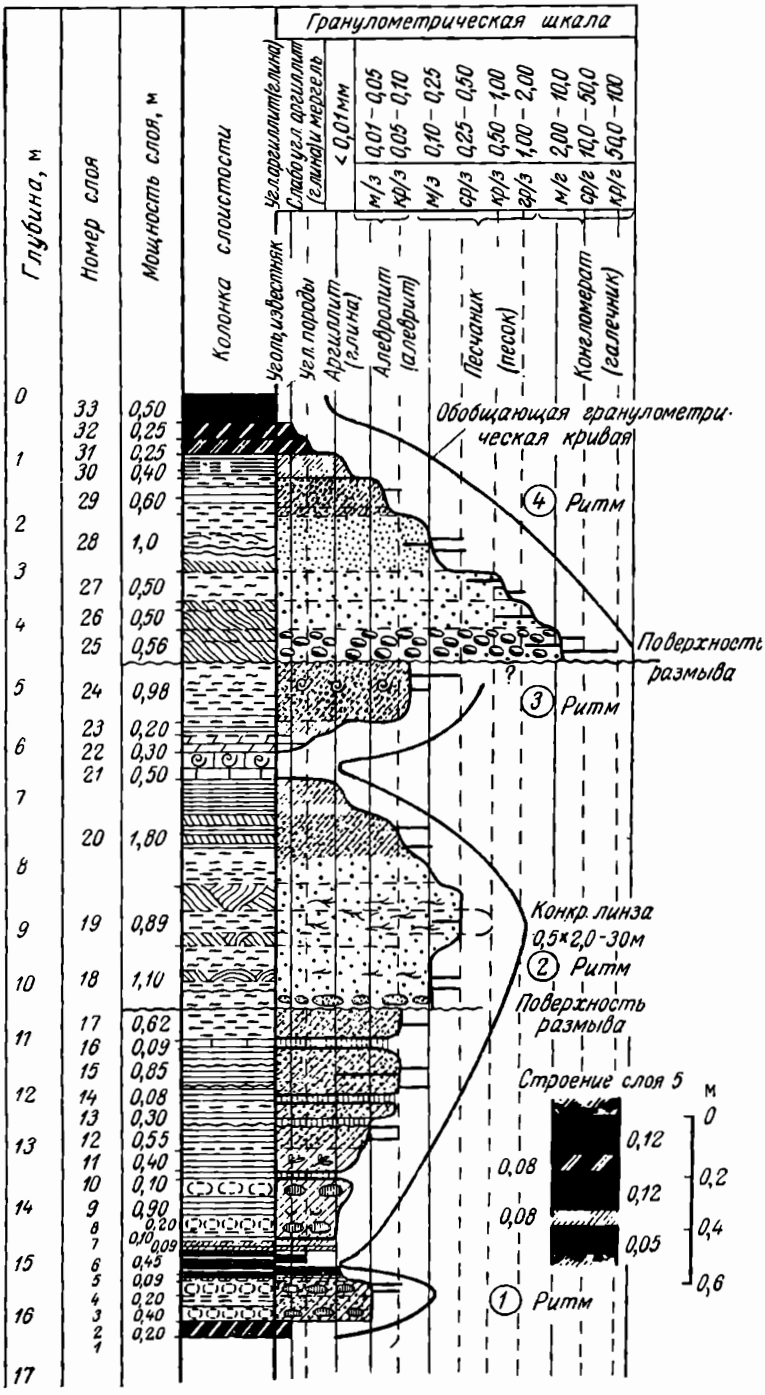


Рис. 302. Пример ритмичного строения многопластовой угленосной толщи. По *Г. Иванову.*

осадков изменяющегося гранулометрического состава. Непосредственно в почве и кровле пласта чаще всего находятся тонкозернистые глинистые или алевритовые породы. По мере удаления от пластов крупность зерна осадков плавно возрастает. Чередование таких гранулометрических переходов обусловливает ритмическое строение многопластовых угленосных толщ (рис. 302). Гранулометрические ритмы разделяются на простые и сложные, основные (мощностью от нескольких до десятков метров) и элементарные (мощностью в 3—4 раза меньше основных), а также полные и сокращенные. Каждый гранулометрический ритм отражает последовательную фациальную эволюцию осадкообразования, в связи с чем различают морские, лагунные, аллювиальные и другие гранулометрические ритмы. Обычно к основанию наиболее простых, полных и мощных основных ритмов тяготеют значительные пласты угля.

Угленосные формации и их тектоническое положение. Толщи парагенетически связанных между собой угленосных отложений ритмического строения в литературе по геологии угля принято называть угленосной формацией. По условиям их образования они разделяются на формации геосинклинальные, промежуточные и платформенные.

Геосинклинальные угленосные формации возникали преимущественно на поздней стадии геосинклинального цикла развития в прибрежных, лагунных и придельтовых условиях осадконакопления. Для них характерны: 1) большая мощность угленосных отложений, достигающая десятков километров; 2) значительное число пластов угля, доходящее до десятков и даже сотен; 3) их значительная протяженность (до десятков километров), но обычно малая мощность (редко превосходящая несколько метров); 4) интенсивная складчатая и разрывная дислоцированность, а также значительная степень метаморфизма. К ним принадлежат такие угольные бассейны, как Донецкий, Кузнецкий, Карагандинский, Печорский и др. (рис. 303).

Промежуточные угленосные формации создавались на стадии, переходной к платформенному режиму в лагунных, прибрежно-континентальных и озерно-болотных условиях. Для них типичны: 1) средняя мощность угленосных отложений, редко достигающая нескольких километров; 2) ограниченное число угольных пластов, лишь иногда исчисляемое первыми десятками; 3) меньшая, чем в предыдущей группе, протяженность и разнообразная, иногда существенная (до 20 м) мощность этих пластов; 4) сравнительно слабая дислоцированность и метаморфизм в условиях типичной брахискладчатости. Их примером могут служить Минусинский, Экибастузский, Улухемский, Буреинский и другие бассейны (рис. 304).

Платформенные угленосные формации подразделяются на две подгруппы — древних устойчивых и молодых подвижных платформ. Они накапливались в лагунно-бассейновых, прибрежно-континентальных и внутриконтинентальных (озерных, болотных, речных) условиях при платформенном режиме. Им свойственны: 1) сравнительно малая мощность угленосных отложений, редко достигающая сотен метров на древних платформах и тысяч метров на молодых платформах; 2) малое число пластов, редко доходящее до одного-двух десятков, а обычно ограничивающееся единицами; 3) небольшая протяженность, но повышенная и местами очень значительная (до сотен метров) мощность пластов угля; 4) ничтожная дислоцированность и слабый метаморфизм. К ним относятся Подмосковный, Тунгусский, Канско-Ачинский, Иркутский и другие бассейны на древних платформах, а также Челябинский, Тургайский, Южно-Уральский и другие бассейны на молодых платформах (рис. 305).

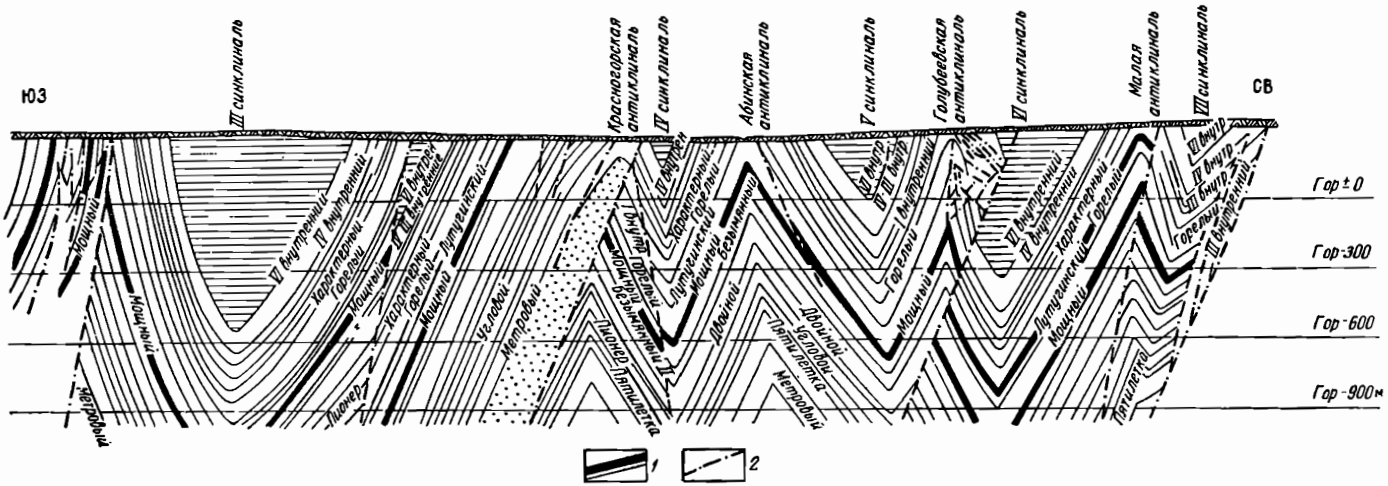


Рис. 303. Геологический разрез угольного месторождения геосинклинального типа (центральная часть Прокопьевского района Кузбасса). По *В. Яворскому*.

1 — пласты угля; *2* — тектонические разрывы

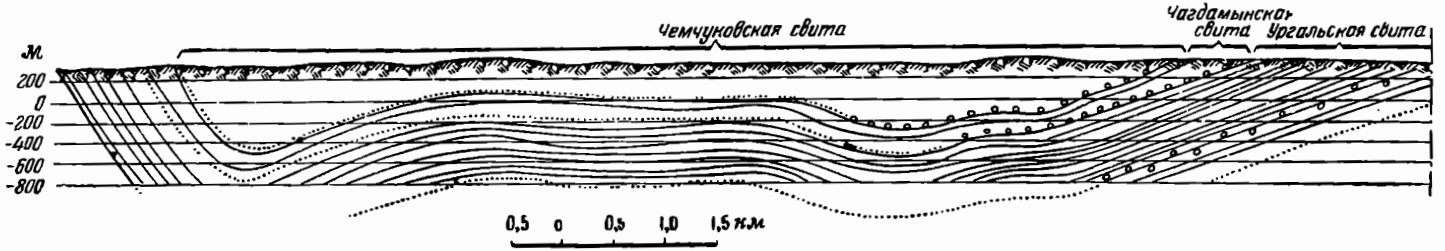


Рис. 304. Геологический разрез угольного месторождения промежуточного типа (Уральское месторождение). По *А. Матвееву*

Геосинклинальные угленосные формации преобладали в палеозое, промежуточные — начинают играть существенную роль с мезозоя, а платформенные — доминируют в кайнозое.

По данным А. Матвеева, на территории СССР в бассейнах геосинклинального типа сосредоточено 35%, в бассейнах переходных — 25%, а на платформах — 40% запасов угля.

Геологический возраст и особенности распространения угольных месторождений. Месторождения угля известны в осадках земной коры от силура до четвертичных. П. Степанов в 1937 г. установил, что в истории осадконакопления выделяются три максимума, или три эпохи углеобразования, разделенные временем минимального

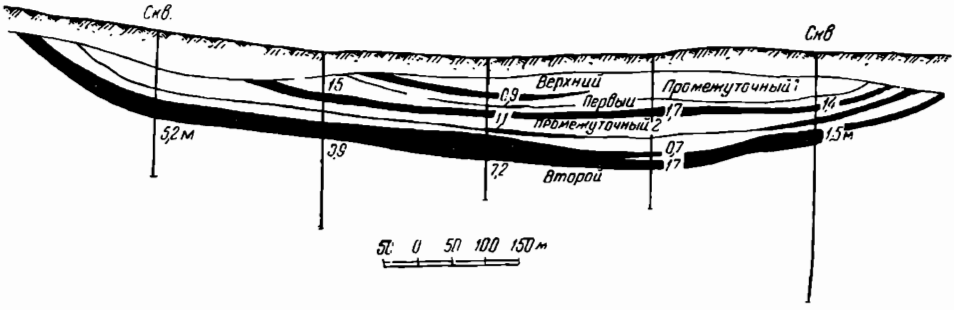


Рис. 305. Геологический разрез угольного месторождения платформенного типа (Азейское месторождение). По *А. Матвееву*

углевыделения. Первый максимум приходится на верхний карбон — нижнюю пермь, второй — на верхнюю юру — нижний мел, третий — на верхний мел — третичный период.

П. Степановым в осадочной оболочке Земли выявлены пояса угленакопления с узлами концентрации угленосных отложений, окруженные периферическими зонами со слабым углепроявлением. На поверхности земного шара выделяются три площади с преобладанием: 1) каменноугольного, 2) пермского и юрского, 3) верхнемелового и третичного угленакопления.

Площадь с преобладанием каменноугольного угленакопления охватывает восточную половину Северной Америки, Европу, северную половину Африки и западную часть Азии; в ее пределах сосредоточено более 22% мировых запасов угля. На площади выделяется основной широтный пояс угленакопления, протягивающийся из восточных штатов США, через Англию, Францию, Бельгию, ФРГ, ГДР, Чехословакию и Польшу в СССР, где он фиксируется в Донбассе, Караганде и Северном Казахстане.

Площади с преобладанием пермского и юрского угленакопления перекрывают восточные части Азии и Австралии, южные и северные полярные земли, юго-восточные части Африки и Южной Америки; на их территории находится около 27% мировых запасов угля. Пояс пермского угленакопления протягивается в направлении, близком к меридиональному, от Печорского бассейна к Таймырскому и Тунгусскому, затем через Кузнецкий и Минусинский бассейны переходит в Китай, Индию и Восточную Австралию. Юрские пояса имеют широтную ориентировку.

Площади с преобладанием верхнемелового и третичного угленакопления охватывают восточное побережье Азии и Австралии, архипелаги Тихого океана,

западные побережья Северной и Южной Америки, опоясывая Тихий океан, грандиозным кольцом; в нем сосредоточено около половины мировых запасов угля.

Горючие сланцы. Месторождения горючих сланцев состоят из глинистых, песчанистых и известковистых горных пород, содержащих значительное количество продуктов разложения органических веществ и обладающих вследствие этого горючими свойствами (рис. 306). Содержание органического компонента не превышает 60%, поэтому горючие сланцы отличаются от углей более значительной зольностью и меньшей теплотворностью. По происхождению органических веществ различают гумусовые, битуминозные и сапропелевые сланцы; только последние используются промышленностью.

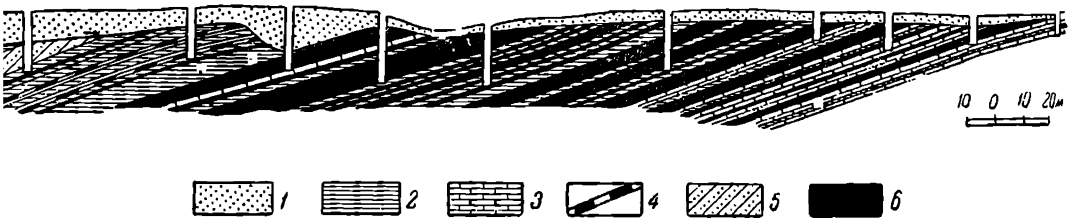


Рис. 306. Дмитриевское месторождение горючих сланцев. Разрез по шурфам на правом берегу р. Чернушки, По *М. Финкельштейну.*

1 — наносы; *2* — глинистые сланцы; *3* — известняки; *4* — углистые сланцы; *5* — песчаники; *6* — горючие сланцы

Среди месторождений горючих сланцев известны образования всех периодов. К кембрийским принадлежат месторождения северо-востока Сибирской платформы; к ордовикским — сланцы северо-запада СССР и Швеции; к девону — образования Тимана, Урала, Кузнецкого бассейна, а также ряда районов Канады и США; широко распространены месторождения каменноугольного периода, известные в Казахстане, на Урале, в США, Канаде, Англии и Испании; значительны пермские месторождения Франции, США, Австралии; известны месторождения всех трех систем мезозоя, особенно значительные для юрского периода на Русской платформе, в Казахстане, Восточной Сибири, Канаде, Англии и Южной Африке; к третичным отложениям приурочены горючие сланцы США и Северного Китая.

Нефть и газ. Месторождениям нефти и газа посвящена огромная литература, сведенная в специальные курсы по их геологии. В данной книге в самом сжатом виде приводятся лишь некоторые наиболее существенные общие сведения о геологии нефти и газа, заимствованные в основном у И. Брода, Н. Вассоевича, Н. Еременко, Г. Иванова, И. Купрова и др.

Месторождения нефти, природного горючего газа и твердых битумов тесно связаны генетически и пространственно. Нефть — природная горючая маслянистая жидкость, состоящая из смеси жидких и газообразных углеводородов, содержащая в растворенном состоянии твердые битумы, а также примесь небольшого количества органических кислородных, сернистых и азотистых соединений. В ее состав входят углеводороды метанового, нафтенового и ароматического рядов. Природный горючий газ состоит из газообразных углеводородов, таких, как метан, этан, пропан и бутан, иногда с примесью легкокипящих жидких углеводородов — пентана, гексана и др. Твердые углеводороды метанового ряда образуют озокерит, нафтанового — асфальт.

Гипотезы происхождения нефти и газа. Все гипотезы происхождения нефти разделяются на две группы — неорганического и органического генезиса. Среди неорганических гипотез могут быть упомянуты карбидная, вулканическая, подкоровая и космическая.

Карбидная гипотеза предложена Д. Менделеевым. Она основана на лабораторных опытах получения нефти вследствие взаимодействия карбида железа и воды по реакции

$$2FeC + 3H_2O \rightarrow Fe_2O_3 + C_2H_6.$$

Д. Менделеев предполагал, что под влиянием воды, проникавшей по трещинам в глубинные части Земли и вступавшей в реакцию с расплавленными карбидами металлов, формировались газообразные углеводороды, возгонявшиеся кверху. Ему представлялось, что процесс образования месторождений нефти и горючих газов длителен, непрерывен и совершается до сих пор, пополняя запасы этих углеводородов в земной коре.

Вулканическая гипотеза связывает образование газонефтяных месторождений с подъемом магмы, выделением из нее газообразных углеводородов, их обособлением от других вулканических газов вследствие повышенной летучести и последующей локализацией в виде скоплений нефти и газа.

Подкоровая гипотеза, выдвинутая В. Порфирьевым, разъясняет образование нефтей при прохождении водорода через богатую углеродом магму мантии.

Космическая гипотеза, предложенная В. Соколовым, обосновывается фактами нахождения битумов в метеоритах и наличием углеводородов в хвостах комет, а также в атмосфере планет Юпитер, Сатурн, Уран и Нептун. По представлениям В. Соколова, углеводороды существовали еще в период звездного состояния Земли и находились в ее газовой оболочке. По мере охлаждения Земли они были поглощены застывающим субстратом, а с образованием земной коры конденсировались в наиболее остывших верхних слоях литосферы.

Обширная критика этих гипотез содержится в специальной литературе.

Органическая гипотеза защищается большинством геологов. По этой гипотезе исходным материалом для газонефтяных месторождений являлась органическая, растительная и животная массы, захороненные в прошлые геологические эпохи на дне водоемов под толщей перекрывающих их неорганических осадков. Большинство сторонников органического происхождения нефти и газа исходным материалом для их образования считают сапропель. Сапропелевая гипотеза была выдвинута немецким ученым Г. Потонье и развита И. Губкиным.

По подсчетам ботаников и биохимиков количество углерода, синтезируемого в тканях планктона и доставляемого в осадок по отмирании, исчисляется многими десятками миллиардов тонн в год. В первую стадию последующего преобразования органическая масса разлагается при активном воздействии микроорганизмов и превращается в битуминозное вещество, а исходный осадок — в битуминозную породу. Во вторую стадию, связанную с погружением осадков, под воздействием повышающихся давлений и температуры, активизирующих деятельность анаэробных бактерий и возбудителей брожения, выделяются битумы — твердые, жидкие и газовые углеводороды. В третью стадию нефть и газ перемещаются из области распространения нефтематеринских толщ в благоприятные по структурным и литологическим признакам породы, формируя газонефтяные месторождения.

По данным Н. Вассоевича и др., устанавливается вертикальная зональность образования нефти в разрезе осадочных пород (рис. 307). В зоне действия диагенеза происходит образование метана, мигрирующего в атмосферу. В зоне

катагенеза, на глубине 3—5 км, в главную фазу нефтеобразования формируются нефть и газ. На глубинах 5—7 км образуются газоконденсаты. Еще ниже, до 10 км, вновь возникает только газ, идущий на создание газовых месторождений. В этой гипотезе, так же как и в гипотезах неорганического образования нефти, много неясных и спорных сторон, рассматриваемых в специальной литературе.

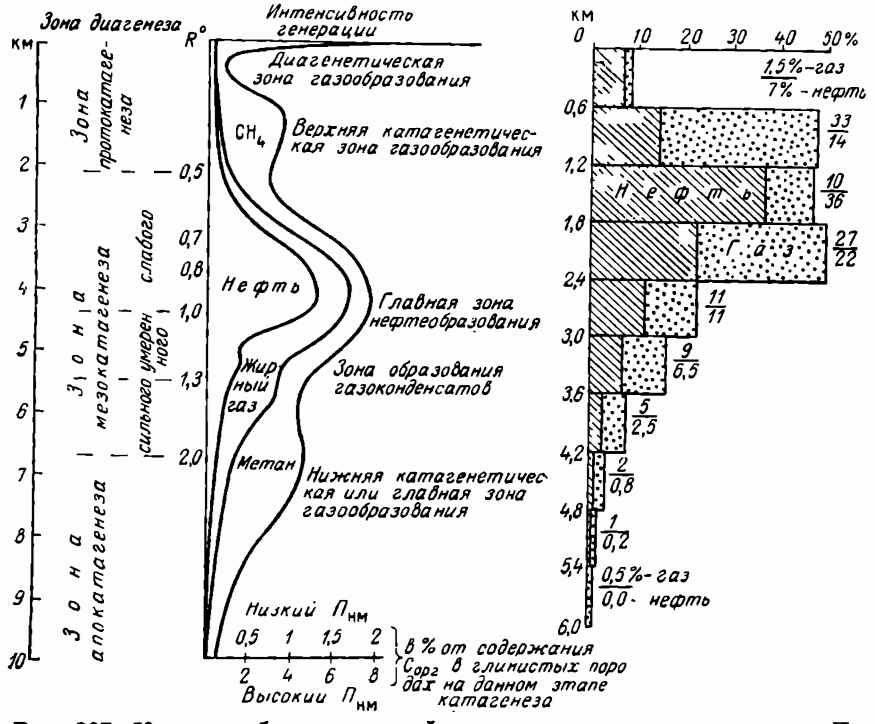


Рис. 307. Условия образования нефти в разрезе осадочных пород. По *Н. Вассоевичу*.

а — принципиальная схема вертикальной зональности генерации нефти и газа органическим веществом в процессе литогенеза
R° — отражательная способность витринита в масле; $П_{нм}$ — нефтематеринский потенциал (приблизительно определяется величиной атомарного отношения Н : С)
б — распределение по глубинам запасов нефти и газа в гигантских, крупных и средних месторождениях на 1/I 1972 г.

Литология газонефтеносных отложений. Газонефтяные месторождения состоят из двух групп пород — коллектирующих углеводороды и окружающих их, препятствующих утечке нефти и газа.

Породы-коллекторы обладают высокой эффективной пористостью и проницаемостью и относятся к группе А, отчасти В (табл. 50).

Среди коллекторов наиболее распространены слабо сцементированные песчаники, отчасти массивные трещиноватые породы — известняки, кварциты, изверженные породы.

Породы-экраны, наоборот, имеют низкую проницаемость. Ими чаще всего являются глинистые сланцы и массивные нетрещиноватые породы.

Миграция нефти и газа. Большинство геологов считают, что современные залежи нефти и газа сформировались вследствие миграции их

Таблица 51

Характеристика пород-коллекторов газонефтяных месторождений
По *Г. Ахмедову и А. Алиеву*

Класс коллектора	Проницаемость, мД	Характеристика проницаемости	Эффективная пористость	Характеристика емкости	Группа коллектора
I	>1000	Высокопроницаемые	>15	Большая	A
II	1000—500	Хорошо проницаемые			
III	500—100	Среднепроницаемые	15—5	Средняя	B
IV	100—10	Слабопроницаемые	<5	Малая	C
V	<10	Плохо проницаемые			

в жидком и газообразном состоянии в течение того или иного геологического времени и на то или иное расстояние. В связи с этим Н. Вассоевич относит месторождения нефти и газа к осадочно-миграционным. Различают внерезервуарную региональную миграцию сквозь мощные толщи пород различной проницаемости по капиллярам, порам, разломам и трещинам и внутрирезервуарную локальную миграцию внутри хорошо проницаемых пластов, коллектирующих нефть и газ. Миграция может быть вертикальная, боковая и комбинированная по направлению перемещения. Миграция осуществляется вследствие статической или динамической нагрузки пород, выжимающих нефть и газ, а также при свободной диффузии этих веществ из областей высокого давления в зоны меньшего давления. Масштабы перемещения нефти и газа до конца не определены.

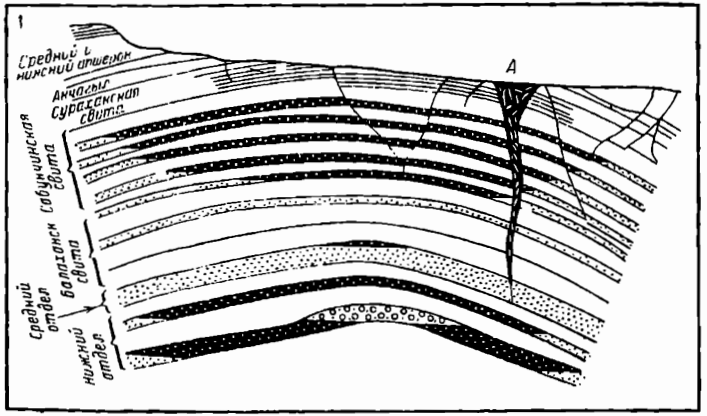
Геологические структуры газонефтяных месторождений. Наиболее подробно вопросы геологической структуры газонефтяных залежей, месторождений и бассейнов рассмотрены И. Бродом и его сотрудниками, по данным которых они и освещаются.

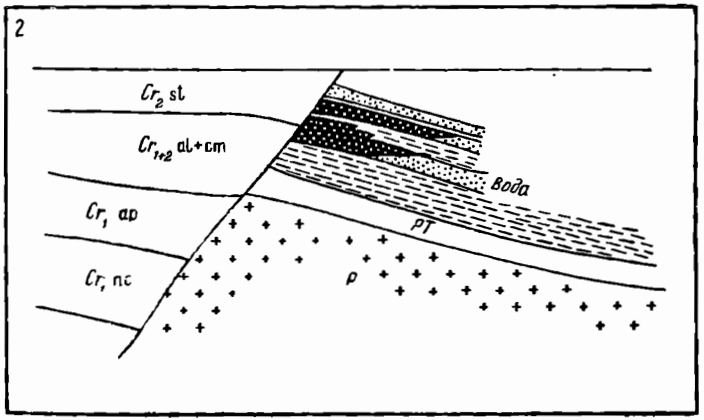
Залежи газа и нефти по особенностям их строения разделяются на две группы: 1) пластовые, 2) массивные, в том числе литологически ограниченные (рис. 308). Основная особенность пластовых залежей заключается в приуроченности скоплений нефти и газа к строго определенным пластам — коллекторам. Пластовые залежи подразделяются на сводовые, тектонически экранированные, стратиграфически экранированные и литологически экранированные. Массивные залежи не подчиняются в своей локализации определенным пластам. Они подразделяются на залежи в структурных, рифовых, соляных и эрозионных выступах. Среди литологически ограниченных залежей намечаются их пластовые и шнурковые разновидности.

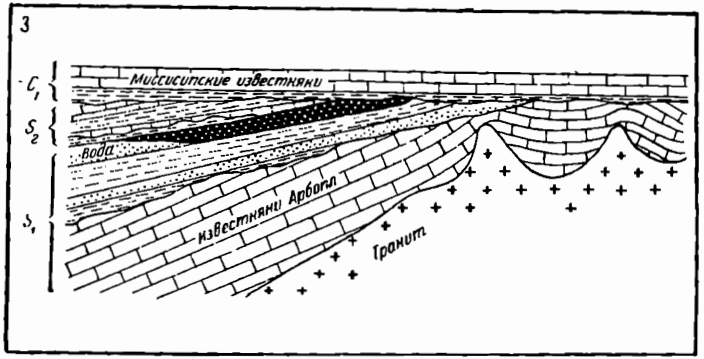
Месторождения газа и нефти, состоящие из серии залежей, подчиненных единой геологической структуре, различны для складчатых и для платформенных условий. В складчатых районах выделяются две группы структур: 1) связанные с антиклиналями, 2) связанные с моноклиналями. В платформенных газонефтеносных районах намечаются четыре группы структур: 1) в куполовидных и брахиантиклинальных поднятиях, 2) в эрозионных и рифовых массивах, 3) в гомоклиналях, 4) в синклинальных прогибах (рис. 309).

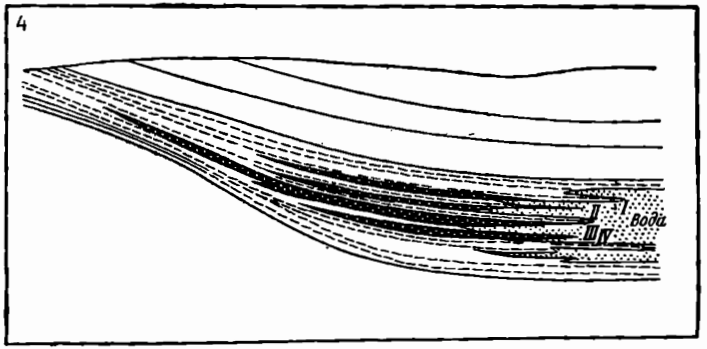
Газонефтяные бассейны, представляющие собой области крупного и длительного погружения в современной структуре земной коры и заключающие серии газонефтяных месторождений, по их тектоническому положению

Пластовые


1
Средний и нижний апшерон
Анчагыл
Сураханская свита
Сабунчинская свита
Балаханск свита
Средний отдел
Нижний отдел
A


2
Cr_2 st
Cr_{1+2} al+cm
Cr_1 ap
Cr_1 nc
Вода
PT
P


3
C_1
S_2
S_1
Миссисипские известняки
Вода
Известняки Арбопл
Гранит


4
I
II
III
IV
Вода

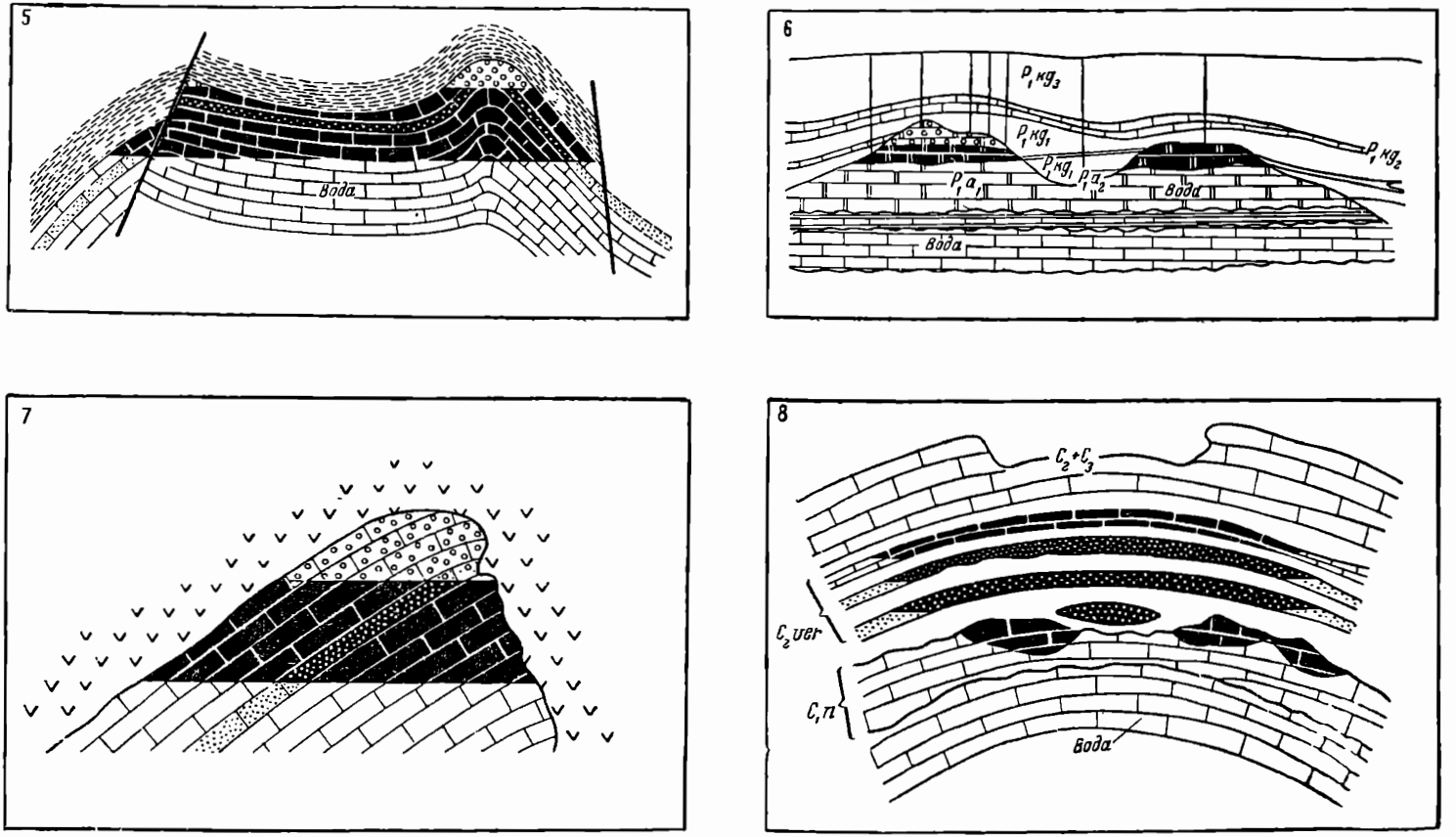


Рис. 308. Геологические структуры газонефтяных месторождений. По материалам *И. Брода*.

Пластовые: *1* — сводовые залежи (*А* — грязевой вулкан); 2 — тектонически экранированные залежи; 3 — стратиграфически экранированная залежь; 4 — литологически экранированные залежи. Массивные: 5 — залежь структурного выступа; 6 — залежи рифовых выступов; 7 — залежь эрозионного выступа; 8 — литологически ограниченные залежи

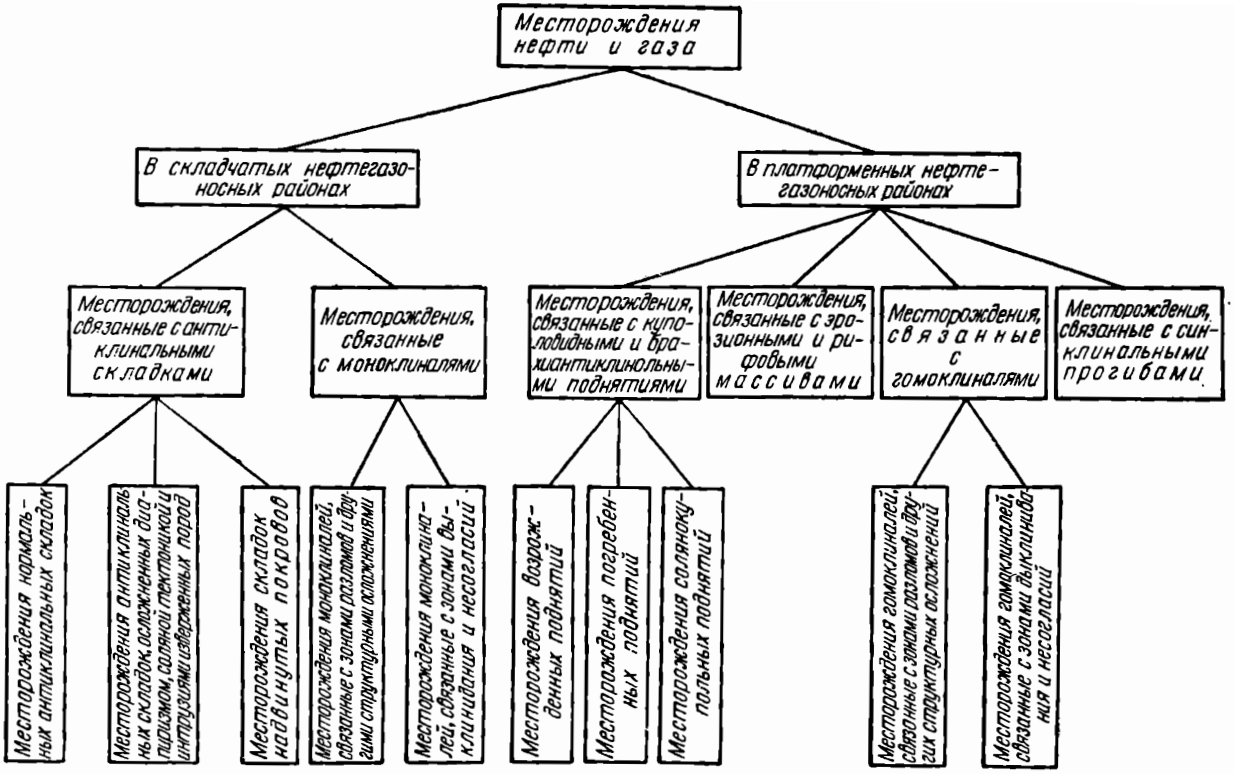


Рис. 309. Тектоническая группировка месторождений нефти и газа. По *И. Броду*

разделяются на четыре группы. К первой группе газонефтеносных бассейнов, приуроченных к внутриплатформенным прогибам, принадлежит ряд районов. В прогибе на докембрийском основании находятся Мичиганский и Иллинойский бассейны Северной Америки, на палеозойском основании расположены Мезенско-Камский, Печорский, Урало-Волжский и Днепровско-Донецкий бассейны Русской платформы и некоторые бассейны Северной Америки. Вторая группа охватывает бассейны прогнутых краевых частей платформ. Их примером могут служить Северо-Каспийская впадина, возможно, впадина Западно-Сибирской низменности и газонефтеносный бассейн Голфкост у берегов Мексиканского залива. Третья группа контролируется впадинами древних глыбовых гор. К ним принадлежат бассейны Ферганской и Таджикской впадин в СССР, Джунгарский, Таримский и другие бассейны Китая, бассейны Скалистых гор США и др. Четвертая группа связана с предгорными и внутренними впадинами молодых альпийских горных сооружений. В нее входят Средне-Каспийский, Южно-Каспийский, Азово-Кубанский, Предкарпатский и Сахалинский бассейны в СССР, а за границей Ирано-Аравийский, Паннонский, Трансильванский, Калифорнийский и другие бассейны.

Геологический возраст. Нефть и газ способны мигрировать из одних пород в другие, поэтому о времени их образования говорить трудно. Можно лишь определять возраст вмещающих их толщ. Наиболее древние проявления нефти обнаружены в синийских породах Сибири. Они известны в кембрийских, ордовикских и силурийских породах. Но наиболее значительные и широко распространенные месторождения горючего газа и нефти начинают встречаться во все возрастающем количестве, начиная с отложений девона до третичного возраста включительно. Причем большинство палеозойских месторождений этих полезных ископаемых приурочено к внутренним и краевым частям платформ. Мезозойское газонефтенакопление связано преимущественно с краевыми платформенными прогибами. Третичное же газонефтенакопление происходило главным образом в передовых и внутренних прогибах альпийских складчатых систем.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Вулканогенно-осадочные месторождения формировались на дне геосинклинальных и платформенных морей.

В раннюю стадию геосинклинальных циклов геологического развития, при привносе продуктов базальтоидного вулканизма, на дне эвгеосинклиналей возникали месторождения руд железа, марганца и колчеданов. Некоторые геологи такой генезис приписывают, кроме того, осадочным месторождениям бокситов, фосфоритов, а также цветных и редких металлов, связанных с формацией черных сланцев. В качестве вулканогенно-осадочных руд железа геосинклинального этапа геологического развития рассматриваются, например, месторождения железистых кварцитов, позднее метаморфизованных и поэтому описанных ниже в главе о метаморфогенных месторождениях. Вулканогенно-осадочные колчеданы рассмотрены в качестве особого класса группы колчеданных месторождений.

При переходных от геосинклинальных к платформенным и при платформенных условиях образовывались вулканогенно-осадочные месторождения руд железа, марганца, свинца и цинка. Их примерами могут служить месторождения Лан Диль в ФРГ и Атасу в Центральном Казахстане.

Лан Диль считается классическим примером вулканогенно-осадочных образований. Залежи красного железняка этого месторождения сосредоточены

в Ланской и Дильской мульдах, выполненных отложениями среднего и верхнего девона. Породы среднего девона состоят из кератофиров и перекрывающих их диабазовых туфов с прослоями диабазов общей мощностью 500—1000 м. На них согласно покоятся отложения верхнего девона, представленные толщей сланцев, с линзами известняков, яшм и венчающих разрез верхних диабазов. Рудные тела известны в пяти стратиграфических горизонтах, но главная среди них «пограничная залежь» находится в основании верхнедевонских сланцев, согласно кроющих среднедевонские туфы и диабазы. Рудные тела в форме

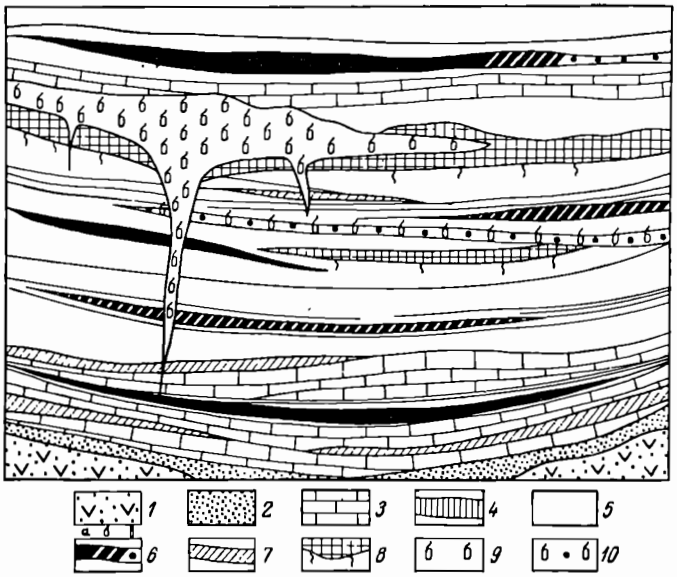


Рис. 310. Обобщенная схема-разрез месторождения атасуйского типа. По *Г. Щербе.*

1 — вулканогенные породы; *2* — алевропесчаники; *3* — известняки; *4* — силициты; *5* — глинисто-карбонатные породы; *6* — железные, железо-марганцевые и марганцевые руды; *7* — седиментные цинковые и свинцово-цинковые руды; *8* — метасоматические свинцовые (*а*), цинковые (*б*) и баритовые (*в*) руды; *9* — баритовые метасоматиты; *10* — барито-сульфидные руды

согласных пластов мощностью 2—4 м, слоистой текстуры, состоят из гематита, кварца, кальцита и хлорита; в виде редкой примеси отмечены доломит, сидерит, магнетит, пирит и твердые битумы.

Условия образования этого месторождения Г. Шнейдерхеном рисуются следующим образом. Кератофиро-диабазовые магмы в процессе их остывания выделяли газы хлористого железа и кремния, высачивавшиеся на дне моря. При их реакции с морской водой выпадала тонкодисперсная смесь окиси железа с кремнеземом, литификация которой в обстановке повышенной температуры создавала пласты тонкозернистого кварца с гематитом. При восстановительных условиях появлялся магнетит, при наличии сероводорода возникали сульфиды, при насыщении донного раствора бикарбонатами выпадал кальцит. При пониженной температуре могли формироваться смешанные гели, окристаллизация которых могла вызвать образование скоплений шамозита или стильпномелана.

А т а с у приурочено к вулканогенно-осадочной толще верхнедевонского возраста, выполняющей линейно-вытянутую мульду, наложенную на каледонское складчатое основание. Эта толща мощностью около 1000 м состоит из слоистых аргиллито-кремнисто-карбонатных пород с горизонтами туфов, согласных и секущих тел андезито-липаритового состава. Здесь различают рудные тела двух типов. К первому принадлежат согласные пластовые залежи железо-марганцевых руд, состоящие из гематита, магнетита, браунита, псиломелана и пиролюзита, а также свинцово-цинковых руд, в состав которых входят сфа-

лерит, галенит, пирит и барит. Ко второму типу относятся пластообразные метасоматические и секущие тела свинцово-цинково-баритовых руд, наложенные на пластовое оруденение и сопровождающиеся пропилитизацией вмещающих пород (рис. 310).

Формирование месторождения Атасу представляется Г. Щербе следующим образом. В период накопления слоистой вулканогенно-осадочной толщи, при выносе на дно моря вулканогенных газо-гидротермальных минеральных растворов, формировались вулканогенно-осадочные пластовые залежи вначале железо-марганцевых, а затем свинцово-цинково-баритовых руд. Так как поствулканическая гидротермальная деятельность продолжалась и после образования рудовмещающей толщи, то на этом позднем этапе все еще происходило образование свинцово-цинково-баритовых руд, но уже контролировавшихся секущими разломами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Амштуц Г. К., Бубенечек Л. Диагенез и катагенез в осадочных минеральных месторождениях. — В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. Пер. с англ. М., «Мир», 1971, с. 378—425.

Бетехтин А. Г. Промышленные марганцевые руды СССР. М., Изд-во АН СССР, 1946. 317 с.

Брод И. О., Еременко Н. А. Основы геологии нефти и газа. М., Изд-во МГУ, 1957. 480 с.

Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., «Недра» 1971. 366 с.

Валяшко М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М., Изд-во МГУ, 1962. 397 с.

Вассоевич Н. Б. Вклад ученых Академии наук в развитие нефтяной геологии.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1974, № 5, с. 123—134.

Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М.. Изд-во АН СССР, 1968. 495 с. (Тр. ГИН, вып. 185.) Авт.: Н. М. Страхов, Л. Е. Штеренберг, В. В. Калиненко, Е. С. Тихомирова.

Гиммельфарб Б. М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М., «Недра», 1965. 307 с.

Губкин И. М. Учение о нефти. Изд. 2-е. М., ОНТИ, 1937, 460 с.

Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969. 343 с.

Жемчужников Ю. А. Общая геология ископаемых углей. М., Углетехиздат, 1948. 491 с.

Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. М., Госгеолтехиздат, 1960. 424 с.

Казаков А. В. Геотектоника и формирование фосфоритовых месторождений. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1950, № 5, с. 42—68.

Кауч Е. Некоторые вопросы в проблеме осадочных месторождений. — «Вестн. МГУ. Сер. геол.», 1967, № 4, с. 3—14.

Краускопф К. Осадочные месторождения редких металлов. — В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., Изд-во иностр. лит., 1958, с. 388—440.

Крашенинников Г. Ф. Условия накопления угленосных формаций СССР. М., Изд-во МГУ, 1957. 294 с.

Марганцевые месторождения СССР. М., «Наука», 1967. 459 с.

Матвеев А. К. Геология угольных бассейнов и месторождений СССР. М.. Госгортехиздат, 1960. 495 с.

Матвеев А. К. Угольные месторождения зарубежных стран. М., «Недра», 1968, т. 1, 165 с.; 1969, т. 2, 127 с.; 1974, т. 3, 236 с.

Наливкин Д. В. Учение о фациях. М., Изд-во АН СССР, 1955, т. 1, 534 с.; 1965, т. 2, 393 с.

Нефтегазоносность морей и океанов. М., «Недра»,1973. 232 с. Авт,: Б. А. Соколов, А. Г. Гайнанов, Д. В. Несмеянов, А. М. Серегин.

Происхождение нефти и газа и формирование их месторождений. М., «Недра», 1972. 631 с.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. М.—Л., Гостоптехиздат, 1940, ч. I, 476 с.; ч, 2, 420 с.

Рухин Л. Б. Основы литологии. М.—Л., Гостоптехиздат, 1953. 672 с.
Сапожников Д. Г. Основы прогноза осадочных рудных месторождений. М., «Недра», 1972. 207 с.
Степанов П. И., Миронов С. И. Геология месторождений каустобиолитов, М., ОНТИ, 1937. 547 с.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Изд. 2-е. М., Изд-во АН СССР, 1962, т. 1, 212 с.; 1962, т. 2, 573 с.; 1963, т. 3, 550 с.
Холодов В. Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М., «Наука», 1973. 278 с.
Шатский Н. С. Парагенезисы осадочных и вулканогенных пород и формаций. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1960, № 5, с. 3—23.
Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Изд. 3-е. М., Госгеолтехиздат, 1958. 416 с.
Щербина В. В. Химия процессов минералообразования в осадочных породах. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 3—4, Львовский ун-т, 1956, с. 109—118.
Amstutz G., Bernard A. Ores in sediments. 1973, 342 p.
Huber N. K. The environmental control of sedimentary iron minerals. — «Econ. Geol.», 1958, No. 2, p. 123—140.
James H. L. Sedimentary facies of iron — formation. — «Econ. Geol.», 1954, No. 3, p. 235—293.
James D. V., Tourtelot E. B. Geochemistry of black shale deposits. — «Econ. Geol.», 1970, No. 3, p. 253—272.

Глава пятнадцатая

МЕТАМОРФОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Простой метаморфизм сам по себе не создает концентраций полезных ископаемых.

В. Соболев, 1970 г.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Серия метаморфогенных месторождений разделяется на две группы: метаморфизованных и метаморфических образований.

Метаморфизованные месторождения подверглись изменению одновременно с окружающими их породами в такой степени, что метаморфические признаки в форме, строении и составе тел полезных ископаемых оказываются резко доминирующими.

Метаморфические месторождения возникли вновь в процессе метаморфизма в связи с перегруппировкой минерального вещества метаморфизуемых пород.

Метаморфические процессы имеют локальный и региональный характер. К локальным разновидностям относятся автометаморфизм и ореольный (контактовый) метаморфизм массивов изверженных пород, а также динамометаморфизм вдоль тектонических зон. Региональный метаморфизм развивается вследствие совокупного действия статической и динамической нагрузки горных пород, в обстановке повышающихся давления и температуры и воздействия различных минерализаторов, особенно воды. В своих крайних формах он переходит в ультраметаморфизм, обусловливающий выборочное или полное переплавление изменяющихся пород.

Региональный метаморфизм, вызванный повышением температуры и давления, называется прямым, или прогрессивным, способствующим реакциям с выделением воды и углекислоты из минералов. Метаморфизм, связанный со сменой высокотемпературных минеральных ассоциаций низкотемпературными, способствующими обратному поглощению воды и углекислоты, называется обратным, регрессивным, или диафторезом.

Наибольшее значение для формирования метаморфогенных месторождений имеет прогрессивный региональный метаморфизм. Вследствие такого метаморфизма изменяются форма, строение и состав тел полезных ископаемых.

Форма тел полезных ископаемых, подвергшихся региональному метаморфизму, обычно приобретает сплющенный вид. Среди метаморфизованных месторождений преобладают пластообразные, линзовидные, ленто- и жилообразные залежи сплошных и вкрапленных руд. Их размеры достигают иногда значительных величин, как, например, в пластовых залежах железных руд в железистых кварцитах или итабиритах, вытягивающихся на километры и даже первые десятки километров при мощности до первых сотен метров.

Текстура вещества метаморфизованных месторождений отличается развитием катаклаза и распрессовывания. Характерно полосчатое, сланцеватое, плойчатое, очковое и лучистое строение. Метаколлоидная текстура в процессе метаморфизма преобразуется в кристаллическую. Тонкозернистое строение укрупняется и заменяется более грубокристаллическим.

Структура минеральной массы метаморфизованных месторождений приобретает черты, свойственные метаморфическим комплексам пород. Возникают гранобластические, порфиробластические, лепидобластические, роговиковые, пластинчатые, листоватые, волокнистые и сноповидные структуры.

Минеральный состав отличается переходом гидроокислов в окисные соединения. Лимонит и другие гидроокислы железа преобразуются в гематит, магнетит; псиломелан и манганит замещаются браунитом, гаусманитом; опал переходит в кварц. Минеральные модификации малой плотности вытесняются минералами более высокого объемного веса. В связи с этим марказит замещается пиритом, вюртцит — сфалеритом. Фосфорит преобразуется в апатит. Органическое вещество графитизируется. По данным Г. Вертушкова, первичный прозрачный кварц переходит в стекловатый, а затем в молочно-белый или зернистый, что связано главным образом с деформацией, сопровождающейся переориентировкой зерен и газово-жидких включений.

В Байкальской горной области, по сведениям Л. Салопа, отмечаются последовательные стадии преобразования сульфидов железа при метаморфизме. Вначале слабо метаморфизованная ассоциация серицит — хлорит — пирит сменяется ассоциацией более высокой ступени метаморфизма биотит — пирротин, далее пирротин замещается магнетитом, а при более прогрессивном метаморфизме последний замещается железосодержащими силикатами — биотитом и гранатом. По наблюдениям Г. Вертушкова, на Урале с увеличением метаморфизма железо-титановых руд вначале заметно уменьшается содержание железа, а затем, несколько медленнее, содержание титана; ильменит-магнетитовые месторождения переходят через ильменитовые в ильменит-рутиловые, а на крайних стадиях метаморфизма — в рутиловые.

При контактовом метаморфизме происходит халькопиритизация борнита, возникают структуры распада борнит — халькопирит, сфалерит — халькопирит, галенит — касситерит (по тиллиту), в железосодержащих сульфидах может возникнуть магнетит.

Для минеральных ассоциаций метаморфогенных месторождений характерны минеральные парагенезисы соответствующей фации метаморфизма. Метаморфизм, особенно региональный, способен уничтожить месторождения полезных ископаемых, радикально их изменить и создать вновь. При метаморфизме в первую очередь уничтожаются месторождения, чувствительные к высоким температурам, такие, как битуминозные и месторождения самородной серы.

К радикально измененным метаморфизованным принадлежат значительные месторождения железа, марганца, а также некоторые месторождения фосфора, цветных, благородных и радиоактивных металлов.

К возникающим в процессе метаморфизма собственно метаморфическим месторождениям относятся месторождения мрамора, кварцита, кровельных сланцев, высокоглиноземистого сырья (кианит, андалузит, силлиманит), слюды, амфибол-асбеста, графита, корунда и наждака, граната, титана. Практическое значение некоторых перечисленных месторождений весьма существенно.

Понятие о метаморфизме горных пород и заключенных в них месторождениях ввел в 1825 г. английский геолог Ч. Ляйель. По проблеме метаморфизма

горных пород с освещением вопросов, имеющих отношение к трактовке генезиса метаморфогенных месторождений, известна большая литература — работы Я. Белевцева, Н. Елисеева, А. Заварицкого, Д. Коржинского, А. Маракушева, А. Полканова, Н. Семененко, В. Соболева, Н. Судовикова, У. Грубенмана, Х. Иодера, С. Роя, У. Файфа, Дж. Ферхугена, Д. Тернера, А. Харкера, П. Эскола и др.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Формирование метаморфогенных месторождений происходит при высокой температуре, которой иногда сопутствует высокое давление, при участии таких минерализаторов, как вода, углекислота, сероводород и другие летучие соединения.

Температура. Теоретически и экспериментально установлено, что нижняя температурная граница регионального метаморфизма (по пределу устойчивости каолина) колеблется в пределах 450—500°, переход от низкой к средней температуре (по исчезновению хлорита) осуществляется при 600°, от средней к высокой температуре (по кривой устойчивости мусковита) при 700—750°, а верхняя граница, установленная по парагенезису пироксена и гиперстена, определяется в 900—950°.

Расчеты Дж. Ферхугена выявили, что такие высокие значения температуры недостижимы при простом погружении толщ горных пород и заключенных среди них месторождений полезных ископаемых на глубину, соответствующую геологическим данным. Например, для пород амфиболовой фации при тепловом потоке Земли, равном $1—2 \cdot 10^{-6}$ кал/см^2·с и создающем геотермический градиент около 20 град/км, необходимо погружение пород на глубину 30—40 км. Однако, например, на Центральном плато Франции известны породы этой фации, возникшие на глубине всего лишь 7 км. Следовательно, важным источником тепловой энергии при метаморфизме являлся периодически усиливавшийся тепловой поток из недр Земли, без участия которого региональный метаморфизм высоких фаций не мог развиваться. Источниками такого подъема теплового потока могли быть радиогенный распад, генерация тепла при тектонических деформациях, глубинные экзогенные химические реакции и, возможно, восхождение подкоровой магмы.

Давление. Величина давления при региональном метаморфизме определяется по смене минералов и минеральных парагенезисов одинакового химического состава, но разного удельного объема. Для этой цели могут сопоставляться, например, такие пары, как гиперстеновые сланцы и эклогиты, нефелиновые и жадеитовые породы и др. По этим данным давление может достигать 15—17 килобар. В. Соболев, анализируя подобные соотношения на кривых равновесия в координатах «давление — температура», пришел к заключению, что формирование кристаллических сланцев происходит в пределах от 7000 до 2000 кгс/см^2. Такой уровень давления также не может быть достигнут вследствие погружения горных пород и находящихся среди них залежей полезных ископаемых в пределах земной коры. Очевидно, статическое давление нагрузки горных пород в период метаморфизма существенно увеличивается за счет динамических напряжений тектонических процессов и давления, развиваемого газовой фазой при явлениях дегидратации и диссоциации минеральных масс, неустойчивых при высокотемпературном режиме.

Роль воды. В метаморфическом процессе принимают участие четыре главных типа воды: 1) вода порового пространства неметаморфизованных пород;

2) вода, связанная в минералах-гидратах; 3) вода, поступающая в зоны низких ступеней вследствие дегидратации из зон высоких ступеней метаморфизма; 4) ювенильная вода магматического происхождения. В процессе метаморфизма вода выполняет ряд важных функций: 1) пары воды развивают высокое давление, обусловливая соответствующее течение метаморфизма. Некоторые исследователи, например Х. Иодер, полагают, что количество воды, участвующее в метаморфизме, полностью определяет уровень давления и тем самым соответствующую фацию метаморфизма; 2) понижает температуру метаморфических

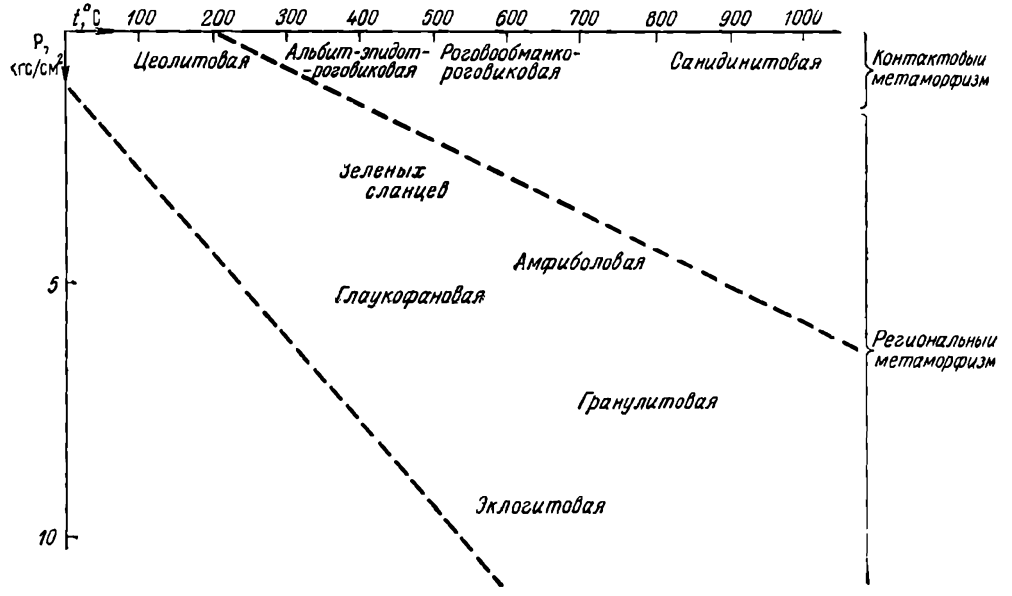


Рис. 311. Физические условия возникновения метаморфических фаций. По данным *П. Эскола, Н. Елисеева, В. Соболева, Ф. Тернера, Дж. Ферхугена* и др.

преобразований; 3) многократно ускоряет ход этих преобразований; 4) увеличивает кристаллизационную способность минералов в метаморфическом процессе; 5) выступает в роли активного растворителя химических соединений, участвующих в метаморфических реакциях, обеспечивая избирательный вынос и переотложение части из них, играя при этом, в частности, важную роль в формировании метаморфогенных месторождений. Так, например, вынос кремнезема химически агрессивными водами метаморфического происхождения в ходе метаморфического преобразования железистых кварцитов может привести к накоплению в остаточных продуктах богатых магнетит-гематитовых руд.

Роль углекислоты. При метаморфизме карбонатсодержащих пород большое значение приобретает парциальное давление углекислоты. Как показал Д. Коржинский, оно увеличивается с глубиной за счет возрастания разложения содержащих углекислоту минералов. Это, в свою очередь, приводит к тому, что по мере увеличения степени метаморфизма карбонаты постепенно вытесняются силикатами, более бедными кальцием, марганцем и железом.

Метаморфические фации и полезные ископаемые. Возрастание температуры и давления при метаморфизме приводит к серии следующих друг за другом преобразований, характеризующих последовательные ступени метаморфизма. Породы, достигшие внутреннего равновесия на той или иной ступени метамор-

физма, зависящей от уровня температуры и давления, образуют метаморфическую фацию. На рис. 311 изображена схема соотношения метаморфических фаций в зависимости от условий давления и температуры, в основу которой положена упрощенная диаграмма П. Эсколы. Минеральный состав фаций связан с валовым химическим составом исходных пород, среди которых с этой точки зрения выделяются породы: 1) пелитовые, или глиноземистые, 2) кварц-полевошпатовые, 3) известковые, 4) основные, 5) ультраосновные, или высокомагнезиальные.

В настоящее время все фации метаморфических пород принято разделять на две группы — контактового и регионального метаморфизма.

Породы контактового метаморфизма образуются при высокой температуре, но при низкой нагрузке и изменчивом давлении газовой фазы. Среди них в порядке повышающейся температуры формирования выделяются четыре фации: 1) альбит-эпидот-роговиковая, 2) роговообманково-роговиковая, 3) пироксен-роговиковая, 4) санидинитовая.

Породы регионального метаморфизма возникают при высоких температуре, нагрузке пород и давлении газовой фазы. Среди них в порядке повышающейся температуры образования различается шесть фаций, разделяющихся на субфации со свойственными им минеральными ассоциациями, описанными в курсе петрографии (табл. 52):

Таблица 52

Метаморфогенные месторождения в фациях регионального метаморфизма

Фация	Важнейшие минералы	Полезные ископаемые
Цеолитовая	Кварц, альбит, хлорит, пумпеллиит	Самородной меди (типа оз. Верхнего)
Зеленых сланцев	Кварц, альбит, биотит, мусковит, тремолит, хлорит, эпидот	Магнетит-гематитовые кварциты, золото и уран, колчеданы, наждак, плотный графит, асбест
Глаукофановая	Кварц, спессартин, родонит, бустамит, глаукофан, эгирин, жадеит, лавсонит, мусковит, эпидот, хлорит, кальцит	Силикатные марганцевые и цинковые руды; магнетит-амфиболовые руды
Амфиболовая	Кварц, кианит, ставролит, плагиоклаз, гранат, роговая обманка, диопсид, слюда	Железные руды таконитов и итаберитов; сульфидные руды; кианит, диаспор, силлиманит, андалузит, корунд, наждак, кристаллический графит, ильменит, апатит, пегматиты
Гранулитовая	Кварц, плагиоклаз, полевой шпат, роговая обманка, диопсид, гиперстен, гранаты, силлиманит, биотит, рутил	Амфибол-пироксен-магнетитовые кварциты, гранаты, рутил, флогопит
Эклогитовая	Омфацит, гранат, кианит, энстатит, рутил	Рутил (титан)

1) цеолитовая, метаморфическому уровню которой, возможно, отвечает цеолит-хлоритовая ассоциация с самородной медью месторождения оз. Верхнего в США;

2) зеленых сланцев, которой соответствуют магнетит-гематитовые железистые кварциты; метаморфизованные разности колчеданных руд; золото-урановые месторождения типа Витватерсранд (Южная Африка) и Блайнд Ривер

(Канада); кварц-сульфидные золотоносные штокверки; образования наждака, плотного и чешуйчатого графита;

3) глаукофановая, которой отвечают месторождения силикатных руд марганца и цинка, а также магнетит-амфиболовых сланцев;

4) амфиболовая, с которой ассоциируются железные руды таконитов и итабиритов; метаморфизованные месторождения сульфидных руд в кристаллических породах платформ; месторождения кианита, диаспора, андалузита и силлиманита; керамические, слюдоносные и редкометальные пегматиты в докембрийских кристаллических комплексах, а также месторождения корунда, гранатов, кристаллического графита и апатита;

5) гранулитовая с месторождениями амфибол-пироксен-магнетитовых кварцитов, гранатов, рутила и флогопита;

6) эклогитовая, полезные ископаемые которой скорее всего ограничиваются скоплениями рутила.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Геологический возраст. Метаморфогенные месторождения локального контактового происхождения, обусловленного воздействием интрузии, так же как и последние, могут иметь самый различный возраст — от наиболее древнего до самого юного. Среди метаморфогенных месторождений, связанных с регионально метаморфизованными комплексами горных пород, резко преобладают древние образования. Большинство из них принадлежат к докембрийским — архейским, ранним, средним и поздним протерозойским формациям. Известны нижнепалеозойские метаморфогенные месторождения, к которым, например, относятся наждачные месторождения Урала. Среди более молодых пород рассчитывать на встречу метаморфогенных месторождений регионального характера труднее. Однако в последнее время намечается все более и более откровенная тенденция переводить значительную часть метаморфических пород молодых складчатых систем из древних в более юные образования, поэтому не исключена возможность появления в списке региональных метаморфогенных месторождений полезных ископаемых более молодых образований.

Особенности геологической структуры. Метаморфогенные месторождения полезных ископаемых регионального характера возникают на значительной глубине в обстановке высоких температуры и давления. В этих условиях пластические деформации вещества преобладают над хрупкими. Граница между зонами преобладающих хрупких и пластических деформаций горных пород проходит, по данным А. Гейма, на глубине 2600 м, а по представлениям Р. Ван-Хайза, — на глубине 12 000 м. Поэтому регионально метаморфизованным месторождениям полезных ископаемых свойственны структуры сильно уплотненных рассланцованных тектонических зон, усложняющих изоклинальную складчатость, нарушенную сколами, чаще всего продольными по отношению к складчатости. Для них характерны складки волочения, течения и скольжения с интенсивными кливажом и сланцеватостью.

По совокупности существующих данных для регионально метаморфизованных образований могут быть намечены три группы структур месторождений полезных ископаемых: 1) складчато-трещинные, 2) складчато-разрывные, 3) зон смятия.

Складчато-трещинные структуры метаморфогенных месторождений характеризуются наличием уплотненных, разбитых густой сетью трещин изоклинальных складок, с очень характерным крутым погружением шарниров которых связано часто положение рудных столбов.

Складчато-разрывные структуры встречаются чаще и определяют локализацию рудных тел не только вдоль пластов сильно смятых трещиноватых пород, но также и по осложняющим их взбросам и сдвигам, а также на их пересечениях.

Зоны смятия, представляющие собой плоские, интенсивно развальцованные нарушения, обычно согласные с общим планом рассланцевания, относятся к наиболее типичным геологическим структурам, свойственным региональным метаморфогенным месторождениям.

Структуры регионально метаморфизованных месторождений формируются после первичного рудонакопления и обычно сопровождаются той или иной перегруппировкой слагающего их вещества. В процессе развития таких структур преобладают проскальзывания по множеству продольных, параллельных друг другу тектонических плоскостей с образованием А- и В-тектонитов. При этом тела полезных ископаемых сплющиваются и растягиваются вдоль общей распрессованности вмещающих пород; первичные дискордантные контакты сглаживаются и залежи приобретают вид согласных с окружающими их метаморфическими толщами. На контактах хрупких тел полезных ископаемых и более податливых вмещающих пород могут возникнуть зоны тектонических срывов и даже брекчий.

При деформации горных пород и руд в условиях развития метаморфизованных месторождений отмечаются дифференцированные тектонические изменения, обусловленные тем, что породообразующие минералы деформируются труднее, а некоторые рудообразующие минералы, например сульфиды, свободнее. При этом различные сульфиды также по-разному реагируют на тектонические усилия. Часть из них, такие, как пирит, арсенопирит и др., испытывают преимущественно хрупкий катаклаз и дробятся. Другие минералы, например галенит, халькопирит, менее сфалерит, деформируются пластически, затекая в пространство между раздробленными зернами более хрупких минералов. Сопровождающая такую силовую перегруппировку перекристаллизация рудообразующих минералов, связанная с их ультралокальным перерастворением, приводит к очистке их от разного рода включений и примесей. Именно в силу такой комбинации плотной сколовой деформации, перегруппировки вещества и его перекристаллизации облик метаморфизованных месторождений может измениться до неузнаваемости.

Связь с другими генетическими группами. Формируясь вследствие изменения тех или иных минеральных образований, метаморфогенные месторождения могут сохранять в различной степени признаки первичного происхождения, будучи через них связаны с месторождениями любых других генетических групп. Однако чаще всего метаморфогенные месторождения образуются за счет осадочных, в связи с чем упоминают о специфических осадочно-метаморфических образованиях. Активизирующиеся при региональных изменениях водные растворы метаморфогенного характера могут имитировать гидротермальный процесс с возникновением месторождений гидротермального облика.

Подразделение метаморфогенных месторождений. Серия метаморфогенных месторождений подразделяется на две группы — метаморфизованных и метаморфических образований. Группа метаморфизованных месторождений, в свою очередь, расчленяется на два класса: регионально-метаморфизованных и контактово-метаморфизованных месторождений. В дальнейшем, может быть, откроется возможность рациональной генетической группировки метаморфогенных месторождений по фациям метаморфизма.

РЕГИОНАЛЬНО-МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В классе регионально-метаморфизованных месторождений известны месторождения железа, марганца, свинца и цинка, меди, золота и урана, фосфора; все они залегают среди докембрийских, отчасти нижнепалеозойских метаморфических пород. В качестве примеров ниже кратко будут охарактеризованы: 1) железорудные месторождения Кривого Рога в СССР; 2) марганца в Бразилии, Индии и других странах; 3) свинца и цинка Брокен Хилла в Австралии; 4) золота и урана Витватерсранда в Южной Африке; 5) апатитов в Сибири.

Кривой Рог. Регионально метаморфизованные месторождения железных руд широко распространены среди докембрийских, отчасти нижнепалеозойских пород всех восьми платформ земного шара. Эти руды составляют подавляющую часть мировых запасов железа и являются главным источником его на мировом рынке. Среди них выделяются три разновидности — железистых кварцитов, тактонитов и итабиритов.

К месторождениям железистых кварцитов помимо Кривого Рога в СССР относятся известные месторождения Курской магнитной аномалии, Оленегорское на Кольском полуострове, Хинган на Дальнем Востоке и др., а за границей — очень крупные месторождения Верхнего озера в США, Лабрадора в Канаде, месторождения Бразилии, Швеции, Северной Кореи, Китая, Индии, Южной Африки, Австралии. Их состав определяется чередованием тонких прослоев кварца с гематитом или магнетитом в ассоциации со слюдяными, амфиболовыми и хлоритовыми сланцами, что позволяет относить их к сравнительно низкотемпературной метаморфической фации зеленых сланцев.

К месторождениям таконитов принадлежат низы некоторых железорудных формаций КМА, Кривого Рога, а также районов Малого Хингана. Это грубополосчатые руды, в состав которых кроме магнетита и кварца входят куммингтонит, гранат и амфибол, что позволяет относить их к амфиболовой фации метаморфизма.

К месторождениям итаберитов относятся некоторые залежи Австралии, Бразилии, Венесуэлы, Швеции, Норвегии. Их состав определяется тонкополосчатым чередованием гематита, магнетита и кварца с небольшим количеством амфибола, граната, пироксена, полевого шпата, что свидетельствует о их принадлежности также к амфиболовой метаморфической фации.

Геологическое строение Криворожской рудной зоны определяется ее положением среди метаморфических пород Украинского кристаллического щита. Она вытянута в субмеридиональном направлении примерно на 100 км и имеет ширину до 6—7 км. Ее продолжением на севере служат железорудные месторождения Кременчуга, еще далее железистые породы в основании Днепровско-Донецкой впадины и, наконец, аналогичные породы Курской магнитной аномалии; на юге она прослеживается по магнитным аномалиям Причерноморской впадины.

Территорию Криворожского района, согласно Н. Семененко, Я. Белевцеву и др., слагают породы протерозойской криворожской серии, имеющие возраст 1700—1900 млн. лет и образующие сложноскладчатую полосу метаморфических сланцев и железистых роговиков, западнее и восточнее которой распространены кристаллические сланцы, гнейсы и мигматиты архея.

В составе пород криворожской серии выделяются три свиты — нижняя, средняя и верхняя. Нижняя свита мощностью 100—250 м состоит из переслаивающихся амфиболитов, амфиболовых сланцев, песчаников, кварцитов и сланцев серицитового, хлорит-серицитового, слюдяного и гранатового состава.

Средняя продуктивная железорудная свита мощностью 1200—1300 м состоит из переслаивающихся магнетит-мартитовых роговиков, джеспилитов, хлоритовых, хлорит-биотитовых и амфиболовых сланцев; в ее полном разрезе насчитывается семь железистых и семь сланцевых горизонтов. Верхняя свита мощностью более 2500 м сложена доломитами, песчаниками, конгломератами и сланцами углисто-серицитового, слюдистого, амфиболового и другого состава.

В структурном отношении железорудная полоса Кривого Рога представляет собой сложную складчатую синклинальную зону, относящуюся к реликту древней геосинклинали. В ее развитии намечаются три стадии. В раннюю, собственно геосинклинальную, стадию накапливались вулканогенные, терригенные и железо-кремнистые осадки нижней и средней свит. В среднюю стадию породы были смяты в складки, уплотнены и метаморфизованы. В позднюю стадию происходило дальнейшее усложнение геологических структур и метаморфизм пород. На средней и поздней стадиях внедрялись различные изверженные породы, сопровождающиеся постмагматическими процессами.

В результате длительных и интенсивных дислокаций и метаморфизма криворожская серия пород была сильно изменена и деформирована. В наиболее полном виде Криворожский синклинорий представлен в центральной части Криворожского бассейна близ г. Кривого Рога. Здесь он выражен серией крупных складок, осложненных складчатостью более высокого порядка и многочисленными разрывами (рис. 312).

Рудные тела Кривого Рога разделяются на бедные и богатые. К бедным принадлежат серии пластов железистых кварцитов, вытянутые на десятки километров при мощности в сотни метров. Они состоят из тонкочередующихся прослойков кварца, минералов железа (магнетит, гематит, мартит) и силикатов (хлорит, биотит). Железа в них содержится всего 25—43%. Богатые руды с содержанием железа 50% и более залегают среди железистых кварцитов и приурочены к тектоническим осложнениям пластов последних — флексурам, шарнирам складок, сбросам и зонам интенсивной трещиноватости. Они образованы вследствие дополнительного эпигенетического привноса железа или выноса нерудных составляющих, в основном кварца. По форме среди них отмечаются пластовые, линзо- и лентовидные, а также столбовые залежи различных размеров.

По минеральному составу богатые руды Кривого Рога разделяются на магнетитовые, мартитовые, гематитовые и гематит-красковые (гематит-гидрогематитовые). В их состав кроме перечисленных минералов железа также входят кварц, хлорит, биотит, карбонаты, полевой шпат.

В северной части бассейна отмечается более сложная картина строения, обусловленная воздействием на железистые кварциты процесса эндогенного щелочного метасоматоза. При этом вначале, в магнезиально-железистую стадию, накапливались магнетит, гематит, куммингтонит (железисто-магнезиальный амфибол) и грюнерит (магнезиально-железистый амфибол). Затем выделялись альбит, эгирин и щелочные амфиболы. В заключение формировались карбонаты — доломит, анкерит, реже сидерит и кальцит.

Проблема генезиса месторождения Кривого Рога достаточно сложна. Что касается бедных руд, то ни у кого не возникает сомнения в их первичном осадочном морском происхождении. В последнее время на смену представлению о континентальном источнике железа все настойчивее выдвигается гипотеза вулканогенного его происхождения. Об этом свидетельствуют следующие данные: 1) формирование железистых джеспилитов в начальную геосинклинальную стадию геологического цикла развития, сопровождавшегося

заметной вулканической активностью; 2) пространственная ассоциация железистых кварцитов с метаморфизованными продуктами геосинклинального вулканизма; 3) кварцевый (яшмовидный) парагенезис железа, характерный для вулканогенно-осадочных образований; 4) отсутствие прибрежного контроля в размещении железистых кварцитов.

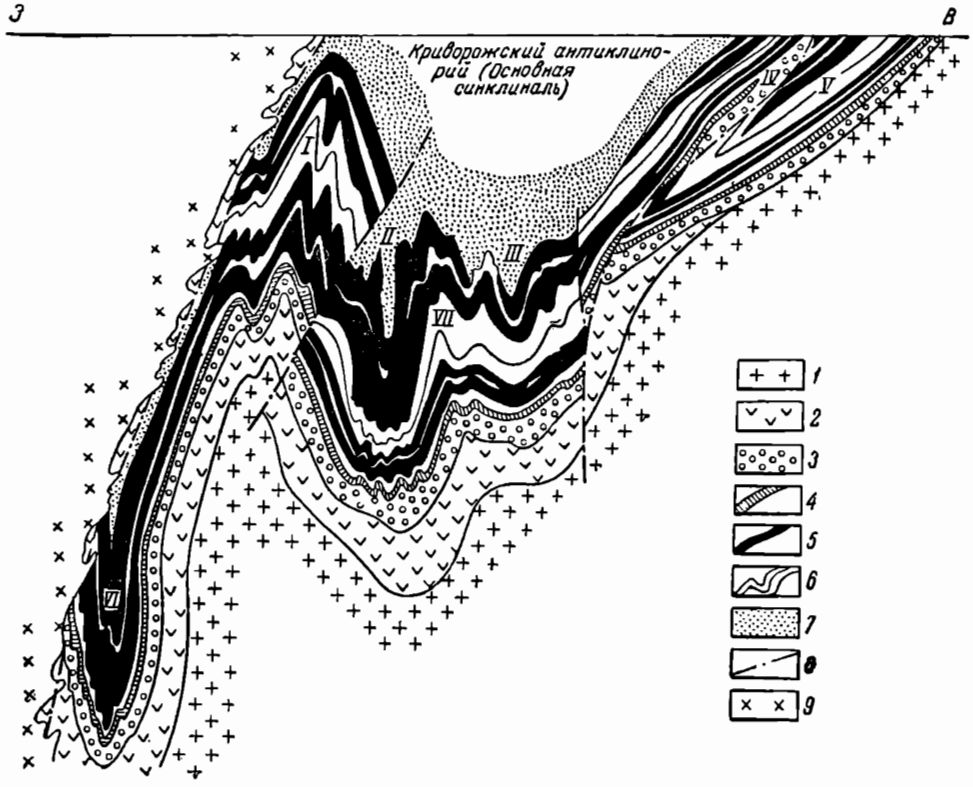


Рис. 312. Тектоническая схема Криворожского бассейна. По *Я. Белевцеву*.

1 — саксаганские плагиограниты; *2* — амфиболиты; *3* — нижняя свита криворожской серии; *4* — тальк-карбонатный горизонт; *5* — железорудные горизонты средней свиты; *6* — сланцевые горизонты средней свиты; *7* — верхняя свита; *8* — тектонические перемещения; *9* — кривоградские микроклин-плагиоклазовые граниты.

I — Тарапако-Лихмановская антиклиналь, *II* — Западно-Генгулецкая мульда, *III* — Восточно-Генгулецкая мульда, *IV* — Саксаганская антиклиналь, *V* — Саксаганская синклиналь, *VI* — Лихмановская синклиналь, *VII* — Советская антиклиналь

Значительно более дискуссионным является генезис залежей богатых руд, образованных в значительной степени при перегруппировке минерального вещества бедных руд. По этому вопросу существует по крайней мере три точки зрения.

Согласно первой из них, в свое время поддерживаемой И. Танатаром, Н. Семененко, Я. Белевцевым и др., формирование богатых руд Кривого Рога обязано гидротермальному процессу, связанному с гранитной интрузией посткриворожского возраста. Эту точку зрения подтверждают явления метасоматических преобразований в богатых рудах, интенсивный натровый метасоматоз в северной части бассейна, многостадийность привноса и выноса вещества богатых руд.

Согласно второй гипотезе, высказанной М. Доброхотовым, И. Гинзбургом, Д. Коржинским, Г. Соколовым, образованию скоплений богатой руды в Кривом Роге способствовала глубинная пластовая циркуляция поверхностных щелочных вод, выносящих кварц железистых кварцитов и накапливающих в остатке минералы железа при частичной их перегруппировке. Однако эта инфильтрационная гипотеза не учитывала застойный характер вод глубокой циркуляции, отсутствие зоны разгрузки артезианских вод Криворожского синклинория и невозможность возникновения зон высокотемпературного щелочного метасоматоза под воздействием холодных поверхностных вод.

Согласно третьей гипотезе, богатые руды Кривого Рога имеют метаморфогенное происхождение. Этот взгляд был высказан в свое время Э. Фуксом, П. Пятницким, П. Каниболоцким и затем развивался Я. Белевцевым. Его подтверждают следующие аргументы: 1) химический и минеральный состав богатых руд соответствует составу вмещающих их бедных руд железистых кварцитов; 2) преобладание структур замещения в богатых рудах свидетельствует о преимуществе метасоматических процессов; 3) приуроченность скоплений богатых руд к зонам облегченной циркуляции (зоны трещиноватости); 4) отсутствие пространственной и геохимической связи между богатыми рудами и интрузиями; 5) возможность возникновения при глубинном метаморфизме высокотемпературных химически агрессивных водных растворов, способных к активной перегруппировке минеральных веществ. Селективный вынос и переотложение вещества растворами метаморфогенного происхождения связываются с их различной растворимостью при различных значениях pH и Eh среды, изменяющихся в ходе их циркуляции.

Таким образом, богатые руды Криворожского месторождения имеют сложное полигенное происхождение. Образование их происходило в три этапа: 1) первичное хемогенное накопление соединений железа, скорее всего вулканогенно-осадочного характера; 2) повсеместное и неоднократное преобразование осадков вследствие процессов метаморфизма, а местами, вероятно, в связи с эндогенными гидротермальными процессами, приведшее, в частности, к концентрации железа в залежах богатых руд; 3) дополнительное обогащение их вследствие циркуляции химически активных метеорных вод.

Марганцевые месторождения Индии и других стран. Среди метаморфизованных первичноосадочных месторождений марганцевых руд выделяются две разновидности. К одной из них принадлежат месторождения, сформированные вследствие изменения первичных окисных руд, а к другой — месторождения, образовавшиеся в связи с метаморфизмом опал-карбонатных марганцевых руд. В первой группе, в свою очередь, намечаются месторождения слабой и сильной степени метаморфизма. Примером относительно слабо метаморфизованных первичноосадочных окисных руд марганца могут служить месторождения Центрального Казахстана, руды которых сложены главным образом браунитом и гаусманитом. Интенсивно метаморфизованные залежи первичных окисных руд распространены в Индии, Бразилии, Австралии, странах Западной и Южной Африки. Рудные тела этих месторождений, в составе которых доминируют кварц, марганцевые гранаты, марганцевые пироксены и амфиболы, залегают среди гнейсов, кристаллических сланцев, кварцитов и мраморов (гондитовый тип.

При изменении опал-карбонатных руд марганца возникают метаморфизованные месторождения силикатно-карбонатного состава. При этом опал исчезает, соединяясь с основаниями и образуя силикаты и гидросиликаты (бустамит, родонит, беменит и др.). Карбонаты марганца подвергаются перекристаллиза-

ции. Общую картину метаморфизма дополняют многочисленные тонкие прожилки, состоящие из тех же минералов (силикатов и карбонатов), а также пирита или пирротина. К этой разновидности метаморфизованных месторождений марганца А. Бетехтин относит Усинское месторождение Западной Сибири, а также Гуэльву в Испании; к ним, по-видимому, также принадлежат месторождения Кутенберга в Чехословакии и Буковины в Румынии.

Брокен Хилл. Большинство сульфидных месторождений мира, находящихся среди комплексов докембрийских кристаллических пород, претерпели заметный метаморфизм и относятся многими геологами к классу метаморфизованных образований. К ним принадлежат сульфидные руды лептитовой формации Швеции и Финляндии, фальбанды Швеции, Норвегии и других стран, колчеданные с золотом руды Канады, свинцово-цинковые и медные месторождения фундамента территории США, Бразилии, Австралии и др. К ним же относится Брокен Хилл в Австралии — одно из крупнейших свинцово-цинковых месторождений мира. Оно приурочено к толще архейских гнейсов и кристаллических сланцев серии Вильям, в состав которых входят силлиманит-гранат-полевошпатовые гнейсы, андалузитовые, ставролитовые и серицитовые сланцы, а также амфиболиты, образовавшиеся вследствие регионального метаморфизма вулканогенных, глинистых, известковистых, железистых и марганцовистых осадков. Метаморфические породы собраны в тесные складки сложной морфологии и расчленены продольными сбросами.

В разрезе этих пород имеются пять рудных залежей, две из которых состоят преимущественно из свинцовой, а три — из цинковой руды. Рудные тела залегают согласно со смятыми в сложные складки боковыми породами, а также образуют жилообразные залежи вдоль так называемого «Главного нарушения»; они прослежены на глубину свыше 100 м при мощности, достигающей 100 м (рис. 313).

В их состав входят: галенит, сфалерит, блеклая руда, пирротин, халькопирит, арсенопирит, а также примесь гудмундита, валлериита, станнина, буланжерита, брейтгауптита, молибденита, ильменита, лиеврита. Среди жильных минералов преобладают роговая обманка, силлиманит, ортоклаз, апатит, гранат, шпинель, геденбергит, кварц, флюорит, кальцит. В процессе метаморфизма произошла перегруппировка и перекристаллизация рудного материала с образованием силикатов цинка (цинковая шпинель) и марганца (родонит, бустамит, марганцевые гранаты). Это месторождение может быть отнесено к глаукофановой фации.

Проблема генезиса месторождения Брокен Хилл сложная и дискуссионная. Одни исследователи считают его первичноосадочным, другие — первичногидротермальным; и те, и другие признают решающее значение в формировании облика месторождения последующих метаморфических преобразований. Н. Фишер привел обзор доводов как первичноосадочного, так и первичногидротермального происхождения руд Брокен Хилла. Он считает, что о возможном первичном сингенетичном генезисе свидетельствуют морфология рудных тел, отсутствие их взаимопересечений, закономерности соотношения и распределения свинца и цинка, отсутствие рудоподводящих разломов, несовпадение абсолютного геологического возраста руды и гранитных пород. В пользу возможного первичного гидротермального происхождения говорят процессы метасоматического замещения при рудообразовании, высокая температура формирования руды, наличие рудных столбов в залежах. На основе анализа всех этих доводов Н. Фишер пришел к заключению, что все особенности месторождения Брокен Хилл можно объяснить его первичным сингенетичным образованием с после-

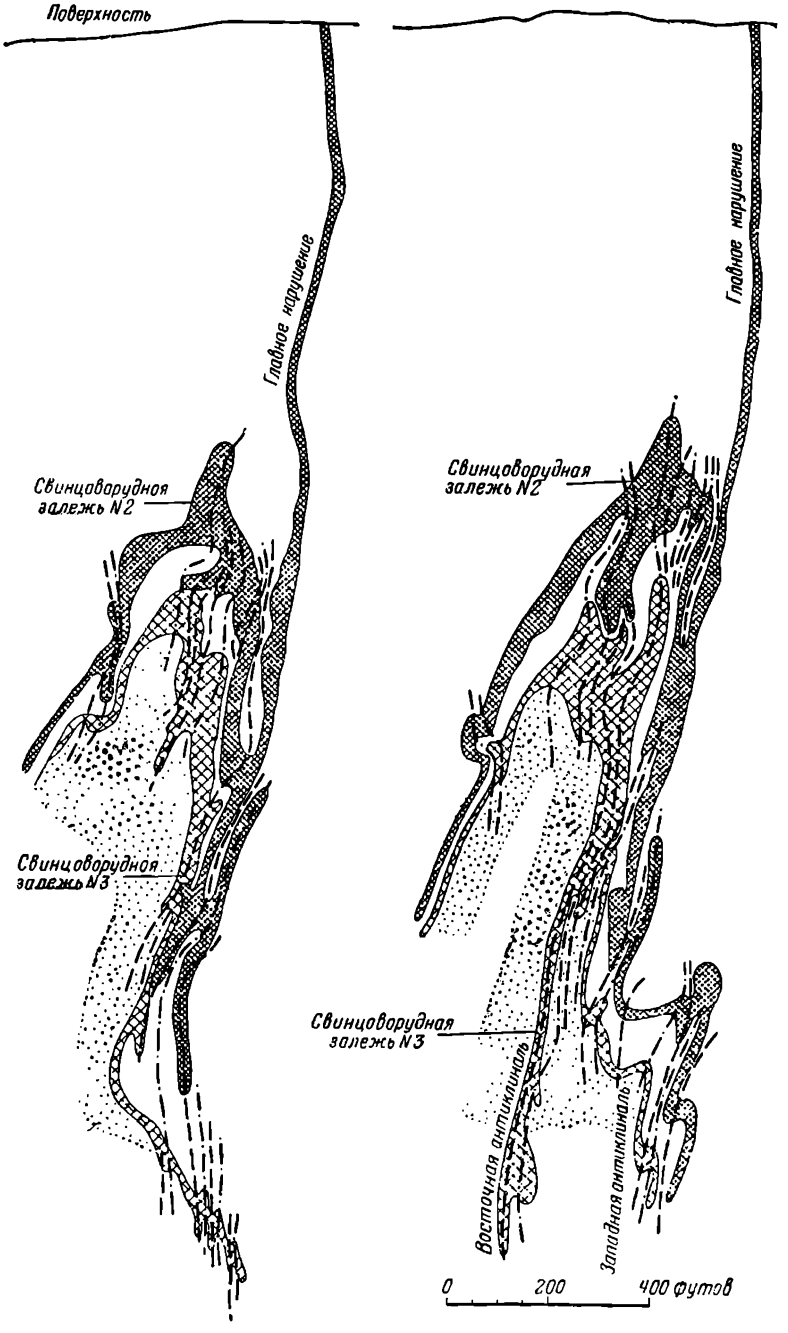


Рис. 313. Геологические разрезы через свинцоворудные залежи 2 и 3 месторождения Брокен Хилл в Австралии. По *Дж. Густафсону* **и др.**

дующим интенсивным преобразованием в обстановке регионального метаморфизма.

Витватерсранд. Золотоносные конгломераты относятся к достаточно редким образованиям. Тем не менее, кроме Витватерсранда они известны также в ЮАР (Одентал, Эльдорадо и др.), Гане (Тарква), Габоне (Мунана), Танзании (Ассонго), Канаде (Элиот Лейк или Блейнд Ривер), Бразилии (Жакобина), Швеции (Вестверик), Австралии (Уэсмориленд), Индии (Чикмагалура). Район урансодержащих золотоносных конгломератов Витватерсранда расположен в Южной Африке и протягивается к юго-западу от г. Иоганнесбурга на 350 км при ширине 25—100 км. Он даст около 900 т золота в год, что составляет почти

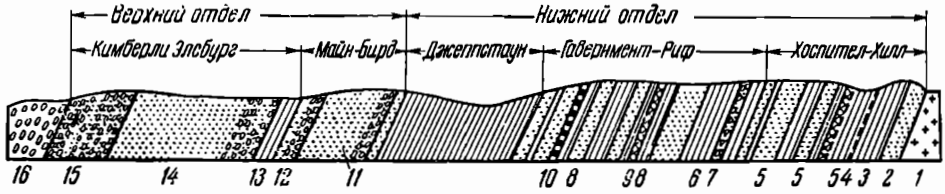


Рис. 314. Разрез через Витватерсранд в Центральном Ранде. По *Меллору*

1 — древние граниты; *2* — кварциты Оранж-Грав; *3* — сланцы свиты Хоспител-Хилл; *4* — Контортед-Бед (смятый слой); *5* — кварциты свиты Хоспител-Хилл; *6* — слои Промайз; *7* — конгломерат (риф) Гавернмент; *8* — слои Коронешен; *9* — сланцы Коронешен или Западного Ранда; *10* — конгломерат (риф) Гавернмент; *11* — конгломерат (риф) Мейн; *12* — конгломераты (рифы) Берд; *13* — сланцы Кимберли; *14* — конгломераты (рифы) Кимберли; *15* — конгломераты (рифы) Эльсбург; *16* — вентерсдорпские мендельштейны

половину мировой добычи; кроме того, здесь добывают уран, серебро, осмистый иридий, платину, алмазы. За все время эксплуатации из недр Витватерсранда добыто 30 тыс. т болота, запасы его оцениваются в 60 тыс. т (Ф. Кренделев).

Геологическое строение района определяется породами трех ярусов. Нижний ярус состоит из сильно дислоцированных гранито-гнейсов и кристаллических сланцев архея. На нем располагаются смятые в линейные складки сланцы, кварциты, конгломераты и эффузивы витватерсрандской, вентерсдорпской и трансваальской систем позднего докембрия, относящиеся к среднему ярусу. Самый верхний структурный ярус слагают пологолежащие континентальные отложения верхнего палеозоя. Пласты рудоносных конгломератов находятся в пределах витватерсрандской системы, имеющей мощность 7,8 км. Наибольшее их число сосредоточено в верхнем отделе системы, сложенном чередующимися слоями конгломератов, кварцитов и кремнисто-глинистых сланцев с небольшим участием эффузивов и имеющем мощность 1,5—5,5 км (рис. 314).

Рудные тела Витватерсранда состоят из пачек конгломератов, разделенных прослоями кварцита, образующих так называемые «рифы», промышленные разновидности которых называются «банкеты». Мощность конгломератовых прослоев колеблется от нескольких сантиметров до 3 м, мощность рифов достигает 50 м. Они протягиваются на десятки километров и вскрыты горными выработками до глубины 3800 м (рис. 315). Содержание золота в промышленной руде близко к 8 г/т, его средняя пробность 880; урана содержится от 0,005 до 0,1% (в среднем 0,02%).

Золотоносные конгломераты имеют олигомиктовый или мономиктовый состав, сложены окатанной галькой светлого кварца, реже галькой кварцита и сланца размером 3—6 см, местами раздробленной. Темный цемент конгломератов состоит из кварца, серицита, хлорита, хлоритоида, карбоната, углистого

вещества и сульфидов. В обломочной фракции встречены хромит, циркон, шпинель, гранат, ксенотим, рутил, эвксенит, алмаз, апатит, турмалин, монацит, сростки осмистого иридия и платины. Среди сульфидов и близких к ним минералов, составляющих 5—10% рудной массы, наиболее распространен пирит. Кроме того, зафиксированы пирротин, арсенопирит, галенит, сфалерит, пентландит, кобальтин, миллерит, линнеит, альгодонит, герсдорфит и скуттеродит.

Золото разделяется на первичное и вторичное. Первичное золото содержится в сульфидах, а также в виде мелких овальных зерен размером от 1 до

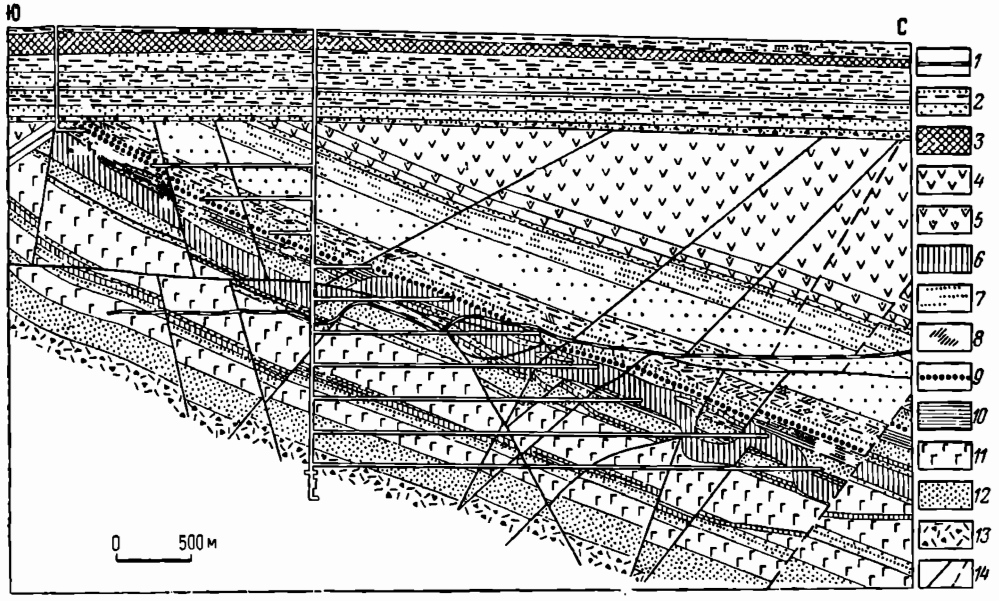


Рис. 315. Рудоносные конгломераты рудника Лесли-Голд, Витватерсранд. По *К. Твидлу*.

Система Карру: *1* — дайки долеритов; *2* — угленосные отложения; *3* — долериты. Вентерсдорпская система: *4* — амигдалоидные лавы; *5* — порфириты и их туфы; *6* — диабазы (силлы лежачего бока). Витватерсрандская система. Формация Кимберли — Эльсбург: *7* — зона прерывистых рифов; *8* — зона кварцитов; *9* — риф Кимберли; *10* — сланцы Кимберли. Формация Мейн-Бёрд: *11* — амигдалоидные лавы, *12* — кварциты, *13* — голубые гравелиты, *14* — тектонические нарушения

100 мк среди цемента. Вторичное золото тонкими прожилками режет как цемент, так и гальку. Урановые минералы состоят из тухолита, уранинита и браннерита, зерна которых сосредоточены в цементе конгломератов.

Проблема генезиса золотоносных и ураноносных древних конгломератов достаточно сложна и дискуссионна. Очевидна принадлежность Витватерсранда (в его современном виде) к зеленосланцевой метаморфической фации. Вместе с тем чрезвычайно спорным является первичный генезис руд этого метаморфизованного месторождения.

Многочисленные исследователи Витватерсранда разделяются на два лагеря. Представители одного из них (Л. Грейтон, Ч. Девидсон, В. Мак-Келви, Д. Эрхардт, Э. Хейнрих и др.) защищают первичное гидротермальное происхождение руд этого месторождения. Более многочисленные сторонники другой группы (В. Домарев, В. Котляр, Г. Бейн, У. Гарлик, Н. Катаяма, В. Либенберг, А. Мак Грегор, С. Михолич, П. Рамдор, Д. Симпсон, Г. Шнейдерхен и др.)

доказывают первичный седиментационный генезис Витватерсранда, относя его к древней прибрежной морской россыпи, претерпевшей соответствующие стадии диагенеза, катагенеза и низкой ступени метаморфизма.

Основные доводы в пользу первичного гидротермального генезиса Витватерсранда сводятся к следующему:

1) близость абсолютного возраста уранинита в рудах и гранитов в смежных с Витватерсрандом районах;

2) наличие наряду с согласными пластовыми телами секущих жил и штокверков;

3) высокая температура выделения рудообразующих минералов, например сфалерита до 450° С;

4) эпигенетичный характер отложения некоторой части рудных минералов, в частности золота, иногда секущего тонкими прожилками как цемент, так и гальку конгломерата;

5) присутствие в рудах кобальта и никеля, не свойственных россыпям;

6) несоответствие высокого содержания золота в конгломератах и серебра в этом золоте содержанию этих металлов в типичных россыпных месторождениях; повышение пробности золота с глубиной;

7) невозможность консервации легкоразлагающегося уранинита в россыпных месторождениях.

Гипотезы первичного седиментационного образования руд Витватерсранда варьируют. Происхождение первичных руд связывается с процессами: 1) возникновения особых для древнего времени грандиозных прибрежно-морских россыпей; 2) обломочного накопления золота и хемогенного выделения соединений урана и других металлов из морской воды в зоне прибрежных морских осадков; 3) сорбционного скопления соединений урана в торфяниках континента и их сноса в прибрежную зону; 4) привноса урана и других элементов в ранее сформированную золотоносную россыпь глубинно-инфильтрационными растворами; 5) обогащения ураном ранее сформированных пластовых рыхлых золотоносных конгломератов поверхностно-инфильтрационными водными растворами.

В пользу первичного седиментационного генезиса руд Витватерсранда выдвигаются следующие аргументы:

1) прибрежная фация пород, в которых локализованы месторождения;

2) строгая приуроченность оруденения к определенным пластам, занимающим выдержанное стратиграфическое положение;

3) тяготение рудных скоплений к базальным горизонтам и нижним частям пластов конгломератов;

4) отсутствие связи оруденения с разломами, которые могли бы служить рудоподводящими каналами для гидротермальных растворов;

5) наличие в составе руд обломочных, бесспорно россыпных минералов хромита, циркона, граната, алмаза, платины и др.;

6) струйчатый характер распределения золота и урана на площади провинции; приуроченность некоторых рудных струй к отложениям древних потоков, врезанных в окружающие породы.

Трудно судить о генезисе месторождения, не видя его. Однако в настоящее время больше данных в пользу первичного седиментационного происхождения руд Витватерсранда, претерпевших затем метаморфическое преобразование с перегруппировкой при этом значительной части слагающего его вещества, происходившей исключительно внутри рудных пластов.

Апатиты Сибири. В Южном Прибайкалье известны глубокометаморфизованные фосфоритсодержащие пласты докембрийских геосинклинальных пород

(рис. 316). Согласно Б. Гиммельфарбу и М. Сахаровой, площадь месторождения Слюдянка сложена интенсивно дислоцированными амфиболовыми и пироксеновыми гнейсами, биотит-полевошпатовыми сланцами с пачками мраморов и кварц-диопсидовых пород. Пачки кварц-диопсидовых пород мощностью от 20 до 120 м состоят из прослоев кварцита, диопсидового кварцита, диопсида,

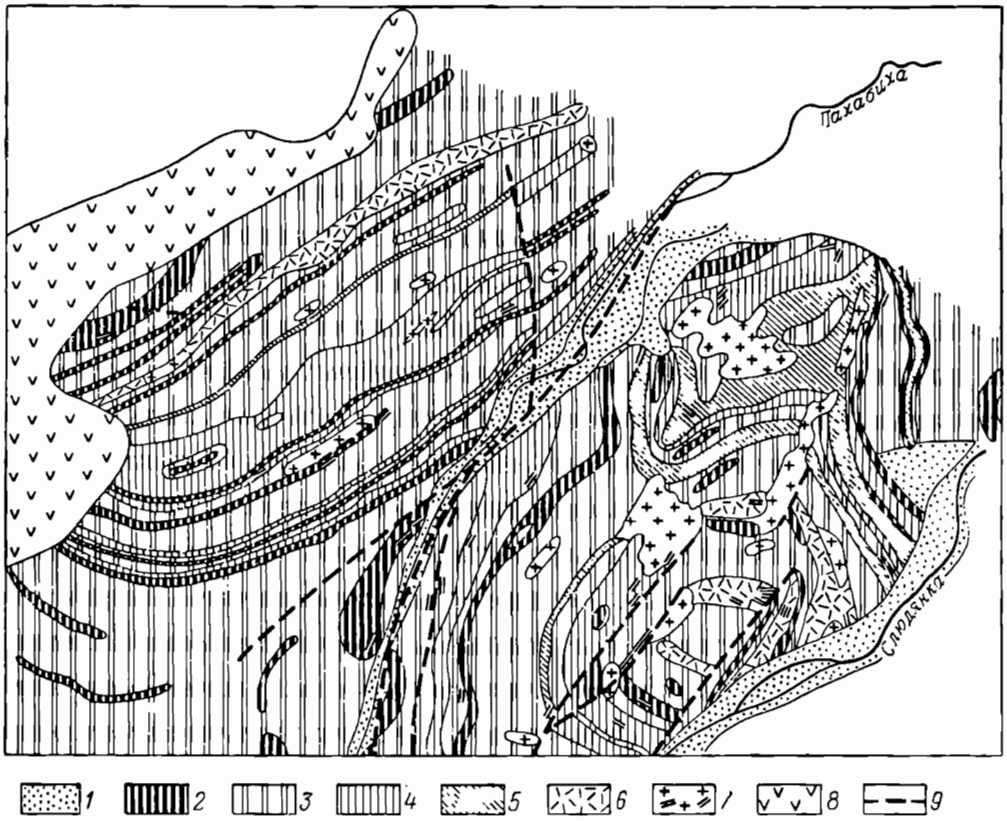


Рис. 316. Схема геологического строения апатитового месторождения Слюдянка. По *М. Сахаровой.*

1 — четвертичные отложения; *2* — апатитоносные кварц-диопсидовые породы; *3* — мраморы; *4* — гнейсы темноцветные пироксен-амфиболовые, амфиболовые и др.; *5* — гнейсы светлые слюдисто-полевошпатовые и др.; *6* — гнейсы мигматизированные; *7* — граниты, пегматиты и гибридные породы; *8* — базальты; *9* — тектонические нарушения

тремолит-диопсида и содержат прослои апатита мощностью от 5 до 15 м. Среднее содержание P_2O_5 в них 2,5—11,5%.

В составе апатитоносных пород М. Сахарова выделяет два комплекса минералов. Первый, возникший вследствие регионального метаморфизма за счет песчаников, доломитов и фосфоритов, включает кварц, диопсид, апатит, кальцит. Второй, сформировавшийся при позднейшем метасоматозе, охватывает тремолит, скаполит, флогопит, калиевый полевой шпат. При метасоматической перегруппировке произошло перемещение части минерального вещества вдоль тектонических нарушений с образованием локальных гнездовых и жильных скоплений крупнокристаллического апатита.

КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В классе контактово-метаморфизованных могут находиться разнообразные месторождения, не всегда легко выделяемые среди эндогенных скарновых образований, развитых в интрузивных ореолах. В качестве их примеров будут описаны некоторые месторождения железа, графита, корунда и наждака.

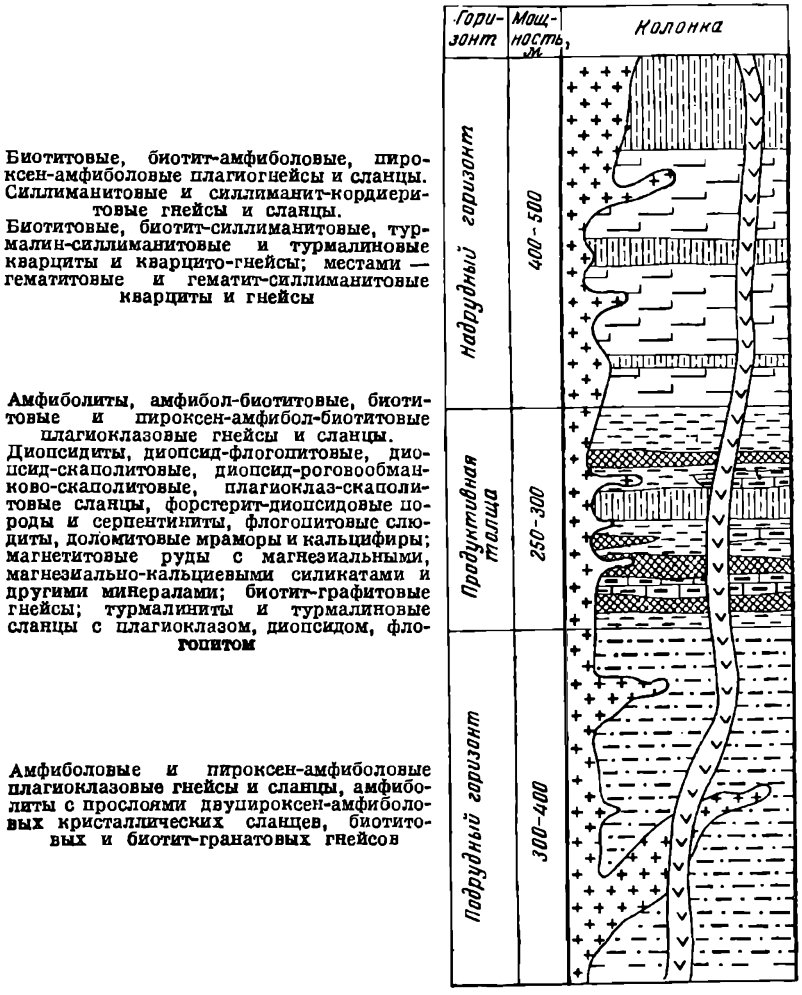


Рис. 317. Стратиграфо-петрографический разрез архейской толщи Таежно-Леглиерской рудоносной полосы Южной Якутии. По *Д. Сердюченко*

Железные руды. Осадочные пласты окисных и карбонатных руд под воздействием прорывающих их интрузий преобразуются, приобретая черты сходства с согласными залежами скарновых месторождений железа. К подобного рода контактово-метаморфизованным месторождениям железных руд в Советском Союзе некоторые геологи относят месторождения Южной Якутии и Балеинское в Забайкалье. Из зарубежных месторождений к ним причисляют Ковары

в Польше, Остеродер и некоторые участки Зигерланда в ФРГ, Мансье в Швеции, Гунфлит и Мезаби у оз. Верхнего в США и др.

Южноякутские скарново-магнетитовые месторождения расположены вдоль нескольких параллельных полос, обусловленных складчатостью железорудной толщи архея, залегающей среди метаморфических сланцев, кварцитов, мраморов и гнейсов, прорванных гранитами (рис. 317). Формирование железорудных месторождений, по Д. Сердюченко, прошло через три этапа: 1) образование осадочных месторождений железной руды и железосодержащих пород; 2) преобразование их вследствие регионального метаморфизма в магнетитовые кварциты, магнетитовые амфиболиты, магнетит-пироксен-скаполитовые породы; 3) контактовое изменение в ореолах гранитов в скарново-магнетитовые залежи.

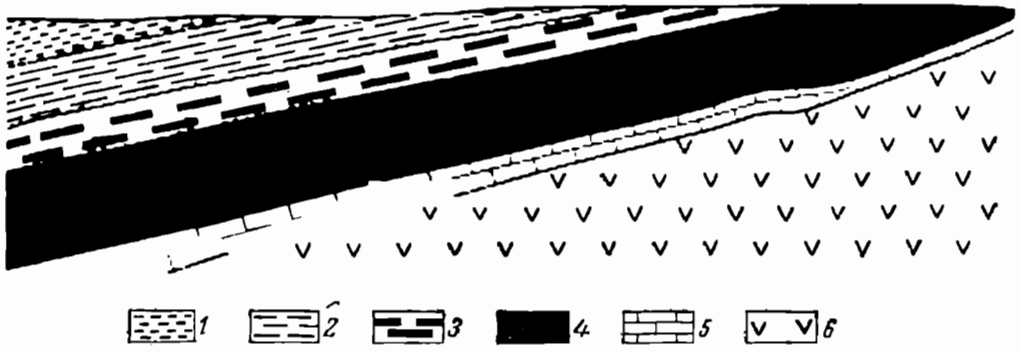


Рис. 318. Схематический геологический разрез Курейского месторождения графита.
1 — песчаники верхнего карбона; *2* — сланцы и кварциты; *3* — графитовые сланцы; *4* — графит, образовавшийся по пласту угля; *5* — карбонатные породы; *6* — диабазовые траппы

Однако другие геологи (Л. Шабынин и др.) рассматривают эти месторождения как обычные скарновые, с железом, привнесенным магмой (см. главу семь).

На месторождении Бивабик в США метаморфизующему воздействию габбрового массива подверглись пласты, в состав которых входят кварц, гематит, сидерит, анкерит и водные силикаты железа. При этом, согласно Ф. Бевану, произошло: 1) исчезновение сидерита, анкерита и водных силикатов, 2) восстановление гематита до магнетита, 3) образование грюнерита — куммингтонита, сопровождаемых пироксенами и фаялитом.

Своеобразно месторождение самородного железа Овифак в Гренландии, возникшее в контактовом ореоле базальтов за счет преобразования скоплений сульфидного, карбонатного и окисного железа в присутствии углерода, поглощенного магмой из угольных пластов.

Месторождения графита. Графитовые месторождения возникают в ореоле интрузий, рвущих пласты каменного угля. Их примером может служить Курейское месторождение, генетически связанное с пластами каменного угля Тунгусского бассейна Красноярского края верхнепалеозойского возраста, подвергшихся сильному контактовому метаморфизму под воздействием сибирских траппов (рис. 318).

Месторождения корунда и наждака. Эти месторождения возникают вследствие контактового влияния интрузий на залежи бокситов. При слабом метаморфизме образуются диаспоровые породы, а при более сильном метаморфизме бокситы переходят в наждак, который состоит из корунда, шпинели, магнетита,

пирита, андалузита, диаспора и некоторых других минералов. Такие месторождения известны в Греции.

Прочие месторождения. Осадочные фосфориты Каратау в Казахстане на контакте с прорывающими их гранитами превращены в апатиты. В месторождении Нагпура в Индии окисные руды марганца при таких же обстоятельствах преобразованы в силикатные. Г. Шнейдерхен полагает, что таким же образом при контактовом воздействии на битуминозные породы образовалось оригинальное месторождение ванадия Мина Рагра в Перу, руда которого состоит из кристаллического патронита (VS_4), бравоита, богатого ванадием и серой асфальтового кокса (кискеит), кварца и карбонатов. В контактовых ореолах за счет песчано-сланцевых пород возникают роговики, используемые в качестве строительного и огнеупорного материала. По минеральному составу выделяется десять классов роговиков (рис. 319).

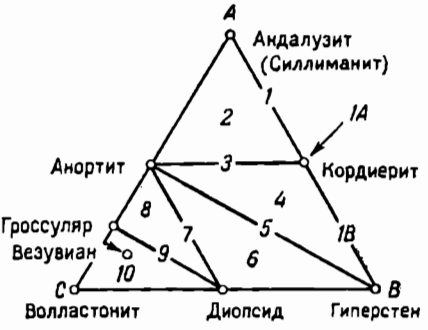


Рис. 319. Десять классов контактовых роговиков. По *М. Гольдшмидту*

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Метаморфические месторождения возникли вследствие перекристаллизации, собирательной кристаллизации и перегруппировки вещества тех толщ пород, в которых они обнаруживаются. В отличие от метаморфизованных они образованы не за счет ранее существовавших месторождений, а в результате метаморфизма горных пород. При этом метаморфизм совершался с участием того или иного количества летучих соединений, но без привноса вещества из-за пределов рудовмещающих толщ пород, при высоких температуре и давлении, но недостаточных для выборочного или полного переплавления пород. Типичными метаморфическими образованиями являются многочисленные месторождения мраморов, возникшие при изменении известняков, месторождения кварцитов, образовавшиеся при метаморфизме песчаников, и месторождения кровельных сланцев, сформировавшиеся при низкой ступени метаморфизма глинистых сланцев. К фации зеленых сланцев принадлежат метаморфические месторождения асбеста, к амфиболовой фации — кианита, наждака и графита, к гранулитовой — граната, к эклогитовой — рутила (титана). Некоторые геологи к метаморфическим относят месторождения золота среди пород докембрия. Особый случай представляет возникновение месторождений алмазов вследствие ударного метаморфизма при падении на землю метеоритов.

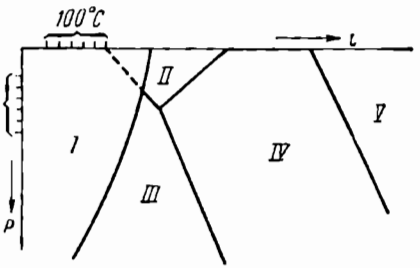


Рис. 320. Диаграмма равновесия водных силикатов (*I*), андалузита (*II*), кианита (*III*), силлиманита (*IV*) и муллита (*V*). По *И. Томпсону* (из *Н. Елисеева*)

Амфибол-асбестовые месторождения. Согласно Ю. Андрееву, месторождения щелочно-амфиболовых асбестов встречаются: 1) в виде родусит-асбеста среди глинисто-доломитовых толщ; 2) в виде крокидолита в железистых и яшмовидных кварцитах; 3) в виде магнезиоарфведсонита в серпентинитах; 4) в той же минеральной форме среди доломитов и приуроченных к ним магнетитовых

скарнов. Все они располагаются в толщах пород, претерпевших региональный метаморфизм низкой, обычно зеленокаменной фации. Минеральный и химический состав залежей отвечает составу вмещающих пород, что позволяет рассматривать их в качестве продуктов метаморфической перегруппировки элементов вмещающих пород под воздействием щелочных растворов. Не исключено, что в некоторых случаях эти растворы имеют магматогенное происхождение.

Кианитовые и силлиманитовые месторождения. Три модификации состава Al_2SiO_5 представлены метаморфическими минералами амфиболовой фации — андалузитом, кианитом и силлиманитом. По данным Н. Елисеева, андалузит устойчив при высокой температуре и низком давлении, кианит — при средней температуре и высоком давлении, силлиманит — при высокой температуре и высоком давлении (рис. 320). Совместное нахождение всех трех минералов при региональном метаморфизме оказывается возможным в связи с тем, что кривая деградации лежит левее тройной точки.

Кианитовые и силлиманитовые месторождения известны на Кольском полуострове, в Якутии (Чайнытское), Карелии, Северной Индии и в других районах мира. Наиболее полно изученное месторождение находится в Карелии среди глубокометаморфизованных докембрийских пород свиты Кейв, превращенных в гнейсы, слюдяные, гранатовые, ставролитовые, кианитовые и другие сланцы, амфиболиты, мраморы и доломиты, развитые непрерывной полосой протяжением около 200 км и шириной до 10—14 км (рис. 321).

Согласно И. Белькову, первичным материалом, за счет которого возникли кианитовые сланцы, послужили обогащенные глиноземом и органическим веществом глинистые

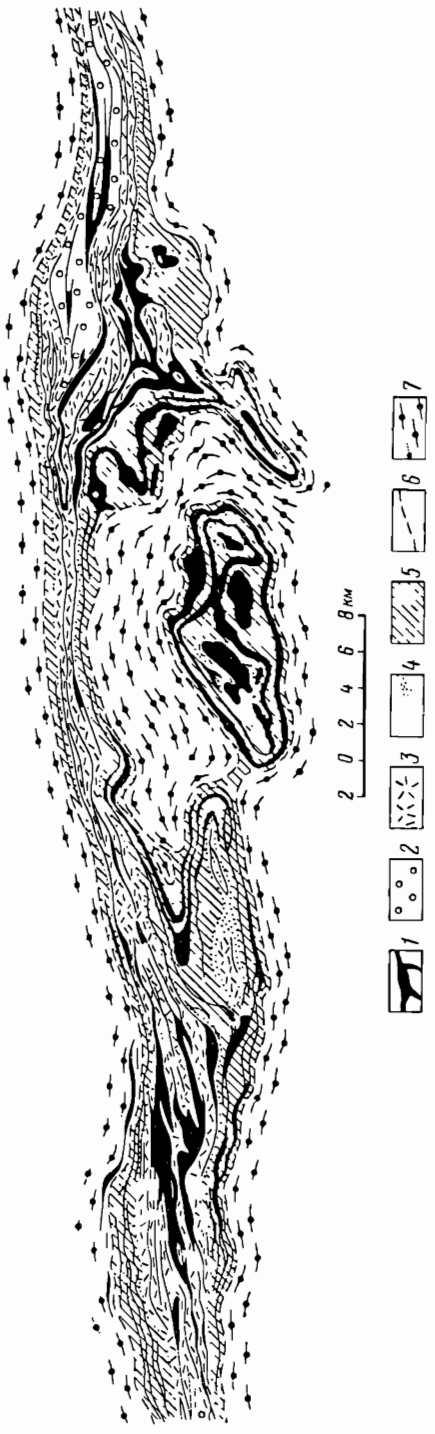


Рис. 321. Схема геологического строения центральной части зоны кианитовых сланцев свиты Кейв. По *И. Белькову.*

1 — метабазиты; *2* — двуслюдяные ставролит- и гранатсодержащие, слюдяно-гранатовые, мусковит-кварцевые и другие сланцы пачки Д; *3* — порфиробластические плагиоклаз-ставролитовые и плагиоклаз-ставролит-кианитовые сланцы пачки Г; *4* — мусковитовые кварциты пачки В; *5* — кианитовые и ставролит-кианитовые сланцы пачки Б; *6* — хлоритовые, слюдяно-гранатовые и ставролит-гранатовые сланцы пачки А; *7* — биотитовые, гранат-биотитовые, отчасти амфиболовые гнейсы

осадки верхнеархейского возраста. Они претерпели четыре этапа метаморфизма. Первый этап связан с глубинным региональным изменением осадков, соответствующим амфиболитовой фации на глубине до 10 км при температуре более 450—500° С. При этом последовательно возникли андалузитовые, а затем кианитовые, ставролитовые, гранатовые и другие сланцы. Второй этап обусловлен контактовым воздействием основной интрузии, вследствие которого кианитовые сланцы подверглись щелочному метасоматозу, фельдшпатизации и перекристаллизации с образованием скопления идиобластического и порфиробластического кианита. Третий этап связан со складчатостью свиты Кейв и синхронной ей интрузией плагиомикроклиновых гранитов, сформировавших сложноскладчатую структуру месторождения. Четвертый этап обусловлен мощной постскладчатой интрузией щелочных гранитов, приведшей к частичному преобразованию кианитовых сланцев в силлиманитовые породы.

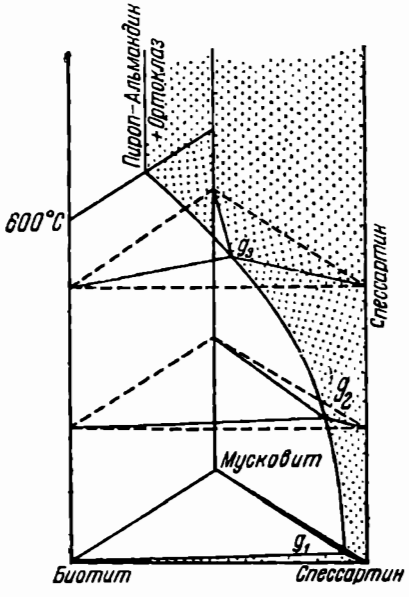


Рис. 322. Диаграмма, иллюстрирующая изменения в составе граната в зависимости от степени метаморфизма. Кривая $g_1g_2g_3$ отвечает содержанию спессартина в гранате. По *Г. Рамбергу* (из *Н. Елисеева*)

Месторождения наждака. Метаморфические месторождения наждака известны среди древних метаморфических пород амфиболовой фации Урала (Прииртышская группа). Штокообразные тела этих месторождений находятся среди мраморизованных известняков и состоят из корунда, хлоритоида и пирита, с примесью магнетита, рутила, диаспора, апатита, биотита и серицита. Рассматриваются они как продукты воздействия на карбонатные породы глиноземсодержащих десилицированных химически активных водных растворов метаморфического происхождения.

Месторождения графита известны среди древних метаморфических комплексов пород преимущественно амфиболовой фации Украины, Урала, Восточного Саяна, Дальнего Востока и других районов. Представляют собой полосы гнейсов и сланцев, содержащих рассеянную вкрапленность кристаллического графита, варьирующего в пределах 5—15%. Образование их связывается с региональным метаморфизмом толщ пород, содержащих первичноосадочное битуминозное вещество.

Месторождения граната. Переход от амфиболовой к гранулитовой фации сопровождается исчезновением гидроксилсодержащих минералов, в частности слюд. Вместо слюд в породах гранулитовой фации, согласно Н. Елисееву, образуются гранат и ортоклаз. При этом за счет биотита и мусковита возникает альмандин, а за счет флогопита при более высокой температуре формируется пироп. Вообще состав граната зависит от температуры метаморфических преобразований (рис. 322).

Метаморфические гранатовые месторождения среди кристаллических, обычно ставролит-полевошпатовых сланцев известны на Урале, в Карелии и других районах распространения пород средних ступеней метаморфизма.

Месторождения титана. В. Вертушковым описано месторождение титана среди амфиболитов Урала. Оно возникло вследствие метаморфизма пород габброидного состава в условиях эклогитовой фации. При этом бо́льшая часть силикатов очистилась от изоморфной примеси титана и последний обособился в форме самостоятельных минералов рутила и ильменита. Вследствие собирательной кристаллизации титановых минералов рутил и ильменит на ранней стадии метаморфизма образовали заметные индивидуальные стяжения вкрапленных руд. При дальнейшем развитии метаморфизма ильменит очищался от железа и формировались вкрапленные рутиловые руды среди амфиболитов и эклогитов.

Месторождения золота. Золотое месторождение Хоумстейк в Северной Америке, по данным Д. Роя и Р. Роя, основанным на детальном анализе вариаций дейтерия, изотопов углерода и серы, мольных соотношений CO_2 и H_2O, содержании CH_4 в жидких включениях рудообразующих минералов, принадлежит к метаморфическим образованиям. По данным В. Буряка и др., такого же происхождения золотое оруденение Байкало-Патомского нагорья, сосредоточенное в кварцевых и пиритных прожилково-вкрапленных скоплениях среди архейских и протерозойских пород, претерпевших метаморфизм зеленосланцевой, отчасти амфиболовой фаций. Очевидно, в этих и аналогичных случаях золото концентрируется в процессе метаморфизма из его широкого рассеянного первичноосадочного или вулканогенно-осадочного состояния. Однако экспериментальные исследования Л. Ли и О. Шохина показали, что на стадиях зеленосланцевой, амфиболовой и гранулитовой фаций изменения содержания золота в метаморфизующейся породе не происходит. Поэтому возможность отнесения рассматриваемых месторождений к метаморфическим остается проблематичной.

Месторождения алмазов. Эти месторождения возникают при стремительном и огромном возрастании давления и температуры вследствие соударения Земли и крупных метеоритов, создающих метеоритные кратеры или астроблемы. В. Масайтис и др. описали такой кратер в Сибири. Этот кратер поперечником около 100 км возник среди архейских биотит-гранатовых и гиперстеновых гнейсов, в прослоях графита которых, превращенных в ударно-метаморфизованные импактиты, найдены алмазы в ассоциации с лонсдейлитом (алмаз гексагональной сингонии).

Альпийские жилы. Альпийскими жилами называются трещины, выполняющиеся минеральным веществом в процессе метаморфизма прорезаемых ими пород. Они замечательны тем, что кристаллизующиеся в их полости минеральные парагенезисы в точности соответствуют минеральному составу вмещающих пород. Так, в зеленокаменных сланцах возникают жилки, состоящие из альбита, эпидота и кварца; в роговообманковых сланцах — жилы амфибола и плагиоклаза; в сульфидных залежах — прожилки переотложенных сульфидов; в толщах кварцитов — альпийские жилки горного хрусталя; в глинисто-доломитовых породах — жилы родусит-асбеста. Обычно такие прожилки не имеют самостоятельного практического значения; лишь альпийские жилы амфибол-асбеста и горного хрусталя иногда образуют промышленные месторождения.

УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Прогрессивный метаморфизм проходит через следующие стадии: 1) перекристаллизация; 2) метасоматическая перегруппировка все более и более глубоких фаций; 3) частичное выборочное переплавление исходной породы (анатексис,

или магматизация); 4) полное переплавление исходной породы (палингенез или гранитизация). О. Таттлом экспериментально доказано, что только на глубине от 10 до 20 км могут возникнуть условия давления и температуры, достаточные для начала плавления (640° С, 4000 кгс/см²). Согласно этим данным, образование анатектических расплавов гранитного состава возможно только в условиях глубоких фаций метаморфизма. Поэтому гранитоидные и прочие интрузивные массивы, находящиеся среди неизмененных и слабо метаморфизованных пород до зеленокаменной и глаукофановой фаций включительно, должны иметь иное происхождение.

На ранней стадии ультраметаморфизма в связи с выборочным переплавлением исходных пород среди гнейсов возникают своеобразные пегматиты, иногда содержащие скопления мусковита, биотита и минералов редких элементов (Кольский полуостров, Карелия, Украина, Алдан, Урал).

Других значительных месторождений полезных ископаемых, ассоциирующих с палингенными изверженными породами глубоко преобразованных метаморфических комплексов, неизвестно. Эта бесплодность многими геологами (Н. Судовиков, Г. Шнейдерхен, К. Сулливан и др.) объясняется тем обстоятельством, что мобилизация вещества полезных ископаемых под воздействием метаморфизующих растворов происходит раньше расплавления пород. Вследствие этого компоненты полезных ископаемых, в частности металлы, выносятся выше по фронту рудного метаморфизма, опережающего фронт гранитизации. Будучи отложенными в верхних зонах из вещества, привнесенного из глубинных источников горячими минерализованными водными растворами, они пока не отличаются от магматогенных гидротермальных месторождений и рассматриваются в общей группе гидротермальных образований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Белевцев Я. Н. Метаморфогенные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1967, с. 648—712.

Геология и генезис докембрийских, железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Под ред. Н. П. Семененко. Киев, «Наукова думка», 1972. 388 с.

Заварицкий А. Н. Метаморфизм и метасоматизм в Уральских колчеданных месторождениях. — В кн.: Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР, 1950, с. 7—18.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957. 183 с.

Кренделев Ф. П. Металлоносные конгломераты мира. Новосибирск, 1974. 361 с.

Маракушев А. А. Петрология метаморфических горных пород. М., Изд-во МГУ, 1974. 322 с.

Николаев В. А., Доливо-Добровольский В. В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М., Госгеолтехиздат, 1961. 338 с.

Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. М., «Наука», 1970. 316 с.

Ревердатто В. В. Фации контактового метаморфизма. М., «Недра», 1970. 271 с.

Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1964. 550 с.

Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1962. 414 с.

Фации метаморфизма. Под ред. В. С. Соболева. М., «Недра», 1970. 432 с.

Roy Supriya. Metamorphism of sedimentary manganese deposits. — «Acta mineral — petrog. Szeged», 1971, No. 2, p. 325—336.

Глава шестнадцатая

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Борьба за внедрение в структурную геологию методов точных наук началась в середине 19 в. и едва ли кому-нибудь удастся затормозить это прогрессивное направление.

В. Крейтер, 1956 г.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Геологические структуры, определяющие облик месторождений полезных ископаемых, формируются значительно длительнее, чем происходит образование тел минерального сырья. Для многих месторождений они закладываются задолго до возникновения залежей полезных ископаемых, сопровождают образование залежей и продолжают развиваться после накопления минерального вещества этих залежей. Таким образом, в длительной истории развития структуры месторождений полезных ископаемых можно выделить три этапа: доминерализационный, интраминерализационный и постминерализационный. В дальнейшем для краткости мы их будем называть: дорудный, интрарудный и пострудный этапы, хотя эти понятия будут относиться ко всем разновидностям минерального сырья, а не только к руде. Некоторые геологи в истории геологического развития структур месторождений полезных ископаемых выделяют пять этапов: дорудный, предрудный, интрарудный, пострудный и послерудный; для наших целей будет достаточно рассмотрения структур трех вышеуказанных этапов.

Геологический облик месторождений полезных ископаемых в основном определяется тектонической структурой. Элементы нетектонической структуры, связанные с уплотнением слоев, с их внутри- и межформационным размывом, с древними оползнями, карстовым обрушением, с увеличением объема при разогревании и сокращением объема при остывании, с перекристаллизацией горных пород, с вулканическими явлениями, играют менее существенную роль в структурах большинства месторождений полезных ископаемых.

Пример локализации гидротермального рудного тела в структуре подземного карстового обрушения указан на рис. 323.

Основными тектоническими элементами строения месторождений являются деформации складчатые, разрывные и трещинные. В соответствии с этим материал по структурам месторождений полезных ископаемых будет изложен отдельно для этапов дорудного, интрарудного и пострудного, а внутри этих трех этапов по трем типам тектонических деформаций — складчатым, разрывным и трещинным. Такой подход для изучения геологических структур месторождений выбран по соображениям методической целесообразности; совершенно ясно, что в природных условиях геологу все элементы геологической структуры месторождений полезных ископаемых приходится изучать в их взаимосвязи и исторической последовательности развития. В настоящей главе не

рассматривается теория тектонических деформаций, относящаяся к сфере геотектоники и структурной геологии.

Основой структурного анализа месторождений полезных ископаемых служат известные труды Г. Ажгирея, В. Белоусова, М. Гзовского, Ю. Косыгина, П. Кропоткина, А. Михайлова, А. Пейве, М. Тетяева, В. Хаина, Н. Шатского, М. Биллингса, Г. Клооса, Ч. Лизса, Ч. Невина, Л. Ситтера, Г. Штилле и др.

Среди специальных работ, посвященных структурам месторождений полезных ископаемых, наиболее значительными представляются статьи и книги

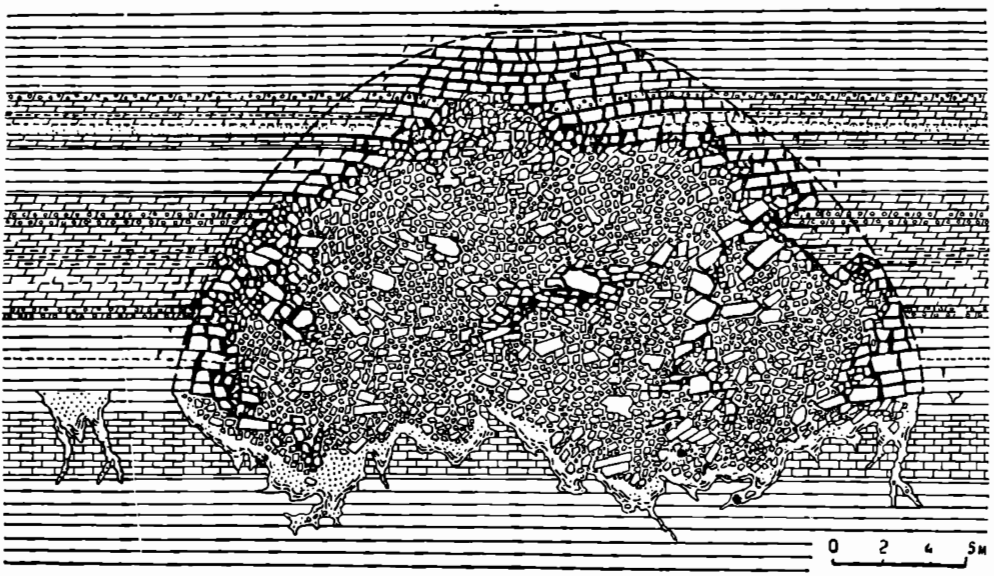


Рис. 323. Локализация свинцово-цинковой руды (черное) в подземном карсте Олкуша, Польша. По *М. Сасс-Гюсткевич*

Я. Белевцева, Н. Бородаевского, Г. Вировлянского, Ф. Вольфсона, Н. Елисеева, В. Казанского, А. Королева, В. Крейтера, Н. Лаверова, Л. Лукина, А. Пэка, Н. Семененко, Г. Яковлева, а также Г. Мак-Кинстри, В. Ньюхауза, К. Хьюлина, Э. Уиссера и др. (рудные месторождения); А. Белицкого, И. Горского, Г. Иванова, Г. Крашенинникова, Г. Кушева, И. Молчанова, В. Попова, А. Широкова, В. Яворского (уголь); А. Бакирова, И. Брода, Н. Еременко, Н. Вассоевича, М. Мирчинка и др. (нефть).

ДОРУДНЫЕ СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ

Элементы дорудных геологических структур имеют решающее значение для образования эпигенетических, особенно эндогенных месторождений полезных ископаемых, определяя пути поступления минерального вещества и места его локализации.

Типы складок. Среди разнообразных проблем морфологии и генезиса складок для анализа структур месторождений полезных ископаемых особенно важны группировки складчатых деформаций: 1) по механизму образования

складок, 2) по соотношению слоев в складках, 3) по типам складчатых комплексов.

По механизму образования складки могут быть разделены на четыре группы: 1) изгиба со скольжением, 2) блокированные, 3) диапировые, 4) скалывания (рис. 324).

По соотношению слоев складки подразделяются на складки с параллельной и с подобной внутренней структурой (рис. 325).

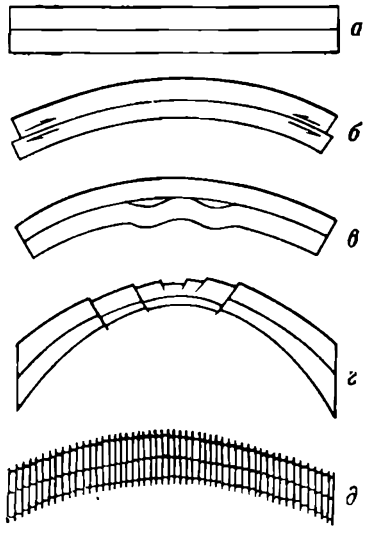


Рис. 324. Механизм образования складок.

а — положение пластов до складчатости; *б* — складка изгиба со скольжением; *в* — блокированная складка; *г* — диапировая складка; *д* — складка скалывания

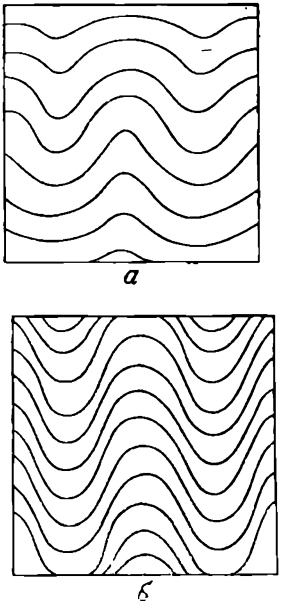


Рис. 325. Соотношение слоев в складках:

а — параллельной; *б* — подобной внутренней структуры

По типам складчатых комплексов различают линейную (полную, альпинотипную) и купольную (прерывистую, германотипную) складчатость; иногда выделяют также промежуточную (гребневидную, сундучную) складчатость.

Деформация пластов в складках. Условия эндогенного рудообразования в складках определяются возможностью циркуляции рудоносных растворов и локализации привносимого ими минерального вещества в изогнутых пластах слоистых пород. Такие условия создаются вследствие увеличения пористости, возникновения кливажа, трещиноватости, отслоения и брекчирования при складкообразовании.

Пористость пород может увеличиться вследствие расширения межзернового пространства в участках растяжения пластов при изгибе.

Кливаж, возникающий при складчатости, бывает пяти типов: 1) главный кливаж, параллельный осевой поверхности складки, 2) обратный веерообразный кливаж, 3) послойный кливаж, 4) кливаж разлома в хрупких пластах, 5) кливаж волочения в пластичных пластах (рис. 326). Особо важное значение для пластовой циркуляции рудоносных растворов имеет кливаж

разлома, расчленяющий пласты большой мощности на крупные блоки, а пласты меньшей мощности на более мелкие.

Тектонические трещины формируются в процессе изгиба пластов и их взаимном скольжении друг по другу. При этом в растягивающейся

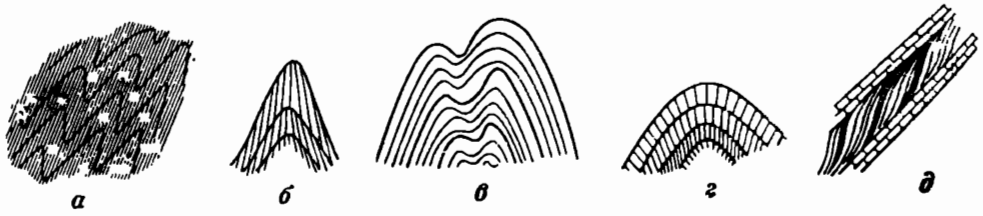


Рис. 326. Разновидности кливажа:

а — главный кливаж, параллельный осевой поверхности складки; *б* — обратный веерообразный кливаж; *в* — послойный кливаж; *г* — кливаж разлома; *д* — кливаж волочения

части изгибающегося слоя возникают трещины отрыва, а в сжимающейся — трещины скола (рис. 327); как те, так и другие, кроме того, могут возникнуть вдоль поверхности скольжения пластов, особенно если они обладают различной прочностью.

Отслоения могут образовываться как в шарнирах, так и на крыльях складок. Отслоения в шарнирах всегда сопутствуют блокированным

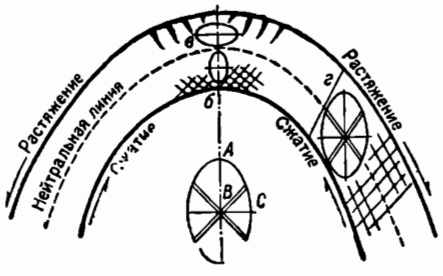


Рис. 327. Схема деформации пласта при изгибе.

а — общее положение эллипсоида деформации для складки в целом; *б* — положение эллипсоида деформации в сжимающейся части; *в* — положение эллипсоида деформаций в растягивающейся части; *г* — положение эллипсоида деформации на крыле

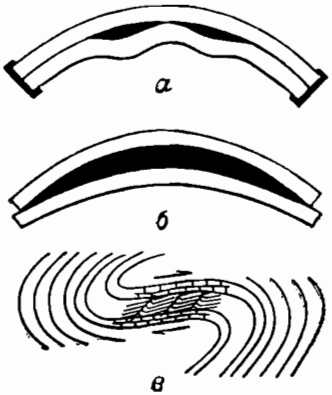


Рис. 328. Структуры отслоения в складке.

а — в шарнире блокированной складки; *б* — в шарнире складки изгиба со скольжением; *в* — на крыле при образовании складок волочения

складкам (рис. 328, *а*). Они могут возникнуть также и в шарнирах складок изгиба со скольжением при различной интенсивности изгибания пластов породы (см. рис. 328, *б*). На крыльях отслоения могут зародиться в связи с образованием складок волочения (см. рис. 328, *в*).

Брекчирование при складкообразовании может произойти в шарнирах интенсивно сжатых хрупких пластов, а также на крыльях по плоскостям срыва при скольжении друг по другу пород различной прочности.

Отмечено, что при смятии в складки толщ однородных пород не возникает деформаций, благоприятных для проникновения растворов. Наоборот, пере-

межаемость пластов пород различного состава и механической прочности создает условия, содействующие возникновению тектонических деформаций, благоприятствующих рудообразованию. С этой точки зрения А. Королев и П. Шехтман выделяют пласты: несущие, хрупкие и пластичные (рис. 329). Несущие

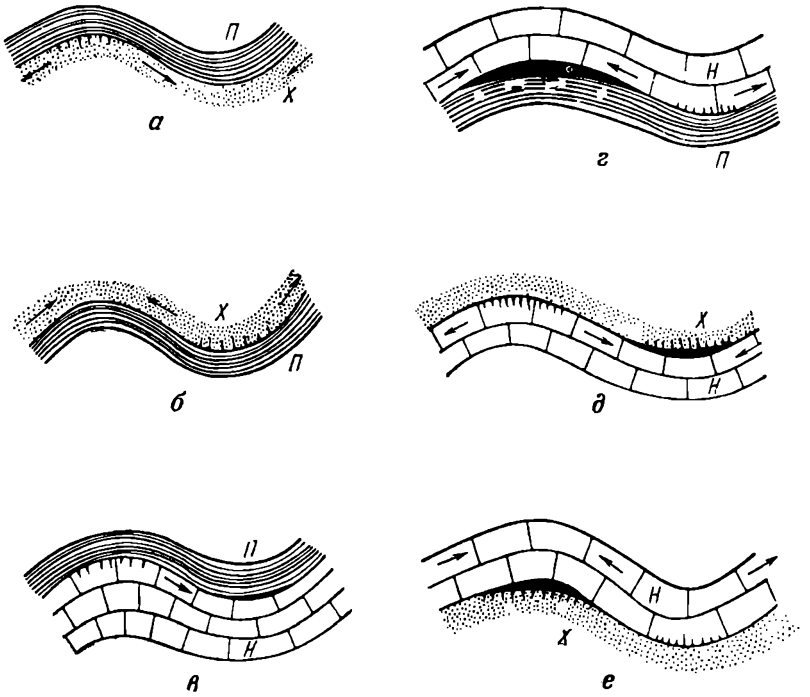


Рис. 329. Условия возникновения отслоений и трещиноватости при смятии в складку разнородных пластов. По *А. Королеву* и *П. Шехтману*.

Х — хрупкий; *П* — пластичный; *Н* — несущий пласты.

а — покрывает пластичный, подстилает хрупкий пласт. Дробление хрупкой породы с образованием трещин разрыва только в антиклинали без отслоения пластов; *б* — покрывает хрупкий, подстилает пластичный пласт. Дробление хрупкой породы с образованием трещин разрыва только в синклинали без отслоения пластов; *в* — покрывает пластичный, подстилает несущий. Возможны отслоения несущего пласта от пластичного в синклинали и заполнение пустот пластичным материалом; трещины разрыва возникают в несущем пласте в антиклинали, но легко залечиваются; *г* — покрывает несущий, подстилает пластичный пласт. Отслоение с образованием седловидных пустот под несущим пластом в антиклинали. Образование в нем же залечиваемых трещин разрыва в синклинали; *д* — покрывает хрупкий, подстилает несущий пласт. Отслоение пластов с образованием седловидных пустот и одновременное образование трещин разрыва в хрупком пласте в синклинали. В антиклинали могут возникнуть трещины разрыва, подвергающиеся залечиванию; *е* — покрывает несущий, подстилает хрупкий пласт. Отслоение с образованием седловидных пустот под несущим пластом и одновременно дробление хрупкого пласта с возникновением разрыва в антиклинали. Образование залечиваемых трещин разрыва синклинали несущего пласта

пласты, к которым принадлежат известняки, сгибаются без разрыва сплошности, точнее с быстро залечивающимися трещинами, заполняющимися переотложенным кальцитом. Хрупкие пласты изверженных пород, песчаников, кварцитов, кремнистых сланцев при изгибе раскалываются открытыми трещинами. Пластичные пласты различных слабо метаморфизованных сланцев при тектонических деформациях обладают способностью к течению без разрыва сплошности.

Дисгармоничная складчатость с возникновением зон брекчий отслоения и трещиноватости лучше всего образуется в толщах пород с пластами соизмеримой мощности; при этом чем больше мощность пластов, тем полнее выявляются такого рода деформации.

Степень деформированности пластов при складкообразовании зависит от радиуса кривизны складок. Она возрастает с уменьшением радиуса кривизны, но до известного предела, различного для разных пород, а затем вновь сокращается в интенсивно изогнутых мелких складках.

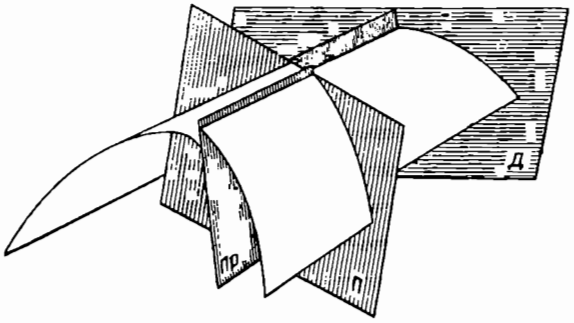


Рис. 330. Антиклинальная складка, нарушенная продольным (*Пр*), а также более поздними — диагональным (*Д*) и поперечным (*П*) разломами

Складки и разломы. Помимо вышеописанных нарушений (отслоение, трещиноватость и др.), свойственных отдельным изогнутым пластам, складки в целом часто прорезаются разломами той или иной амплитуды. Они имеют важное значение для циркуляции рудоносных растворов и локализации тел полезных ископаемых. По положению разломов относительно тела складки различают разломы продольные, диагональные и поперечные (рис. 330). Продольные

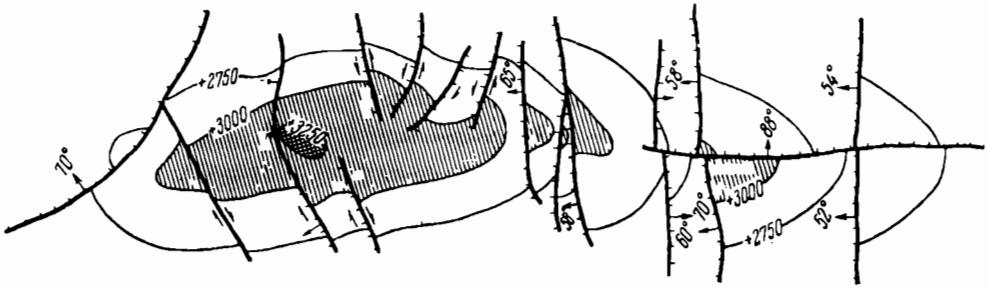


Рис. 331. Складка, разбитая поперечными и диагональными разломами. По *М. Бэртраму*

разломы типа надвигов обычно относятся к категории синскладчатых, формирующихся на заключительной стадии линейной складчатости. Диагональные и поперечные разломы типа сдвигов и сбросов при линейной складчатости обычно образуются после смятия пород в складки, а при купольной складчатости диагональные, поперечные и радиальные разломы зарождаются и развиваются в процессе роста складки (рис. 331).

Рудообразование в складках. Структурные условия эндогенного рудообразования в складках не одинаковы. Наиболее благоприятны для

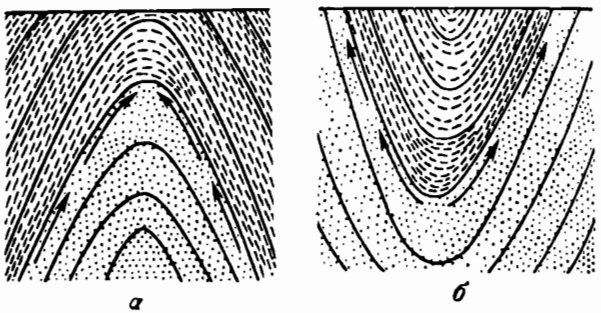


Рис. 332. Схема течения рудоносных растворов в антиклинальной и синклинальной складках.

а — концентрация растворов в антиклинальной складке; *б* — распыление растворов в синклинальной складке

локализации тел полезных ископаемых складки блокированные и складки изгиба со скольжением с подобным внутренним строением, менее благоприятны диапировые складки и еще менее — складки скалывания, не имеющие зон отслоения.

Наилучшими условиями для эндогенного оруденения обладают шарниры антиклинальных складок и купола брахиантиклиналей, обеспечивающие концентрацию рудоносных растворов в вершинах складок, в отличие от синклинальных складок, содействующих рассредоточению растворов (рис. 332). Это не значит, что эндогенные месторождения не могут образоваться у шарниров синклинальных складок, однако если расставить в ряд различные части складок по их благонадежности для эндогенного рудообразования, то на первое место необходимо поставить шарниры антиклиналей, на второе — крыльях складок, на третье — шарниры синклиналей.

ДОРУДНЫЕ РАЗЛОМЫ

Дорудные тектонические разломы служат путями проникновения рудоносных магматических расплавов и растворов из глубинных частей земной коры в ее верхние этажи, к участкам локализации магматогенных месторождений полезных ископаемых. Будучи вытянуты цепями вдоль таких разломов, эти месторождения образуют линейные рудные пояса, играющие важную роль в закономерностях пространственного размещения эндогенного минерального сырья.

Типы разломов. Для целей анализа тектонических условий эндогенного рудообразования целесообразно выделение четырех типов разломов: 1) планетарные, 2) интрагеосинклинальные, 3) скрытые в фундаменте, 4) рядовые.

Планетарные разломы, или линеаменты, разделяют земную кору на систему ортогональных блоков планетарного масштаба, ограничивают материки, определяют места заложения геосинклиналей и их границы с платформами.

Интрагеосинклинальные, или глубинные, разломы, по А. Пейве, разграничивают внутренние тектонические (структурно-фациальные) зоны складчатых областей, возникших на месте геосинклиналей. Они характеризуются протяженностью на сотни километров, значительной глубиной заложения, достигающей нескольких или десятков километров, длительностью и перманентностью геологического развития. Неравномерность опускания и поднятия пограничных областей приводит к резкому различию в фациях и мощностях осадков, формирующихся по обе стороны от глубинных разломов.

Скрытые разломы фундаментов вследствие постумных движений по ним проявляются в толщах покровных пород верхнего структурного яруса в виде линейных зон трещиноватости, поясов эшелонированных (кулисообразно заходящих друг за друга) складок, поясов перекрещивающихся складок и флексурных изгибов типа «структурных решеток» (Г. Поспелов); иногда скрытые разломы фундамента совсем не проявляются в геологических структурах покрова.

Рядовые разломы обычно формируются в связи со складчатостью на ее завершающей стадии и в постскладчатое время, хотя известны и более редкие доскладчатые конседиментационные разломы. К ним относятся протяженные надвиги, сдвиги и сбросы различных амплитуд смещения.

Рудообразование в связи с разломами. Тектонические разломы имеют двойственное значение для рудообразования: 1) контролируют положение рудных поясов; 2) вмещают крупные жилообразные тела полезных ископаемых.

Планетарные разломы имеют как общее косвенное, так и непосредственное отношение к рудообразованию. Косвенное значение заключается в том, что, определяя места заложения геосинклиналей, они намечают положение складчатых поясов, сосредоточивающих магматогенные месторождения

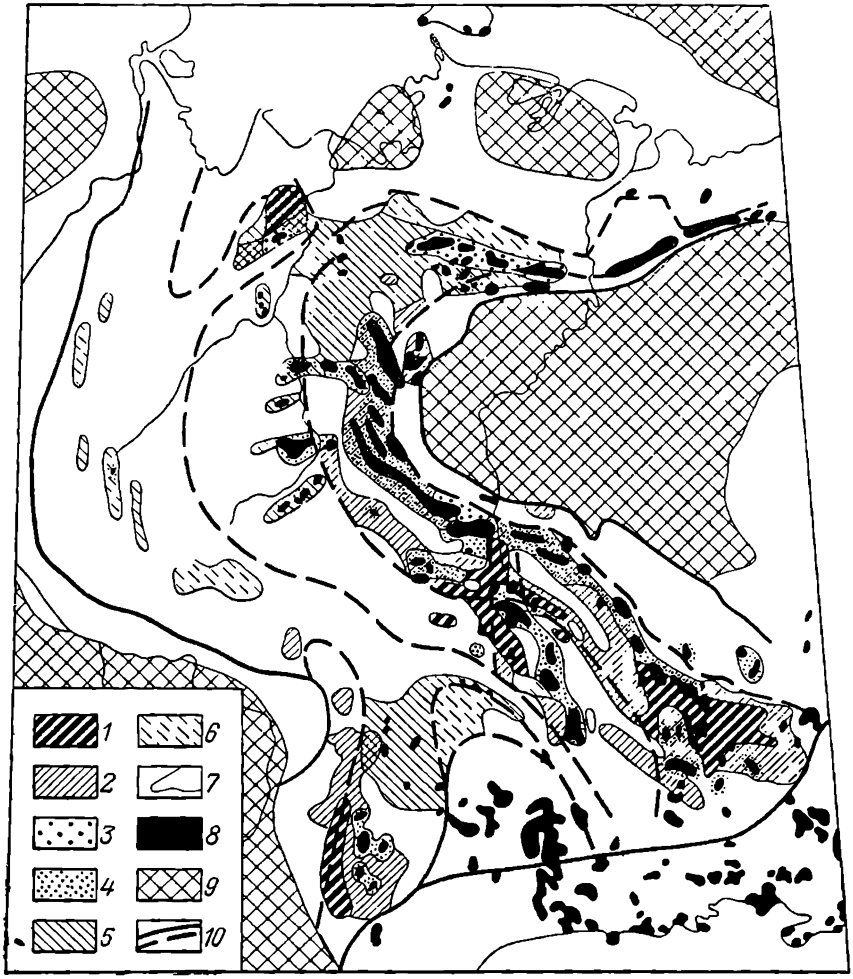


Рис. 333. Цепь рудоносных гранитоидов, вытянутая вдоль разломов Колымского массива. По *Ю. Трушкову.*

1 — золотоносность повышенная; *2* — то же, пониженная; *3* — оловоносность повышенная; *4* — то же, пониженная; *5* — проявление полиметаллических руд повышенное; *6* — то же, пониженное; *7* — контуры различной металлоносности; *8* — гранитоиды; *9* — жесткие массивы; *10* — разрывные нарушения

полезных ископаемых ранней, средней и поздней стадий геосинклинальных циклов развития. Непосредственное их значение состоит в том, что вдоль некоторых планетарных зон разломов вытягиваются грандиозные рудные пояса. Они особенно значительны для зон, пограничных между геосинклиналями и платформами.

К указанному типу рудных поясов относится Яно-Индигирско-Колымский пояс золотых гидротермальных месторождений, ассоциированных с малыми

гранитными интрузиями, внедрившимися по серии субпараллельных разломов вдоль стыка Верхоянской геосинклинали с Колымским массивом (рис. 333). К этому же типу рудных поясов принадлежит цепь полиметаллических, вольфрамовых и арсенопиритовых гидротермальных месторождений Северного Тянь-Шаня длиной более 1000 км, вытянутая вдоль границы средне- и верхнепалеозойской платформы и герцинской геосинклинальной области, маркированной зоной разрывов, описанной впервые в 1933 г. В. Николаевым («Важнейшая структурная линия Тянь-Шаня»).

За рубежом примером такого рода поясов является пояс Скалистых гор Северной Америки, вытянутый на 1500 км при ширине до 100 км. По данным А. Локка и П. Биллингслея, этот пояс протягивается вдоль зоны сбросов и надвигов, образовавшихся в третичное время на стыке геосинклинальной области и платформы, и включает в себя крупнейшие полиметаллические и медные месторождения: Кемберлей, Сулливан, Кер д'Аллен, Бьютт, Парксити, Бингем, Тинтик, Джером, Миами, Моренси, Рей, Ахо, Бисби, Кананеа и др.

К этому же типу относятся рудные пояса, окаймляющие Канадский щит, плато Колумбию и плато Колорадо, описанные Б. Батлером. Эти и подобные им пояса формируются вдоль стыка платформ и складчатых зон только при длительной устойчивости границы между ними в течение всего или большей части геосинклинального цикла развития. Вдоль мигрирующих границ, таких, как западная граница Уральской геосинклинали в палеозое, рудные пояса не отмечены.

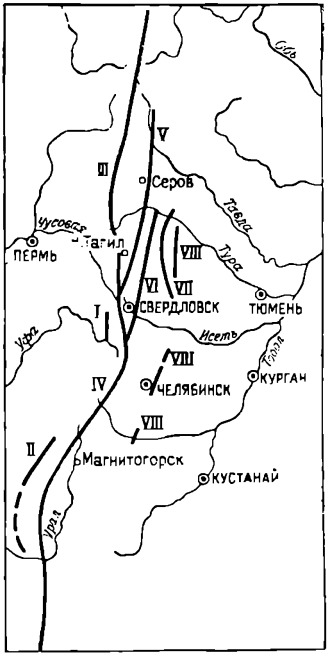


Рис. 334. Пояса интрузий (I — VIII) перидотитовой и габбровой магмы на Урале. По *А. Пронину*

Интрагеосинклинальные разломы играют еще более определенную роль в эндогенном рудообразовании. Во-первых, разделяя структурно-фациальные зоны геосинклиналей, они разграничивают тектонические пояса с различным набором изверженных пород и ассоциированных с ними магматогенных месторождений. Во-вторых, служа путями внедрения магмы, они определяют положение поясов магматических месторождений ранней стадии и постмагматических месторождений малых интрузий поздней стадии геосинклинального цикла развития. В-третьих, они могут направлять движение рудоносных растворов всех стадий геосинклинального цикла, контролируя положение поясов гидротермальных месторождений.

Примером рудных поясов описываемого типа могут служить пояса интрузий перидотитовой и габбровой магмы с магматическими месторождениями хромитовых и титаномагнетитовых руд, а также железных руд в скарнах на Урале (рис. 334). А. Пронин отмечает, что проекция глубинных разломов, по которым внедрились эти изверженные породы, на современной дневной поверхности представляется не одной линией, а пучком сбросов, кулисообразно заходящих друг за друга по их простиранию. Вдоль глубинных разломов размещается иногда один пояс интрузивов основных пород, чаще же две или даже три последовательно внедрившихся цепей таких массивов и связанных с ними рудных месторождений.

Другим примером рассматриваемых поясов могут служить пояса ртутных руд Алтае-Саянской области, изученные В. Кузнецовым (рис. 335). Месторождения киновари этой области вытянуты цепями вдоль глубинных разломов, морфологически выраженных прямолинейными или кулисными зонами смятия, а также поясами взбросов и взбросо-сдвигов. Установлено, что ртутное оруденение тяготеет к глубинным разломам, ограничивающим крупные прогибы

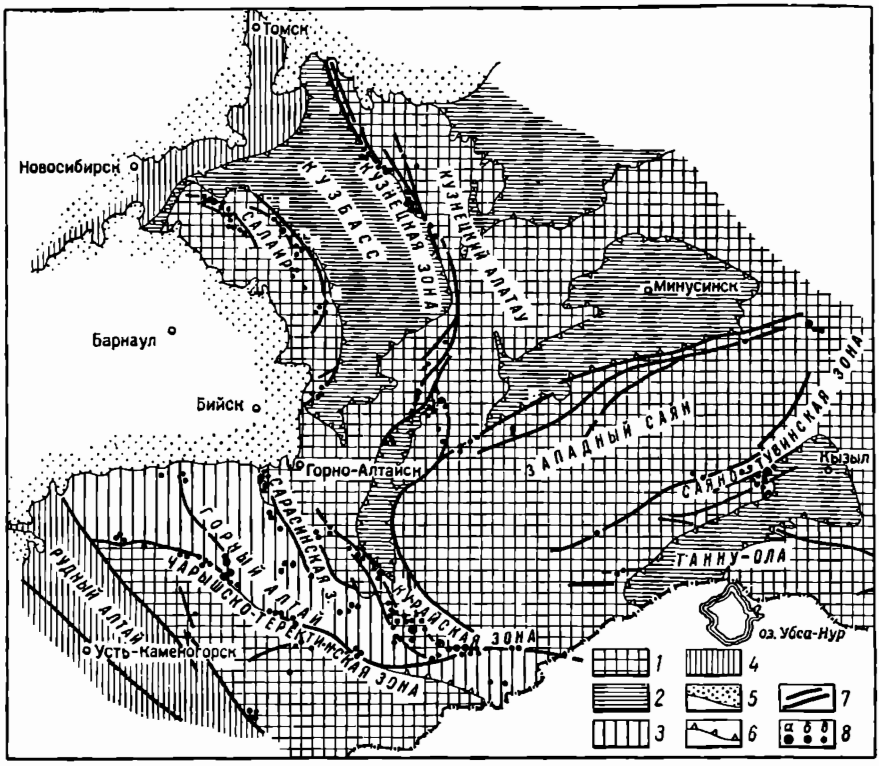


Рис. 335. Схема размещения ртутнорудных зон Алтае-Саянской области в связи с глубинными разломами. По *В. Кузнецову*.

1 — древние салаирские и каледонские складчато-глыбовые структуры; *2* — герцинские прогибы на каледонском фундаменте; *3* — Ануйско-Чуйский каледонско-герцинский прогиб; *4* — герцинские складчатые структуры; *5* — окраина Западно-Сибирской низменности; *6* — границы прогибов; *7* — региональные разломы, элементы зон глубинных разломов; *8* — ртутные месторождения (*а*), рудопроявления (*б*) и пункты концентрации (*в*) киновари в шлихах

герцинского и мезозойского возраста. При этом на ранних стадиях развития разломов, в нижнем палеозое, вдоль них внедрились производные гипербазитовой магмы, а на поздних, по мнению В. Кузнецова, уже в альпийскую металлогеническую эпоху, локализовалось ртутное гидротермальное оруденение, нередко в связи с этим пространственно приуроченное к древним массивам раздавленных змеевиков.

В связи с длительностью развития глубинных разломов вдоль них иногда фиксируются последовательно формирующиеся месторождения сменяющихся металлогенических эпох. Так, по данным Н. Лаверова и Б. Власова, вдоль пограничного разлома Кендыкских гор в Южном Казахстане в нижнем структурном ярусе локализованы каледонские и раннегерцинские медные рудо-

проявления, а в верхнем ярусе — позднегерцинское свинцово-цинковое оруденение.

Скрытые разломы фундамента иногда отчетливо трассируются в породах верхнего структурного яруса цепями гидротермальных месторождений, нередко секущих под тем или иным углом генеральный план геологических структур провинции. Еще в 1923 г. И. Сперр, намечая положение Великого Серебряного канала Америки, отметил, что «...все большие мексиканские серебряные поля располагаются по прямой линии и представляют собой узкую прямую зону, идущую на северо-запад; зона эта продолжается в Неваде и в общем имеет 4000 км длины» (Сперр, 1933, с. 36). Если продолжить эту линию к юго-востоку до южно-американского берега, то можно заметить, что она довольно точно совпадает с большой серебряной полосой Перу и Боливии. Эта линия в Северной Америке прорезает по диагонали все горные хребты вне зависимости от геологических структур.

П. Вагнер в 1929 г. описал платиновый пояс Юго-Восточной Африки, вытянутый на 500 км. Он указал, что «...все месторождения приурочены к более или менее меридиональному поясу. Здесь мы имеем дело с большим платиновым поясом, который пересекает как древнейшие, так и новейшие геологические формации, совершенно не считаясь с геологическим строением и структурными линиями на более поверхностных частях земной коры» [1].

Автору в 1946 г. представлялось, что к этой же категории рудных поясов принадлежит Туркестано-Алайский сурьмяно-ртутный пояс. Этот пояс длиной около 700 км на всем своем протяжении под острым углом срезает структуры Южного Тянь-Шаня, так что отдельные рудные поля смещаются на более южные структурные единицы по мере продвижения вдоль пояса с востока на запад. Н. Синицын полагал, что закономерное кулисообразное смещение отдельных звеньев этого пояса, в целом контролирующегося глубокими разломами, связано с границами кулисообразно расположенных седиментационных мульд, краевые части которых осложнены разрывами.

Десять лет спустя, Е. Радкевич, И. Томсон и М. Фаворская приступили к обоснованию поясового распределения полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья, Дальнего Востока и других территорий на основании наличия скрытых в фундаменте складчатых зон этих областей тектонических разломов, фиксирующихся в породах верхнего структурного яруса линейными зонами повышенной трещиноватости (рис. 336). Отмечается постоянство ориентировки сети скрытых нарушений фундамента, представленных, например, на Дальнем Востоке двумя системами: 1) широтной и меридиональной, 2) северо-восточной и северо-западной. Указывается на выдержанность состава интрузивов и типов рудной минерализации вдоль таких зон вне зависимости от строения и состава пересекаемых ими структурных подразделений.

Рядовые разломы наиболее широко развиты в природе. Вдоль них нередко на десятки и даже сотни километров вытягиваются узкие пояса эндогенных месторождений полезных ископаемых. К такого рода поясам относятся пояса золотых месторождений Урала, описанные А. Ивановым; пояса полиметаллических, редкометальных и ртутных руд Большого Кавказа, охарактеризованные Л. Варданянцем, Г. Твалчрелидзе, Л. Харчуком и др.; рудные пояса Средней Азии, изученные Ф. Вольфсоном, В. Невским, И. Хамрабаевым и др.; рудные пояса Армении, исследованные В. Котляром, В. Грушевым,

[1] Вагнер П. Месторождения платины и рудники Южной Африки. Пер. с англ. М., Цветметиздат, 1932, с. 28.

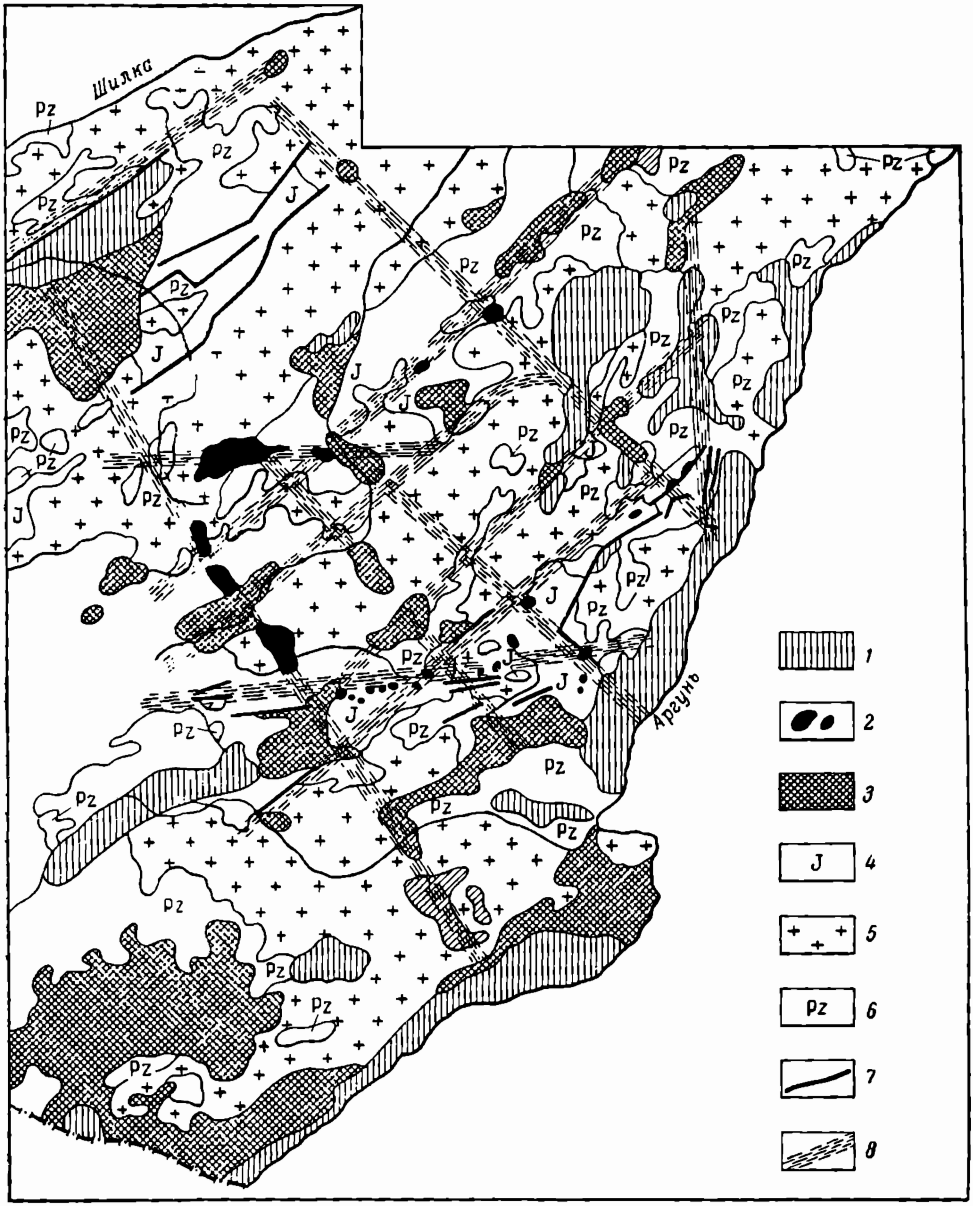


Рис. 336. Схема расположения зон повышенной тектонической трещиноватости, маркирующих скрытые разломы фундамента и контролирующих поясовое распределение гидротермальных рудных месторождений в Восточном Забайкалье. По *Е. Радкевич, И. Томсону, Н. Горлову.*

1 — третичные и меловые вулканогенные и осадочные породы; *2* — послеюрские интрузивы; *3* — верхнеюрская вулканогенно-осадочная толща; *4* — довулканогенная осадочная толща юры; *5* — доверхнеюрские интрузивные породы нерасчлененные; *6* — палеозойские породы; *7* — разломы; *8* — зоны повышенной тектонической трещиноватости

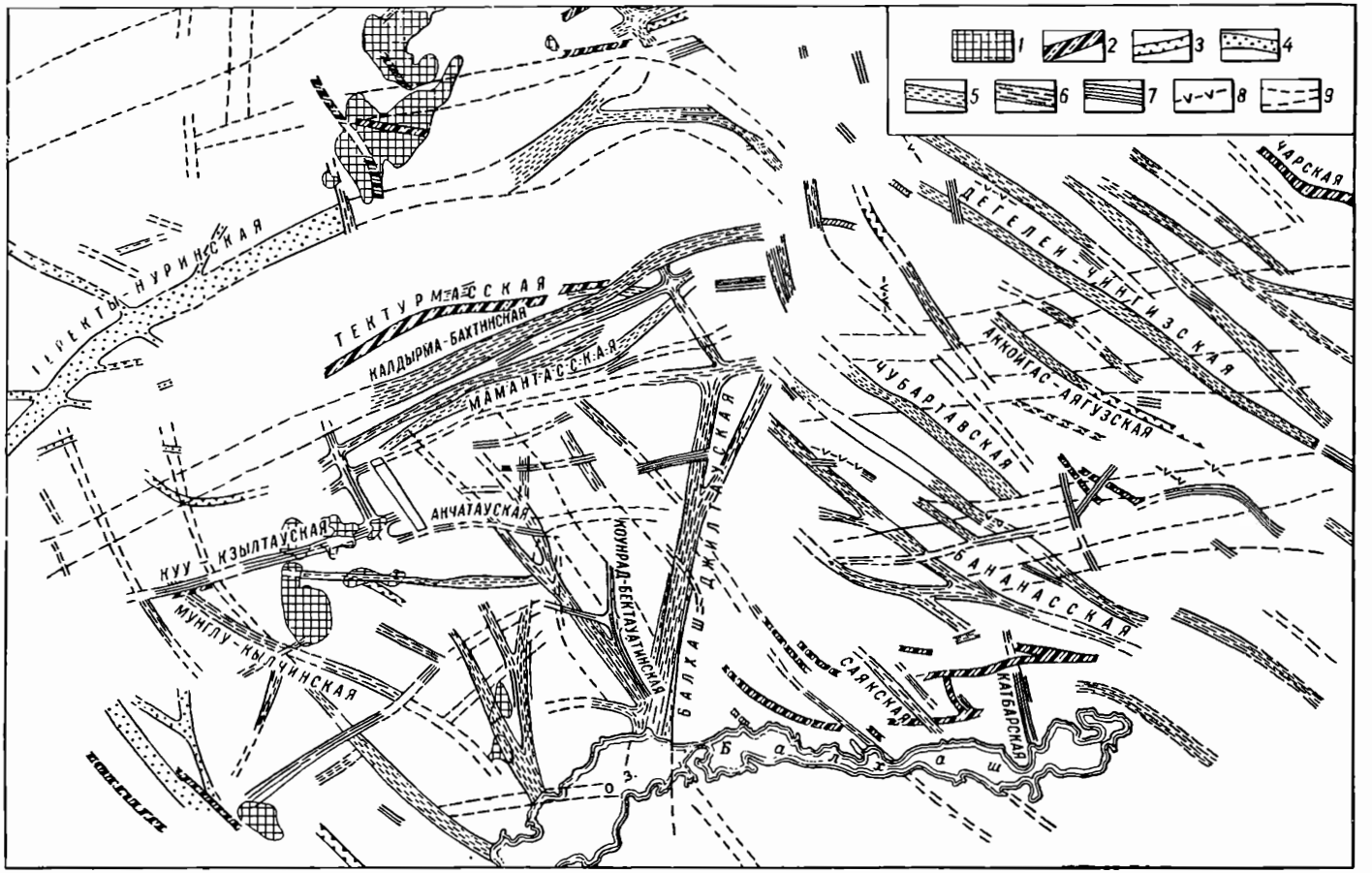


Рис. 337. Схема тектонических разломов и интрузивных поясов Центрального Казахстана. По *Г. Щербе*.

1 — выступы докембрия; *2—9* — глубинные подвижные зоны (разломы), контролирующие интрузивные пояса: *2* — ультраосновных пород, *3* — габброидов, *4* — каледонских гранитоидов, *5* — раннегерцинских гранитоидов, *6* — среднегерцинских гранитоидов, *7* — позднегерцинских гранитоидов, *8* — субщелочных и щелочных пород, *9* — неопределенного состава

И. Магакьяном, С. Мкртчаном и др.; рудные пояса Казахстана, детально освещенные в трудах М. Русакова и особенно Г. Щербы; рудные пояса Алтая, освещенные в работах В. Нехорошева, Г. Яковлева, Д. Горжевского и др.; рудные пояса Западной Сибири, намеченные А. Чураковым, Г. Поспеловым и др.; пояса Забайкалья, описанные А. Д. Щегловым; пояса Дальнего Востока, выявленные Г. Воларовичем, Е. Радкевич, И. Берсеневым и др.; пояса рудоносных интрузий перидотитовой, габбровой и щелочной магмы, контролируемые разломами, раскалывающими платформы.

В этом отношении интересны изученные Г. Масловым разломы Норильска, вдоль которых внедрялись интрузии основных пород, распространившиеся по пологим межформационным зонам, пересекаемым разломами, и образующие цепь дифференцированных массивов с сульфидным медно-никелевым оруденением. Описание подобного рода поясов содержится и в зарубежной литературе.

Для примера приводятся краткие сведения о рудных поясах Центрального Казахстана.

В Центральном Казахстане, согласно Г. Щербе, тектонические разломы проявлены в виде сбросо-сдвигов, зон смятия и гнейсирования, рассекающих палеозойские породы преимущественно в северо-западном, северо-восточном и субмеридиональном направлениях. Многие из них отличаются длительностью развития и внедрением вдоль них в течение каледонского и герцинского циклов рудоносных интрузий, приведшими к поясовому распределению ассоциированных с этими интрузиями месторождений. Особенно отчетливо проявляется поясовое распределение вольфрамовых, молибденовых и других редкометальных месторождений, связанных с цепями лейкократовых интрузивов, следующих вдоль серии разломов Центрального Казахстана (рис. 337).

Гидротермальные рудные тела редко выполняют полости тектонических разломов. Обычно они локализуются в структурах, прилегающих к разломам. Одни исследователи объясняют это обстоятельство затертостью разломов тектонической глиной, неблагоприятной для рудообразования, другие (А. Королев и др.) — слишком быстрым продвижением растворов по крупным сместителям, не способствующим фиксации рудного вещества, третьи (В. Невский) — глубоким проникновением кислорода вниз по разломам, нарушающим сероводородный режим сульфидного рудообразования. В тех редких случаях, когда руда выполняет полость разлома, она образует протяженные жилообразные тела, обычно приуроченные к участкам дробления пород вдоль разлома и выклинивающиеся на интервалах рассланцевания, особенно выполненных глиной трения (В. Невский).

Исключение составляют линейные полевошпатовые метасоматиты с рудами редких металлов, устойчиво протягивающиеся вдоль крупных разломов среди метаморфических пород древних платформ на большую дистанцию.

Часто рудоконтролирующие разломы встречаются параллельными сериями, отстоя друг от друга на более или менее выдержанное расстояние. Так, например, Б. Руденко отмечает, что «тектонический шаг» рудоконтролирующих разломов в Восточных Мугоджарах составляет 10—20 км.

ДОРУДНАЯ ТРЕЩИННАЯ ТЕКТОНИКА

Тектонические трещины, расчленяющие горные породы, имеют существенное значение в локализации эндогенных месторождений жильной и штокверковой формы.

Типы трещин. Все тектонические трещины по условиям образования разделяются на трещины скола и трещины отрыва. В пространстве они закономерно ориентированы в соответствии с положением эллипсоида деформации горных пород (рис. 338). Трещины в горных породах возникают не только при деформации сжатия, но также и вследствие усилий растяжения, изгиба, сдвига и сложных нагрузок кручения (рис. 339).

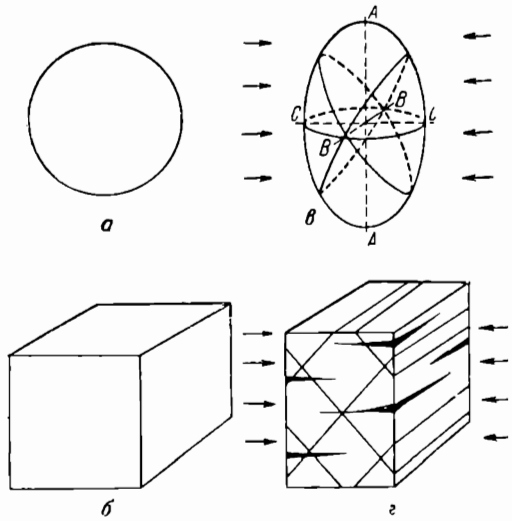


Рис. 338. **Схема плоской деформации однородной горной породы при горизонтальных сжимающих усилиях.**

а — недеформированный шар; *б* — недеформированный куб; *в* — шар, деформированный в эллипсоид деформации; *г* — куб, деформированный в параллелепипед, с развитием диагональных тонких выдержанных трещин скола и горизонтальных прерывистых трещин отрыва; *С* — ось сжатия, *А* — ось растяжения. По двум наклонным круговым сечениям, пересекающимся по оси *В*, развиваются трещины скола; по сечению, перпендикулярному оси растяжения, развиваются трещины отрыва. Стрелки — направление деформирующих усилий

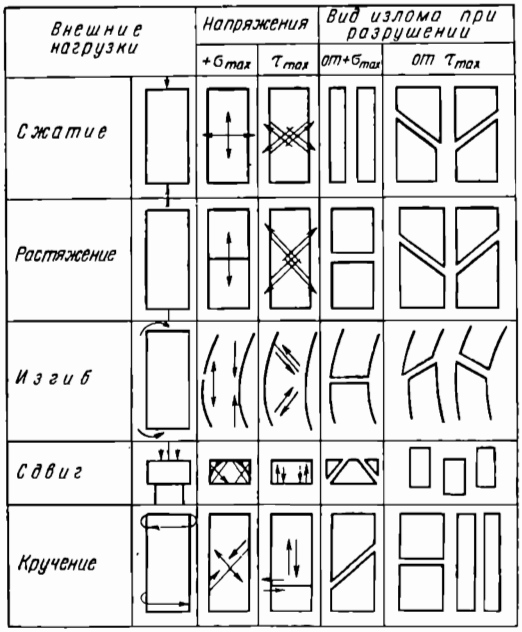


Рис. 339. **Схема расположения трещин скола и отрыва при различных видах нагрузок.** По *Я. Фридману* (из *В. Белоусова*)

На рис. 338 и 339 приведены примеры плоской деформации, обусловленной растяжением по оси A, сжатием по оси C и сохранением нейтрального положения оси B. Однако при образовании трещинных структур жильных полей преобладают сложные пространственные деформации, которые условно можно представить в виде двух наложенных одна на другую плоских деформаций. При этом для одного и того же этапа деформации возникают не две, а четыре системы трещин скола.

При изучении трещинной тектоники жильных полей по методу эллипсоида деформации следует иметь в виду, что положение его осей устанавливается только упругой составляющей общей деформации горных пород. Направление осей пластической составляющей не всегда совпадает с положением осей упругой части деформации. В этих случаях при анализе трещинных деформаций должны приниматься во внимание другие факторы разрушения, как, например, величина всестороннего сжатия, температура, изменение плана деформации при появлении зародышевых трещин, механическая анизотропия пород и др.

(М. Гзовский). Кроме того, следует иметь в виду, что характеристика трещинной тектоники по методу эллипсоида деформации возможна только по отношению к моменту возникновения трещин и не всегда приложима ко времени их последующего приоткрывания, к этапам их минерального выполнения.

Для тектонической трещиноватости характерны: 1) массовое развитие трещин, 2) субпараллельность ориентировки трещин одного типа и периода формирования, 3) незначительная амплитуда перемещения по каждой трещине. В любом поле пород, разбитых трещинами, наряду с общей и густой трещиноватостью обычно выделяются отдельные трещины более крупных размеров, которые и вмещают рудные жилы. Мелкая трещиноватость используется при образовании штокверков.

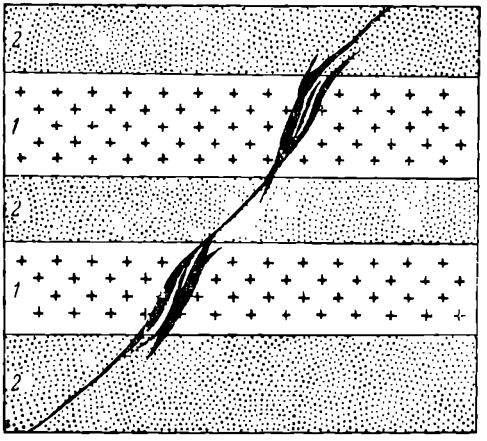


Рис. 340. Изменение ориентировки трещины и выполняющей ее жилы при переходе из хрупких пород (*1*) в более пластичные (*2*)

Трещины могут изменять угол своего простирания и падения при переходе из одной породы в другую (рис. 340). Для распределения трещин в пространстве существенное значение имеет неоднородность геологического строения жильных полей, вследствие которой максимальное число трещин концентрируется в хрупких породах, а минимальное — в более пластичных. А. Королев, а вслед за ним В. Крейтер обратили внимание на вертикальную тектоническую зональность, проявляющуюся в том, что в приповерхностных условиях охотно образуются открытые трещины отрыва и зоны брекчий, а ниже превалируют притертые трещины скола, с глубиной переходящие в зоны рассланцевания и кливажа течения.

Изменение плана деформации при формировании структуры трещинных жильных месторождений. Длительное и многоэтапное формирование трещинных структур жильных полей фиксируется по внедрению дорудных даек, последующему образованию рудных жил и еще более позднему смещению их по послерудным трещинам. Ф. Вольфсон полагал, что дайки формируются в обстановке растяжения, а последующее формирование гидротермальных рудных жил происходит в обстановке сжатия. Однако Г. Вировлянский показал ошибочность этих представлений. Он отметил, что основной особенностью развития структур жильных полей является чередование этапов, отличающихся формированием тектонических структур в условиях сжатия, с этапами, когда доминирует развитие трещин в обстановке растяжения.

Главная особенность этапов сжатия заключается в заложении трещинных систем, тогда как отличительной чертой этапов растяжения является преимущественное приоткрывание этих трещин. С этапами растяжения, разделенными периодами сжатия, связано как внедрение даек жильных пород, так и образование гидротермальных рудных жил. Те и другие формируются в характерной обстановке тектонических деформаций, когда ось удлинения A ориентирована нормально к простиранию наиболее развитой системы трещинных минеральных тел, средняя ось B совпадает с простиранием этих тел, а ось укорочения C — вертикальна (рис. 341).

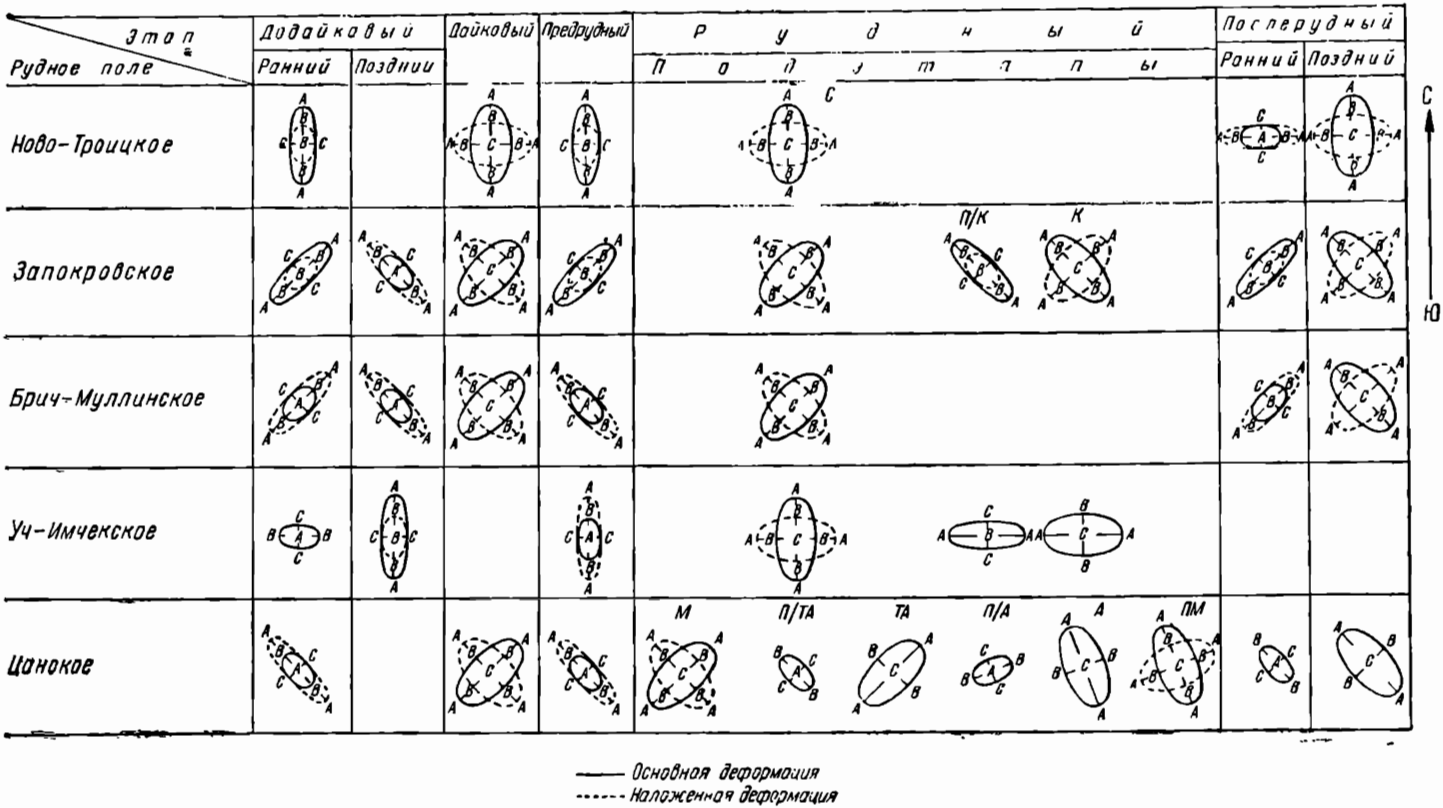


Рис. 341. Сравнительная таблица изменения плана тектонических деформаций в процессе развития геологической структуры жильных рудных полей. По *Г. Вировлянскому*.

Подэтапы: *С* — сульфидный; *П/К* — предкальцитовый; *К* — кальцитовый; *М* — молибденитовый; *П/ТА* — предтурмалин-арсенопиритовый; *ТА* — турмалин-арсенопиритовый; *П/А* — предарсенопиритовый; *А* — арсенопиритовый; *ПМ* — полиметаллический

Петроструктурный анализ при изучении структур месторождений полезных ископаемых. Основная идея структурной петрологии заключается в статистическом измерении предпочтительной ориентировки минералов в деформированных породах относительно плоскостей сланцеватости, осей складок, поверхностей разломов и других структурных линий. Данные микроскопических измерений ориентировки оптических осей минералов при этом сводятся на сферическую проекцию, характеризуя выдержанность в расположении минералов, возникающую вследствие тектонической деформации породы. Такая ориентировка

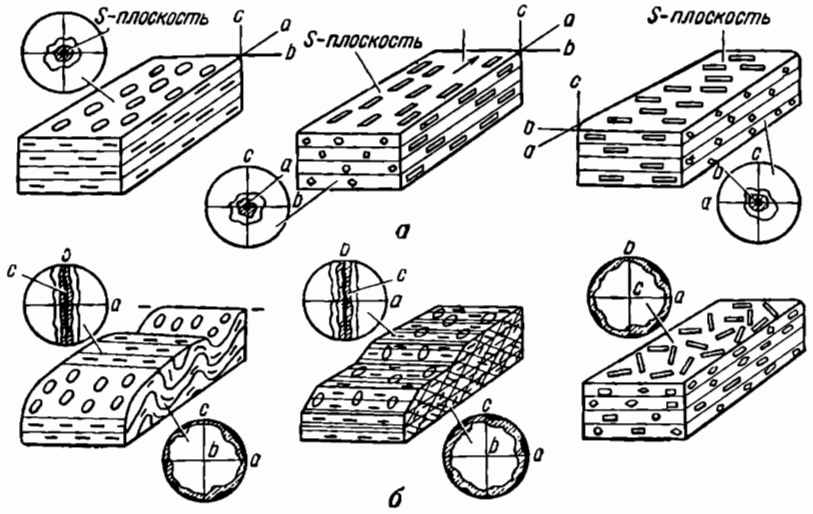


Рис. 342. Схема образования *S*-тектонитов (*а*) и *B*-тектонитов (*б*). По *Л. Ситтеру*

может быть обусловлена плоской вытянутостью минералов по плотной системе субпараллельных плоскостей с образованием *S*-тектонитов или линейной вытянутостью вдоль оси *B* с образованием *B*-тектонитов (рис. 342).

Приемы петроструктурного анализа используются для решения некоторых задач структурного анализа рудных полей. В работе Л. Лукина, В. Чернышева и И. Кушнарева приведены примеры использования петроструктурных методов для исследования природы ориентированного сложения изверженных пород, разделения складок изгиба и скалывания, определения направления смещений по разломам, изменения этого направления на последовательных стадиях перемещений, определения генетического типа рудоносных трещин, а также характера и направления предрудных, внутрирудных и пострудных смещений в их плоскости, разделения даек на дорудные и послерудные, выяснение условий динамометаморфизма колчеданных руд, сопоставления этапов развития рудоносной структуры со стадиями метаморфизма.

В. Старостин предложил способ исследования истории формирования рудоконтролирующих структур по выявлению полей напряжения на последовательных этапах развития структур, с использованием петрофизических методов оценки напряженного состояния горных пород и руд (рис. 343).

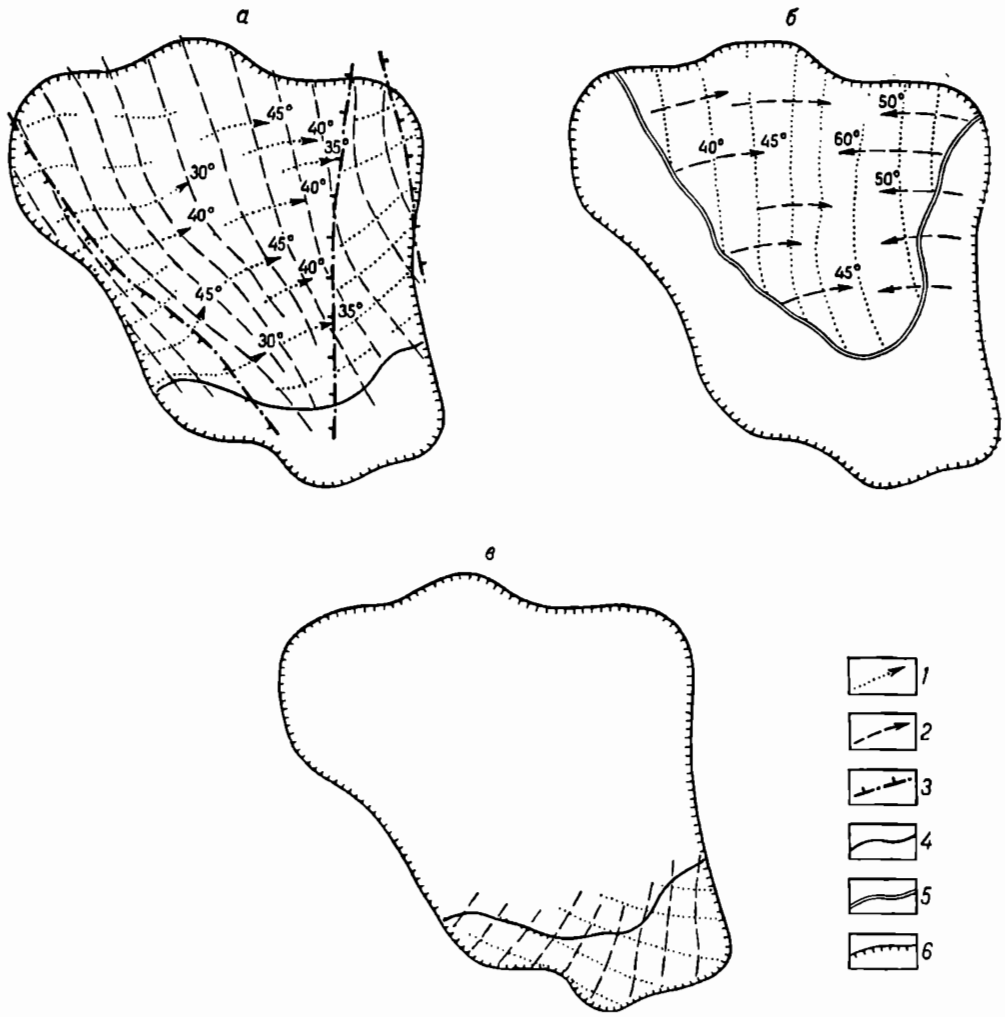


Рис. 343. Палеотектонические поля напряжений для Андреевского карьера, Лениногорское рудное поле, Рудный Алтай. По *В. Старостину.*

а — для первой подстадии ранневулканической стадии, *б* — для второй подстадии ранневулканической стадии, *в* — для кварц-баритовой подстадии поздневулканической стадии.
1 — траектория максимальных нормальных напряжений (σ_1); *2* — траектория минимальных нормальных напряжений (σ_3); *3* — разрывные нарушения; *4* — нижняя граница липаритовых порфиров сокольной свиты; *5* — верхняя граница кремнистых алевролитов и кремнистых туффитов крюковской свиты; *6* — контур карьера

РАЗДЕЛЕНИЕ ДОРУДНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР ПО ПУТЯМ ДВИЖЕНИЯ РУДОНОСНЫХ РАСТВОРОВ

Как уже указывалось в главе, посвященной характеристике гидротермальных месторождений, при изучении структур гидротермальных рудных полей и месторождений уместна попытка вскрыть бывшие пути движения рудоносных растворов с разделением структурных элементов, определяющих эти пути, на рудоподводящие, рудораспределяющие и рудовмещающие (рис. 344).

Рудоподводящими являются геологические структуры, которые могут рассматриваться в качестве каналов. определивших места поступления рудоносных расплавов или растворов из глубинных частей в пределы рудного поля. В качестве таких рудоподводящих каналов чаще описываются крупные разломы, вдоль которых располагаются отдельные рудные поля и месторождения. Такими же магистральными каналами в сильно складчатых областях, очевидно, могут быть также пласты или свиты пластов, благоприятных по своей структуре для циркуляции растворов.

В ряде случаев рудоподводящие каналы сами не вмещают рудных тел, хотя и несут следы рудной минерализации в виде зон гидротермально измененных пород и непромышленных рассеянных руд. Поисковое значение таких

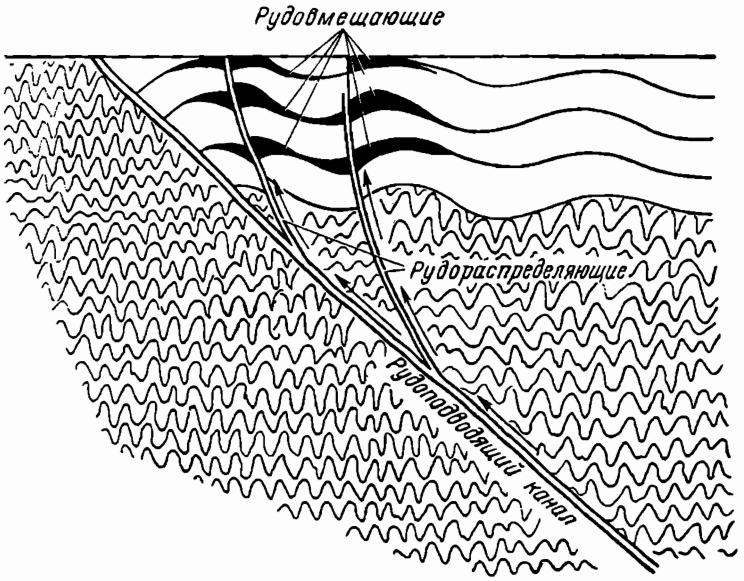


Рис. 344. Схема циркуляции рудоносных растворов по системе рудоподводящих, рудораспределяющих и рудовмещающих структур

рудоподводящих каналов заключается в том, что прослеживание их как в плане, так и на глубину до мест пересечения ими участков, благоприятных для рудоотложения, может привести к обнаружению рудных тел, располагающихся как вдоль канала, так и на прилегающих к нему участках.

Рудораспределяющими называются геологические структуры, по которым рудоносные растворы могли отводиться от рудоподводящих каналов в сторону, на участки рудоотложения. В качестве рудораспределяющих структур обычно рассматриваются разрывы или водопроницаемые пласты, пересекаемые или сопрягающиеся с главным рудоподводящим каналом.

Наиболее благоприятным случаем для отвода рудоносных растворов является расположение со стороны висячего бока рудоподводящего канала разрывов, отходящих вверх, или водопроницаемых пластов.

Отвод растворов от рудоподводящего канала возможен также по диагональным или поперечным разломам, смещающим поверхность канала. Рудораспределяющими структурами, кроме того, могут служить поперечные сдвиги, которыми раскалываются крупные разрывы типа надвигов при их неравномерном движении по фронту, в случае если эти надвиги являются рудоподводящими каналами.

Рудовмещающими являются геологические структуры, которые вмещают рудные тела, определяя их форму, размеры, а в некоторых случаях и особенности строения. Эти структуры будут описаны ниже. Но прежде, чем их описать, следует указать, что разделение дорудных геологических структур по путям движения рудоносных растворов не всегда возможно из-за гипотетичности рудоподводящих и рудораспределяющих каналов. И хотя оно, безусловно, целесообразно, но может производиться только в тех случаях, когда имеются достаточно убедительные объективные данные.

Нередко все или несколько элементов структур из числа указанных совпадают. Так, рудораспределяющие структуры могут оказаться и рудовмещающими, и тогда прослеживание рудоподводящих структур сразу приводит к рудным телам, располагающимся на пересечении благоприятных для рудоотложения участков. Часто, особенно среди высокотемпературных гидротермальных месторождений, рудоподводящие структуры являются одновременно и рудовмещающими. В этом случае проникновение рудоносных растворов из глубины и рудоотложение совершаются в одних и тех же геологических структурах.

РУДОВМЕЩАЮЩИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Первая группировка структур эндогенных месторождений с разделением их на согласные и секущие была опубликована в конспекте лекций А. Королева в 1936 г. Эта группировка была развита В. Крейтером и напечатана в его учебнике в 1940 г. На основе их автором в 1954 г. были описаны 6 групп и 20 типов рудовмещающих геологических структур эндогенных месторождений полезных ископаемых. Принятая тогда классификация рудовмещающих структур сохраняется с некоторыми дополнениями и в данной книге.

В настоящем издании выделяются шесть групп структур: 1) согласные, 2) секущие крупных разломов, 3) секущие тектонических трещин, 4) плутоногенные, 5) вулканогенные, 6) комбинированные. В их рамках описываются 27 типов рудовмещающих структур. Полная классификация рудовмещающих геологических структур сводится к следующему:

I группа. Согласные структуры слоистых толщ

1. Тела в шарнирах складок.
2. Тела во флексурах.
3. Тела в зонах межпластовых и внутрипластовых срывов и дробления.
4. Тела под водонепроницаемыми экранами.
5. Тела в пластах «благоприятных» пород.

II группа. Секущие структуры крупных разломов

6. Тела в надвигах.
7. Тела в сбросах и сдвигах.

III группа. Секущие структуры тектонических трещин

8. Тела в трещинах отрыва.
9. Тела в трещинах односистемного скола.
10. Тела в трещинах двухсистемного скола.
11. Тела в трещинах двухсистемного скола и отрыва.
12. Тела в трещинах оперения.
13. Тела на пересечении трещин.
14. Тела в зонах трещиноватости.
15. Тела в зонах рассланцевания.

IV группа. Плутоногенные структуры

16. Тела в структурах магматического расслоения.

17. Тела в структурах последовательных инъекций.
18. Тела в структурах магматического течения.
19. Тела в контракционных трещинах.
20. Тела в контактах согласных интрузий.
21. Тела в контактах секущих интрузий.

V группа. Вулканогенные структуры

22. Тела в вулканических жерлах.
23. Тела в вулканических кальдерах.
24. Тела в трубках взрыва.
25. Тела в кольцевых трещинах.
26. Тела в структурах вулканического наслоения.

VI группа. Комбинированные структуры

27. Тела на пересечении трещин и пластов.

Приведенная классификация структур эндогенных месторождений полезных ископаемых в основном опирается на тектонические структуры, определяющие положение и морфологию залежей среди вмещающих пород. Если это в какой-то степени справедливо для положения тел полезных ископаемых, то не во всех случаях достаточно точно для определения их морфологии. Морфология полезных ископаемых определяется не только чертами строения, связанными с отложением минерального вещества в полостях, но и формами, создающимися в процессе метасоматического замещения вмещающих пород. Поэтому необходимо иметь в виду, что для ряда случаев морфология тел полезных ископаемых действительно определяется указанными выше структурными элементами, такими, как различные части складок, разломы, трещины и др. В других случаях она осложняется проявлением метасоматоза при рудоотложении (рис. 345). В третьих случаях характерные черты морфологии тел полезных ископаемых определяются почти целиком метасоматозом, как, например, при образовании некоторых залежей в пластах пород, благоприятных для рудоотложения, в телах под водонепроницаемыми экранами, в контактах интрузий, на пересечении трещин.

Кроме того, следует помнить, что строение тех полезных ископаемых зависит от интрарудной тектоники и может измениться после рудообразования в связи с послерудным метаморфизмом.

Описанные ниже плутоногенные и вулканогенные структуры закладывались как элементы магматической тектоники, но затем осложнялись обычно тектоническими деформациями. Поэтому их часто называют соответственно плутоно-тектоническими и вулкано-тектоническими структурами.

Тела в шарнирах складок. Наиболее благоприятны для эндогенного рудообразования шарниры складок изгиба со скольжением и блокированные, в пределах которых формируются зоны отслоения, трещиноватости и дробления. Тела полезных ископаемых, занимая область шарнира складок осадочных пород, имеют форму седловидных жил. Чаще встречаются одноэтажные седловидные жилы, но известны также случаи многоэтажных месторождений седловидной формы, в которых рудные тела в шарнире складки повторяются в нескольких горизонтах (рис. 346).

Седловидные залежи могут залегать практически среди любых пород, но наиболее благоприятна комбинация водопроницаемых пород, таких, как песчаники, слоистые или дробленые известняки, туфоэффузивы, и перекрывающих их водоупорных пород, которыми чаще всего бывают сланцы (рис. 347). Нередко складки с приуроченными к ним седловидными залежами осложнены продольными и поперечными сбросами, которые рассматриваются иногда как



Рис. 345. Седловидная залежь золоторудного кварца (черное), осложненная метасоматозом. По *Н. Бородаевскому*

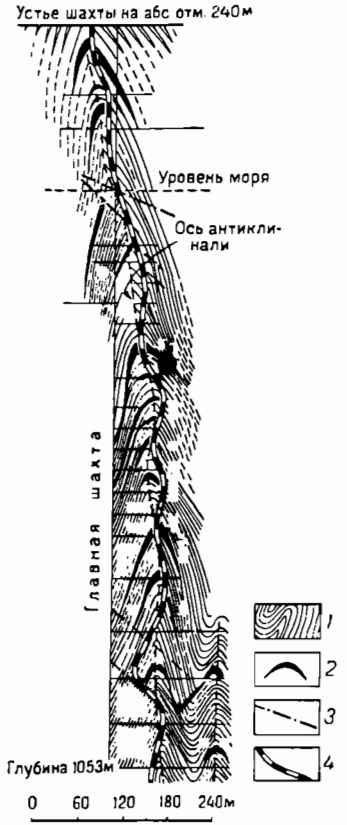


Рис. 346. Многоэтажные седловидные золото-кварцевые жилы Бендиго, Австралия. По *У. Стону*.

1 — сланцы и песчаники; *2* — рудные жилы; *3* — сдвиги; *4* — дайки мончикита

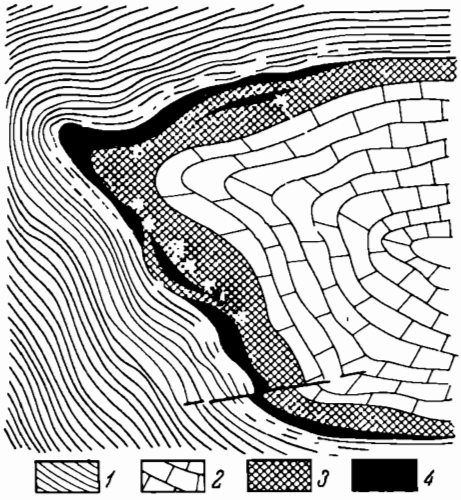


Рис. 347. Седловидная залежь антимонита месторождения Средней Азии (в плане).

1 — сланцы; *2* — известняки; *3* — убогие руды; *4* — богатые руды

рудоподводящие структуры. Для седловидных тел характерны значительные раздувы залежи у оси складки, сравнительно быстрое выклинивание на крыльях и большая длина по простиранию, превышающая ширину залежи в несколько, иногда более десятка раз (рис. 348).

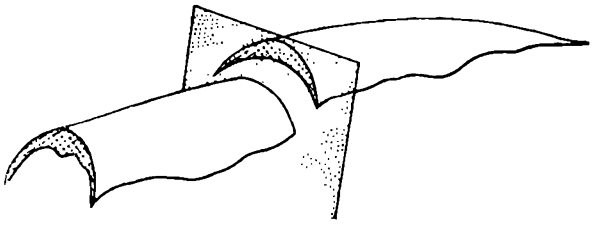


Рис. 348. Схема строения антиклинальной седловидной рудной залежи, разбитой поперечным сбросом

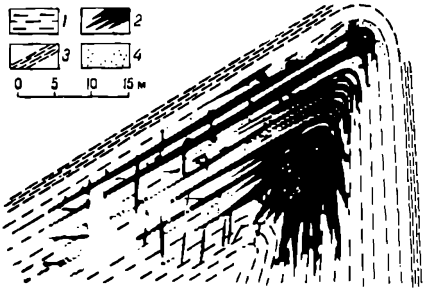


Рис. 349. Месторождение горного хрусталя в шарнире антиклинальной складки. По *А. Попадичу*.

1 — песчаники; *2* — алевролиты; *3* — кварцевые жилы; *4* — окварцевание

Чаще всего седловидные залежи приурочены к шарнирам антиклинальных складок, но известны седловидные залежи в сильно сжатых синклинальных складках, имеющих крутое погружение шарнира. К шарнирному типу относятся

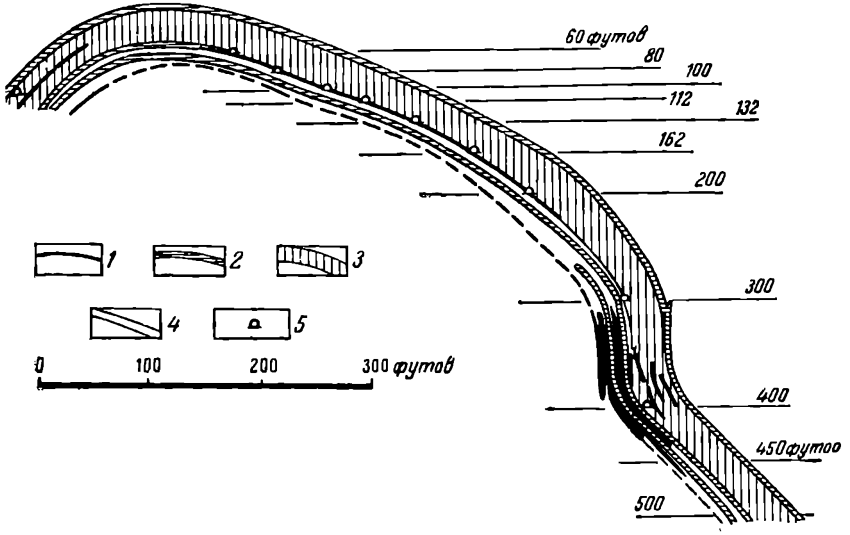


Рис. 350. Седловидная золоторудная залежь Карибау. По *Л. Бэллу*.

1 — руда; *2* — сланцы; *3* — крепкие кварциты; *4* — кварциты; *5* — горные выработки

тела некоторых полиметаллических месторождений Алтая и Центрального Казахстана, сурьмяных и ртутных месторождений Средней Азии, некоторые железорудные залежи Кривого Рога, тела золоторудных месторождений Сибири, месторождения горного хрусталя (рис. 349). Среди зарубежных место-

рождений этого типа наиболее характерны залежи золоторудных месторождений Бендиго в Австралии, Новой Шотландии в США, Лиз и Карибау в Канаде (рис. 350).

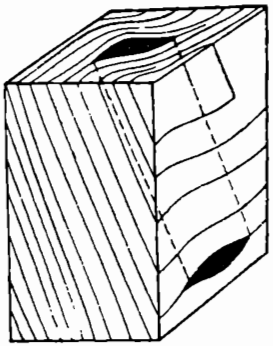


Рис. 351. Схема расположения рудной линзы, приуроченной к флексуре

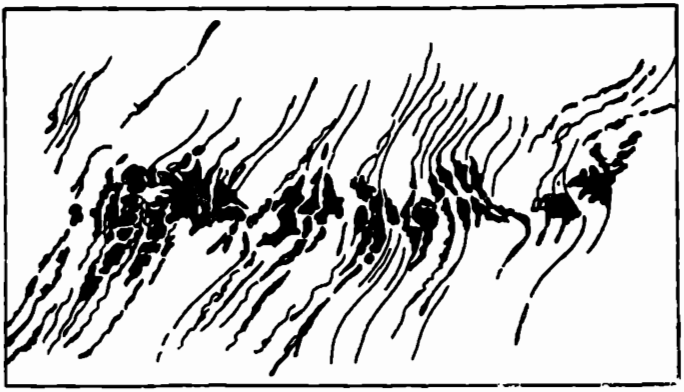


Рис. 352. Кварц-золотые жилы во флексуре Холлинджер По *И. Доджжерти*

Тела во флексурах. Тела полезных ископаемых, приуроченные к зонам отслоения во флексурных изгибах пластов осадочных пород, имеют форму линз, погружающихся вдоль оси расслоенных пород. Наиболее благоприятны для

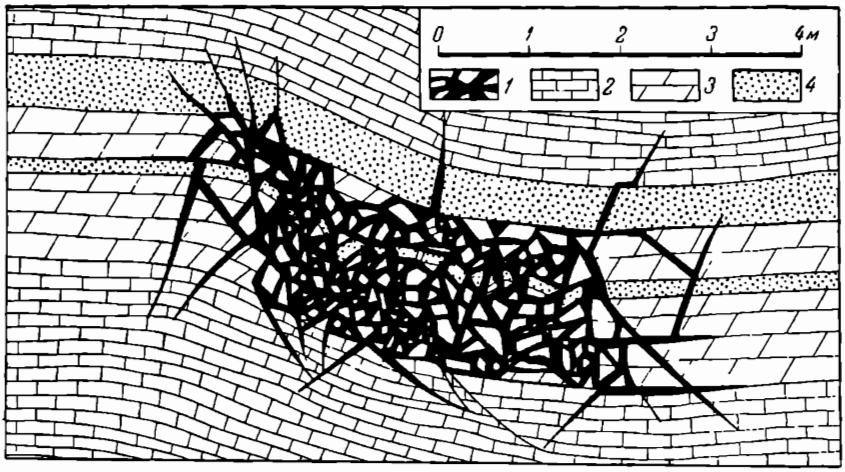


Рис. 353. Залежь полиметаллической руды во флексуре Северного Арканзаса. По *Е. Мак-Найту.*

1 — руда; *2* — известняки; *3* — доломиты; *4* — песчаники

образования рудоносных флексур сланцы и туфоэффузивы. Для рудных тел, приуроченных к флексурам, характерна выдержанность и большая протяженность вдоль оси расслоения, нередко значительно превышающая длину и тем более мощность рудных линз (рис. 351). В нашей стране известны залежи колчеданных руд, залегающие во флексурах (Урал, Алтай, Средняя Азия).

Примерами зарубежных месторождений могут служить линзы золотой руды в месторождении Холлинджер в Канаде (рис. 352) и штокверковые зоны полиметаллической руды Северного Арканзаса. В последнем случае во флексуре при изгибе произошло не расслоение пластичных пород, а дробление пласта хрупкого известняка, использованного при оруденении (рис. 353).

Тела в зонах межпластовых и внутрипластовых срывов и дробления. Эти тела полезных ископаемых чаще всего имеют форму пластообразных или линзовидных залежей, располагающихся на крыльях складок, обычно между породами различной тектонической компетентности, такими, как

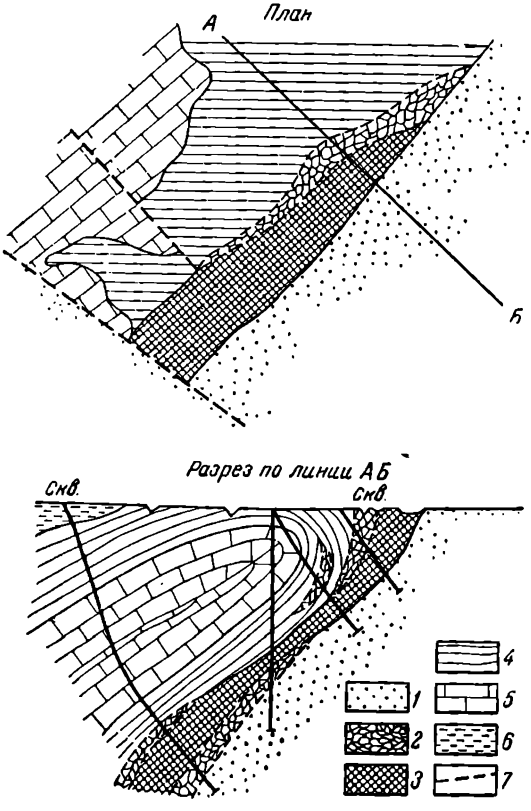


Рис. 354. Схематический план и разрез части полиметаллического рудного тела, приуроченного к межпластовым нарушениям.

1 — песчаники; *2* — брекчии; *3* — руда; *4* — глинистые сланцы; *5* — известняки; *6* — делювий; *7* — тектонические нарушения

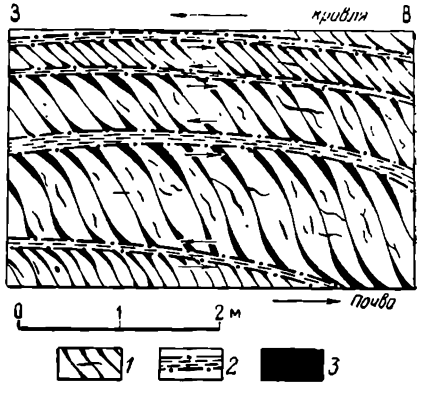


Рис. 355. Медно-никелевые руды в деформированных пластах филлитов месторождения Каула. По *Г. Горбунову.*

1 — пласты филлитов, пропитанные сульфидной рудой; *2* — зоны межпластовых срывов; *3* — сульфидная медно-никелевая руда. Стрелками показано направление тектонического перемещения

известняки и сланцы, песчаники и сланцы, туфы и эффузивы и др. При этом пластичные породы в ряде случаев бывают интенсивно сплоены, а хрупкие — раздроблены, трещиноваты или брекчированы. В некоторых случаях следы заметной тектонической деформации отсутствуют.

Этот тип структур довольно распространен. С ним связаны линзы некоторых колчеданных месторождений Урала и Алтая, тела многих полиметаллических месторождений Забайкалья, Казахстана, Средней Азии (рис. 354), пластовые залежи некоторых сурьмяных месторождений Средней Азии и медно-никелевых руд среди сланцев близ контакта с рудоносным массивом (рис. 355).

Тела под водонепроницаемыми экранами. Положение многих тел полезных ископаемых вышеописанных групп месторождений обусловлено не только

определенными геологическими структурами, согласными с напластованием осадочных пород, но и наличием водоупорных пород, перекрывающих эти структуры. Такие породы, препятствующие растеканию рудоносных растворов и способствующие концентрации руды, часто имеют большое значение в формировании как описанных выше, так и других гидротермальных месторождений. Иногда роль этих пород становится решающей в локализации руды, и тогда

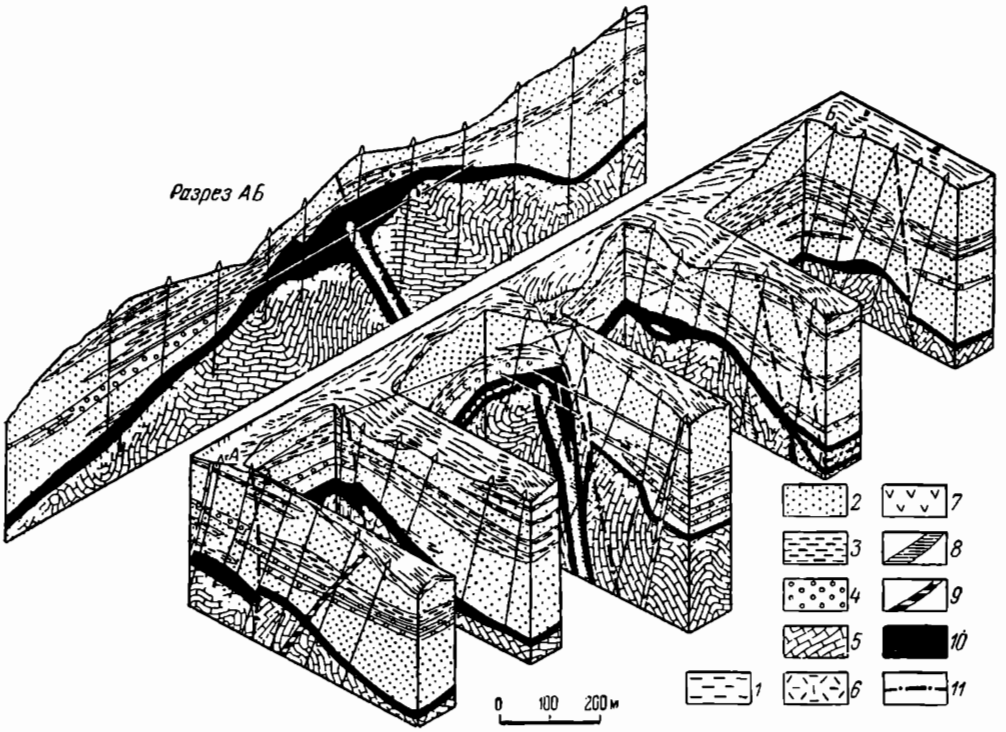


Рис. 356. Схема строения флюоритового месторождения Таскайныр-Южный, находящегося под экраном. По *Я. Самсонову.*

1 — эоловые отложения (Q_{8-4}); *2* — плотные песчаники (C_1vt); *3* — алевролиты и аргиллиты (C_1vt); *4* — конгломераты (C_1vt); *5* — известняки (C_2); *6* — кварцевые порфиры (D_3); *7* — диабазовые порфириты; *8* — кальцитовые жилы; *9* — кварц-флюоритовые жилы; *10* — флюоритовое тело; *11* — основные тектонические нарушения

приходится говорить о структуре водонепроницаемых экранов. Такими экранами чаще всего являются сланцы, массивные (сливные) породы разного состава и глинистый материал, растертый в полости надвигов. Рудные тела, положение которых контролируется водонепроницаемыми экранами, обычно имеют форму пологих пластообразных залежей и линз, нередко с ровным висячим и извилистым лежачим боками (рис. 356).

Тела в пластах «благоприятных» пород. Это — метасоматические залежи обычно вкрапленных руд, чаще всего полиметаллических или медных по составу. Полиметаллические руды приурочены к пластам или пачкам пластов доломитов, залегающих среди карбонатных разрезов, а медные — к пластам или пачкам пластов песчаников (рис. 357). Такие пласты обычно обладают значительным протяжением, достигающим длины в несколько километров.

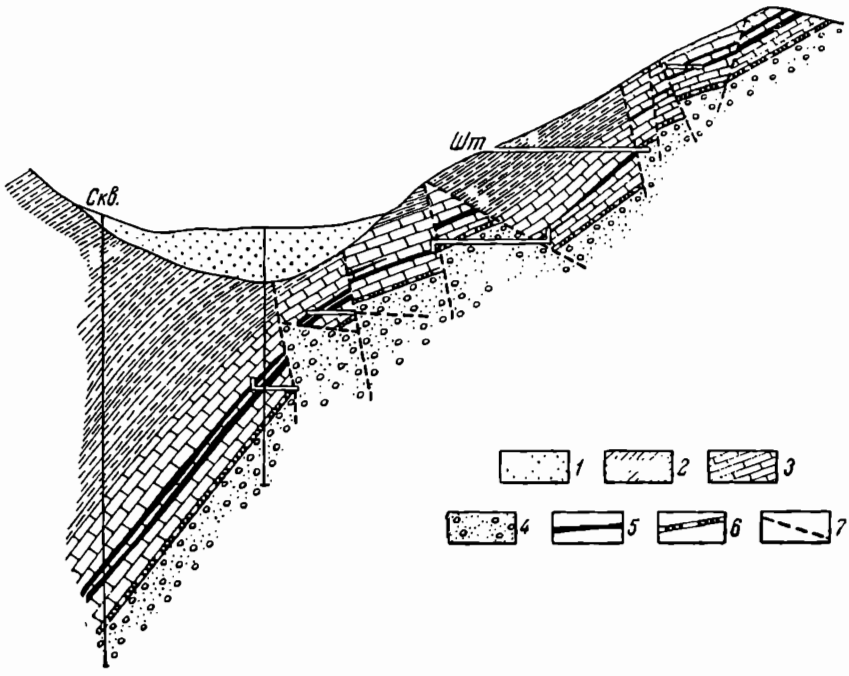


Рис. 357. Пластовые залежи свинцовой и медной руды на месторождении Джаргелан в Киргизии. По *В. Попову*.

1 — четвертичные отложения; *2* — гипсоносная подсвита (песчаники, гравелиты, сланцы, мергели, глины, известняки, гипсы, ангидрит, галит) мощностью 400 м; *3* — известняковая подсвита (известняки, доломиты с прослоями глин и глинистых сланцев) мощностью 30—60 м; *4* — подсвита красноцветных обломочных пород (конгломераты, гравелиты, песчаники, аргиллиты) мощностью 0—600 м; *5* — пласт со свинцовым оруденением; *6* — пласт с медным оруденением; *7* — тектонические нарушения

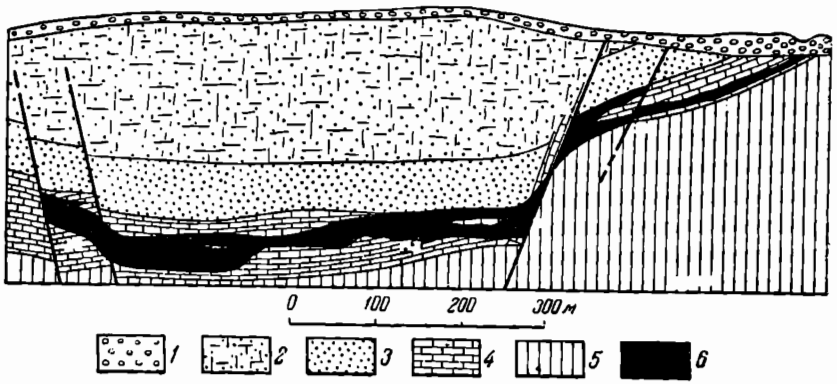


Рис. 358. Пластовая залежь гематитовой руды в Кумберлэнде, Англия. По *Б. Смиту*.

1 — ледниковые отложения; *2* — красные песчаники пермо-триаса; *3* — гипсосодержащие брекчии; *4* — карбоновые известняки; *5* — ордовикские песчаники; *6* — руда

Локализация оруденения в строго выдержанных пластах, имеющих определенное стратиграфическое положение в разрезе пород района, как указывалось выше, по мнению одних исследователей, объясняется оптимальной пористостью этих пластов, благоприятной для циркуляции рудоносных растворов и рудоотложения. Другие исследователи склонны относить описываемую группу месторождений к сингенетичным, осадочным образованиям.

Кроме полиметаллических и медных образований к этой группе близки месторождения других металлов, как, например, вкрапленных арсенопиритовых руд Средней Азии, железных (гематитовых, сидеритовых) руд ряда районов, обычно залегающие в известняках (рис. 358), а также ртутных руд (рис. 359).

Тела в надвигах. Гидротермальные месторождения нередко вытягиваются цепью вдоль региональных надвигов, которые при этом рассматриваются как

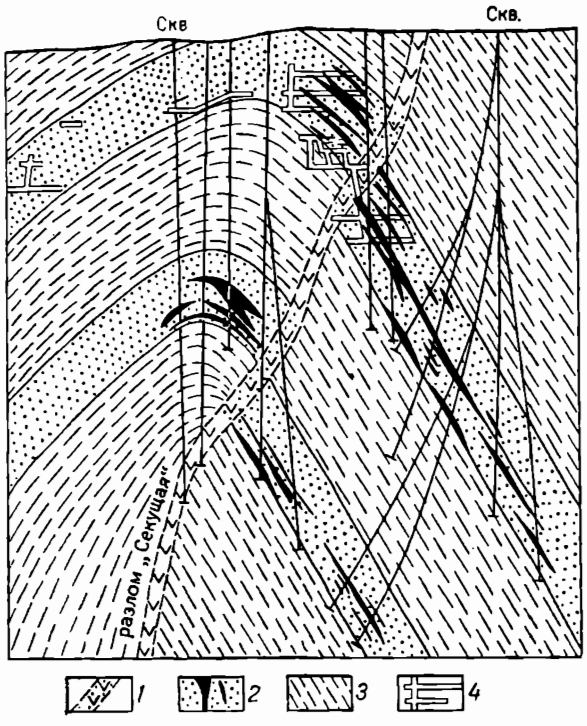


Рис. 359. Пластовые залежи киновари в горизонтах песчаников Никитовского месторождения, Донбасс. По *А. Добрянскому*.

1 — зона брекчирования разлома «Секущая»; *2* — оруденение в песчанике; *3* — безрудные сланцы; *4* — подземные горные выработки

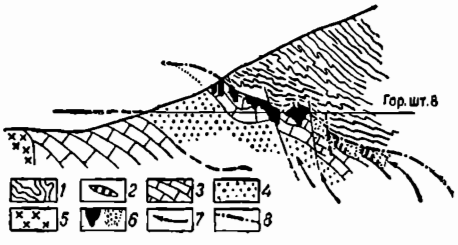


Рис. 360. Приуроченность к надвигу рудных тел ртутного месторождения Акташ. По *В. Кузнецову*.

1 — метаморфические сланцы; *2* — серпентиниты; *3* — известняки; *4* — песчаники; *5* — диориты; *6* — рудные тела; *7* — вероятные пути движения рудоносных растворов; *8* — падвиг

рудоподводящие каналы. Но тела этих месторождений обычно располагаются несколько в стороне от надвига и очень редко выполняют его полость. Примером этого редкого случая размещения рудных тел в полости надвига являются некоторые ртутные месторождения Средней Азии и Западной Сибири (рис. 360). Подобное же положение у некоторых ртутных месторождений США и отчасти Испании.

Тела в сбросах и сдвигах. Тела полезных ископаемых, приуроченные к полости региональных сбросов или сдвигов, хотя и не являются очень распространенными, но тем не менее встречаются чаще тел, выполняющих зону надвиговых нарушений. В этом случае тела полезных ископаемых обычно имеют форму крупных жил, жилообразных тел или сплющенных труб, обладающих значительным распространением на глубину.

Тела полезных ископаемых, приуроченные к крупным надвигам и сбросам, часто бывают одинокими. Они в отличие от месторождений, развивающихся по системам тектонических трещин, не образуют жильных полей, нередко занимающих значительные площади. Залежи полезных ископаемых, связанные с надвигами или сбросами, скорее могут следовать вдоль этих нарушений, составляя как бы звенья протяженной цепи рудного поля.

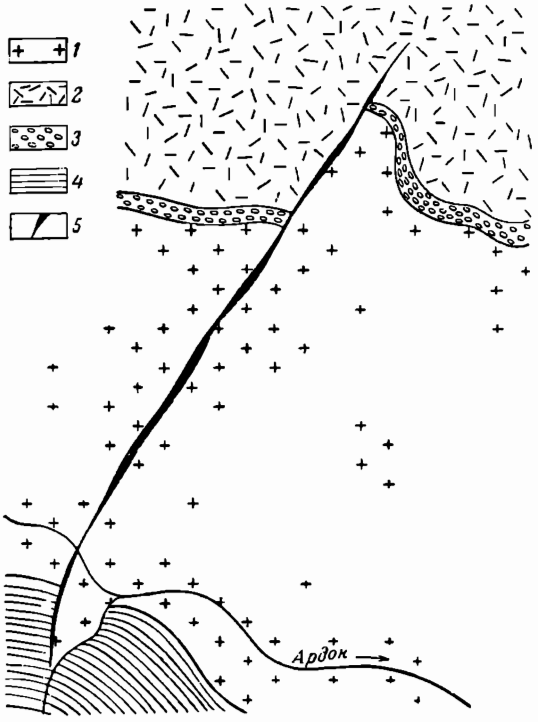


Рис. 361. Схема положения свинцово-цинковой жилы месторождения Садон на Кавказе, приуроченной к сбросу (план).

1 — граниты; *2* — кератофиры, их брекчии и туфы; *3* — базальные конгломераты; *4* — юрские сланцы; *5* — рудная жила

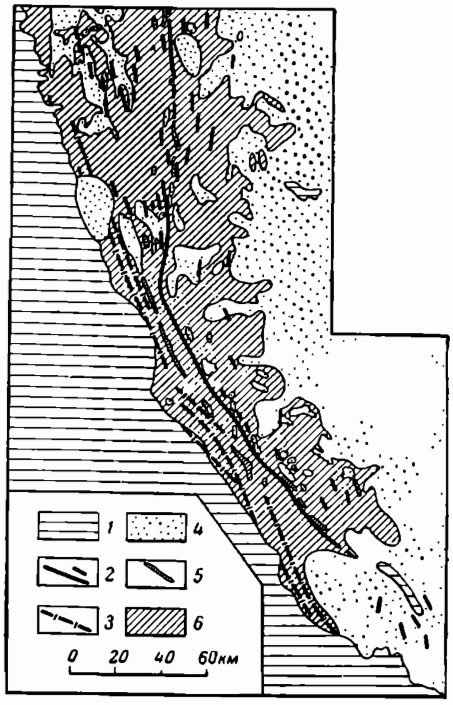


Рис. 362. Материнская жила в Калифорнии. По *Г. Фергюсону* и *Р. Жаннету*.

1 — покров молодых пород; *2* — золото-кварцевые жилы; *3* — медный пояс; *4* — гранодиориты батолита Сьерра-Невады; *5* — метаморфизованные основные интрузии; *6* — вмещающие породы

К этому типу относятся некоторые месторождения редких металлов в линейных альбититах Сибири и Украины, золоторудные месторождения Сибири и Алтая, полиметаллические месторождения Северного Кавказа, Закавказья и др. (рис. 361).

За рубежом к этому типу чаще всего относятся золоторудные месторождения, наиболее характерным примером которых является Материнская жила Калифорнии, вытянутая вдоль зоны взбросов с перерывами на 195 км (рис. 362). Другим примером могут служить некоторые золоторудные жилы вулканогенной формации Северной Америки (рис. 363).

Тела в трещинах отрыва. Тела полезных ископаемых, приуроченные к трещинам отрыва, имеют форму коротких жил неправильной формы как в плане, так и в поперечном разрезе. Они обычно встречаются группами, располагающимися на участках, деформированных растягивающими усилиями,

в перегибах пластов, зонах пологого отслоения куполов изверженных пород, полостях поперечных разрывов даек изверженных пород (лестничные жилы) и др. Эти жилы, как правило, невелики по простиранию и в глубину, но при выклинивании таких жил через некоторый промежуток на их протяжении или кулисообразно по отношению к ним обычно появляются новые жилы. Таким образом, при коротких размерах отдельных жил, залегающих в трещинах растяжения, общая длина жильных зон данного типа как в плане, так и на глубину может быть очень протяженной, превышающей сотни метров (рис. 364).

К этому типу относятся жилы некоторых золотых месторождений Урала, оловянных и вольфрамовых месторождений Казахстана и Восточной Сибири, мышьяковых месторождений Средней Азии и Кавказа, пегматитовые жилы Восточного Забайкалья, Кольского полуострова и др. Зарубежными примерами могут служить так называемые рубцовые жилы полиметаллической руды Миссисипской долины (рис. 365).

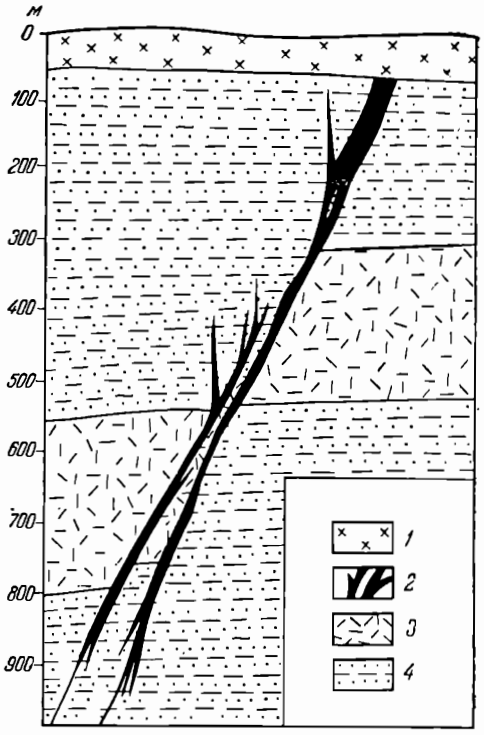


Рис. 363. Золото-серебряная жила Сан-Рафаэль (Мексика), приуроченная к сбросу. По *В. Линдгрену.*

1 — покров юного андезита; *2* — рудная жила; *3* — миоценовые интрузивные андезиты; *4* — юрские сланцы и песчаники

Тела в трещинах односистемного скола. Многочисленные рудные поля, представленные серией выдержанных параллельных жил, чаще всего связаны с системой трещин скола, расчленяющих породы, вмещающие месторождения. Для этих месторождений, как впрочем вообще для жильных месторождений, структура которых определяется трещинной тектоникой, характерно широкое развитие процесса оруденения, приводящее к созданию жильных полей с десятками и даже сотнями жил, занимающих обычно значительные площади и лишь в очень редких случаях ограничивающихся формированием небольшого количества жил.

Жилы в трещинах односистемного скола обычно более протяженные и выдержанные, чем жилы в трещинах отрыва. Длина их нередко достигает сотен метров, а суммарная длина всех жил рудного поля иногда определяется первыми десятками километров. К этому типу относятся многие гидротермальные жильные месторождения, особенно золота и редких металлов, реже цветных металлов (рис. 366 и рис. 367).

Тела в трещинах двухсистемного скола. Жильные поля, тела которых приурочены к двум системам трещин скола, распространены не меньше, чем месторождения, жилы которых связаны с одной системой сколовых нарушений. В этом случае трещины, вмещающие рудные жилы, сходятся под углом, близким к прямому, образуя в зависимости от ориентировки эллипсоида деформации ряды жил, пересекающихся в плане и параллельных в разрезе (рис. 368, *а*) или параллельных в плане и пересекающихся в разрезе (см. рис. 368, *б*).

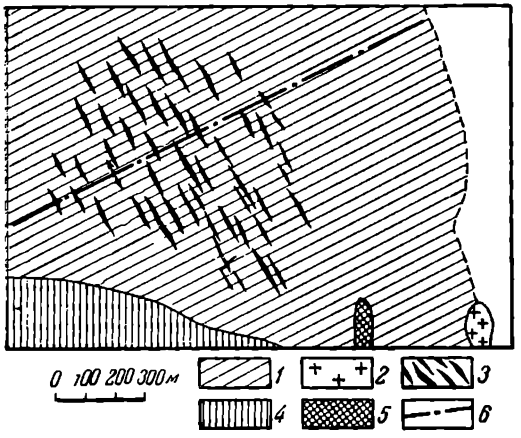


Рис. 364. Кварц-касситеритовые жилы месторождения Онон, приуроченные к трещинам отрыва, ориентированным поперек простирания осей антиклинала (схематический план). По *Б. Косову* и *Н. Остроменцкому*.

1 — юрские углистые сланцы; *2* — граниты; *3* — кварц-касситеритовые жилы; *4* — палеозойские метаморфические сланцы; *5* — гранит-аплиты; *6* — направление простирания оси антиклинали

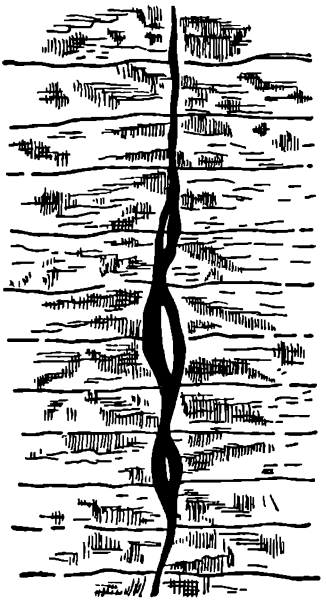


Рис. 365. Галенитовая жила в Миссисипи, приуроченная к трещине отрыва. По *Дж. Кемпу*

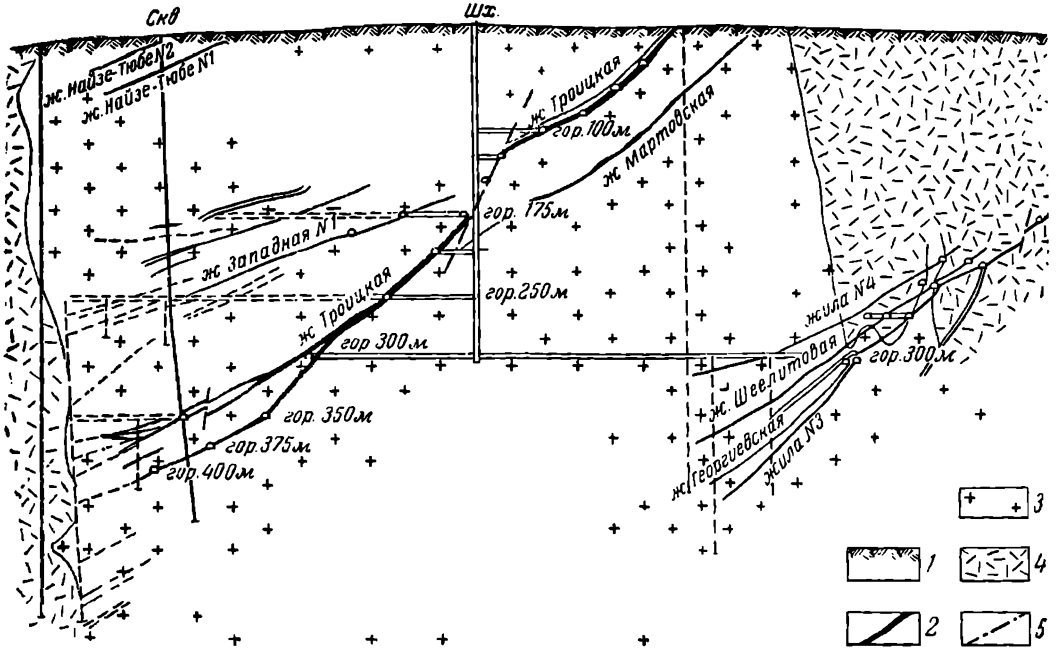


Рис. 366. Геологический разрез участка золоторудного месторождения Степняк, жилы которого приурочены к трещинам скола. По *Н. Бородаевскому*.

1 — почвенный слой; *2* — кварцевые жилы; *3* — кварцевые диориты; *4* — туфогенные песчаники и роговики; *5* — тектонические нарушения

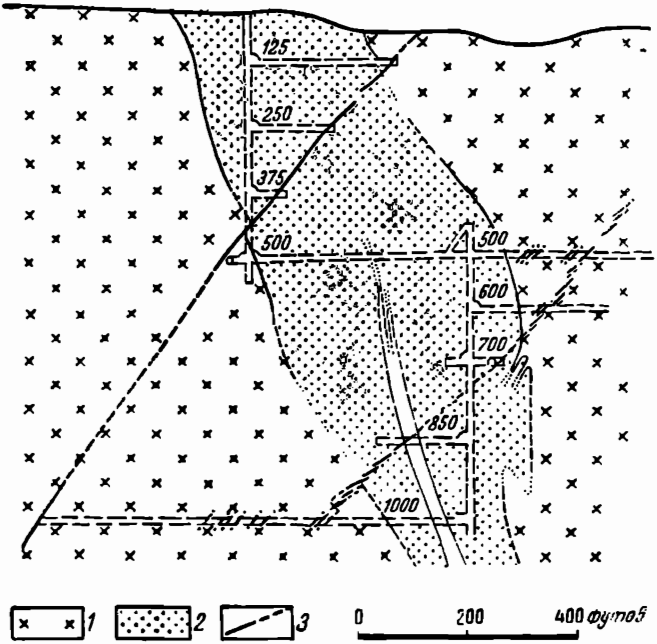
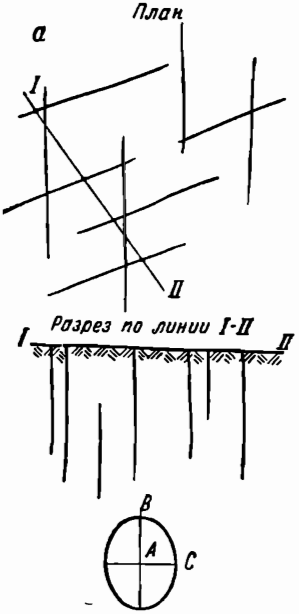


Рис. 367. Кварц-золотые жилы Иджл в Канаде, приуроченные к трещинам скола. По *Х. Хорвуду*.

1 — гранодиориты; *2* — граувакки; *3* — рудные жилы



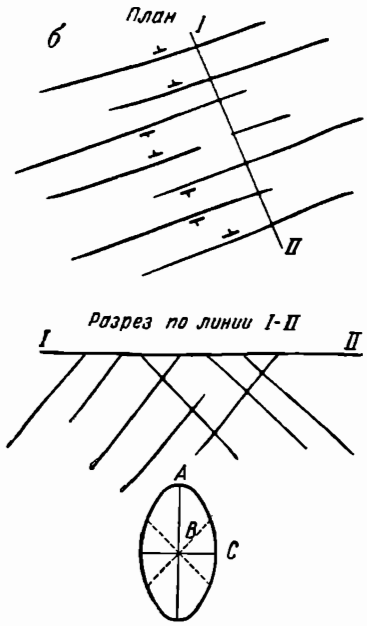


Рис. 368. Рудные жилы в трещинах двухсистемного скола:

а — при горизонтальном положении оси растяжения (*A*) эллипсоида деформации; *б* — при вертикальном ее положении

Первый случай характерен для жил, приуроченных к трещинам, образованным при горизонтальном положении оси растяжения эллипсоида деформации, обычном для дислокаций, происходивших на существенной глубине от поверхности. Во втором случае жилы связаны с трещинами, образованными

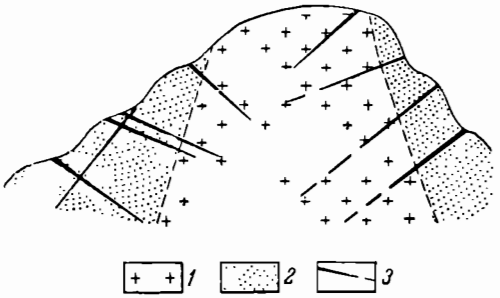


Рис. 369. Арсенопиритовые жилы месторождения Цана, приуроченные к двум системам трещин скола (схема).
1 — граниты; *2* — песчаники; *3* — рудные жилы

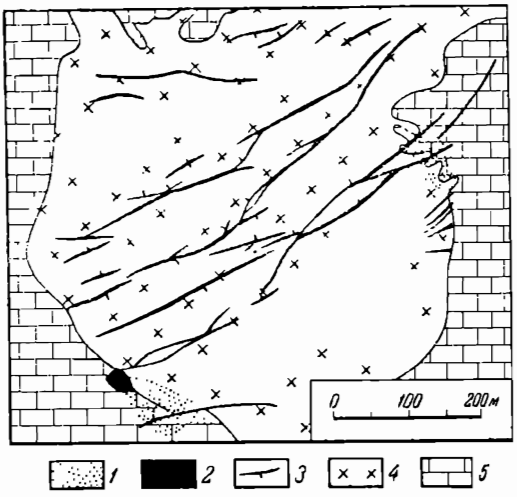


Рис. 370. Медные жилы Морокоча в Перу, приуроченные к двум системам трещин скола. По *Е. Трефцжеру*.
1 — вкрапленные руды; *2* — массивные руды; *3* — рудные жилы; *4* — кварцевые монцониты; *5* — известняки

при вертикальном положении оси растяжения эллипсоида деформации, обычном для тектонических напряжений, создающихся на меньшей глубине от поверхности, в условиях которой сравнительно незначительная масса перекрывающих пород не препятствовала развитию выкалывания кверху.

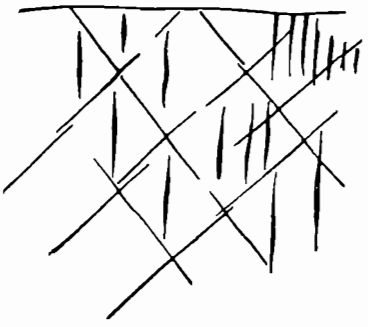


Рис. 371. Три системы рудных жил (схема)

Поля с жилами, приуроченными к двум системам трещин скола, известны среди золотых, мышьяковых, медных и других месторождений рудных районов нашей страны (рис. 369).

За рубежом примерами такой структуры гидротермальных месторождений могут служить рудные поля медного месторождения Морокоча в Перу (рис. 370), серебряного месторождения Потози в Боливии, оловянных месторождений Боливии, полиметаллических месторождений Фрайберга в ГДР и многие другие.

Тела в трещинах двухсистемного скола и отрыва. В некоторых случаях развиваются системы жильных трещин, значительно более разнообразные и сложные, чем вышеописанные. К ним относится случай формирования жильных полей, рудные тела которых приурочены к трем системам трещин: двум сколовым и одной отрыва (рис. 371).

Известны рудные поля с еще большим числом различно ориентированных систем жил, образованных как при одноактной деформации, так и в результате серии последовательных деформаций при изменяющемся плане тектонических усилий. При одноактной деформации в механически изотропных породах может

возникнуть шесть систем трещин — четыре системы трещин скола и две — трещин отрыва. Но этот теоретический случай редко фиксируется рудными жилами. Значительно чаще возникают многочисленные жильные рудные поля, обусловленные трещинами, сформированными вследствие нескольких этапов

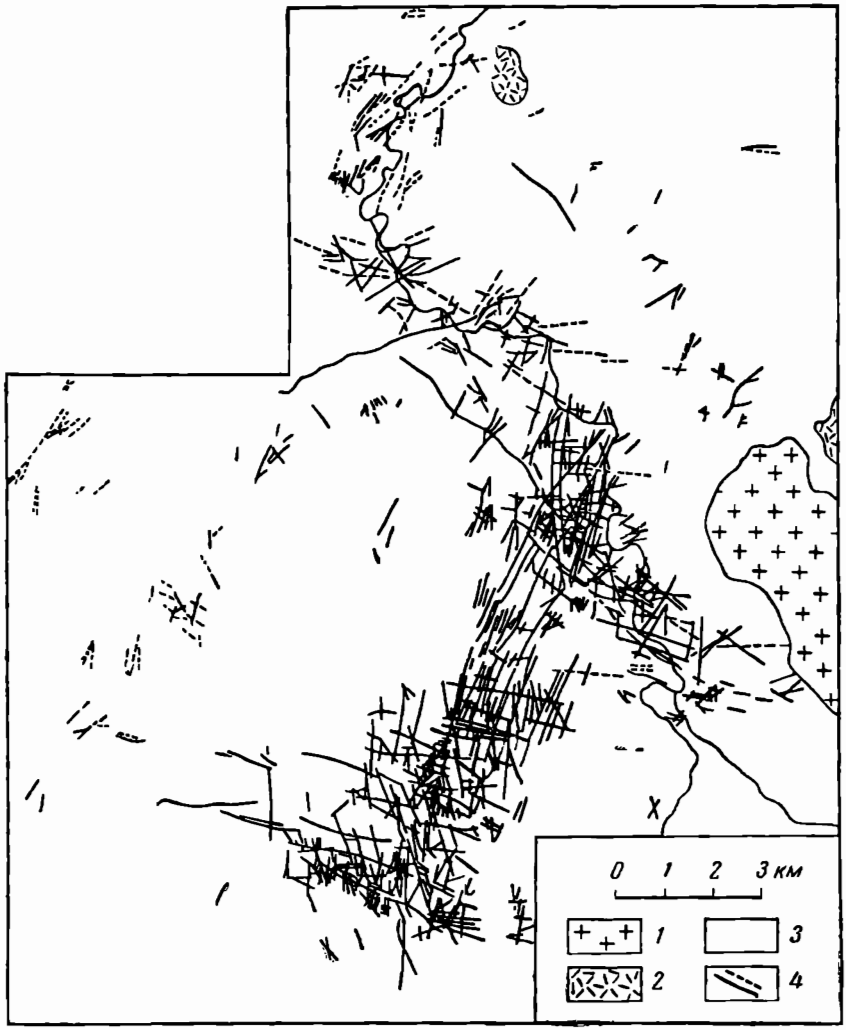


Рис. 372. Жильное поле Фрайберг в ГДР. По *Ф. Шумахеру.*
1 — граниты; *2* — кварц-порфиры; *3* — филлиты, глинистые сланцы, гнейсы; *4* — жилы

деформаций. При этом все системы трещин могут быть дорудными и выполнены одинаковыми по минеральному составу жилами, принадлежащими к одному этапу минерализации. В другом случае, при котором образование трещин более поздних этапов предшествовало поздним стадиям рудообразования, возникают рудные поля, отдельные системы жил которых имеют различный состав.

К этой группе относятся некоторые жильные месторождения золото-полиметаллических районов Советского Союза, а из заграничных месторождений типичным представителем является жильное поле Фрайберга в ГДР (рис. 372).

Тела в трещинах оперения. Вдоль поверхности дизъюнктивных нарушений всех типов (надвигов, сбросов, сдвигов) часто возникают системы трещин скола и отрыва, отходящих от нарушения в сторону и довольно быстро затухающих (рис. 373). При этом, согласно В. Чернышеву, на притертых участках основного шва охотнее возникают трещины отрыва, а на открытых — трещины скола (рис. 374). Величина отклонения таких трещин от главного тектонического шва, по мнению М. Гзовского, зависит от степени кривизны открытой части этого шва. При последующих перемещениях, как это подтверждается наблюдениями Б. Рыбалова, может приоткрываться как полость главного шва, так и примыкающие к нему трещины.

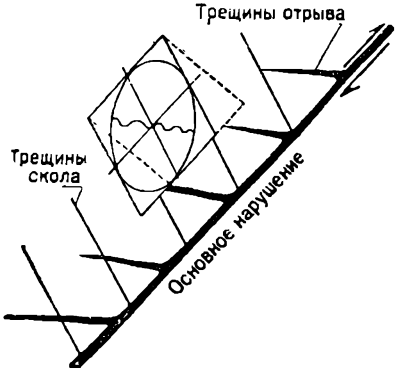


Рис. 373. Схема образования трещин оперения вблизи поверхности основного нарушения

Такая система трещин, называемая трещинами оперения, будучи выполнена минеральной массой, создает своеобразную структуру жильных месторождений, заслуживающую выделения ее в самостоятельный тип. Рудой обычно выполняются как отдельные интервалы полости основного смещения, так и оперяющие его трещины. Особенно часто руда отлагается по коротким трещинам отрыва, на месте причленения которых к шву основного смещения нередко возникают рудные столбы.

К этому типу в нашей стране принадлежат структуры ряда месторождений золота и редких металлов (рис. 375). Очевидно, к этому же типу относится

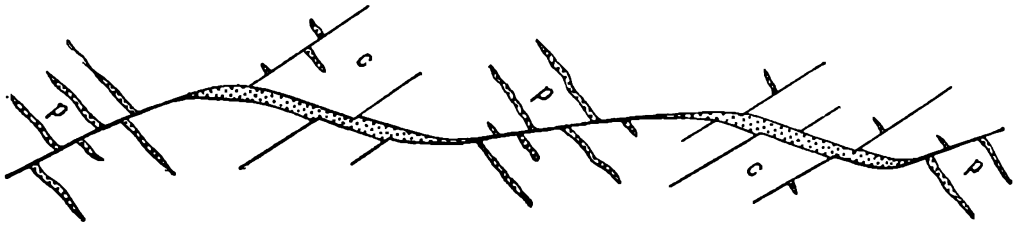


Рис. 374. Изогнутая по простиранию минерализованная трещина с оперяющими трещинами скола (*c*) и отрыва (*p*). По *В. Чернышеву*

структура «конского хвоста» медного месторождения Бьютт в США, развившаяся в результате последовательного ряда тектонических смещений. Другим примером может служить золотое месторождение Перрон в Канаде (рис. 376).

Тела на пересечении трещин. На пересечении или сопряжении тектонических трещин создаются трубообразные рудные тела, уходящие на глубину вдоль ребра двугранного угла, образованного сходящимися поверхностями трещин. Поперечное сечение таких рудных труб редко бывает значительным, лишь иногда достигает сотен метров. К этому типу относятся некоторые трубообразные залежи полиметаллических руд, расположенные

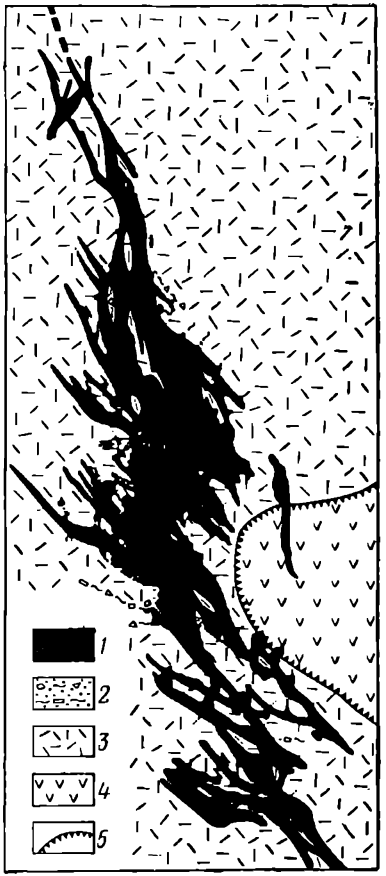


Рис. 375. Схема строения оловянного месторождения Комсомольского района с развитыми трещинами оперения. По *В. Кушеву*.

1 — руда; *2* — разрывы; *3* — верхнемеловые аффузивы среднего состава; *4* — жерловая фация; *5* — контур эруптивного центра

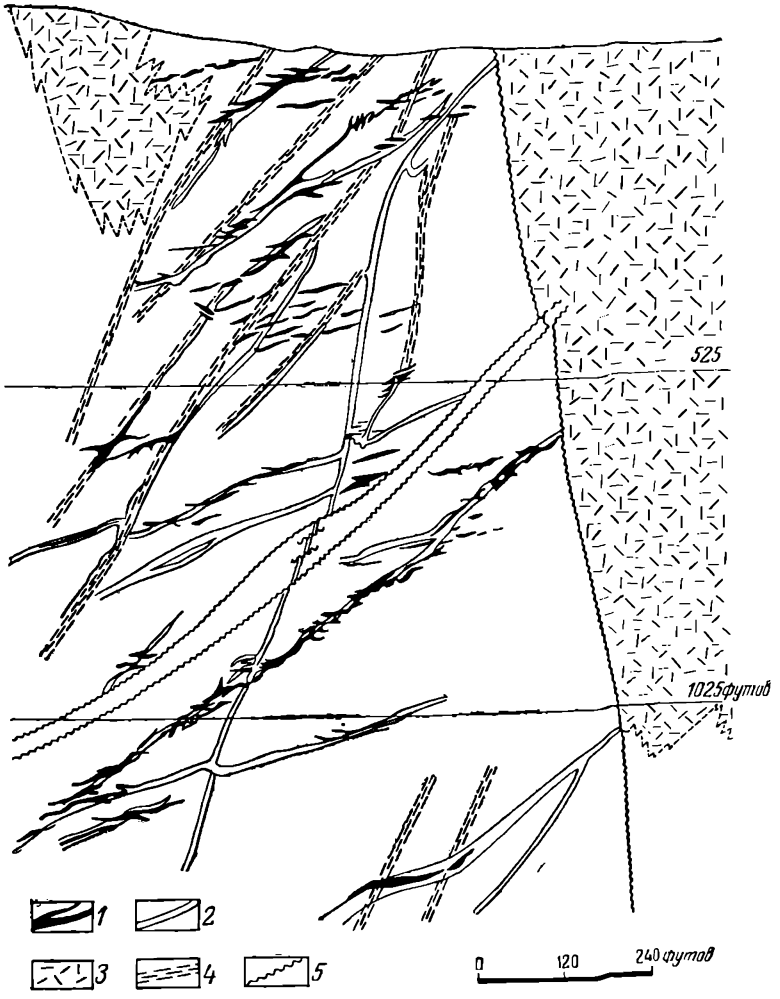


Рис. 376. Рудные жилы Перрон в Канаде, выполняющие трещины оперения вдоль даек. По *Х. Амесу*.

1 — золото-кварцевые жилы; *2* — дайки; *3* — зеленокаменные породы; *4* — сколовые зоны; *5* — тектонические нарушения

чаще всего в карбонатных породах. Подобные месторождения известны как в нашей стране, так и за рубежом (рис. 377).

Тела в зонах трещиноватости. Кроме жильных месторождений, приуроченных к четким системам трещин, известны месторождения полезных ископаемых, связанные с зонами трещин, не имеющими такой закономерной ориентировки. Обычно такие нарушения сгущаются на относительно узкой площади, образуя участки пород, разбитые частой сетью разноориентированных, нередко криволинейных трещин. При статическом изучении в штокверках иногда намечаются системы трещин доминирующего направления. Такие трещиноватые участки бывают как вытянутыми в одном направлении, так и изометричными в плане. Встречаются они среди самых разнообразных формаций и связаны или с мощными зонами дробления, или с зонами оседания пород при изменении их объемов.

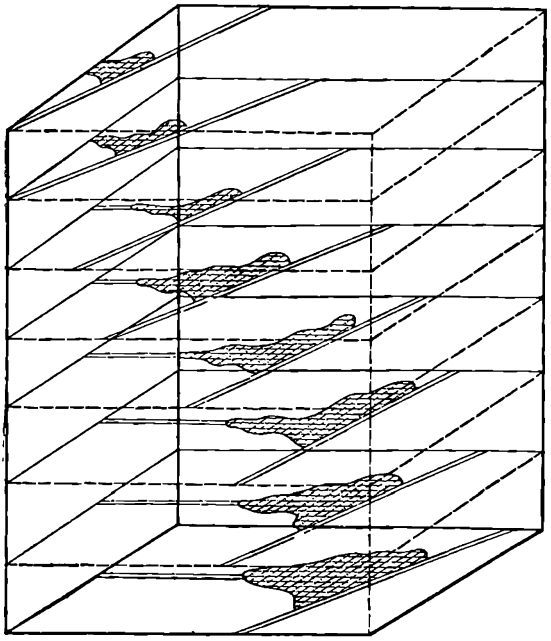


Рис. 377. Схема строения трубообразной рудной залежи, образованной на пересечении двух трещин

Оруденение таких участков приводит к формированию штокверков прожилково-вкрапленных руд. Представителями этого типа месторождений являются штокверки молибденовых, оловянных, полиметаллических, золотых и других руд в разных районах как нашей страны, так и других стран (рис. 378). К этому же типу скорее всего должны относиться месторождения прожилково-вкрапленных медных руд во вторичных кварцитах, структура которых хорошо иллюстрируется зонами трещин, откартированными на Чиквикамата в Чили (рис. 379).

Тела в зонах рассланцевания. Линейно-вытянутые зоны рассланцевания особенно развиты среди древних метаморфических пород, среди более молодых пород они достаточно часто встречаются в интенсивно дислоцированных туфо-эффузивных образованиях. Приуроченные к ним тела полезных ископаемых имеют форму жил, линз и лентообразных залежей (рис. 380). Вдоль таких полос рассланцованных пород иногда вытягиваются зоны вкрапленных руд типа фальбандов.

Тела в структурах магматического расслоения. Магматические рудные месторождения в стратифицированных интрузиях, относящиеся к описываемому типу, имеют форму одной или нескольких повторяющихся по разрезу пластообразных залежей, занимающих строго определенное положение в псевдослоистом комплексе. Эти рудные пласты обычно имеют большое протяжение, достигающее нескольких километров, и, как правило, обладают выдержанной мощностью, нередко измеряемой всего лишь десятками сантиметров. К этому типу относятся никеленосные пласты норитов и пласты с редкими металлами

среди расслоенных щелочных изверженных пород (рис. 381), а также стратифицированные ультраосновные и основные интрузии Южной Африки с пластами, содержащими сульфиды никеля и меди, платиноносными пластами (риф Меренского) и пластами хромшпинелидов (рис. 382).

Тела в структурах последовательных инъекций. Ликвационные и гистеромагматические месторождения в ультраосновных и основных изверженных

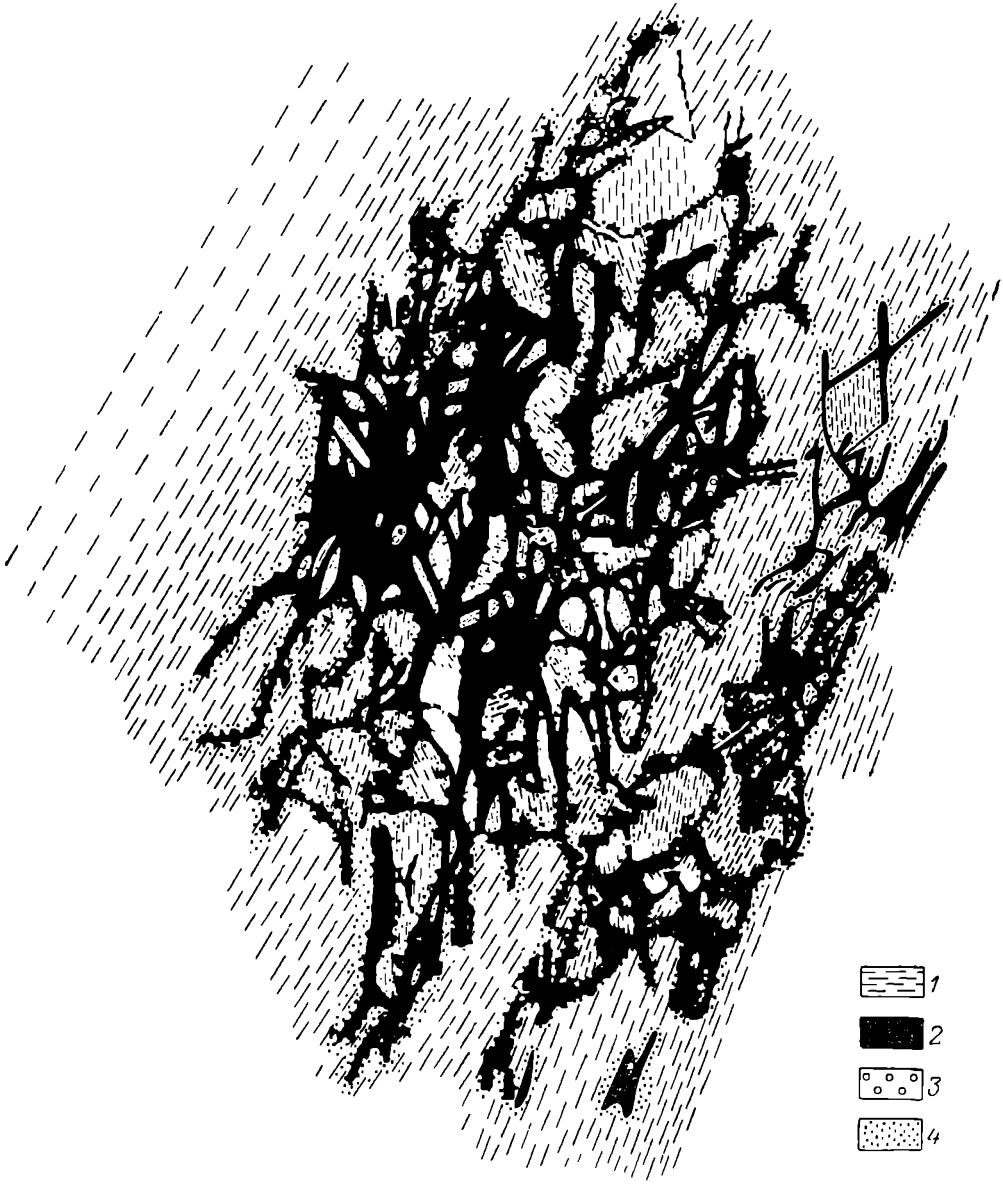


Рис. 378. Кварцевый штокверк с гнездами горного хрусталя, Верхоянье. По *Б. Мельникову.*

1 — алевролиты; *2* — жильный кварц; *3* — полости с горным хрусталем; *4* — окварцевание

породах помимо зон вкрапленных руд, формирующихся на месте их первоначального накопления, образуются внедрением расплава в ослабленные места застывших частей интрузивов, создавая при этом секущие залежи богатых руд. В зависимости от морфологии ослабленных зон получаются различные по форме

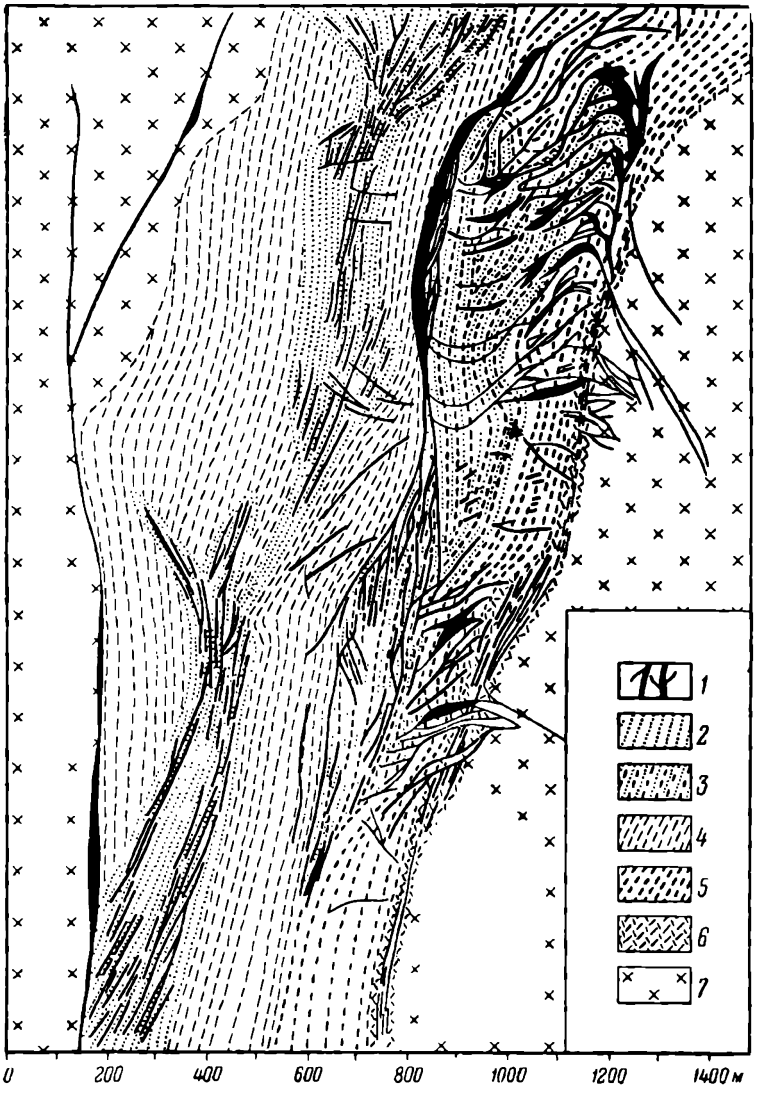


Рис. 379. Структура месторождения прожилково-вкрапленных медных руд Чиквикамата в Чили. По *В. Лопецу.*

1 — рудные прожилки и минерализованные трещины; *2—7* — породы: *2* — окисленные, *3* — серицитизированные и окисленные, *4* — серицитизированные и окварцованные, *5* — альбитизированные и окварцованные, *6* — хлоритизированные и альбитизированные, *7* — неизмененные гранодиориты

залежи. При внедрении по плоскостной зоне создаются жилообразные тела (рис. 383), а при внедрении по линейной зоне образуются трубообразные залежи (рис. 384).

К этому типу относятся жилообразные тела сульфидных медно-никелевых руд, титаномагнетитов и хромитов, а также трубообразные залежи хромшпинелидов, в том числе и платиноносных.

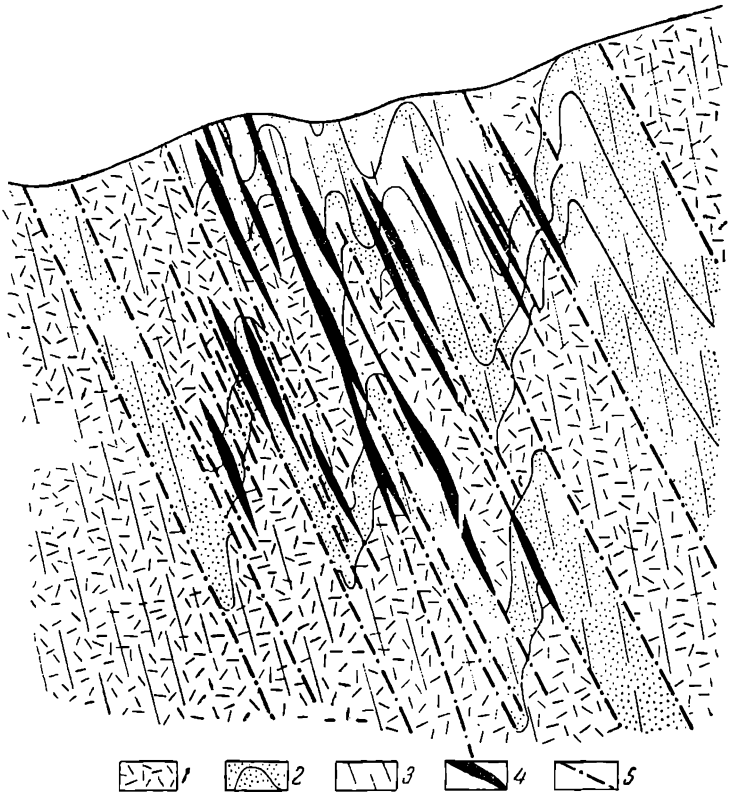


Рис. 380. Схематический геологический разрез через Второе Греховское месторождение на Алтае, приуроченное к зоне расланцевания. По *В. Баранову*.

1 — туфы кислого состава; *2* — пачки переслаивающихся алевролитов, туфов и туффитов кислого состава; *3* — сланцеватость; *4* — рудные тела; *5* — дизъюнктивные нарушения

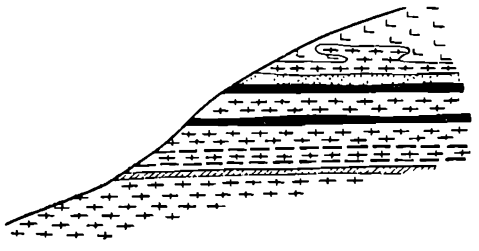


Рис. 381. Схема структуры стратифицированного интрузива с рудоносными пластами (черное)

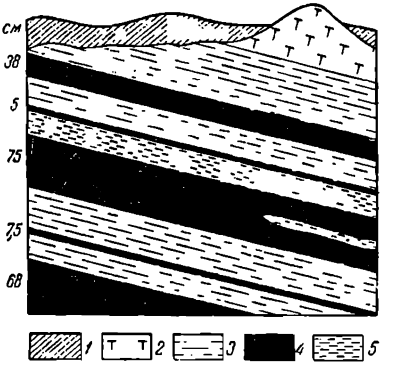


Рис. 382. Пластовые залежи хромитов в Бушвельдском комплексе в Южной Африке. По *В. Купфербюргеру* и др.

1 — наносы; *2* — анортозиты; *3* — диаллаговые габбро; *4* — хромиты; *5* — бронзито-диаллаговые породы

Тела в структурах магматического течения. Рудоносные шлиры протомагматических рудных месторождений, расположенные среди ультраосновных и основных изверженных пород, в своем размещении могут подчиняться структурам линейных и плоскостных течений, а также залегать, как на это обратил внимание Г. Соколов, в зависимости от первичной полосчатости этих пород, обусловленной позднемагматическим раздавливанием.



Рис. 383. Жилообразная залежь сульфидных медно-никелевых руд Норильска. По *М. Годлевскому*

Такие закономерности отмечаются для шлировых скоплений хромшпинелидов, в том числе платиноносных и вкрапленных титаномагнетитовых руд (рис. 385).

Тела в контракционных трещинах. В процессе остывания массивов магматических пород их объем сокращается на 8—10%. Согласно М. Осипову и др., 6—7% идет на уменьшение внешнего объема интрузивов, а 2—3% — на развитие в нем контракционных трещин и пустот. Эти трещины в основном выполняются поздними дайками магматических пород. Но в некоторых случаях они используются также для выполнения их позднемагматической и постмагматической рудой. В контракционных трещинах габбро залегают жилы сульфидной медно-никелевой руды Кольского полуострова, Норильска и других районов. К ним принадлежат кварцевые золотоносные жилы в гранитах Ортаусского месторождения в Казахстане. Примером их могут служить жилы в трещинах отслоения гранитного купола Циновец в Чехословакии (рис. 386). К этому же типу структур принадлежат тела в элементах отдельности застывших лав (например, скопления исландского шпата по отдельности подушечных лав Подкаменной Тунгуски).

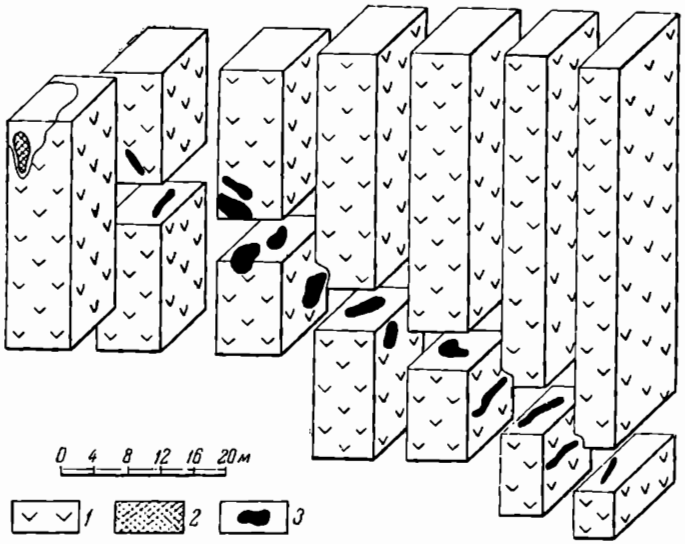


Рис. 384. Трубообразная залежь хромита. По *А. Бетехтину* и др.

1 — перидотиты; *2* — рудное тело в карьере; *3* — рудные тела на глубине

Тела в контактах согласных интрузий. Если на участках контактов интрузий, согласных с напластованием вмещающих пород, образуются месторождения чаще всего скарновые, то они имеют форму, приближающуюся к форме правильных пластообразных тел, следующих вдоль поверхности контакта.

К этому типу относятся месторождения горы Магнитной (рис. 387), а также некоторые шеелитовые месторождения Средней Азии и халькопиритовые месторождения Казахстана (рис. 388).

Тела в контактах секущих интрузий. Поверхность контакта интрузива может пересекать пласты осадочных пород, залегающих полого, по падению контакта, а залегающих круто — в плане. В том и другом случае скарновые месторождения, формирующиеся у контакта, образуют серии линз, столбов и гнезд, вытянутых вдоль линии пересечения поверхности контакта и напластования вмещающих пород (см. рис. 84). К этому типу относится большой ряд разнообразных скарновых месторождений железа, вольфрама, меди и других металлов.

А. Королев для скарновых месторождений кроме упомянутых выделяет: 1) структуры контактов даек с вмещающими породами; 2) структуры ксенолитов; 3) структуры трещин согласных во вмещающих породах, а также секущих во вмещающих породах в интрузивах; 4) комбинированные структуры, образующиеся при пересечении поверхности контакта, напластования и трещин.

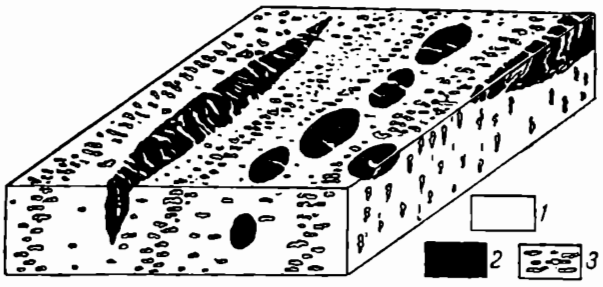


Рис. 385. Линейные шлиры хромитов среди дунита. По *Г. Кравченко*

1 — дуниты; *2* — хромиты массивные; *3* — хромиты вкрапленные

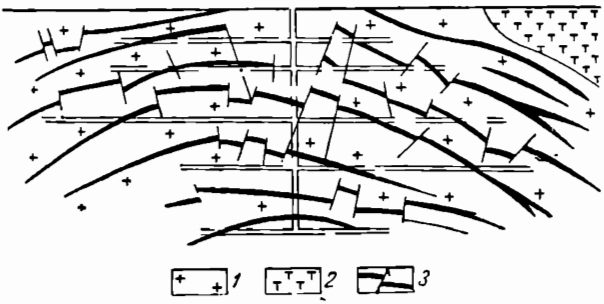


Рис. 386. Рудные жилы, выполняющие трещины контракционного отслоения у вершины гранитного купола оловянного месторождения Циновец в Чехословакии. По М. *Штемпроку.*

1 — граниты; *2* — порфириты; *3* — рудные жилы, разбитые послерудными сбросами

Тела в вулканических жерлах. Жерла палеовулканов вмещают руду либо в зонах вулканических брекчий. либо по развитым в них трещинам, формируя

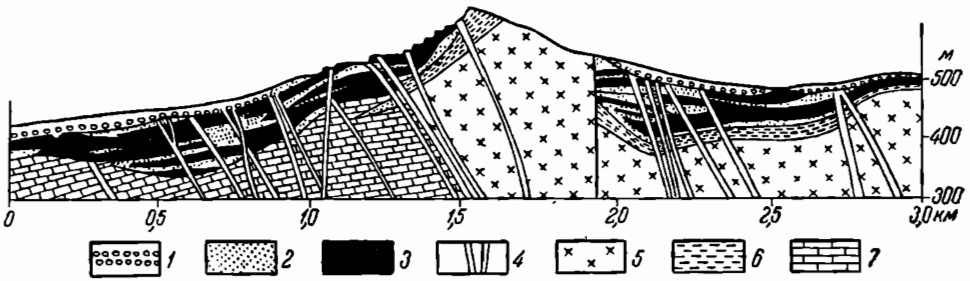


Рис. 387. Пластообразная залежь рудоносных скарнов горы Магнитной. По *А. Заварицкому.*

1 — делювий с рудными валунами; *2* — скарны; *3* — рудные участки скарна; *4* — жилы диорита и порфира; *5* — порфириты; *6* — контактово-метаморфизованные туфы; *7* — известняки

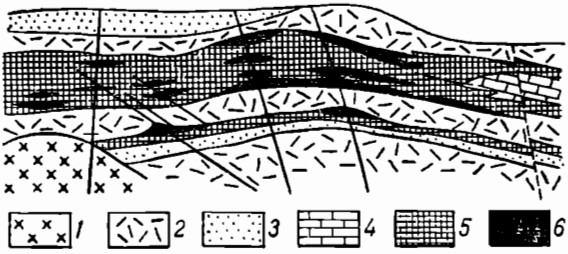


Рис. 388. Пластообразная залежь меденосных скарнов месторождения Саяк в Казахстане в продольном разрезе. По *Л. Мирошниченко.*

1 — гранодиориты; *2* — туфы; *3* — песчаники; *4* — известняки; *5* — скарны; *6* — руда

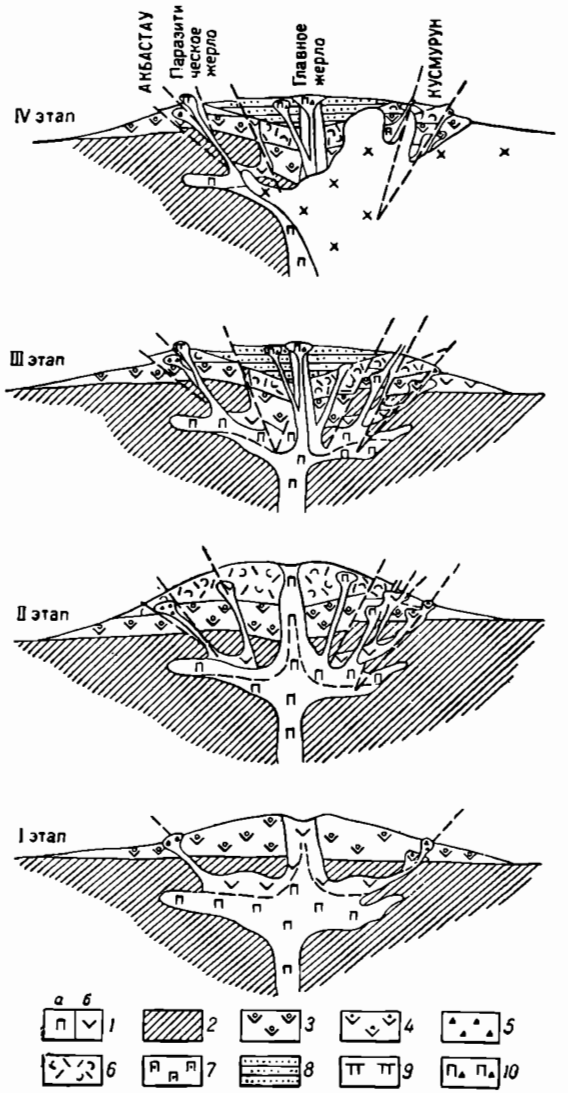


Рис. 389. Реконструкция вулканического аппарата на месторождениях Акбастау и Кусмурун. По *А. Каюпову* и *А. Каипову*.

1 — магма: *а* — андезит-базальтового, *б* — андезитового состава; *2* — фундамент; *3* — эффузивы нижней толщи (I этап); *4* — субвулканические афировые андезит-дацитовые порфириты; *5* — эксплозивные брекчии андезитового и андезит-дацитового состава; *6* — эффузивно-пирокластические образования средней толщи (II этап); *7* — субвулканические плагиоклаз-пироксеновые порфириты андезит-базальтового состава (II этап); *8* — вулканогенно-осадочные отложения верхней толщи (III этап); *9* — субвулканические плагиоклаз-пироксеновые порфириты (III этап); *10* — жерловые плагиоклаз-пироксеновые порфириты и их лавовые брекчии андезит-базальтового состава

жильные и штокверковые тела. К ним принадлежат железорудные месторождения Ангаро-Илимского района Сибири, ртутные месторождения Карпат, некоторые оловянные месторождения Боливии и Перу, флюорит-бертрандитовые руды хр. Томас в США, ряд месторождений уран-молибденовой формации. Пример развития вулканического аппарата, контролирующего размещение полиметаллических месторождений Акбастау и Кусмурун в Казахстане, изображен на рис. 389.

Тела в вулканических кальдерах. Как цилиндрическая или коническая поверхность кальдерного обрушения, так и сопутствующие ей зоны дробления и трещин могут вмещать тела полезных ископаемых. В качестве таковых описаны золото-серебряное месторождение Сильвертон в США, медное месторождение Браден в Чили, урановое месторождение Хопи Наваха в США и др. (рис. 390).

Тела в трубках взрыва. Цилиндрические тела полезных ископаемых, выполняющие колонны брекчированных пород, чаще всего связаны с эксплозивным прорывом вулканических газов. Кроме того, известны трубообразные залежи

в брекчиях, возникших при оседании столба пород вследствие растворения его основания подземными водами, а также при тектонических деформациях на изгибах и пересечениях трещин.

Чаще всего для рудообразования используются брекчиевые трубы эксплозивного характера. Такого рода структуры типичны для алмазоносных кимберлитов и карбонатитов Сибири и Африки, отмечены для касситеритовых месторождений Восточной Сибири. К ним, по Л. Бринеру, принадлежат также трубообразные залежи гидротермальных месторождений полиметаллов с серебром и золотом Крессон и Бессик в Колорадо, а также Пиларас в Мексике. В качестве примера приводится схема строения Тагарского месторождения железных руд (рис. 391).

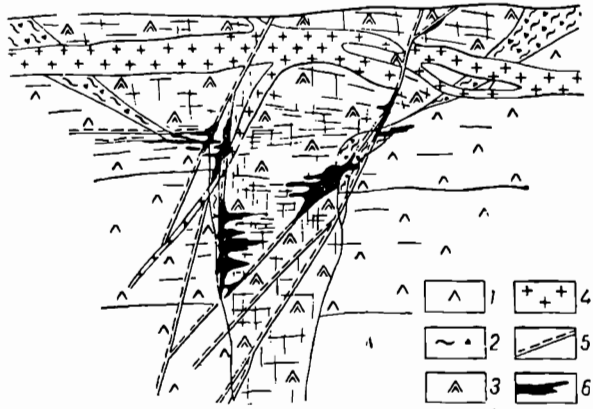


Рис. 390. Схема локализации урап-молибденового оруденения в вулканическом аппарате, осложненном кальдерой. По *А. Лебедеву-Зиновьеву*.

1 — вмещающие вулканический аппарат трахилипаритовые порфиры; *2* — лавобрекчии липаритовых порфиров; *3* — трещиноватые липаритовые порфиры; *4* — дайки микрогранитов; *5* — разрывы; *6* — рудные тела

Тела в кольцевых трещинах. При восходящем осевом давлении возникают три системы сопряженных трещин: 1) конусные, падающие к центру; 2) кольцевые, падающие от центра; 3) радиальные (рис. 392). Механизм их образования Е. Андерсоном объясняется следующим образом. Все группы трещин формировались при

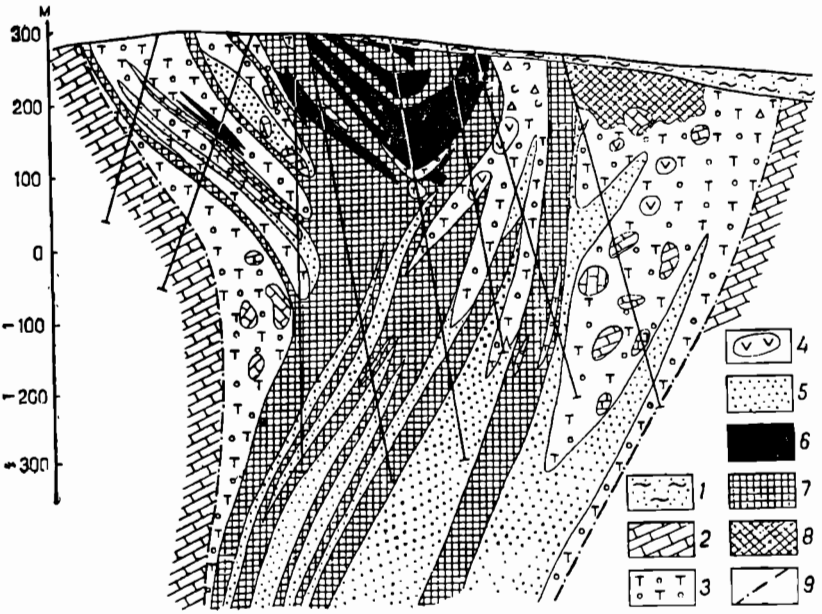


Рис. 391. Железорудное Тагарское месторождение в трубке взрыва. По *А. Капиносу, Б. Ходикову*.

1—четвертичный покров; *2*—известняки; *3*—туфы, частично метасоматически измененные; *4*—глыбы долерита; *5* — оруденелые породы (10—20% железа); *6*—магнетитовые руды с содержанием железа более 50%; *7* — магнетитовые руды с содержанием железа 20—50%; *8*—лимонитовые руды; *9*—контур трубки взрыва

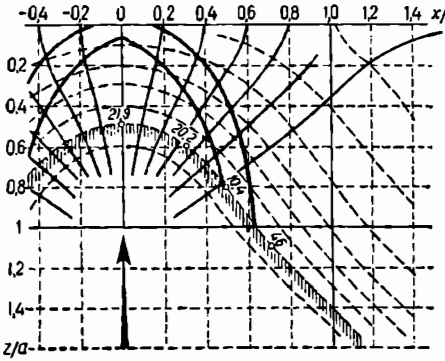
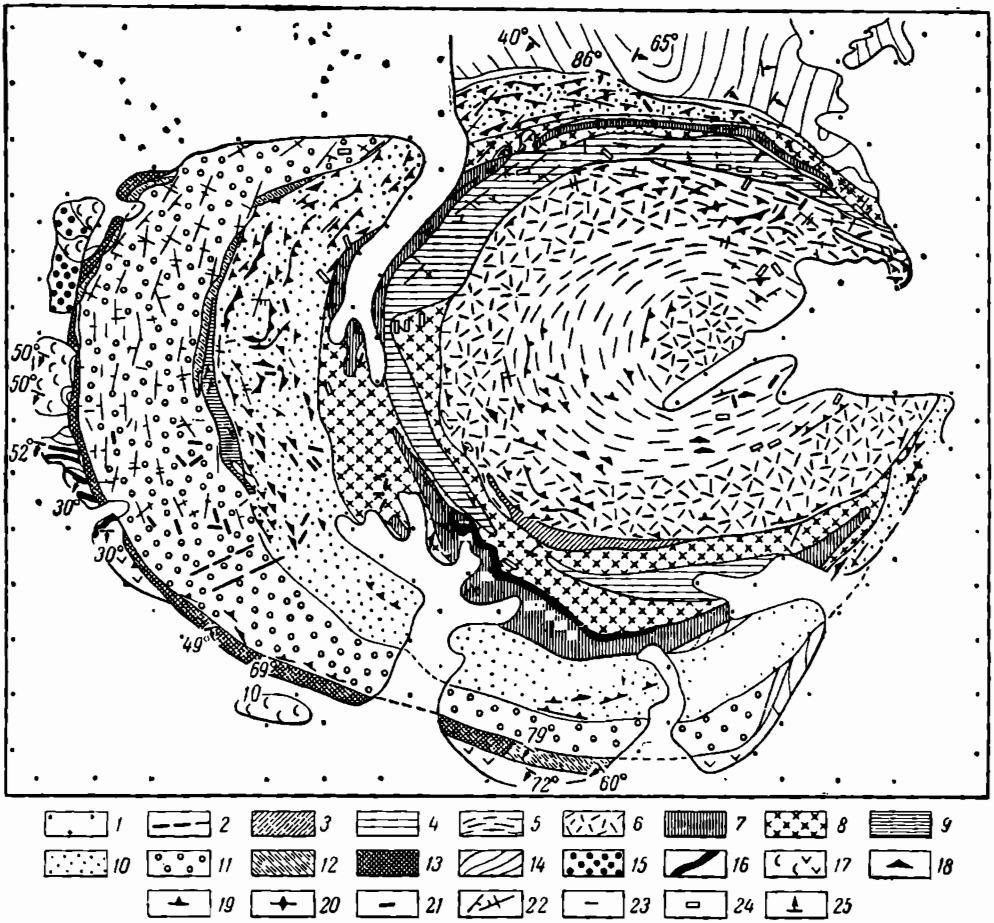


Рис. 392. Образование конических и кольцевых трещин. По *Е. Андерсону*.

z/α — перемещение по оси *z*; *x/α* — напряжение по оси *x*; стрелка — направление осевого давления

Рис. 393. Схема конической структуры плутона щелочных пород Хибин. По *Н. Елисееву* и др.

1 — четвертичные отложения. Щелочные комплексы плутона: *2* — молодые жильные породы; *3* — мелкозернистые слюдяно-эгирин-роговообманковые сиениты; *4* — среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты; *5* — трахитоидные фойяиты; *6* — массивные фойяиты; *7* — йолит-уртиты, малиньиты, луявриты; *8* — пойкилитовые нефелиновые сиениты; *9* — щелочные сиенит-порфиры; *10* — трахитоидные нефелиновые сиениты; *11* — массивные нефелиновые сиениты; *12* — щелочные и нефелиновые сиениты. Протерозой: *13* — роговики; *14* — гнейсы; *15* — кварцевые габбро-диабазы и гранофиры; *16* — метагаббро-диабазы. Архей: *17* — основные эффузивы и туфогенные толщи. Структурные элементы: *18* — трахитоидность с углами падения от 5 до 35°; *19* — то же, с углами падения от 35 до 80°; *20* — то же, с углами падения от 80 до 90°; *21* — ориентированные шлиры; *22* — первичные трещины отдельности; *23* — дайки массивных пород; *24* — дайки трахитоидных пород; *25* — сланцеватость вмещающих пород



сосредоточенном вертикальном давлении, например при подъеме колонны магмы или столба магматического газа. При этом сколы по коническим поверхностям появлялись при достижении предела механической прочности пород вследствие сосредоточенного давления, направленного снизу. Примерно в это же время вследствие вспучивания формировались радиальные трещины отрыва. Кольцевые разломы, наоборот, возникали при последующей разрядке напряжений, сопровождавшейся опусканием цилиндрического участка земной коры.

К этому типу принадлежат структуры большинства карбонатитовых месторождений, структура гидротермального месторождения золота Бестюбе в Казахстане, структура магматического месторождения апатитов в Хибинах (рис. 393).

Тела в структурах вулканического наслоения. На склонах вулканокупольных структур, образуемых наслоением перемежающихся лав, пирокластов и туфов, локализуются рудные тела, связанные по условиям их образования с вулканическими и поствулканическими процессами. К ним прежде всего принадлежат вулканогенные гидротермальные метасоматические залежи колчеданных руд, а также вулканогенно-осадочные месторождения колчеданных и окисных руд железа и марганца (рис. 394).

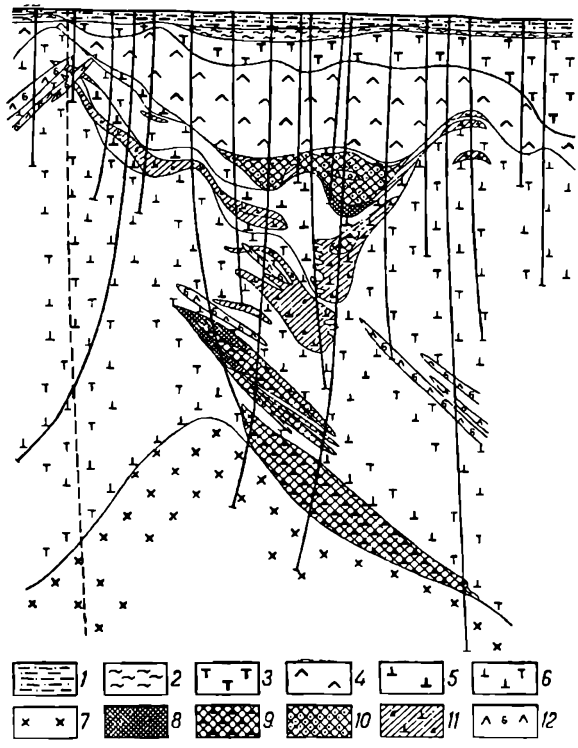


Рис. 394. Поперечный разрез колчеданного месторождения Гай, рудные тела которого приурочены к структурам вулканического наслоения. По *В. Скрипю.*

1 — четвертичные отложения — суглинки и глины; *2* — третичные отложения — глины пестроцветные *3* и *4* — средняя (*3*) и нижняя (*4*) пачки баймак-бурибаевской свиты надрудной толщи — туфы диабазов, диабазовых и плагиоклазовых порфиритов; *5* — верхняя пачка рудовмещающей толщи — туфы и туфобрекчии альбитофиров, часто превращенные во вторичные кварциты; *6* — средняя пачка рудовмещающей толщи — туфы и туфобрекчии смешанного (диабаз-альбитофирового) состава; *7* — нижняя пачка рудовмещающей толщи — альбитофиры, кварцевые альбитофиры с подчиненными туфами кислого состава; *8* — серный колчедан сплошной; *9* — медистый колчедан сплошной; *10* — медисто-цинковый колчедан сплошной; *11* — медистый колчедан прожилково-вкрапленный; *12* — диабазы, диабазовые порфириты

Тела на пересечении трещин с пластами слоистых пород, благоприятных для оруденения. В данном случае речь идет о комбинированной структуре гидротермальных месторождений. Помимо структур одного типа, описанных выше, возможен контроль месторождений сочетанием структурных элементов разных типов. Таких сочетаний с образованием комбинированных структур может быть множество, но не все имеют существенное значение. Наиболее важными случаями контроля месторождений сопряжением нескольких структурных элементов являются комбинации пересечения тектоническими трещинами благоприятных для рудоотложе-

ния пластов слоистых пород. В этом случае положение и морфология рудного тела определяются пересечением пласта или ряда пластов пород, благоприятных для рудоотложения, рудоносными трещинами скола или отрыва. При этом рудное тело в разрезе имеет как бы форму гриба, ножкой которого является жила, выполняющая трещину, а шляпкой — пластообразная залежь (рис. 395). Как жильных, так и пластовых частей таких комбинированных рудных тел может быть

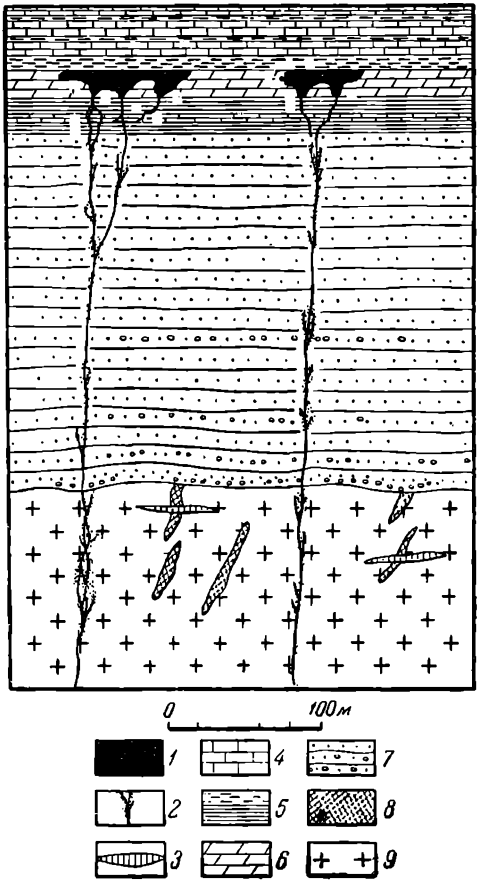


Рис. 395. Схема структуры полиметаллического месторождения Сиерра-Мадре в США. По *Б. Баттлеру*.

1 — рудная залежь; *2* — рудные прожилки с медной минерализацией; *3* — кварц-хлоритовые жилы; *4* — известняки: *5* — сланцы; *6* — доломиты. *7* — кварциты; *8* — пегматиты; *9* — граниты

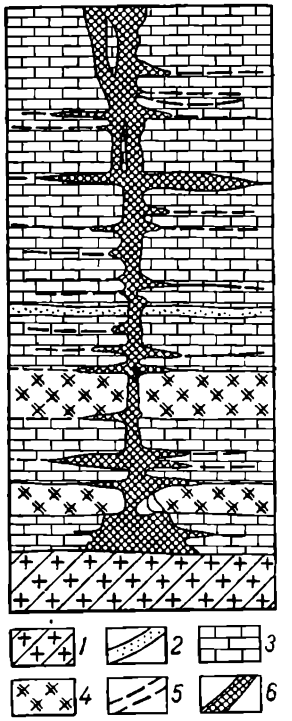


Рис. 396. Комбинированная структура золоторудного месторождения Лебединое. По *Ю. Сафонову*.

1 — кристаллические породы фундамента; *2* — песчаники; *3* — карбонатные породы; *4* — пластовые интрузии; *5* — трещины; *6* — рудные тела

несколько. К этому же типу, пожалуй, следует относить и такие месторождения, в которых известны как самостоятельные жилы, приуроченные к тектоническим трещинам, так и отдельные от них залежи, приуроченные к пластам.

С описываемой группой комбинированных структур в нашей стране связаны рудные тела некоторых ртутных и золоторудных месторождений (рис. 396). Примерами зарубежных месторождений этого типа могут служить, например, структуры полиметаллических месторождений Ледвиля в США (рис. 397).

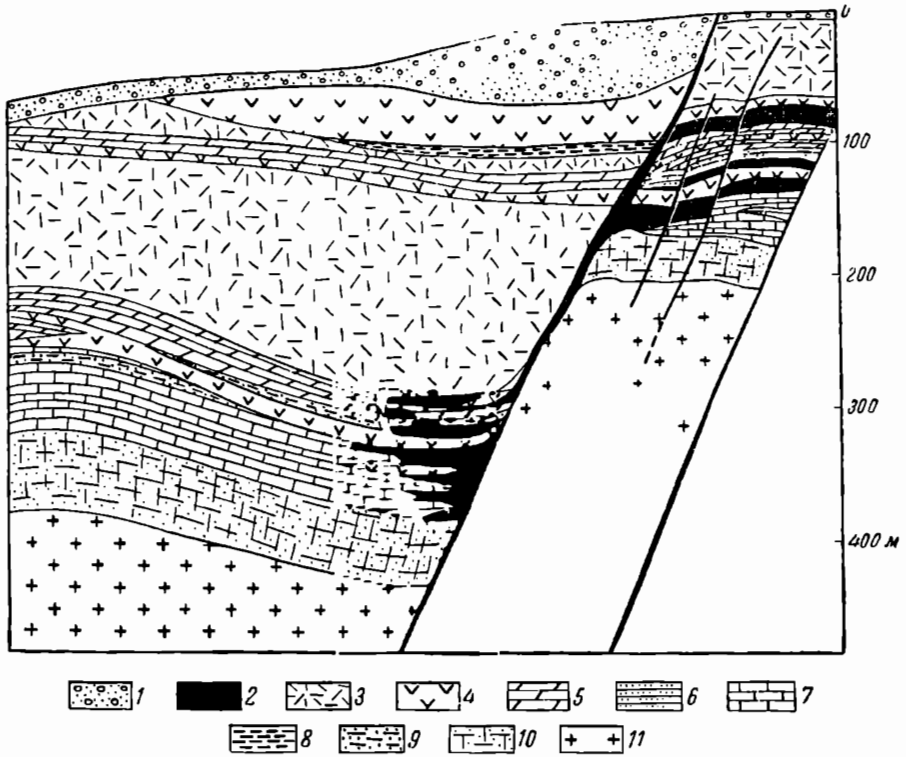


Рис. 397. Схема структуры полиметаллического месторождения Ледвиль в США. По *Ж. Лафмину*.

1 — наносы; *2* — рудные залежи; *3* — белые порфиры; *4* — серые порфиры; *5* — голубые известняки; *6* — кварциты Партинг; *7* — белые известняки; *8* — сланцы; *9* — скопления известняка в кварците; *10* — кембрийские кварциты; *11* — граниты

СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

Геологические структуры месторождений определяются повторением или комбинацией структур, свойственных отдельным залежам. Если следовать определению рудного поля как группы месторождений, объединяемых единством происхождения и геологической структуры, то рудные поля могут быть сгруппированы по тому главному структурному мотиву, который определяет их геологический облик. Соответственно намечаются десять основных групп геологических структур рудных полей эндогенного происхождения.

1. Структуры массивов ультраосновных, основных и щелочных изверженных пород ранней стадии геосинклинального цикла, а также платформенной стадии развития, вмещающие магматические месторождения.

2. Структуры периферических частей гранитоидных массивов ранней, средней и поздней стадий геосинклинального цикла развития, вмещающие скарновые месторождения.

3. Структуры внутренней и периферической частей массивов гранитов геосинклинального и платформенного этапов развития, вмещающие пегматитовые, альбититовые и грейзеновые месторождения.

4. Структуры площадей развития малых интрузий и даек, определяющие положение гидротермальных месторождений.

5. Структуры субвулканического и вулканического происхождения, определяющие положение вулканогенных гидротермальных месторождений.

6. Структуры зон рассланцевания и кливажа течения, определяющие положение метаморфогенных и магматогенных гидротермальных месторождений.

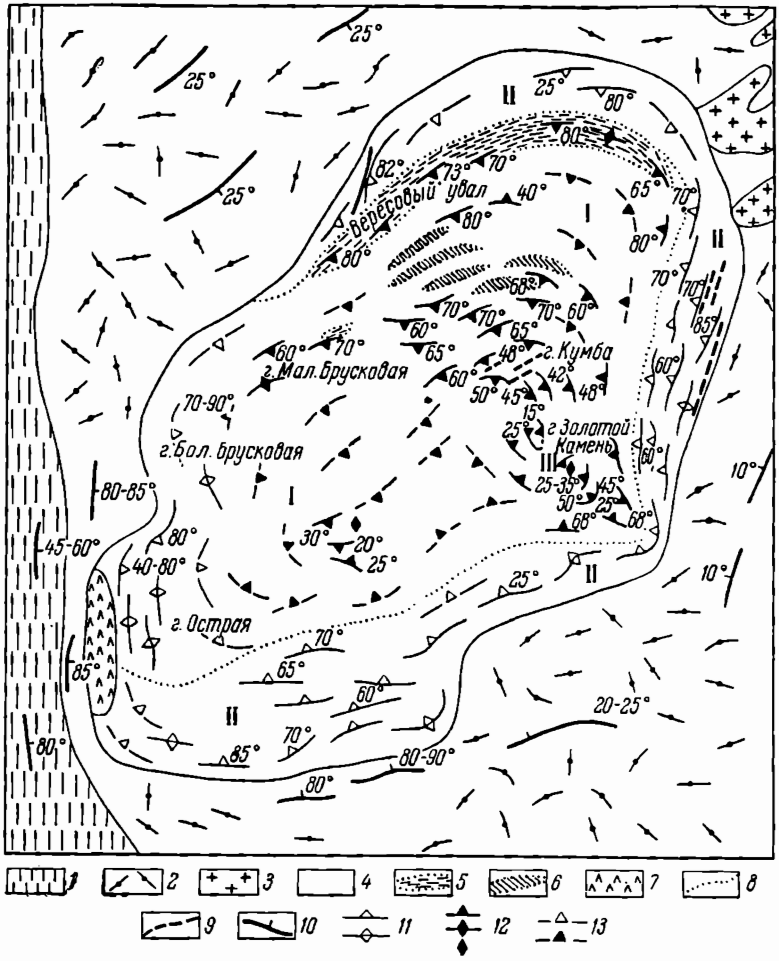


Рис. 398. Структурная схема Кумбинского габброидного массива. По *Е. Свешниковой*.
I — породы внутренней фации, II — породы краевой фации, III — породы прикровлевой фации с залежами магнетита.

1 — метаморфические породы свиты *M*; *2* — порфириты и туфы верхнего силура; *3* — диориты и граноднориты; *4* — габброидные породы; *5* — пироксениты и меланократовое габбро; *6* — лейкократовое габбро; *7* — дуниты; *8* — границы между зонами; *9* — тектонические нарушения; *10* — элементы залегания вмещающих пород; *11* — элементы плоскостной текстуры пород краевой зоны; *12* — элементы плоскостной текстуры пород внутренней и прикровлевой зон; *13* — предполагаемые элементы плоскостной текстуры пород

7. Структуры крупных разломов, определяющие положение гидротермальных месторождений.

8. Структуры жильных полей трещинного типа.

9. Структуры складчатых районов, заключающие гидротермальные месторождения.

10. Структуры напластования, определяющие положение амагматогенных стратиформных месторождений.

Ниже приводятся очень краткие комментарии к выделяемым разновидностям структур рудных полей.

Структуры массивов ультраосновных, основных и щелочных изверженных пород, вмещающих магматические месторождения хромита, платиноидов, титаномагнетита, редких металлов и сульфидных медно-никелевых руд, полностью определяются внутренним строением этих массивов. Решающее значение для размещения месторождений в их пределах имеют элементы магматического расслоения, дополнительных инъекций, плоскостной и линейной полосчатости,

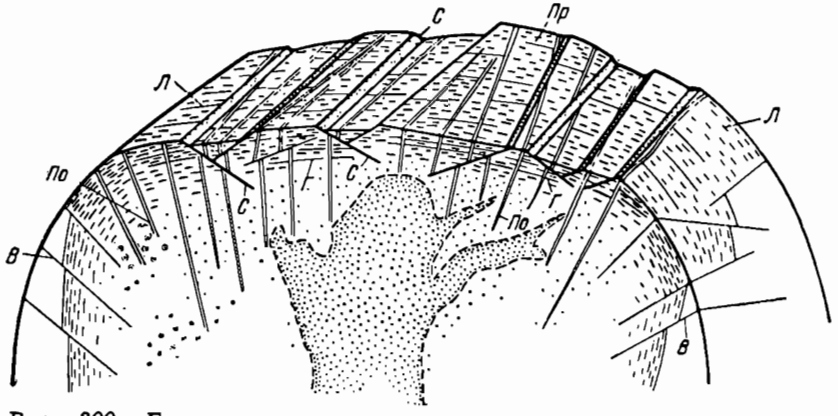


Рис. 399. Блок-диаграмма протектонических элементов гранитного массива. По *Г. Ажгирею.*

Л — линейная ориентировка; *Пр* — продольные трещины; *По* — поперечные трещины; *Г* — пологие трещины; *В* — взбросы. В средней части массива молодое внутриинтрузивное тело, внедрение которого могло вызвать образование пологих нормальных сбросов (*С*)

а также позднемагматических расколов. Пример структурного анализа Кумбинского габброидного массива на Северном Урале, в котором находятся месторождения магнетитовых руд, приведен на рис. 398.

Структуры периферических частей гранитоидных массивов преимущественно умеренно кислого состава определяют закономерности пространственного размещения скарновых месторождений различного состава. Скарновые месторождения возникают на участках пересечения гранитоидами пород, пригодных для скарнообразования. В их пределах основными структурными элементами, комбинация которых контролирует локализацию скарнов, являются: 1) тектонически осложненная поверхность контакта изверженных и вмещающих пород; 2) слоистость вмещающих пород; 3) тектонические трещины, прорезающие как изверженные, так и окружающие их породы. Примером рудных полей рассматриваемой группы может служить рудное поле гранитоидного массива Койташ в Средней Азии (см. рис. 93).

Структуры внутренней и периферической частей гранитных массивов особенно существенны для пегматитовых, альбититовых и грейзеновых месторождений. Размещение рудных жил метасоматических залежей и штокверков в этом случае определяется совокупностью трещин, свойственных купольным частям гранитных массивов, а также трещинами, проникающими в их кровлю, и зонами отслоения в породах, непосредственно накрывающих купола. Основными

элементами трещинной протектоники гранитных куполов являются: 1) продольные трещины; 2) поперечные трещины; 3) пологие трещины; 4) краевые взбросы (рис. 399). На них могут быть наложены различные группы трещин

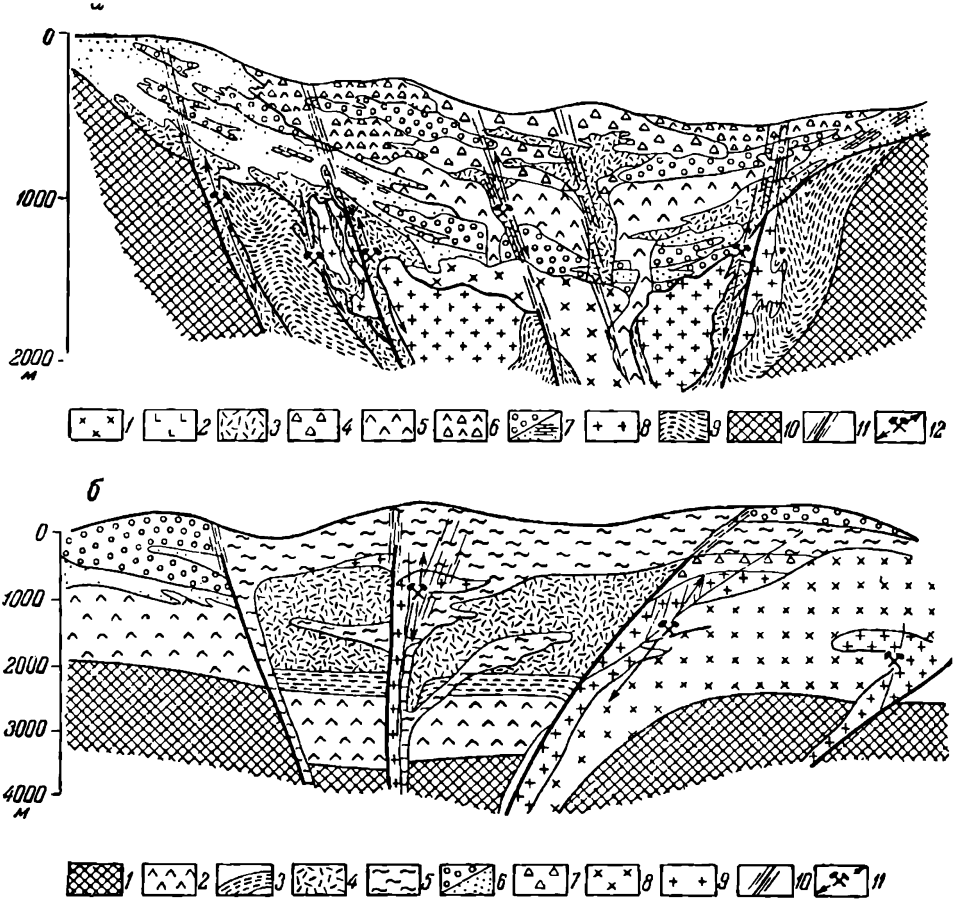


Рис. 400. Схематизированные разрезы рудных полей субвулканического и вулканического характера в период рудообразования (вертикальный масштаб вдвое больше горизонтального). По *Н. Laверову*, *Б. Рыбалову*, *Л. Хорошилову*.

а — первый тип развития района сложного строения: *1* — граносиениты; *2* — кварцевые диориты; *3* — жерловые фации кислых эффузивов; *4* — пирокласты кислых пород; *5* — андезитовые порфириты; *6* — туфы и туфобрекчии порфиритов; *7* — конгломераты, песчаники, известняки; *8* — гранитоиды батолитов; *9* — нижнепалеозойские отложения; *10* — докембрийские образования; *11* — разломы; *12* — месторождения и вертикальный размах оруденения.

б — второй тип развития района относительно простого строения: *1* — породы складчатого основания; *2* — андезитовые порфириты; *3* — эффузивно-осадочные отложения; *4* — туфы кислых пород; *5* — лавы кислых пород; *6* — порфириты, туфы и туфолавы кварцевых порфиров; *7* — жерловые фации кислых эффузивов; *8* — субвулканические интрузивы кислых пород; *9* — гранит-порфиры и граносиенит-порфиры; *10* — разломы; *11* — месторождения и вертикальный размах оруденения

скола и отрыва, обусловленные последующими региональными тектоническими напряжениями.

Структуры площадей развития малых интрузий и даек особенно характерны для гидротермальных месторождений поздней стадии геосинклинального цикла геологического развития. К специфическим элементам структуры рудных полей этой группы относятся: 1) штоки малых интрузий со свойственными им

элементами протектоники; 2) дайки, располагающиеся параллельными, кольцевыми или радиальными сериями; 3) протомагматические трещины; 4) наложенные разломы и трещины разнообразных типов.

Для золоторудных полей рассматриваемой группы Н. Бородаевский выделяет три подгруппы: 1) поля, связанные с трещинами, распределение которых зависит от структур периода становления штоков и даек (например, Ленинское рудное поле на Урале); 2) поля, связанные с трещинами, распределение которых

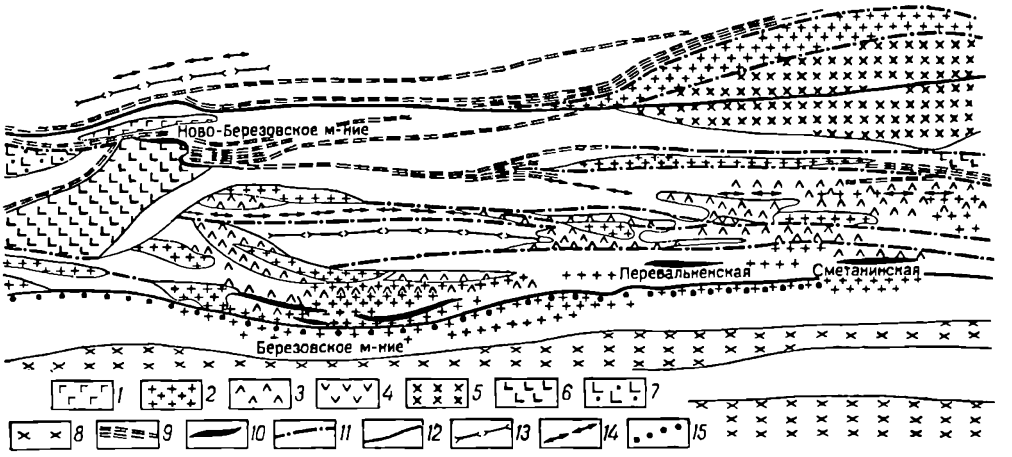


Рис. 401. Схема геологической структуры центральной части Березовско-Белоусовского рудного поля на Алтае. По *П. Иванкину* и др.

1 — рассланцованные порфириты; *2* — рассланцованные кварцевые и кварц-полевошпатовые порфиры *3* — рассланцованные плагиоклаз-амфиболовые порфиры; *4* — порфиритоиды; *5* — порфировидные плагиограниты и гранодиориты; *6* — гранит-порфировые породы с хлорит-эпидотовым базисом; *7* — туфовидные кварц-полевошпатовые породы с хлорит-эпидотовым базисом; *8* — катаклазированные и огнейсованные плагиограниты и лейкократовые граниты; *9* — «серицитолиты», милониты и заохренные породы зон интенсивного рассланцевания, пластических разрывов и метасоматоза; *10* — выходы рудных залежей на поверхность и под рыхлыми отложениями; *11* — разломы второго и третьего порядков; *12* — главные разломы (границы структурно-фациальных зон); *13* — оси синклинальных складок; *14* — оси антиклинальных складок; *15* — зоны гранат-пироксеновых скарнов и кварц-анкерит-турмалиновых золотоносных жил

зависит от структур кристаллизации магматических тел (например, Джетыгаринское рудное поле в Казахстане); 3) поля, связанные с наложенными трещинами (многочисленные рудные поля Урала, Казахстана и других районов). Примером рассматриваемых структур может служить структура месторождения Пшибрам в Чехословакии (см. рис. 140).

Структуры субвулканического и вулканического происхождения определяют положение вулканогенных гидротермальных месторождений. Важнейшими элементами строения этой группы рудных полей являются: 1) вулканические купола со структурами вулканического напластования и течения; 2) вулканические жерла; 3) трубки эксплозивных брекчий; 4) ранние конические, кольцевые и радиальные трещины скола и растяжения; 5) поздние наложенные разломы и трещины различных типов. Для примера можно привести схемы геологического строения рудных полей субвулканического и вулканического происхождения сложного и более простого строения Карамазарской рудной провинции в Средней Азии (рис. 400).

Структуры зон рассланцевания и кливажа течения особенно характерны для рудных полей метаморфогенного и магматогенного гидротермального происхождения, находящихся в комплексах метаморфических пород. Ведущими

тектоническими элементами рудных полей этой группы являются линейные зоны рассланцевания, обычно осложняющие изоклинальную складчатость и сочетающиеся с пучками сколовых трещин (рис. 401).

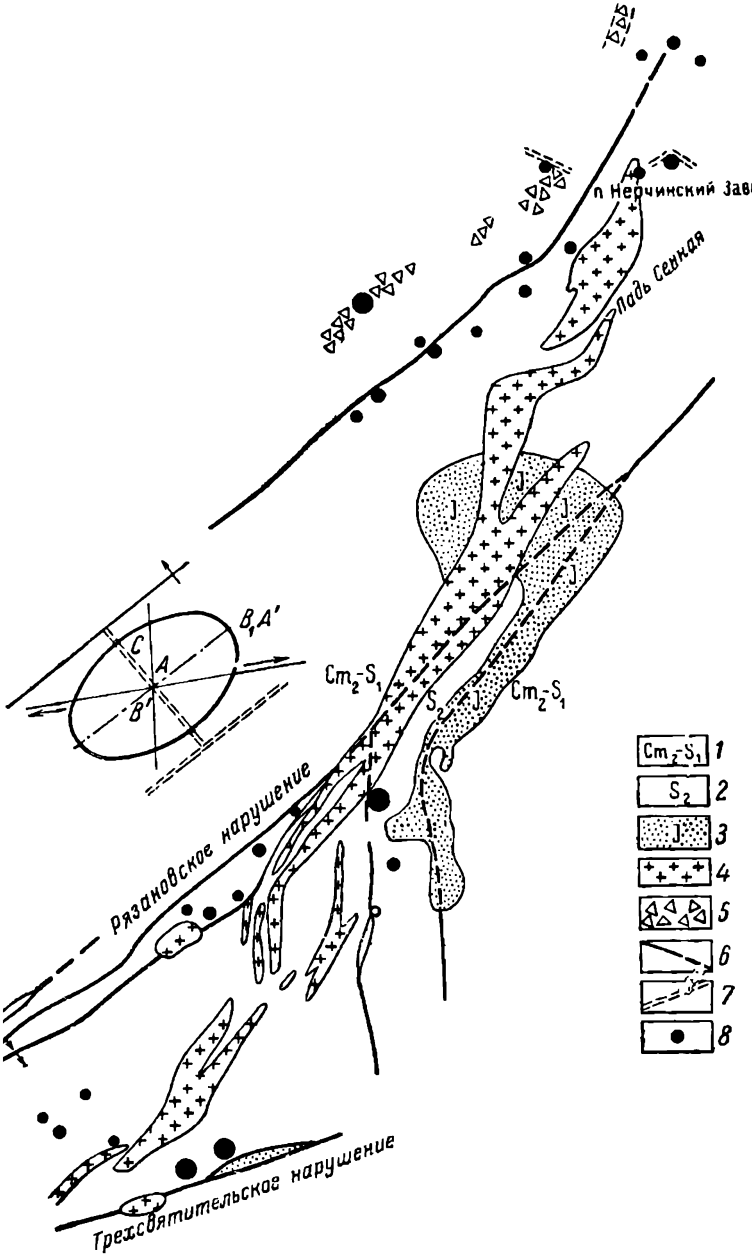


Рис. 402. Схема структуры Нерчинско-Заводского рудного поля, связанного с разломами. По *Н. Горшкову*.

1 — породы нерчинско-заводской свиты; *2* — породы благодатской свиты; *3* — юрские отложения; *4* — интрузии порфиров и гранодиорит-порфиров; *5* — брекчирование; *6* — разломы; *7* — направления преобладающей трещиноватости; *8* — месторождения

Структуры крупных разломов определяют особенности геологического строения рудных полей, месторождения которых по условиям формирования и размещения связаны с крупными дизъюнктивами. Основными тектоническими

элементами таких полей являются региональный надвиг, сброс или сбрососдвиг, выступающие в роли рудоподводящего канала. Такие нарушения сопрягаются с прилегающими к ним складчатыми и трещинными структурами, пригодными для размещения рудных тел, гнездящихся вдоль ведущего разлома. К этой группе принадлежат рудные поля поясов эндогенных месторождений, описанных выше в разделе характеристики дорудных разломов (рис. 402).

Структуры жильных полей трещинного типа определяют строение групп месторождений, связанных с теми или иными системами тектонических трещин, раскалывающих породы различного состава. Примером их может служить

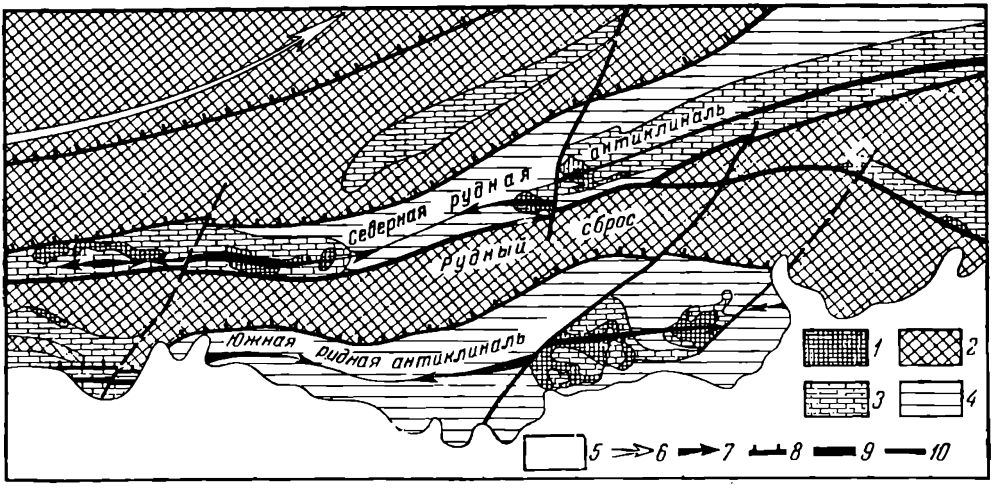


Рис. 403. Схема структуры Хайдарканского рудного поля.

1 — джеспероиды; *2* — комплекс подстилающих пород силура — девона; *3* — рудовмещающий комплекс известняков нижнего и среднего карбона; *4* — рудоперекрывающий (экранирующий) комплекс сланцев верхнего палеозоя; *5* — пострудный комплекс четвертичных пород; *6* — оси безрудных антиклиналей; *7* — оси рудных антиклиналей; *8* — надвиги; *9* — главный рудоподводящий канал; *10* — рудораспределяющие каналы (взбросы, сдвиги)

структура Фрайбергского рудного поля в ГДР, упоминавшегося ранее в разделе характеристики рудовмещающих геологических структур (см. рис. 372).

Структуры складчатых районов определяют геологическую позицию некоторых рудных полей с месторождениями гидротермального генезиса. Ведущими элементами геологического строения таких полей оказываются: 1) зоны отслоения и дробления в шарнирах складок; 2) зоны срыва и дробления на их крыльях; 3) пласты пород, благоприятные для метасоматического рудообразования; 4) разломы и трещины, подчиненные складчатости.

В качестве примера приводится структура Хайдарканского рудного поля в Средней Азии. Основу строения его составляют известняки, перекрытые сланцами, прорезанные продольными и диагональными разломами, которые рассматриваются как рудоподводящие и рудораспределяющие каналы (рис. 403).

Структуры напластования характеризуют поля с месторождениями, приуроченными к стратиграфическим элементам слоистых толщ. В этом случае решающими для размещения месторождений полезных ископаемых являются пласты или группы пластов, занимающие строго определенное положение

в стратиграфическом разрезе толщ пород района. Такие структуры определяют геологический облик амагматогенных стратиформных месторождений свинца и цинка, меди и других металлов, описанных выше в главе «Гидротермальные месторождения», а их иллюстрацией могут служить примеры, приведенные в настоящей главе в разделе о пластах пород, благоприятных для рудообразования.

ВНУТРИРУДНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Развитие некоторых геологических структур в период минералонакопления приводит к важным последствиям, отражающимся на условиях локализации, строении и составе как целых месторождений, так и отдельных тел полезных ископаемых. Рассмотрим их кратко по типам тектонических деформаций: складчатым, крупных разломов и трещин.

Складки. Складчатые деформации не имеют существенного значения для внутриминерализационных нарушений. В настоящее время не известны и в геологической литературе не описаны случаи изгиба пластов горных пород в процессе эндогенной рудной минерализации. Вероятно, постмагматические месторождения полезных ископаемых формируются в основном после главных фаз складчатости. Поэтому теоретически можно представить лишь исключительный случай отслаивания пластов пород при их изгибе в складки в момент рудообразования. При этом разные зоны отслаивания, формирующиеся в последовательные стадии рудообразования, могли бы выполняться рудой разного состава.

Несколько большее, но все же не очень существенное значение имеет конседиментационная складчатость, при которой осуществляется перемещение пород в период формирования осадочных месторождений полезных ископаемых. При этом на воздымающихся антиклинальных участках мощность тел полезных ископаемых может уменьшаться до полного выклинивания, а в прогибающихся синклинальных участках она может возрастать. Известно, например, что пласты каменного угля Донецкого бассейна толще в синклиналях и тоньше в антиклинальных складках. В синклинальных мульдах Керченских железорудных месторождений мощность рудных пластов местами превышает их мощность в антиклинальных выступах в пять и даже десять раз.

Разломы. Случаев образования крупных тектонических разломов в период формирования месторождений полезных ископаемых на участках этих месторождений не отмечено. Хотя, вероятно, в ряде случаев происходили интрарудные подвижки по разрывам, являющимся рудоподводящими или рудораспределяющими каналами и образованными в дорудное время.

Трещины. Образование и развитие трещин на участках гидротермальных месторождений полезных ископаемых в процессе их формирования может привести к следующим важным последствиям: 1) образованию жил разного состава в пределах месторождения и рудного поля; 2) наращиванию жил в длину и по мощности; 3) возникновению зонального строения тел полезных ископаемых; 4) образованию рудных столбов. Все эти явления были рассмотрены в главе девятой.

ПОСЛЕРУДНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Для геосинклинальных осадочных месторождений существенное значение имеют как складчатые деформации, так и деформации с нарушением сплошности. Для эндогенных месторождений иногда значительными оказываются лишь тектонические разломы.

Складки. В складки, обычно сопровождающиеся соскладчатыми разрывами, сминаются тела полезных ископаемых осадочных месторождений. Наиболее интенсивно при этом деформируются залежи геосинклинального происхождения, менее — переходные и совсем слабо — платформенные образования. Геологический облик осадочных геосинклинальных месторождений в основном определяется складчатой структурой.

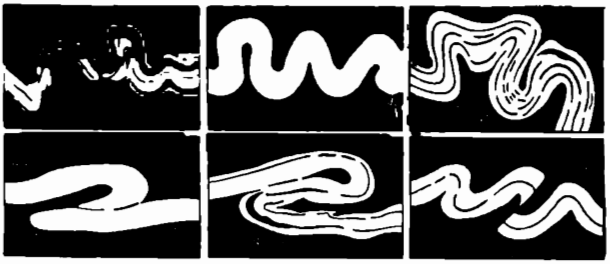


Рис. 404. Смятые в складки прожилки кварца мощностью 0,4 — 0,8 см, совместно с включающими их черными аргиллитами. По *Л. Фирсову*

Эндогенные месторождения полезных ископаемых средней и поздней стадий геосинклинального, а также платформенного периодов формируются после складчатости, и для них послерудные складки значения обычно не имеют. Более существенно их воздействие на эндогенные месторождения ранней стадии геосинклинального периода, особенно на вулканогенные метасоматические и вулканогенно-осадочные месторождения колчеданных и окисных руд. Однако и позднее образованные эндогенные тела полезных ископаемых иногда могут подвергаться

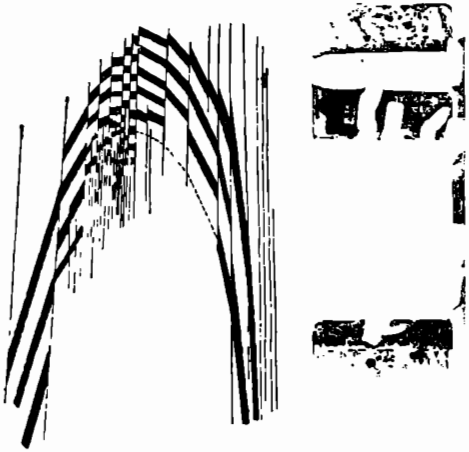


Рис. 405. Складка скалывания, деформирующая пачку рудных прослоев. По *Н. Семененко*

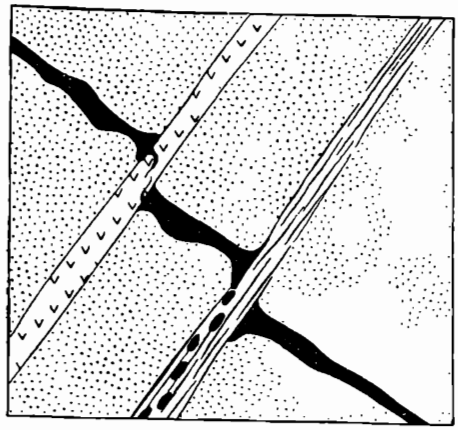


Рис. 406. Дорудные разломы, производящие впечатление послерудных. Левый дорудный разлом выполнен дайкой, в которую проникают тонкие язычки руды (черное). По правому дорудному разлому (зоне рассланцевания) произошло смещение в послерудное время, в связи с чем кусочки руды оказались растащенными вдоль разлома

складчатым деформациям. Так, по наблюдениям Л. Фирсова, кварцевые прожилки золотых месторождений Колымы были смяты в складки, когда они находились еще в состоянии слабо обезвоженного геля кремнезема на переходе его в опал (рис. 404). По данным Н. Семененко, складки скалывания могут деформировать тело любой формы и происхождения (рис. 405).

Разломы. Крупные послерудные разрывы нередко расчленяют и смещают тела полезных ископаемых любого происхождения. Задача изучения структуры

в этом случае сводится к определению направления смещения и его масштабов, а решается она методами структурной геологии. При этом некоторые осложнения иногда возникают в связи с тем, что дорудные нарушения эндогенных месторождений могут быть приняты за послерудные. Это происходит, например, в тех случаях, когда рудоносная трещина еще до оруденения была разбита сбросами и перемещена вдоль них. Последующее оруденение трещины дает картину рудной жилы, расчлененной сбросами (рис. 406). Дорудные смещения в этом случае отличаются от послерудных в основном тем, что они нередко содержат следы оруденения (рудная вкрапленность, изменение боковых пород) в отличие от послерудных нарушений, вдоль которых рудное тело растаскивается

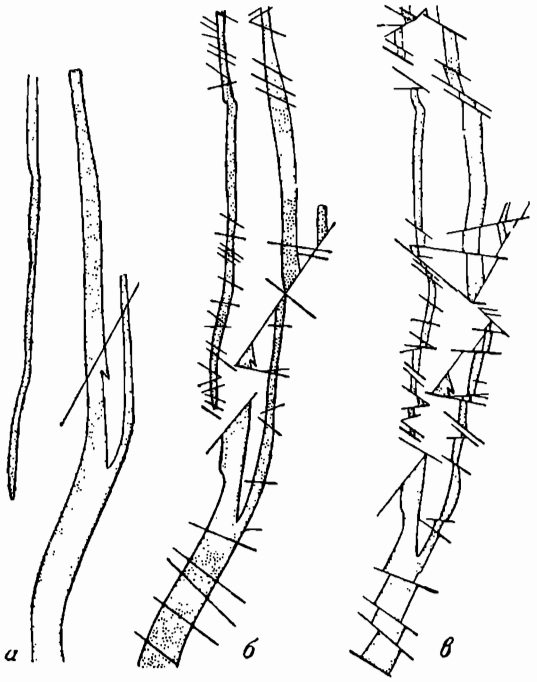


Рис. 407. Развитие послерудных нарушений, смещающих пегматитовую жилу. По *В. Кузнецову.*

а — жила до проявления послеминерализационных нарушений; *б* — она же после нарушения дизъюнктивами, выполненными кремнистыми роговиками; *в* — современная картина

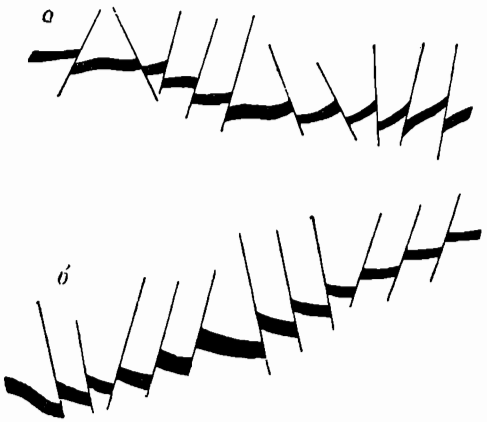


Рис. 408. Жила, смещенная послерудными сбросами:

а — по закону «правой руки»; *б* — по закону «левой руки»

и брекчируется. Выделение дорудных смещений среди послерудных по этому признаку иногда осложняется последующими послерудными подвижками по дорудным сместителям. В этом случае они несут признаки как тех, так и других.

Послерудные разрывные смещения редко проявляются в форме одиночных нарушений и чаще они представлены в виде серии разрывов, последовательно смещающих тело полезного ископаемого (рис. 407). При этом иногда подмечается выдержанная закономерность в направлении смещения, облегчающая расшифровку послерудной тектоники на месторождении и поиски смещенных частей тел полезных ископаемых. Например, рудная жила расчленяется серией сбросов так, что при движении вдоль жилы сброшенная ее часть всегда находится справа или слева (соответственно по правилу «правой руки» или «левой руки» — рис. 408).

Радикальная деформация тел полезных ископаемых происходит при погружении их на большую глубину в зону регионального метаморфизма или при попадании в локальные зоны смятия и динамометаморфизма. В этих условиях тела полезных ископаемых вовлекаются в систему плотных сколовых и пластических деформаций, свойственных структурам метаморфических пород. При такого рода обстоятельствах тела полезных ископаемых испытывают воздействие кливажа скола и течения, сплющиваются, растягиваются и рассланцовываются вместе с вмещающими их породами.

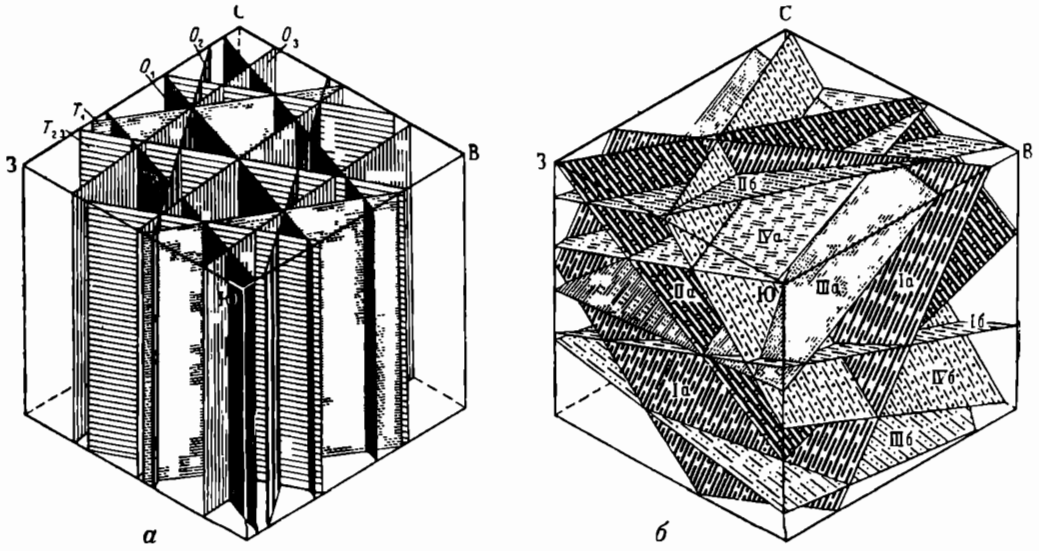


Рис. 409. Блок-диаграммы ориентировки систем трещин эндокливажа (*а*) и экзокливажа (*б*) в пластах угля Кузнецкого бассейна. По *Г. Иванову*.

O_1 — основная 1-я; O_2 — основная 2-я; O_3 — основная 3-я; T_1 — торцовая 1-я; T_{2+3} — торцовая 2-я и 3-я; 1а и 1б — продольные; IIа и IIб — диагональные; IIIа и IIIб — поперечные системы трещин; IVа и IVб — наклонные и поперечные системы трещин

Трещины. Послерудные трещины поражают большинство тел полезных ископаемых после их образования. Изучение таких послеминерализационных трещин иногда имеет теоретический и практический смысл.

Статистические исследования и сопоставление трещин в теле полезного ископаемого и вмещающих породах могут установить различие в числе систем трещин и степени их развития для минеральных залежей и окружающих их пород. Если во вмещающих породах наряду с повторяющимися максимумами трещин, известных в эпигенетическом теле полезного ископаемого, обнаруживаются дополнительные максимумы, можно судить об изменении плана тектонических деформаций в дорудное и пострудное время, представляющее интерес для выяснения структурных условий рудообразования.

Практическое значение изучения трещин в телах полезных ископаемых заключается в возможности определения густоты и направления раскалывания минеральной массы при добыче, важной для выбора оптимальной системы эксплуатации. При исследовании с этой целью трещиноватости в пластах угля Г. Иванов различал эндокливаж и экзокливаж. Трещины эндокливажа возникли вследствие усадки угольной массы при формировании пласта

(рис. 409, *а*). Трещины экзокливажа формировались при последующих тектонических напряжениях (см. рис. 409, *б*). Обычно системы трещин эндокливажа и экзокливажа выдерживаются в своей ориентировке на больших площадях, даже в пределах крупных бассейнов (рис. 410).

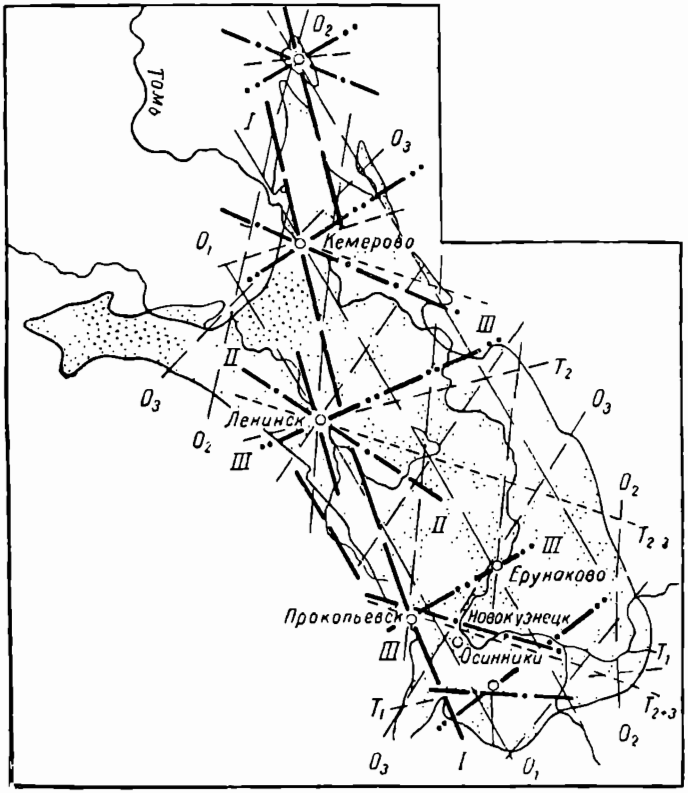


Рис. 410. Схема ориентировки трещин эндокливажа и экзокливажа в Кузнецком бассейне. По *Г. Иванову*. Условные обозначения см. на рис. 409

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ажгирей Г. Д. Структурная геология. М., Изд-во МГУ, 1966. 347 с.

Белевцев Я. Н. Структурные условия образования рудных месторождений. Киев, Изд-во АН УССР, 1961. 232 с.

Белоусов В. В. Структурная геология. М., Изд-во МГУ, 1971. 277 с.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962. 608 с.

Бородаевский Н. И. Материалы по методам изучения структур и геологической перспективной оценки месторождений золота. — «Тр. ЦНИГРИ», 1960, вып. 35. 417 с.

Вировлянский Н. М. Выявление характера и плана деформаций при анализе структур рудных полей. — В кн.: Проблемы тектонофизики. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 122—133.

Вольфсон Ф. И. Структуры эндогенных рудных месторождений. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 517—610.

Гзовский М. В. Физическая теория образования тектонических разрывов. — В кн.: Проблемы тектонофизики. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 78—96.

Елисеев Н. А. Структурная петрология. Л., Изд-во ЛГУ, 1953. 310 с.

Косыгин Ю. А. Тектоника. М., «Недра», 1969. 616 с.

Королев А. В., Шехтман П. А. Послемагматические рудные тела и методы их геологического анализа. М., Госгеолтехиздат, 1954. 115 с.

Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1956. 272 с.

Лукин Л. И., Чернышев В. Ф., Кушнарев И. П. Микроструктурный анализ. Методическое пособие для геологов, изучающих рудные месторождения. М., «Наука», 1965. 124 с.

Невский В. А. Кольцевые разрывы и их роль в процессе формирования эндогенных месторождений. — «Геология рудных месторождений», 1973, № 5, с. 4—18.

Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 2. М., Изд-во иностр. лит., 1964. 778 с.

Пэк А. В. Некоторые элементы структурной геологии. — В кн.: Структуры рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 15—40.

Семененко Н. П. Структура рудных полей Криворожских железорудных месторождений. Киев, Изд-во АН УССР, 1946. 264 с.

Ситтер де Л. У. Структурная геология. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1960. 473 с.

Сперр Дж. О рудной магме. — В кн.: Новые идеи в учении о рудных месторождениях, сер. 3, вып. 5. М.—Л., Госгоргеолнефтьиздат, 1933, с. 1—148.

Структурная геология рудных месторождений Канады. Пер. с англ. М., «Мир», 1964. 503 с.

Структуры рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1960. 624 с.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973. 511 с.

Шахов Ф. Н. Геология жильных месторождений. М., «Наука», 1964. 222 с.

Яковлев Г. Ф. Структуры рудных районов, полей и месторождений Рудного Алтая. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 332—350.

Newhouse W. H. Ore deposits as related to structural features. Prinston, New Jersey, 1942, p. 254.

Глава семнадцатая

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Те факты, которые не укладываются в новую теорию, должны быть особенно приятны ее автору, так как они являются лучшими критиками его теории, именно они выявляют все ее слабые и недоработанные стороны и указывают ему пути для дальнейших исследований.

Ю. Билибин, 1959 г.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Каждому участку земной коры свойственны свои, характерные для него месторождения полезных ископаемых. Все месторождения полезных ископаемых закономерно распределены в недрах Земли, формируя провинции полезных ископаемых, находящиеся в рамках региональных тектонических подразделений земной коры. Это обусловлено тем, что как крупные тектонические подразделения земной коры, так и более дробные структурно-фациальные зоны образуются в определенной геолого-исторической последовательности, обусловливая возможность возникновения в ходе их закономерного развития строго определенных групп месторождений полезных ископаемых.

Исследование закономерностей размещения полезных ископаемых представляет традиционное направление русской и советской геологической мысли. Им посвящены содержательные труды В. Обручева, Е. Ферсмана, С. Смирнова, Ю. Билибина, Х. Абдуллаева, И. Магакьяна, А. Семенова, Е. Шаталова, А. Щеглова (рудные месторождения), И. Губкина, М. Мирчинка, И. Брода и др. (нефть), П. Степанова, И. Горского, А. Матвеева (уголь) и других известных геологов.

К сожалению, многие стороны этого направления геологических исследований разработаны пока недостаточно. Отсутствует полный научно обоснованный анализ общих закономерностей размещения полезных ископаемых на планете в целом; отсутствует глубокая разработка геологических закономерностей размещения генетических групп месторождений полезных ископаемых на Земле в целом, на отдельных материках, по региональным структурам и странам; все еще глубоко не изучены особенности регионального размещения многих важных видов минерального сырья и причины, обусловливающие их концентрацию в одних зонах Земли в ущерб другим ее территориям, иногда сходным с первыми по геологическому строению.

Поэтому ниже будут приведены лишь некоторые сведения, касающиеся региональных геологических закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых, кратко описаны рудные провинции территории СССР по эпохам их образования и приведены существующие данные о региональных особенностях распространения месторождений угля и нефти. В заключении этой главы обращено внимание на карты прогноза распространения полезных ископаемых, призванные раскрывать закономерности их размещения и служащие научной базой для постановки геологопоисковых работ.

РУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ ТЕРРИТОРИИ СССР

Ниже будут приведены весьма сжатая характеристика главных рудных провинций территории Советского Союза и сведения об общей эволюции магматизма и эндогенного рудообразования в нашей стране от древнейших до самых юных эпох.

Выделение рудных провинций. В основу разделения длительного процесса рудообразования в недрах Земли положено представление о рудных эпохах и их стадиях, поэтому металлогеническое районирование территории страны на рудные провинции произведено по принципу оконтуривания площадей развития месторождений определенной эпохи. На территории СССР в той или иной степени проявлено оруденение девяти металлогенических эпох: альпийской, киммерийской, герцинской, каледонской, рифейской, поздне-, средне- и раннепротерозойской, архейской.

Начало и завершение перечисленных эпох в разных частях земного шара и на территории СССР совпадают лишь с известным приближением, отклоняясь для каждой области их развития на тот или иной интервал времени. Более того, время проявления последовательных стадий геосинклинального цикла и связанных с ними эндогенных и экзогенных формаций отличается вследствие некоторого скольжения процессов осадконакопления, складчатости, магматизма и формирования месторождений полезных ископаемых от одного края геосинклинальной системы к другому.

Тем не менее эндогенное оруденение последующих металлогенических эпох, будучи эпигенетическим по отношению к оруденению предшествующих эпох, накладывается на площади распространения ранее образованных месторождений, создавая зоны развития месторождений разного возраста. Поэтому рудные провинции складчатых зон уместно определять на основе выделения площадей распространения месторождения завершающей эпохи оруденения. В этом случае в их пределах будут намечаться зоны распространения предшествующего и наложенного на него молодого оруденения, которые можно оконтуривать отдельно. Площади распространения молодого постплатформенного оруденения, наложенного на активизированные участки древних платформ, целесообразно отмечать особо.

По этому принципу среди площадей распространения эндогенного оруденения на территории СССР выделяются следующие провинции:

I. Альпийские: 1) Северо-Восток, 2) Кавказ, 3) Карпаты; к ним принадлежит также Копетдаг; узкую зону альпийского оруденения Дальнего Востока удобнее охарактеризовать вместе с киммерийской провинцией Забайкальско-Приморской области.

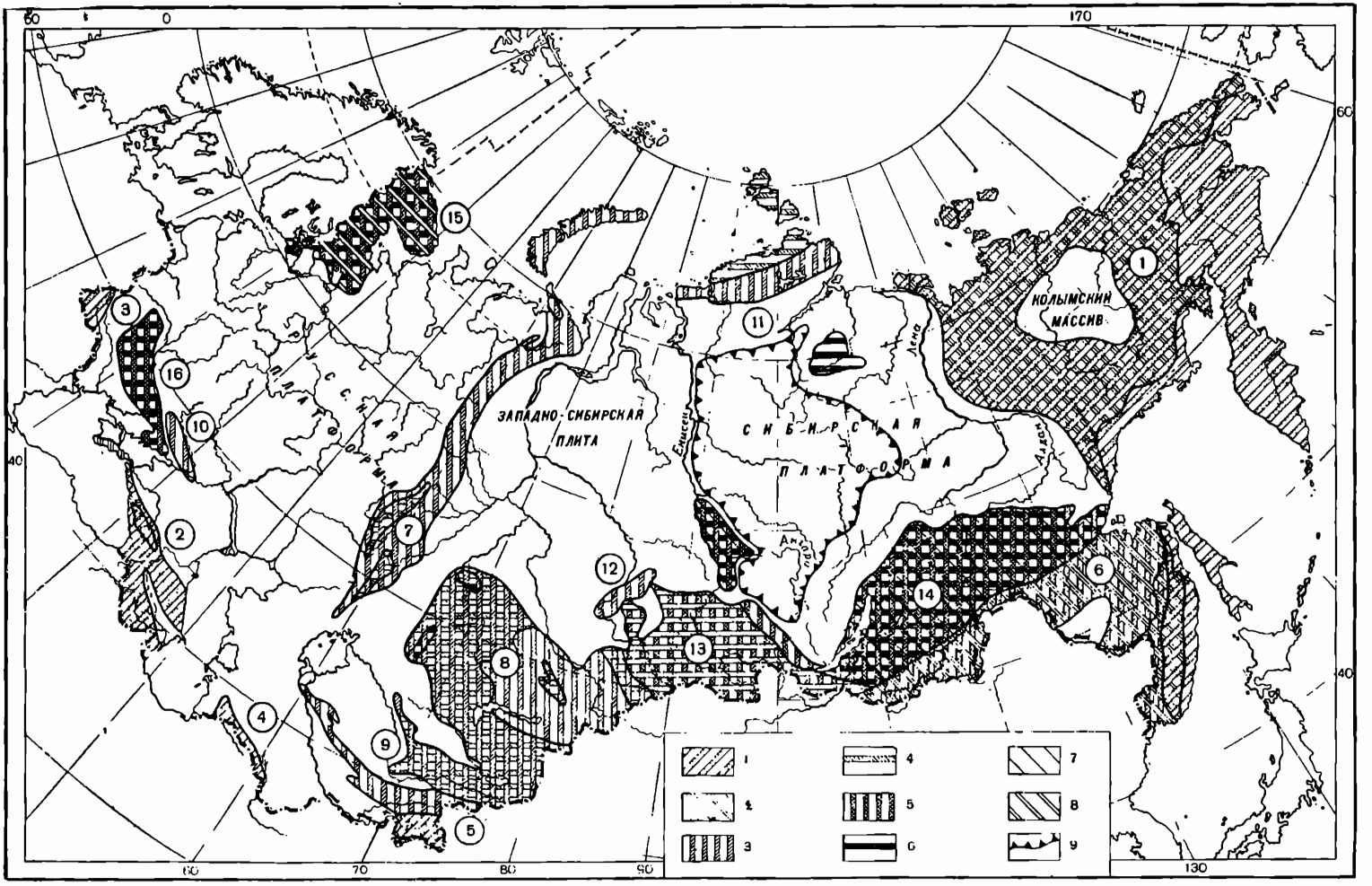
II. Киммерийские: 1) Забайкальско-Приморская (Монголо-Охотский пояс с его Приморским ответвлением).

III. Герцинские: 1) Урал, 2) Казахстан, 3) Средняя Азия; к ним относятся также Донбасс, Новая Земля, Таймыр, Томь-Колыванская зона.

IV. Каледонские: 1) Западный Саян, 2) Алтае-Саянская область.

V. Рифейские, протерозойские и архейские: 1) Сибирская платформа с ее щитами и древним обрамлением, 2) Русская платформа с ее Балтийским и Украинским щитами.

Схема металлогенического районирования территории СССР, составленная по изложенному принципу на основе тектонической карты Н. Шатского, показана на рис. 411. Из этой карты следует, что площади исключительного распространения месторождений завершающей металлогенической эпохи


60
0
170
60
40
40
60
70
80
90
130
ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПЛИТА
С И Б И Р С К А Я
П Л А Т Ф О Р М А
КОЛЫМСКИЙ МАССИВ
Енисей
Лена
Алдан
Анадырь
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16

совпадают с комплексами пород соответствующего геологического цикла. Но там, где в пределах складчатых областей находятся комплексы пород предшествующих циклов геологического развития, это оруденение перекрывает зоны распространения более древних месторождений. В таких случаях возникают площади полициклического оруденения. В Советском Союзе все рудные провинции, перекрывающие целые складчатые области или их крупные части, может быть за исключением Западного Саяна, относятся к полицикличным. Если учитывать только решающие эпохи оруденения, то можно выделить провинции бицикличные, трицикличные и полицикличные.

К бицикличным относятся провинции Северо-Востока (с месторождениями киммерийской и альпийской эпох), Забайкальско-Приморские (с месторождениями герцинской и киммерийской эпох), Казахстана, Средней Азии и Урала (с месторождениями каледонской и герцинской эпох), Алтае-Саянской складчатой области (с месторождениями протерозойской и каледонской эпох).

К трицикличным относятся: Кавказ (с месторождениями герцинской, киммерийской и альпийской эпох). К полицикличным принадлежат рудные провинции Балтийского щита, Русской платформы и Сибирской платформы. В пределах Балтийского щита известны значительные месторождения архейской, протерозойских и герцинской эпох. На Сибирской платформе распределены месторождения архейской, протерозойских, рифейской и киммерийской эпох.

Учет менее существенного оруденения может увеличить число эпох почти для всех вышеперечисленных провинций. Например, на Северо-Востоке имеются незначительные рудопроявления герцинской эпохи, в Забайкалье и Приморье — каледонской эпохи, на Кавказе, в Казахстане, Средней Азии и на Урале помимо каледонских и герцинских месторождений известны протерозойские и рифейские и т. п. Для вышеприведенной общей схемы регионального металлогенического районирования территории СССР они не приняты во внимание.

Соотношение между предшествующими складчатыми комплексами, связанными с ними интрузиями, месторождениями и геологическими образованиями последующего цикла развития, может быть различным.

1. На тектонически расчлененных площадях складчатой области предшествующего цикла развития может возникнуть новая молодая геосинклинальная система (например, киммерийская геосинклиналь Монголо-Охотского пояса, возродившаяся на месте герцинской складчатой области).

2. Геосинклинальный режим последующего цикла развития может продолжаться в рамках незавершенной складчатости предыдущего цикла (например, Зайсанская герцинская геосинклиналь Восточного Казахстана, завершившая формирование недоразвитой каледонской геосинклинали).

3. Может произойти захват складчатых структур, интрузивных комплексов и связанных с ними месторождений предшествующего цикла развития тектоническими деформациями и интрузиями

Рис. 411. Схема металлогенического районирования территории СССР

Области распространения месторождений различных металлогенических эпох геосинклинальных циклов: *1* — альпийская; *2* — киммерийская; *3* — герцинская; *4* — каледонская; *5* — протерозойские; *6* — архейская. Области распространения месторождений различных металлогенических эпох для платформ: *7* — киммерийская; *8* — герцинская; *9* — область распространения траппов.

Рудные провинции (цифры в кружках): Альпийские: 1 — Северо-Восток, 2 — Кавказ, 3 — Карпаты, 4 — Копет-Даг, 5 — Памир; киммерийские: 6 — Забайкальско-Приморская; герцинские: 7 — Урал, 8 — Казахстан, 9 — Средняя Азия, 10 — Донбасс, 11 — Таймыр, 12 — Томь-Кольванская зона; каледонские: 13 — Алтае-Саянская зона; протерозойские: 14 — южная часть Сибирской платформы, 15 — Балтийский щит, 16 — Украинский щит

последующего цикла при сохранении переходного к платформенному или платформенного режима (например, Верхояно-Чукотская складчатая область Северо-Востока в альпийский цикл развития).

4. Последующие геосинклинали могут размещаться рядом с зонами завершенной складчатости, постепенно мигрируя от одного борта геосинклинальной области к другому (Кавказ).

5. Формируя площади наложенных деформаций и магматических продуктов в пределах зон активизации древних платформ (юг Сибирской платформы и др.).

ГЛАВНЕЙШИЕ РУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ СССР

В соответствии с вышеуказанными принципами металлогенического районирования на территории СССР были выделены альпийские, киммерийские, герцинские, каледонские и рифейско-протерозойские рудные провинции.

Альпийские провинции типичны для Северо-Востока и Кавказа; менее значительны для Восточных Карпат, Копетдага и Памира.

Северо-Восток. На тектонических картах СССР здесь выделяются Верхояно-Колымская киммерийская и Корякско-Камчатская альпийская складчатые области. С точки зрения времени формирования эндогенных рудных месторождений вся эта провинция относится к области развития альпийского оруденения, перекрывающего киммерийское оруденение в ее западной части. Следовательно, эта провинция принадлежит к бицикличным металлогеническим провинциям с развитием в ее пределах месторождений киммерийской и альпийской эпох.

Киммерийский цикл геологического развития этой области отличается отсутствием рудных месторождений ранней стадии и формированием их в связи с гранитными интрузиями средней и поздней стадий развития. В среднюю стадию киммерийского цикла в период верхнеюрской складчатости, согласно Ю. Билибину, были сформированы два интрузивных комплекса: так называемый предбатолитовый комплекс малых интрузий кварц-альбитового состава и батолитовый комплекс гранитных интрузий колымского типа.

С первым комплексом многие геологи связывают известное золотое оруденение Северо-Востока, хотя другие исследователи считают, что золотые месторождения формировались и позднее. Со вторым комплексом ассоциировано грейзеновое оловянное и сопутствующее ему вольфрамовое, отчасти молибденовое, мышьяковое и свинцово-цинковое оруденение.

Альпийский цикл развития на Северо-Востоке не распадается на классические стадии геосинклинальной истории. Но в его рамках, по данным В. Матвеенко и Е. Шаталова, можно выделить три этапа внедрения глубинных магматических пород: предверхнемеловые гранодиориты охотского типа, верхнемеловые — палеоценовые аляскиты омсукчанского комплекса и малые тела в основном гранодиоритов неогенового времени. С первыми связаны молибденовые месторождения, со вторыми — силикатно-касситеритовые оловянные, а также вольфрамовые и полиметаллические образования, а к третьему по времени формирования тяготеют месторождения ртути. Параллельно в верхнем мелу возникли Охотско-Чукотский, а в послемеловое время Корякско-Камчатский пояса вулканогенных пород с золото-серебряными вулканогенными гидротермальными рудами.

Из-за полного или частичного перекрытия площадей развития перечисленных шести комплексов изверженных пород и связанных с ними месторождений вполне отчетливой региональной зональности в их распределении на территории

Северо-Востока не намечается. Однако по преобладающему развитию месторождений определенных металлов в ее пределах можно выделить четыре зоны (рис. 412). Западная Яно-Индигирско-Колымская зона характеризуется развитием золотого и оловянного оруденения. Рудоносность протяженной Северной зоны в основном определяется спорадическими полями оловянных руд, а также золота. Вдоль Охотско-Чукотского вулканогенного пояса вытянута

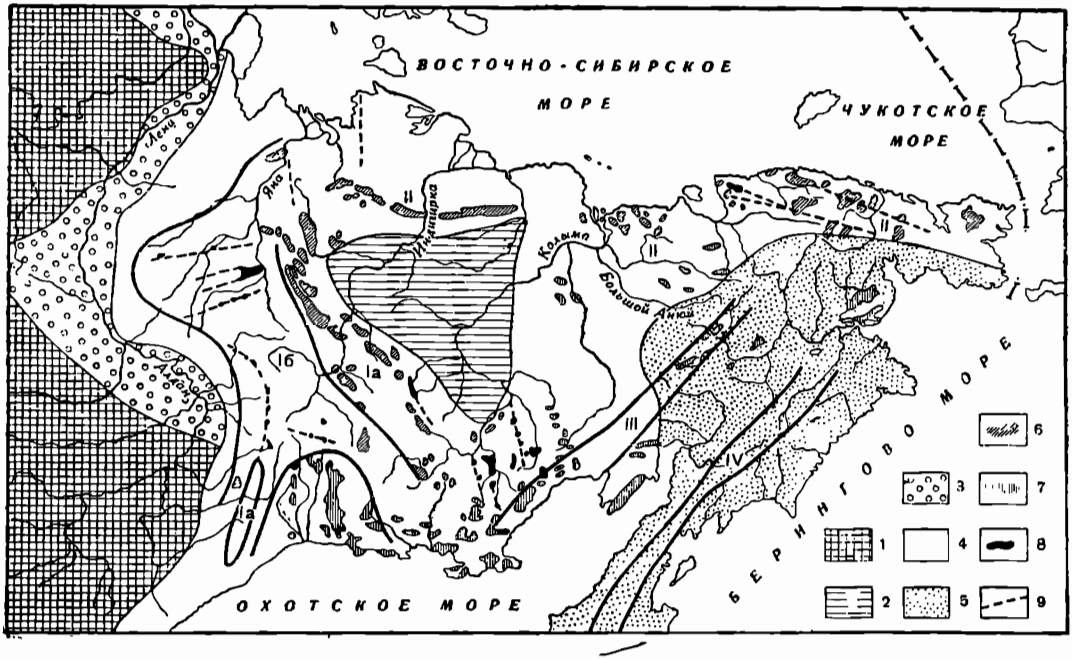


Рис. 412. Схема магматизма и металлогении Северо-Востока СССР.

1 — Сибирская платформа; *2* — Колымский массив; *3* — Верхоянский краевой прогиб; *4* — Верхояно-Чукотская область киммерийской складчатости; *5* — Корякская и Камчатская области альпийской складчатости; *6* — Колымские складчатые батолитические массивы преимущественно калиевых гранитов (верхнеюрских); *7* — Охотские послескладчатые массивы преимущественно гранодиоритового состава (нижний — верхний мел); *8* — послескладчатые массивы преимущественно ультракислых (или гибридных) гранитов омсукчанского типа (верхний мел — палеоцен); *9* — разрывы, контролирующие интрузивы омсукчанских гранитов. Рудные пояса: Iа — золотой Западной субпровинции, Iб — оловянный Западной субпровинции; II — золото-оловянный Северной субпровинции; III — золото-серебряный Восточной субпровинции; IV — ртутный Крайневосточной субпровинции

широкая и протяженная полоса золото-серебряного оруденения. С Корякско-Камчатской складчатой областью совпадает субпровинция золото-серебряных и ртутных руд.

К а в к а з. На территории Большого и Малого Кавказа известны эндогенные месторождения рифейской, каледонской, герцинской, киммерийской и альпийской эпох.

Рифейское и каледонское оруденение проявлено в пределах западной части Передового и Главного хребтов Большого Кавказа, а также на Малом Кавказе. С ранним нижнепалеозойским основным магматизмом каледонского цикла развития связаны медноколчеданные месторождения и мелкие проявления хромовых и никелевых руд. К более поздним гранито-гнейсам приурочены одиночные пегматиты и высокотемпературные кварцевые жилы с касситеритом, молибденитом, шеелитом, арсенопиритом и золотом.

С начальными основными эффузивами и интрузивами герцинского цикла (девон — нижний карбон) вновь связаны медно-колчеданные месторождения, а также рудопроявления титаномагнетитов, хрома и никеля. С гранитами главных фаз герцинской складчатости среднекарбонового возраста связаны незначительные пегматиты, грейзены, кварцевые и кварц-турмалиновые жилы с касситеритом, шеелитом, молибденитом и арсенопиритом. С завершающими этот цикл малыми интрузиями гранит-порфиров и кератофиров верхнего карбона — перми ассоциированы свинцово-цинковые месторождения западной части северного склона Большого Кавказа.

Широко проявлен киммерийский цикл эндогенного оруденения. С толщами кератофировых и спилит-кератофировых пород лейаса и байоса на Малом Кавказе и в Закавказье связаны колчеданные месторождения; такие же месторождения установлены среди флишевых толщ. Кроме того, известны убогие проявления пирротинового, титаномагнетитового и хромитового оруденения в габбро и ультрабазитах. Интрузии гипабиссальных гранитов средней стадии обязано скарновое оруденение Тырныауза с шеелитом и молибденитом, а также небольшие гидротермальные месторождения арсенопирита и молибденита. Наконец, к завершающей стадии малых интрузий гранодиоритов, кератофиров и альбитофиров относят предкелловейское полиметаллическое оруденение Садоно-Унальской группы, барита Закавказья, медные и полиметаллические месторождения Дамблуда и Кафана.

Центр тяжести эндогенного оруденения альпийского цикла был смещен на Малый Кавказ, хотя альпийские месторождения известны и на Северном Кавказе. С вулканогенной свитой начальной стадии этого цикла (верхний мел) связаны известные серно- и медноколчеданные месторождения Сомхито-Карабахской зоны. К последующим кварцевым диоритам, гранодиоритам и сиенито-диоритам предсеноманской магматической серии приурочены редкие месторождения скарнов с рудами железа и кобальта (Дашкесан), а также медно-молибденовые и молибденовые месторождения Мисхано-Зангезурской зоны. В связи с наиболее поздними третичными малыми интрузиями гранодиоритов, дацитов, альбитофиров на Кавказе известны гидротермальные месторождения свинца и цинка, сурьмы и ртути, золота, мышьяка (простые сульфиды) и других металлов.

Региональные закономерности эндогенного оруденения намечены для многих районов Кавказа и этой провинции в целом. С севера на юг выделяются восемь металлогенических зон. В первой зоне Предкавказья сосредоточены полиметаллические месторождения поздних стадий герцинского и киммерийского циклов. Во второй зоне Передового хребта находятся пояс колчеданных месторождений палеозойского возраста и спорадические молибден-вольфрамовые месторождения киммерийской эпохи. В третьей зоне западной части Главного хребта размещены пегматитовые, грейзеновые и кварцево-жильные рудопроявления редких металлов (молибден, олово, вольфрам) каледонского и герцинского циклов. В четвертой зоне Закавказья находятся колчеданно-полиметаллические, барит-полиметаллические и редкометальные месторождения и рудопроявления киммерийской и альпийской эпох (рис. 413).

Пятая зона, соответствующая Куринской депрессии, эндогенных месторождений не содержит.

Шестая, или Сомхито-Карабахская, зона образует колчеданный пояс мезо-кайнозойских эффузивов Малого Кавказа. Седьмая, или Севано-Курдистанкая, зона гипербазитовых интрузий ранней стадии, осложненных малыми гранитоидными интрузиями стадии альпийского цикла, несет мелкие рудо-

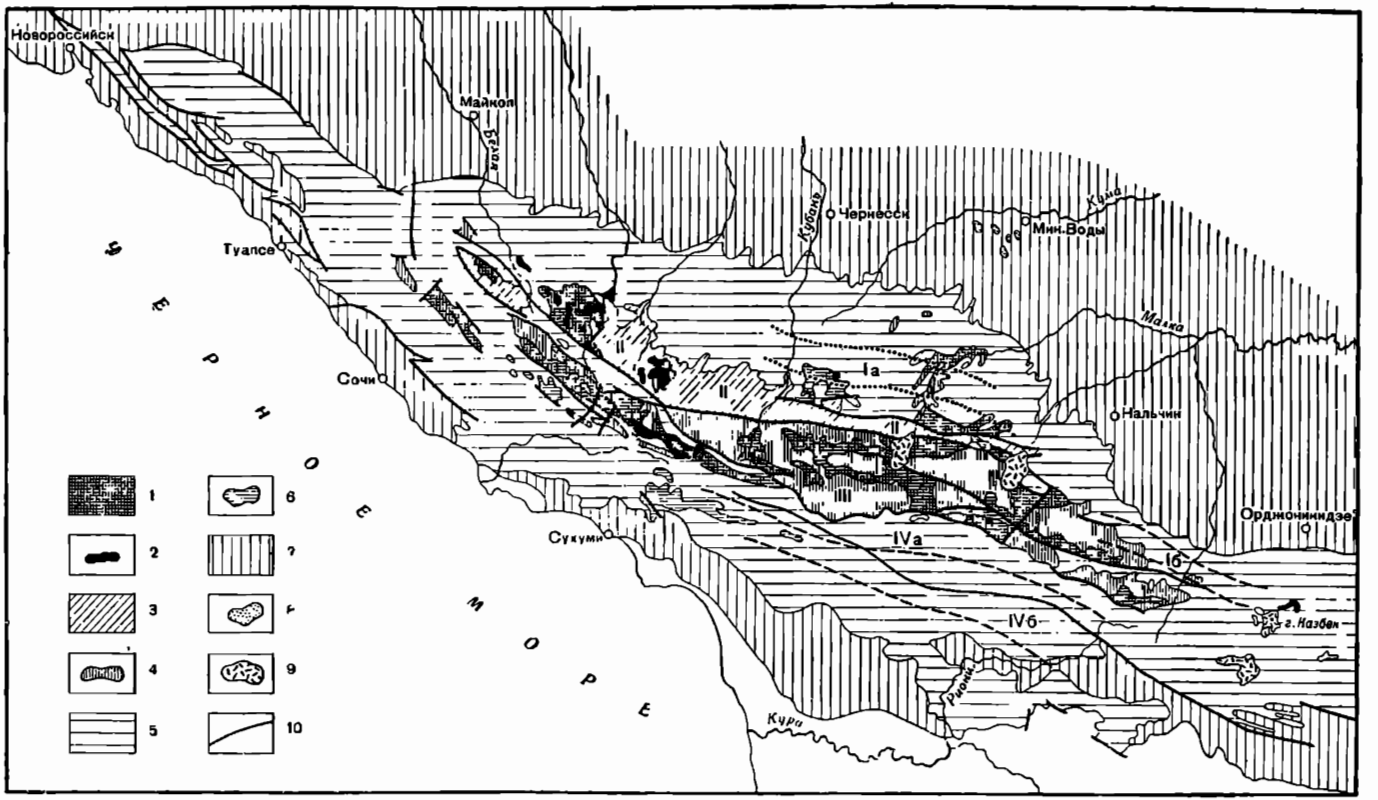


Рис. 413. Схема размещения главных рудных зон Большого Кавказа.

1 — каледонский комплекс; *2* — каледонские интрузии; *3* — герцинский комплекс; *4* — герцинские интрузии; *5* — киммерийский комплекс; *6* — киммерийские интрузии; *7* — альпийский комплекс; *8* — альпийские интрузии; *9* — четвертичные лавы; *10* — разломы. Металлогенические зоны: Ia — зона палеозойских полиметаллических месторождений; Iб — зона мезозойских полиметаллических месторождений; II — зона палеозойских колчеданных месторождений; III — зона месторождений редких металлов Главного хребта; IVa — зона месторождений редких металлов Рачи и Абхазии; IVб — зона колчеданно-полиметаллических месторождений Закавказья

проявления хромовых и титаномагнетитовых руд с примесью платины, никеля, кобальта и ванадия, а также спорадические скопления золотых (с висмутом и теллуром) и сурьмяно-ртутных руд. Восьмая, или Мисхано-Зангезурская, зона синскладчатых олигоцен-миоценовых гранитоидов характеризуется развитием медных, медно-молибденовых и молибденовых месторождений (рис. 414).

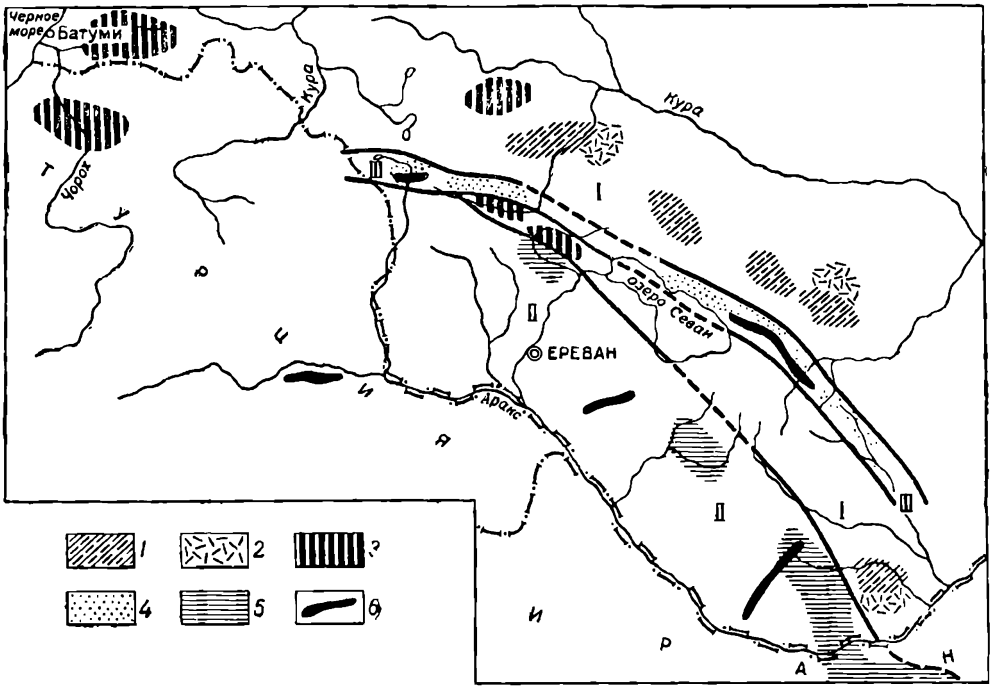


Рис. 414. Схема размещения главных рудных зон Малого Кавказа. По *И. Магакьяну* и *С. Мкртчану*.

Киммерийская металлогения: *1* — колчеданное оруденение раннего этапа; *2* — скарновое и гидротермальное оруденение среднего этапа. Альпийская металлогения: *3* — колчеданное оруденение раннего этапа; *4* — хромитовое оруденение раннего этапа; *5* — медно-молибденовое оруденение среднего этапа; *6* — золото-ртутно-сурьмяно-мышьяковое оруденение позднего этапа. Структурно-металлогенические зоны: I — Сомхито-Карабахская; II — Мисхано-Зангезурская; III — Севано-Курдистанская

Карпаты. Магматические образования и ассоциированные с ними эндогенные месторождения в советских Карпатах принадлежат к альпийскому циклу развития и разделяются Е. Малеевым на три группы: 1) геосинклинальную (мел — палеоген); 2) полуплатформенную (заключительная стадия геосинклинального развития в неогене); 3) платформенную (плиоцен — антропоген).

Геосинклинальный магматизм первой группы представлен лавами диабазового и спилитового состава. Полуплатформенные (орогенные) породы образовались в четыре фазы: 1) низы верхнего тортона — бурдигал; 2) нижний сармат — верхний тортон; 3) нижний левантин; 4) верхний левантин. Они состоят из стратовулканов, гипабиссальных массивов и даек липаритов, дацитов, андезитов и базальтов. Платформенный магматизм проявился в форме экструзий и трубок взрыва андезито-базальтов (бужорская свита).

В Восточных Карпатах известно четыре типа оруденения. С геосинклинальным магматизмом связана мышьяково-сурьмяная минерализация, с первыми тремя фазами полуплатформенного магматизма ассоциируется полиметаллическое оруденение, с четвертой фазой этого периода совпадает теллур-висмутовая минерализация, а платформенному этапу отвечает формирование ртутных месторождений Закарпатья.

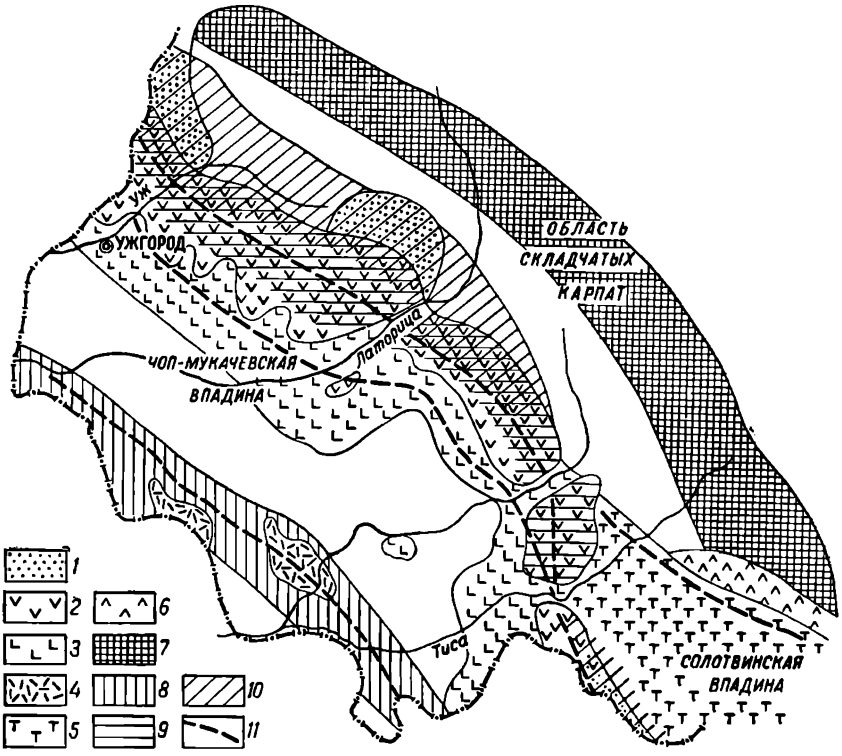


Рис. 415. Схема вулканизма и оруденения в Закарпатье. По *Е. Малееву*.
1 — области малых интрузий и экструзий; *2* — вулканические образования IV фазы вулканизма; *3* — вулканические образования III фазы вулканизма; *4* — вулканические образования II фазы вулканизма (Чоп-Береговская вулканическая структурно-фациальная зона); *5* — вулканические образования I фазы вулканизма; *6* — спилитовые и офиолитовые образования; *7—10* — рудные зоны: *7* — Черноголово-Дроговская мышьяково-сурьмяная, *8* — Чоп-Береговская свинцово-цинковая, *9* — Выгорлат-Гутинская теллуро-висмутовая; *10* — Дубриничи-Оленево-Вышковская ртутная; *11* — предполагаемое положение структурных швов

Месторождения и рудопроявления всех типов сосредоточены в пределах четырех зон, вытянутых вдоль стыка областей различного тектонического режима, отличающихся как знаками, так и скоростью тектонических движений, приведших к развитию по их границам крупных продольных разломов (рис. 415).

К о п е т д а г. Горная цепь Копетдага, возвышающаяся на юге Туркменской ССР вдоль ее границы с Ираном, представляет собой молодое складчатое сооружение, возникшее во второй половине третичного периода на месте существовавшей в течение юрского, мелового и палеогенового времени геосинклинального прогиба. Во вскрытой эрозией части разреза в пределах СССР Копетдаг в основном сложен меловыми и третичными отложениями, из-под которых

в размытых ядрах антиклиналей местами выступают верхние горизонты верхней юры. Металлогения Копетдага, так же как и Карпат, в основном определяется молодым альпийским ртутным оруденением. Здесь известна серия проявлений и два небольших месторождения ртутных руд. Последние представляют собой кальцитовые жилы с киноварью, приуроченные к разломам в песчаниках нижнего мела.

П а м и р. Это типичная полицикличная провинция, в пределах которой хотя и нет значительных месторождений, но имеется серия рудопроявлений, сформированных в широком интервале времени от палеозоя, а может быть и древнее, до третичного периода включительно. По данным Р. Баратова, Н. Морозенко и др., здесь можно наметить четыре возрастные группы эндогенных месторождений и рудопроявлений.

К первой, по-видимому, наиболее древней группе принадлежат месторождения флогопита, горного хрусталя в пегматитах и ляпислазури, находящиеся среди глубокометаморфизованных толщ Юго-Западного Памира; время формирования этих месторождений неопределенно, хотя оно вряд ли моложе герцинской эпохи.

Ко второй группе относятся рудопроявления герцинской эпохи. С интрузиями ультраосновных и основных пород ранней стадии герцинского цикла связаны месторождения асбеста. С последующей интрузией гранодиоритов ассоциируются проявления магнетит-пирротинового и шеелитового оруденения. С завершающей интрузией альбитовых гранитов связана золотоносность Памира.

К третьей группе принадлежат гидротермальные месторождения горного хрусталя, связанные с язгулемским гранитным комплексом киммерийского цикла.

К четвертой, наиболее юной группе относятся гидротермальные рудопроявления полиметаллического состава, ассоциированные с альпийскими гранитами Юго-Восточного Памира, кварцевые жилы с молибденитом и мелкие скопления скарнов с магнетитом, гематитом и сульфидами. В эту же группу входит телетермальное рудопроявление вкрапленных свинцово-цинковых руд в доломитизированных известняках верхнего мела Иокуньж в Дарвазе.

Киммерийская провинция. К этой провинции относится Забайкальско-Приморская провинция.

З а б а й к а л ь с к о - П р и м о р с к а я п р о в и н ц и я. Положение этой провинции соответствует Монголо-Охотской складчатой области с южной Приморской ветвью. В истории геологического развития и формирования ее рудных месторождений намечаются три цикла: герцинский, киммерийский и альпийский. Площадь распространения герцинских комплексов пород и сопровождающих их месторождений расположена в основном к западу от Центральной зоны хр. Сихотэ-Алинь. Она полностью перекрывается площадью развития киммерийских месторождений, распространяющейся несколько далее к востоку до Приморской зоны Сихотэ-Алиня.

В Центральной зоне Сихотэ-Алиня, а спорадически и западнее ее территория распространения киммерийских месторождений, в свою очередь, перекрывается областью формирования альпийских месторождений, протягивающейся далее к востоку с захватом Приморской зоны Сихотэ-Алиня, Сахалина и Курильской гряды. При наличии в пределах рассматриваемой территории месторождений трех циклов геологического развития она тем не менее относится к бицикличным рудным провинциям, так как здесь совмещаются площади распространения месторождений либо герцинского и киммерийского (на западе), либо киммерийского и альпийского циклов (на востоке).

Значительных месторождений ранней стадии герцинского цикла в пределах описываемой провинции не обнаружено. Со средней стадией, отвечающей послеверхнекарбоновой складчатости, связано внедрение гранодиоритов и следующих за ними гранитов, которым сопутствуют, с одной стороны, скарны с магнетитом, а с другой — гидротермальные месторождения олова, золота, молибдена и флюорита, а также апокарбонатные грейзены с редкими металлами.

В киммерийскую эпоху также произошли две гранитоидные интрузии, но внедрившиеся в обратной последовательности. Со среднекиммерийскими гранитами среднеюрского возраста ассоциируются пегматиты, кварц-грейзеновые и кварцевые образования с оловом, вольфрамом и другими редкими металлами. С верхнекиммерийскими умеренно кислыми гранитоидами нижнемелового возраста связаны месторождения свинца и цинка, золота, молибдена, мышьяка (арсенопирита) и вольфрама (шеелита).

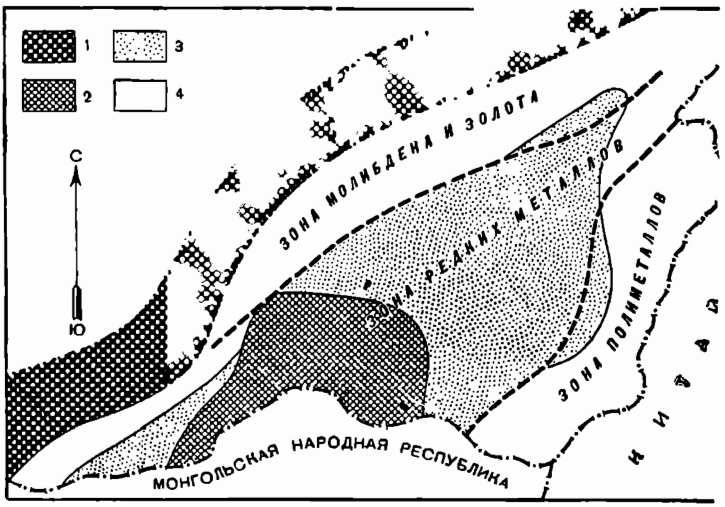


Рис. 416. Схема региональной зональности в размещении рудных месторождений Восточного Забайкалья.

1 — область домезозойской складчатости; *2* — Агинский массив; *3* — центральная часть мезозойской геосинклинали; *4* — краевые части мезозойской геосинклинали

Многофазная интрузия альпийских диоритов, гранитов и гранит-порфиров сопровождалась образованием гидротермальных месторождений полиметаллических, оловянных, золотых, киноварь-антимонит-ферберитовых, ртутных и флюоритовых руд.

В некоторых частях Забайкальско-Приморской провинции различные месторождения иногда бывают достаточно строго распределены по обособленным зонам. Типично в этом отношении Восточное Забайкалье, где еще С. Смирнов наметил три рудных пояса. При последующих исследованиях В. Козеренко и других геологов было установлено, что центральный пояс вольфрам-оловянного оруденения приходится на внутреннюю зону киммерийской геосинклинали, северный пояс золотых и молибденовых руд приурочен к северной периферической, а южный пояс полиметаллических руд — к южной периферической зоне этой геосинклинали (рис. 416).

В Южном Приморье Е. Радкевич выделяет с запада на восток следующие рудные пояса: 1) западный — с палеозойской и наложенной мезозойской (киммерийской) минерализацией; 2) центральный — с киммерийской и наложенной третичной (альпийской) минерализацией; 3) восточный — с киммерийской и альпийской минерализацией (рис. 417).

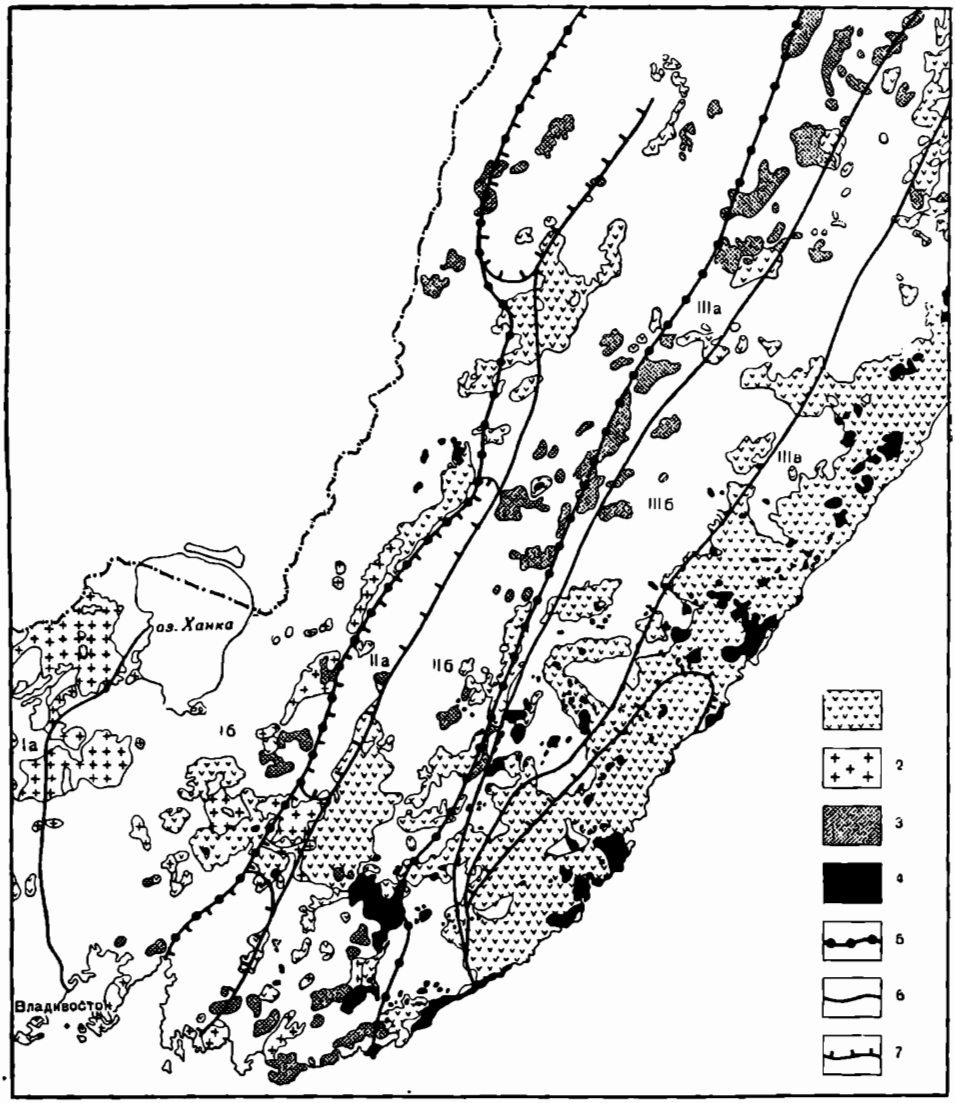


Рис. 417. Схема металлогенического районирования Южного Приморья. По *Е. Радкевич.*

1 — верхнемеловые и третичные эффузивы; *2* — граниты палеозойские; *3* — граниты мезозойские (юрские и верхнемеловые) и частью, возможно, третичные; *4* — гранитоиды третичные; *5* — границы разновозрастных рудных поясов; *6* — границы металлогенических зон и подзон; *7* — границы тектонических структур: прогибов и поднятий. Рудные пояса и металлогенические зоны: I — Западный рудный пояс с палеозойской и наложенной мезозойской минерализацией (Iа — пограничный золотоносный пояс, Iб — область Ханкайского древнего массива с палеозойской редкометальной минерализацией); II — центральный рудный пояс с мезозойской и наложенной третичной минерализацией (IIа — Даубихинская оловоносная металлогеническая зона, IIб — Улахинская олово-вольфрам-золоторудная металлогеническая зона); III — восточный рудный пояс с мезозойской и третичной минерализацией (IIIа — Сидатунская олово-вольфрам-золоторудная подзона, IIIб — Сихотэ-Алинская оловорудная подзона, IIIв — Прибрежная олово-полиметаллическая подзона)

Герцинские провинции. В пределах СССР они весьма значительны. К ним принадлежат Урал, Казахстан и Средняя Азия, а также Таймыр, Томь-Колыванская зона и Донбасс.

У р а л. На Урале могут быть выделены эндогенные месторождения архейско-протерозойской, каледонской и герцинской металлогенических эпох.

Архейско-протерозойское оруденение представлено метаморфогенными рудопроявлениями железных руд, а также мелкими выделениями касситерита и других минералов в пегматитах.

На ранней стадии каледонского цикла, охватывающей период времени от рифея до нижнего кембрия включительно, в связи с интрузией габбро были сформированы древние месторождения ильменит-магнетитовых руд кусинского типа. С калиевыми гранитами средней стадии этого цикла, приходящейся на кембрий — нижний ордовик, ассоциируются незначительные месторождения и рудопроявления молибдена, олова, висмута.

Для герцинского цикла на Урале, точно так же как и для каледонского, крайне характерна ранняя стадия развития, охватывающая широкий интервал от ордовика до верхнего девона — нижнего карбона. В интрузивах перидотитовой магмы этой стадии залегают известные магматические месторождения хромитов, в массивах габбровой магмы — месторождения титаномагнетитовых руд, а с плагиогранитами и сиенитами связаны скарновые месторождения железных и медных руд. С вулканогенной серией спилито-кератофиров и альбитофиров ассоциируются серно- и медноколчеданные месторождения.

В среднюю стадию, отвечающую основным фазам герцинской складчатости каменноугольного периода и нижней перми, внедрились гранодиориты и граниты, а также последующие аляскиты. Интрузия доминирующих гранодиоритов и умеренно кислых гранитов сопровождалась формированием месторождений золотых руд. Локально проявленным аляскитовым гранитам соответствуют пегматиты и грейзены с драгоценными камнями и редкими металлами, а также гидротермальные рудопроявления вольфрамовых руд.

Поздняя, пермская стадия герцинского цикла на Урале заглушена, но ей, может быть, отвечают спорадические рудопроявления барита, флюорита, золото-сурьмяных и кварц-золото-ртутных руд.

Поперечное сечение Урала, согласно А. Пронину и др., представляет собой чередование вулканогенных трогов с гранитоидными поднятиями, разделенных глубинными разломами, контролирующими цепи интрузивов перидотитовой и габбровой магмы. Такому отчетливому зональному тектоническому строению Урала отвечает не менее четкая региональная зональность в размещении эндогенных месторождений. В вулканогенных прогибах — зеленокаменных поясах Урала — сосредоточены колчеданные руды и скарновые месторождения железа и меди. В зонах поднятий с развитием гранитов находятся месторождения золота, редких металлов и драгоценных камней. К цепям гипербазитов и базитов, разделяющих прогибы и поднятия, приурочены магматические месторождения хромитов и титаномагнетитов, платины и платиноидов.

К а з а х с т а н. Казахстан представляет собой типичную бицикличную область распространения каледонских и герцинских эндогенных месторождений.

Каледонский цикл развития с его структурами, изверженными породами и месторождениями проявлен преимущественно в западной части Казахстана. В его раннюю стадию, характеризующуюся накоплением спилит-кератофировых толщ и связанных с ними комагматичных основных и кислых интрузий, были сформированы золотосодержащие колчеданные месторождения. В среднюю

стадию произошло внедрение силурийских гранитов и образование мелких кварц-грейзеновых рудопроявлений с касситеритом и шеелитом. Поздняя стадия характеризуется образованием малых интрузий девонского времени и кварц-золотых месторождений. Таким образом, для каледонской металлогенической эпохи в Казахстане типичны месторождения золота.

Герцинский цикл развития в Западном и Центральном Казахстане протекал в обстановке, переходной от геосинклинальной к платформенной, в Восточном Казахстане — в условиях геосинклинального режима. Несмотря на существенные геологические различия, во всех частях Казахстана в течение этого цикла происходили синхронные и весьма сходные по составу интрузии и сопровождающие их оруденения.

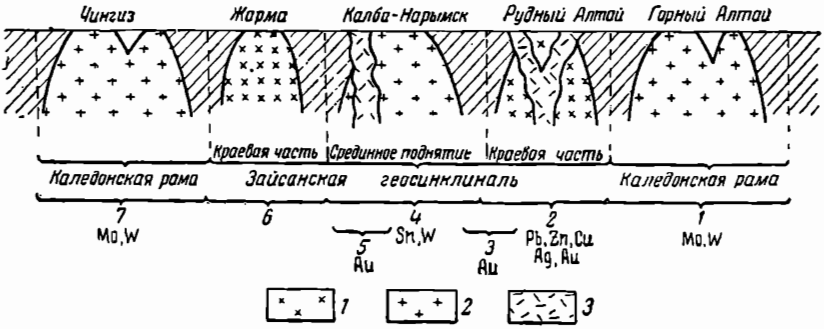


Рис. 418. Схема региональной зональности в размещении рудных месторождений Восточного Казахстана.

1 — змеиногорский комплекс умеренно кислых гранитоидов среднего карбона; *2* — калбинский комплекс лейкократовых гранитов перми; *3* — рудноалтайский вулканогенный комплекс нижнего — среднего палеозоя

В раннюю стадию произошло внедрение мелких массивов ультраосновных и основных пород с образованием локальных скоплений хромита, заметно не влияющих на металлогенический облик провинции. К этой же стадии принадлежат вулканогенные комплексы, с которыми ассоциированы выдающиеся месторождения колчеданно-полиметаллических и барит-полиметаллических руд.

В среднюю стадию происходили две последовательные интрузии гранитоидов. С ранними среднекарбоновыми умеренно кислыми гранитами связаны небольшие месторождения скарновых руд железа, меди, а также молибдена, кобальта и полиметаллов. С последующими верхнекарбоновыми лейкократовыми гранитами связаны пегматиты, альбититы и кварц-грейзеновые месторождения молибдена, вольфрама, олова и других редких металлов.

В позднюю стадию герцинского цикла в пермский период были сформированы малые интрузии состава кварцевых альбитофиров и гранит-порфиров. Им соответствует образование некоторых месторождений полиметаллических, медных и кварц-золотых руд.

В Центральном Казахстане региональная зональность в распределении эндогенных месторождений отсутствует. Отмечается лишь тяготение золотых каледонских месторождений к северной окраине Центрального Казахстана. Находящиеся здесь герцинские месторождения, создающие основную картину оруденения, будучи приурочены к крупным перекрещивающимся тектоническим расколам, не имеют упорядоченного зонального размещения в пределах этой территории. Зато в Восточном Казахстане наблюдается удивительно

правильная зональность в размещении эндогенного оруденения, впервые подмеченная В. Нехорошевым. Здесь, согласно А. Семенову, в соответствии с переходом от одного сектора Зайсанской складчатой зоны к другому выделяются семь рудных поясов (рис. 418):

1) Горный Алтай с вольфрам-молибденовыми месторождениями;
2) Рудный Алтай с полиметаллическим оруденением;
3) пояс золотых месторождений Южного Алтая;
4) Калба-Нарымская зона с месторождениями олова и вольфрама;
5) второй пояс золотых месторождений Калбы;
6) слаборудоносная зона Жармы;
7) Чингизская зона с вольфрам-молибденовыми месторождениями, а также более древними месторождениями медных руд.

Эта региональная зональность обусловлена закономерным пространственным размещением комплексов изверженных пород и связанных с ними месторождений. Позднегерцинские лейкократовые граниты и обусловленное ими редкометальное оруденение разместились в области центрального поднятия Зайсанской геосинклинали и прилегающих к ней платформенных бортов. Вулканогенные комплексы с сопутствующим им колчеданно-полиметаллическим оруденением, наоборот, были сформированы в пределах краевой части геосинклинали.

Средняя Азия. Территория Средней Азии является бицикличной областью распространения каледонского и герцинского оруденения. С каледонскими гранитоидами, развитыми в Северном Тянь-Шане и известными в Среднем Тянь-Шане, связаны небольшие скарновые месторождения с магнетитом и золотом, пегматиты с минералами олова, а также кварц-грейзеновые рудопроявления с молибденитом и, видимо, небольшие месторождения свинцово-цинковых руд.

Для герцинского цикла характерны месторождения средней и поздней стадий развития. С незначительными телами ультраосновных и основных пород ранней стадии связаны мелкие магматические рудопроявления хрома, железа, никеля и кобальта, а также заметные медноколчеданные месторождения в вулканогенных породах. В среднюю стадию (каменноугольное время) произошло внедрение преимущественно умеренно кислых гранитных интрузий, известных в Северном Тянь-Шане и распространенных в Среднем и Южном Тянь-Шане. С гранитоидами связаны скарновые месторождения с шеелитом, гидротермальные месторождения золотых, оловянных, арсенопиритовых и, возможно, некоторой части свинцово-цинковых руд.

В позднюю стадию (пермский период) произошло внедрение сложной по составу гаммы малых интрузий. Они обусловили развитие гидротермальных месторождений руд свинца и цинка, меди, висмута, флюорита. Более поздние месторождения сурьмы и ртути, выпадающие из рудных комплексов Тянь-Шаня, возможно, образованы в связи с киммерийским или альпийским металлогенезом.

Отчетливая региональная зональность в размещении эндогенных месторождений в Средней Азии отсутствует. Это обусловлено тем, что подавляющая масса месторождений этой провинции представлена более или менее однотипными месторождениями, связанными с герцинскими изверженными породами, почти равномерно распределенными на всей ее площади.

Таймыр. По данным М. Равича, Ф. Маркова и А. Доминовой, не всегда согласующимся между собой, на Таймырском полуострове можно наметить пять циклов геологического развития и формирования рудных месторождений.

Первый, протерозойский цикл характеризуется основными эффузивами, превращенными в гранатовые амфиболиты последующими интрузиями габброноритов и габбро и завершающими пегматитами, а также гнейсо-гранитами (нижних ярусов) и двуслюдяными гранитами (верхних ярусов). С двуслюдяными гранитами связаны поля пегматитовых жил с мусковитом.

Второй, рифейский цикл повторяет схему развития первого цикла. Начальные стадии его магматизма связаны с излияниями базальтов (превращенных затем в зеленые сланцы), сменившихся внедрением пластовых интрузий диабазов и габбро-диабазов; этот цикл закончился образованием крупных батолитов гранодиоритов и главным образом гранитов. Сведения о месторождениях полезных ископаемых этого цикла отсутствуют.

Третий, каледонский цикл начался с накопления основных пород и их туфов, сопровождавшихся интрузией габбро-диоритов и гранитов. В среднем палеозое происходили интрузии гранодиоритов и гранитов, а также более поздних порфировидных граносиенитов, аплитовидных гранитов и сиенитов. С ними связаны рудопроявления меди, молибдена, вольфрама и золота.

Четвертый, герцинский цикл характеризуется внедрением двуслюдяных гранитов, с которыми ассоциируются слюдоносные и редкометальные пегматиты.

Пятый, киммерийский цикл относится к началу платформенного режима. В это время здесь развивался триасовый траповый магматизм и произошло образование доверхнеюрских малых трещинных интрузий лампрофиров, гранит-порфиров и сиенитов. В породах траповой формации отмечается сульфидная медно-никелевая минерализация. С малыми интрузиями связаны многочисленные рудопроявления, образующие три рудных пояса: 1) вольфрама и молибдена; 2) свинца и цинка; 3) мышьяка и ртути.

Томь-Колыванская зона. Эта зона представляет собой часть герцинской складчатой области, ограничивающей с северо-запада Кузнецкую котловину и Салаир. Ее продолжение к северо-востоку, северу и юго-западу находится под молодыми отложениями Западно-Сибирской низменности. Территория зоны сложена осадочными породами нижнего, среднего и верхнего палеозоя, собранными в складки северо-восточной ориентировки и прорванными гранитоидами. Периферические части массивов изверженных пород имеют состав гранодиоритов и кварцевых диоритов, а центральные — слюдистых гранитов. С этими гранитоидами связаны три группы рудопроявлений: 1) пегматитовые, грейзеновые и кварцевые с вольфрамитом, касситеритом, молибденитом и топазом; 2) гидротермальные полиметаллические; 3) гидротермальные сурьмяные.

Донецкий бассейн. Эндогенные рудные месторождения Донецкого бассейна приурочены к осевой части западной половины Главного антиклинала и залегают среди пород нижнего и среднего карбона. На восточном конце этого рудного пояса расположены полиметаллические, а на западном — ртутные месторождения. Обе группы месторождений относятся к категории телетермальных образований, не имеющих видимой связи с изверженными породами, отсутствующими в районе месторождений. Образованы они скорее всего в герцинскую эпоху, когда формировались внутренние структуры Донбасса, но все исследователи этих месторождений не исключают возможности образования их в более позднее время — в киммерийскую или даже альпийскую металлогенические эпохи.

Каледонские провинции включают Алтае-Саянскую складчатую область; отдельно в ее пределах описывается Западный Саян.

Алтае-Саянская область. На территории этой провинции, по данным В. Кузнецова и др., развиты протерозойские, рифейские и особенно каледонские месторождения.

Протерозойские и рифейские месторождения находятся на сравнительно ограниченных площадях Восточного Саяна, Кузнецкого Алатау, Горного Алтая и Танну Олы. Некрупные массивы гипербазитов и базитов, а также интрузии плагиогранитов протерозоя и рифея не сопровождались заметным оруденением. С протерозойскими лейкократовыми гранитами связаны слюдоносные, а с аналогичными рифейскими гранитами — редкометальные пегматиты.

Для каледонского цикла развития намечаются пять комплексов магматических пород и сопутствующих им месторождений. С зеленокаменными нижнекембрийскими породами вулканогенного происхождения связаны медноколчеданные месторождения Тувы. В серпентинизированных массивах перидотитов и габбро салаирской фазы (верхний кембрий — нижний ордовик) известны месторождения асбеста, талька, магнезита и мелкие рудопроявления хрома, платины, титаномагнетитов, никеля и самородной меди.

С салаирскими плагиогранитами ассоциированы гидросиликатные месторождения железных руд. Таконские гранодиориты, внедрившиеся в конце ордовика — начале силура, оказались родоначальными для гидротермальных месторождений золота. Интрузия эрийских лейкократовых гранитов, имевшая место в верхнем силуре — нижнем девоне, сопровождалась образованием пегматитов, альбититов, грейзенов и кварцевых жил с вольфрамитом и молибденитом.

Наконец, к группе пород сложного состава тельбесской фазы, зафиксированной на границе среднего и верхнего девона, приурочены скарновые месторождения железных руд. Со специфическим комплексом значительно более молодых, возможно, киммерийских малых интрузий щелочных пород связаны пирохлоровые карбонатиты и редкометальные альбититы среди сиенитов.

Для огромной территории Алтае-Саянской складчатой области намечается грубо зональная схема распределения эндогенных месторождений. При движении с востока на запад от Восточного Саяна к Горному Алтаю фиксируется смена архейских комплексов пород и месторождений протерозойскими и рифейскими, а затем все более преобладающими каледонскими и, наконец, герцинскими.

Западный Саян. В раннюю стадию каледонского цикла, от нижнего кембрия до значительной части ордовика включительно, были сформированы четыре магматических комплекса. Со спилито-кератофировыми вулканогенными породами связано колчеданное оруденение, с перидотитами — магматические рудопроявления хромитов, с породами габбровой магмы — месторождения магнетитовых руд гидросиликатного типа В. Богацкого. К плагиогранитам, по-видимому, приурочено гидротермальное золотое оруденение.

В среднюю стадию основной складчатости, отвечающую концу верхнего ордовика — началу нижнего силура, внедрились батолитические массы гранитов, не сопровождающиеся заметным оруденением.

Поздняя стадия отвечает периоду полной консолидации каледонских структур Западного Саяна в течение верхнего силура — девона. Для нее характерны малые гипабиссальные интрузии, с которыми ассоциированы гидротермальные месторождения молибдена, мышьяка, кобальта и, возможно, золота.

В распределении комплексов магматических пород и связанных с ними эндогенных месторождений в Западном Саяне отмечается следующая закономерность.

Вулканогенные породы и колчеданные месторождения приурочены к геосинклинальным трогам северной и южной окраин Западного Саяна. Батолитические массы гранитов занимают пространства между ними. Вдоль глубинных разломов, ограничивающих троги, вытягиваются цепи массивов перидо-

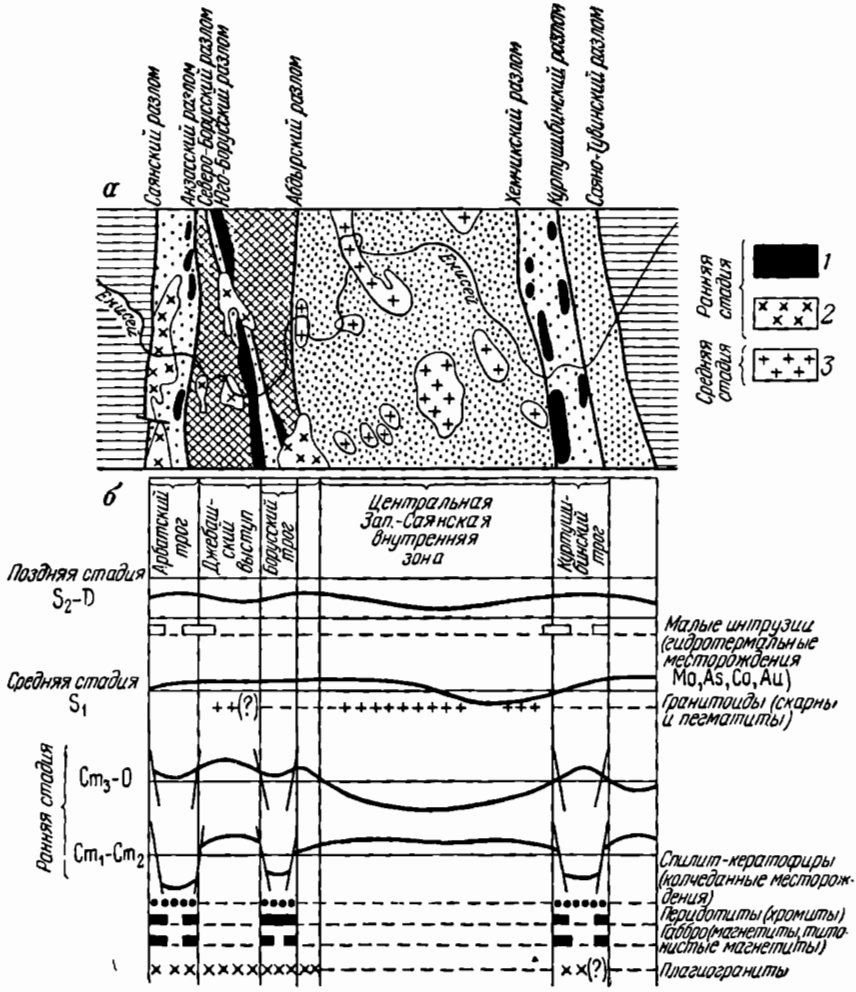


Рис. 419. Металлогеническая схема Западного Саяна.

а — схема геологического строения вдоль р. Енисея, *б* — схема эволюции каледонской геосинклинали.

1 — перидотиты и габбро; *2* — маинские плагиограниты; *3* — большепорожские граниты

титовой и габбровой магмы ранней стадии, а также малые интрузии поздней стадии со свойственными им магматогенными месторождениями (рис. 419).

Докембрийские провинции охватывают Русскую и Сибирскую платформы с наложенным на них местами более поздним оруденением, обусловленным различной степенью их тектонической и магматической активизации уже в платформенную стадию развития.

Русская платформа. В центральной и южной частях Русской платформы не обнаружено воздействия магматических и постмагматических рудообразующих процессов в платформенный период их существования в послерифейское время. Северная часть была поражена тектоническими деформациями, магматизмом и рудообразованием послерифейского времени. Связанное с этим различие в металлогеническом облике разных частей Русской платформы лучше всего видно на юге в пределах Украинского щита, а на севере — на территории Балтийского щита.

Украинский щит. Комплексы горных пород, геологические структуры и эндогенные месторождения Украинского щита, согласно Н. Семененко, Я. Белевцеву и др., сформированы исключительно в архейское и протерозойское время. С ультраосносными породами Приазовья и Подолии нижнего архея и ультраосновными породами конско-бузулукской серии верхнего архея ассоциированы небольшие месторождения хромитов, а также силикатные никелевые руды и скопления талька и магнезитов коры выветривания этих пород. Рассеянная минерализация циркона в гранитоидах архея послужила коренным источником мезо-кайнозойских россыпей этого минерала. С саксаганской железорудной формацией нижнего протерозоя связаны метаморфогенные месторождения железных руд Кривого Рога. К гранитам овручской серии близкого возраста приурочены проявления касситерит-колумбит-вольфрамитовых руд.

К среднему протерозою принадлежат редкометальные линейные альбититы, контролируемые крупными разломами, а также ильмениты в габбро, топазы и морионы пегматитов среди гранитов коростеньского комплекса.

С щелочными породами приазовского комплекса верхнего протерозоя связаны циркон-пирохлоровая и флюоритовая минерализация.

Балтийский щит. В пределах Кольского полуострова и Карельской АССР известны эндогенные месторождения архея и протерозоя, а также наложенное оруденение герцинского цикла (рис. 420).

Архейские месторождения незначительны. Они связаны с постботнийским комплексом микроклиновых гранитоидов и представлены керамическими пегматитами, пирротин-пиритными фальбандами с минералами никеля и кобальта, а также мелкими гидротермальными кварцевыми жилами с молибденитом; в это же время возникли серноколчеданные месторождения Карелии.

Протерозойские месторождения приурочены к полосам ультраосновных, основных и кислых интрузий, разделяющих крупные блоки кристаллических пород архея. С ультраосновными и основными породами протерозоя ассоциируются магматические месторождения сульфидных медно-никелевых и титаномагнетитовых руд. К кислым породам приурочены пегматиты керамические со слюдой и минералами редких металлов, а также скарны с оловом.

Щелочные последевонские породы герцинского цикла внедрились по крупным тектоническим швам между блоками пород архея и протерозоя, образовав прерывистые пояса северо-западного направления. В них сосредоточены магматические месторождения апатита и нефелина, редких металлов, а также альбититы и пегматиты с минералами редких металлов, карбонатиты с железом, слюдой и апатитом и гидротермальные проявления молибдена, полиметаллических руд и флюорит.

Чехол Русской платформы. В осадочных породах, перекрывающих докембрийское кристаллическое основание Русской платформы, известны месторождения ряда полезных ископаемых. Это месторождения нефти и газа в отложениях каменноугольного и девонского возраста; каменноугольные бурые угли; каменные, калийные и калийно-магниевые соли палеозоя; бокситы

палеозойского и мезозойского возраста; осадочные марганцевые месторождения третичного времени; ископаемые россыпи титана и циркона третичного возраста; желваковые фосфориты мезозойского времени; различные минеральные строительные материалы.

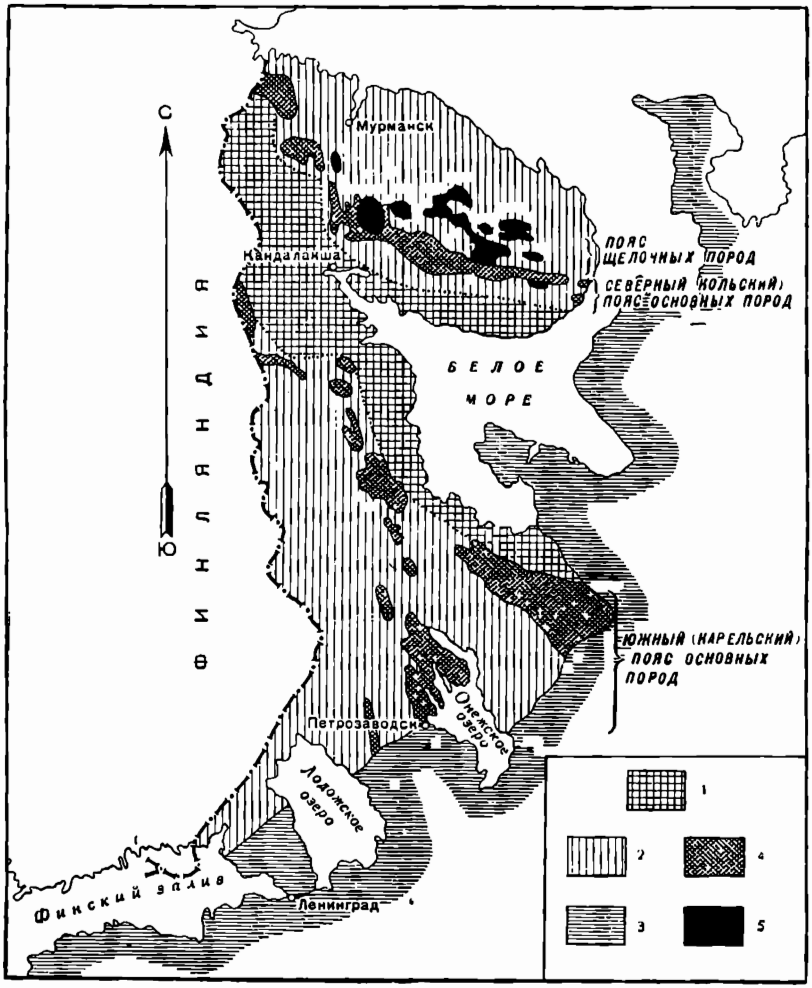


Рис. 420. Структурно-металлогеническая схема советской части Балтийского щита.

1 — область преимущественной архейской складчатости и месторождений; *2* — область протерозойской складчатости, наложенной на архейскую складчатость (архейские и протерозойские месторождения); *3* — отложения чехла Русской платформы; *4* — важнейшие массивы ультраосновных и основных пород; *5* — важнейшие массивы щелочных пород

Сибирская платформа. В кристаллическом основании Сибирской платформы известны месторождения архейского, протерозойских и рифейского циклов; в основание и платформенный чехол проникли магматические породы и магматогенные месторождения киммерийского цикла развития.

Среди архейских кристаллических гнейсов, сланцев, мраморов и кварцитов известны перекристаллизованные и метаморфизованные основные и кислые изверженные породы. Их палингенное происхождение неблагоприятно отра-

зилось на рудообразовании. С ними связаны лишь простые пегматиты и незначительные месторождения флогопита, мало интересные с практической точки зрения. В этом же комплексе отмечены метаморфические скопления корунда, графита, силлиманита.

Для протерозойского и рифейского периодов геологического развития отмечаются более ранние интрузии габбро-норитов и более поздние, значительно шире распространенные гранитоидные интрузии. Значительных месторождений, обусловленных основными интрузиями, пока не выявлено. Со спилит-кератофировым вулканизмом ранней стадии позднего протерозойского цикла связаны колчеданно-полиметаллические месторождения. К гранитоидам в разных районах распространения пород кристаллического основания Сибирской платформы приурочены различные группы месторождений: скарновые месторождения железа и других металлов, слюдоносные пегматиты, гидротермальные месторождения золота и горного хрусталя, рудопроявления свинца, цинка, меди, молибдена.

В палеозойских и мезозойских осадочных породах чехла Сибирской платформы известны месторождения нефти и газа, углей, солей, фосфоритов, а также стратиформные месторождения цинка и свинца.

Магматизм и рудообразование киммерийского времени, протекавшие уже в платформенных условиях, развивались по-разному в различных частях Сибирской платформы. Для приподнятых и обнаженных частей фундамента платформы характерна трещинная интрузия малых гипабиссальных кислых и щелочных пород мезозоя (Алдан, Енисейский кряж, Прибайкалье и др.). С ними связаны гидротермальные флюоритовые, вольфрам-молибденовые, кварц-золотые и, возможно, полиметаллические месторождения.

В областях прогибов с погруженным на глубину платформенным основанием, перекрытым пологозалегающей толщей пород нижнего и верхнего палеозоя, развивался траповый вулканизм нижнего мезозоя (например, междуречье Енисея и Лены). Ему сопутствовало формирование разнообразных месторождений: 1) магматические месторождения сульфидных медно-никелевых руд; 2) гидротермальные месторождения железа; 3) гидротермальные месторождения исландского шпата; 4) предположительно гидротермальные месторождения свинца и цинка. Широкие области воздыманий и прогибов разграничены крупными зонами разломов в теле Сибирской платформы. Эти зоны разломов служили главными путями для внедрения основной и щелочной посттраповой магм, приведшего к образованию кимберлитовых трубок с алмазами и карбонатитовых интрузивов центрального типа с редкометальной минерализацией, местами сопровождающейся накоплением флогопита.

ГЛАВНЕЙШИЕ ЭПОХИ ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

На территории СССР выделяют архейскую, три протерозойских, рифейскую, каледонскую, герцинскую, киммерийскую и альпийскую эпохи эндогенного рудообразования.

Архейская эпоха представлена месторождениями допалеозойских платформ и отдельных массивов древнейших пород, известных в складчатых областях более поздних циклов геологического развития. Наиболее полными площадями их распространения являются основание Русской платформы с ее Балтийским и Украинским щитами, основание Сибирской платформы с ее Алданским щитом, Анабарским массивом, Енисейским и Восточно-Саянским поднятиями. При формировании магматических пород архейской эпохи преобладали палингенные

процессы, крайне неблагоприятные для рудообразования. Поэтому для архея характерны метаморфогенные месторождения железистых кварцитов, иногда серного колчедана, корунда, графита, андалузита, силлиманита. Из магматогенных некоторое значение имеют лишь керамические и иногда слюдяные пегматиты.

Протерозойские эпохи проявлены значительно более разнообразными месторождениями. Они распространены, во-первых, на территории развития архейских комплексов, обособляясь в их пределах на более локальных площадях, во-вторых, на обширной территории южного обрамления Сибирской платформы и в пределах Алтае-Саянской складчатой области.

Во всех трех протерозойских эпохах отмечается дальнейшее развитие метаморфогенных месторождений. Но в отличие от архейской эпохи они не ограничиваются развитием только железистых кварцитов, а содержат разнообразные метаморфогенные месторождения цветных металлов и золота. Для этого времени обильны месторождения пегматитов и линейных карбонатитов; расширяется круг колчеданных месторождений.

Для этих эпох уже достаточно отчетливо выделяются ранние группы ультраосновных и основных пород и более поздние интрузии кислых пород, разделяющиеся на фазу гранодиоритов и последующую фазу гранитов и аляскитов; достаточно характерна ранняя геосинклинальная вулканогенная формация; малые интрузии завершающей стадии магматизма для протерозойской эпохи выявляются редко.

Для протерозойских эпох наиболее характерны следующие месторождения: 1) линейные альбититы с редкометальной минерализацией; 2) слюдоносные и редкометальные пегматиты; 3) колчеданные месторождения; 4) магматические месторождения ильменит-магнетитовых и сульфидных медно-никелевых руд; 5) предположительно метаморфогенные месторождения золота.

Преобладают месторождения железа, титана, никеля, меди, цинка, ванадия и золота.

Рифейская эпоха обнаруживается по месторождениям в пределах платформ, особенно в структурах юга Сибирской платформы, в Алтае-Саянской складчатой области, в меньшей степени в пределах Урала, Казахстана, Средней Азии и Кавказа. Она проявлена спилит-кератофировой, перидотитовой и габбровой формациями ранней стадии, обширными гранитоидами средней стадии и наземными андезито-дацитами поздней стадии развития. Для нее отмечаются магматические хромитовые и титаномагнетитовые рудопроявления, достаточно обширные скарновые руды железа, пегматитовые, гидротермальные и колчеданные месторождения, а также метаморфогенные месторождения железных руд, карбонатиты и альбитит-грейзеновые образования.

Для рифейской эпохи наиболее характерны месторождения железа, свинца и цинка, золота.

Каледонская эпоха оказалась завершающей для Алтае-Саянской складчатой области и предшествующей для герцинской металлогении на большей части Казахстана, Северного Тянь-Шаня и Западного Урала; эндогенные месторождения этой эпохи известны также в массивах древних комплексов других герцинских и более молодых складчатых областей (Кавказ, Забайкальско-Приморская провинция, Дальний Восток).

Перидотитовые интрузии и спилит-кератофировые вулканогенные породы в каледонских провинциях проявлены слабо. Шире развиты породы габбро-пироксенит-дунитового и плагиогранитового состава. Не менее распространены умеренно кислые и следовавшие за ними кислые граниты. Малые интрузии

и андезито-дацитовые эффузивы завершающей стадии каледонского цикла отмечаются редко.

Для этой эпохи особенно характерны следующие месторождения: 1) магматические месторождения ильменит-магнетитов; 2) скарновые месторождения железных руд; 3) различные гидротермальные месторождения золота.

Для каледонской эпохи пока не установлено значительных альбититовых, грейзеновых, гидротермальных и колчеданных месторождений цветных и редких металлов, за исключением, может быть, местами встречающихся месторождений тантало-ниобиевых и кварц-молибденовых руд. Таким образом, существенными для этого времени являются месторождения железа, титана, золота и отчасти молибдена.

Герцинская эпоха отличается необычайным разнообразием комплексов изверженных пород и богатством эндогенных рудных месторождений, резко выделяясь по этому признаку от сравнительно ограниченного оруденения как предшествующих, так и последующих периодов. Эти месторождения распространены на Урале, в Казахстане, Средней Азии, южной части Таймыра, Томь-Колыванской зоне, а также в массивах палеозойских пород внутри областей мезо-кайнозойской складчатости.

В соответствии с особенностями геологического развития отдельных провинций для герцинской эпохи отмечаются той или иной мощности ранние интрузии перидотитового, габбро-пироксенит-дунитового и плагиогранит-сиенитового состава, а также вулканогенные комплексы спилит-кератофиров. Повсеместно выделяются комплекс гранодиоритовых пород и последующий комплекс кислых гранитных пород средней стадии. В ряде районов отчетливо устанавливаются малые интрузии и андезито-дацитовые вулканиты поздней стадии герцинского цикла развития.

Для герцинской эпохи известны разнообразные месторождения: 1) магматические хромитовые в перидотитах; 2) магматические титаномагнетитовые и платиноидные среди пород габбрового комплекса; 3) колчеданные в породах спилит-кератофировой формации; 4) скарновые железа и меди, ассоциированные с плагиогранит-сиенитовыми интрузиями; 5) скарновые вольфрамовые и полиметаллические, приуроченные к гранитоидам повышенной основности; 6) пегматитовые, альбититовые, грейзеновые и кварцевые месторождения олова, вольфрама, молибдена и других редких металлов, обусловленные интрузиями гранитов и аляскитов; 7) гидротермальные, преимущественно полиметаллические и медные, стадии малых интрузий и наземных вулканитов.

В герцинскую эпоху были сформированы месторождения почти всех металлов: железа, титана, ванадия, хрома, меди, свинца и цинка, вольфрама, молибдена, олова, висмута, кобальта, золота, платины, тантала, ниобия и др.

Герцинские месторождения платформенной стадии развития, известные на Балтийском щите, будут рассмотрены особо несколько ниже.

Киммерийская эпоха оригинальна по эволюции магматизма. Для нее намечается как бы обратная последовательность в развитии глубинных магматических комплексов и связанных с ними месторождений. На ранних стадиях внедрялись малые интрузии (предбатолитовые интрузии Колымы), вслед за ними произошло внедрение кислых гранитных пород, а затем умеренно кислых гранитоидов, особенно отчетливых в Восточном Забайкалье; основные и щелочные породы ранней стадии для киммерийской эпохи нехарактерны.

Месторождения этой эпохи распространены в пределах Дальнего Востока, Кавказа и Забайкальско-Приморской провинции. Среди них наиболее суще-

ственными являются следующие: 1) гидротермальные месторождения золота, связанные с ранними малыми интрузиями и самыми поздними гранитоидами; 2) пегматитовые, альбититовые, грейзеновые и кварцевые месторождения олова, вольфрама и других редких металлов, ассоциированные с кислыми и субщелочными гранитными породами; 3) карбонатитовые месторождения редких металлов; 4) гидротермальные, местами скарновые месторождения полиметаллических руд, меди, мышьяка (арсенопирита), молибдена, вольфрама, барита, сопутствующие интрузии умеренно кислых гранитоидов.

Магматические месторождения промышленного значения киммерийской эпохи неизвестны. Месторождения этой эпохи в основном представлены скоплениями металлов, характерных для ассоциации умеренно кислых интрузий. Среди них преимущественно распространены месторождения золота, полиметаллических руд, мышьяка, молибдена, вольфрама, олова.

Альпийская эпоха проявлена месторождениями Северо-Востока, восточной части Забайкальско-Приморской провинции, Кавказа, Карпат, Копетдага, Памира. Для нее не отмечается отчетливой и повсеместно выдержанной эволюции в ходе образования изверженных пород и связанных с ними эндогенных месторождений. Характерны местные провинциальные схемы последовательности внедрения магматических комплексов преимущественно гранитных пород. Крупные интрузии кислых пород разнообразны, незакономерны и часто не завершаются, а перемежаются с малыми интрузиями. Интрузии габбрового и особенно перидотитового состава нетипичны, хотя местами они проявляются.

Наиболее характерны для этой эпохи разнообразные гидротермальные месторождения, известны скарновые месторождения железных и свинцово-цинковых руд, карбонатитовые месторождения тантало-ниобатов и колчеданно-медные образования. Нетипичны и очень редки, с одной стороны, магматические, а с другой — альбитит-грейзеновые образования. Шире других распространены месторождения меди, полиметаллов, вольфрама, молибдена, олова и ртути; местами месторождения железа, сурьмы, мышьяка, кобальта, а также проявления золота.

Платформенные эпохи эндогенного рудообразования проявились на допалеозойских платформах в обстановке тектоно-магматической активизации герцинского и киммерийского времени. Вне зависимости от времени их действия магматизм и оруденение платформенного периода необычайно схожи и достаточно специфичны. В этих условиях формируются три комплекса изверженных пород перидотитового, габбрового и щелочного состава, контролируемых, как правило, крупными разломами. С разновидностью перидотитовых пород, с кимберлитами, связаны магматические месторождения алмазов. С габброидами ассоциированы магматические месторождения сульфидных медно-никелевых руд, а также постмагматические месторождения железных и, возможно, свинцово-цинковых руд. С комплексом щелочных пород связаны своеобразные карбонатиты и альбититы со скоплениями минералов тантала, ниобия, а также гидротермальные месторождения золота, вольфрама, молибдена, флюорита.

По поводу приведенной краткой характеристики металлогенических эпох, рассмотренных применительно к территории СССР, необходимо сделать следующие замечания.

1. Здесь дана сводная характеристика основных металлогенических эпох для площади Советского Союза в целом; естественно, она будет существенно отличаться для отдельных рудных провинций страны.

2. Расширение площади металлогенического анализа до размеров Евразии, тем более до пределов всей земной поверхности, несомненно, заставит уточнить многие положения, высказанные по поводу специфических черт оруденения металлогенических эпох, проявленных на территории Советского Союза.

3. Характеристика металлогенических эпох произведена с учетом данных о рудных месторождениях, выявленных к настоящему времени; открытие новых месторождений потребует уточнения наших представлений о металлогении территории СССР.

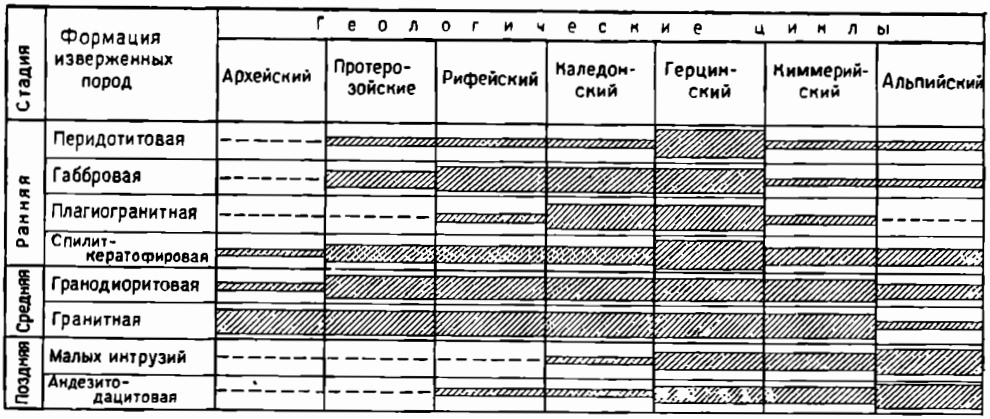


Рис. 421. Интенсивность развития формаций изверженных пород по стадиям геосинклинального цикла и металлогеническим эпохам

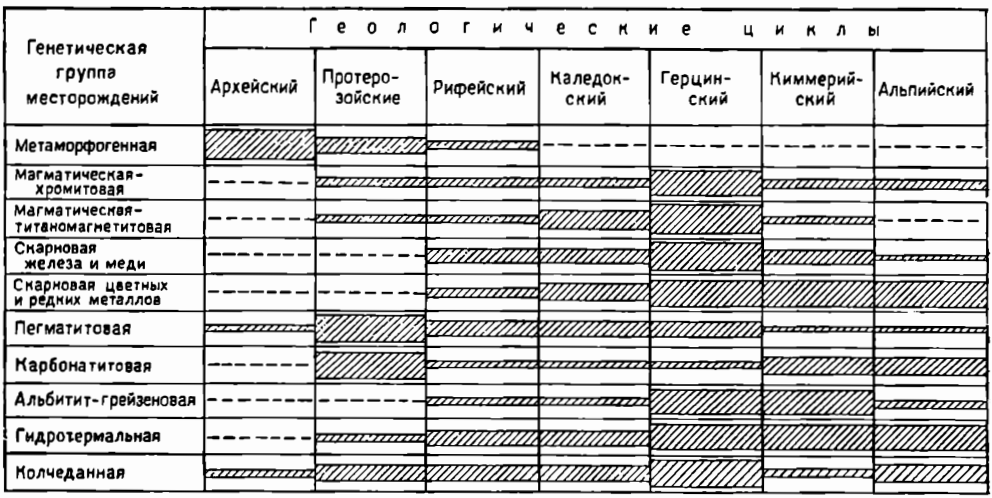


Рис. 422. Интенсивность развития генетических групп эндогенных рудных месторождений от древних к юным металлогеническим эпохам

Об эволюции магматизма и рудообразования. При сохранении общей схемы эволюции магматизма и рудообразования в истории каждой эпохи наблюдаются специфические отклонения, позволяющие судить о различной интенсивности

развития формаций изверженных пород, возникающих на последовательных стадиях геологического цикла от древних к молодым металлогеническим эпохам (рис. 421). Это, в свою очередь, приводит к различной интенсивности развития генетических групп эндогенных месторождений для разных металлогенических эпох (рис. 422). Совокупное рассмотрение того и другого позволяет судить о тенденциях в эволюции магматизма и магматогенного рудообразования от древнейших до наиболее молодых этапов развития земной коры.

Перидотитовые интрузии ранней стадии слабо проявлены во всех циклах, кроме герцинского, и то лишь в Уральской геосинклинали. Интрузии габбровой формации и их производные плагиогранитные породы развивались в нарастающих размерах от протерозойского цикла до герцинского, а затем достаточно резко сократились. Вулканогенные породы спилит-кератофировой формации проявились во всех циклах, но особенно обильно в герцинском. Комплекс умеренно кислых гранитоидов более или менее устойчив для всех эпох, начиная с протерозоя. Аляскитовые граниты равномерно формировались от древнейших эпох до киммерийской, но заметно уменьшились в объеме в альпийском цикле. Наконец, малые интрузии и вулканогенные образования андезито-дацитовой формации завершающей стадии геосинклинального развития проявились в отчетливой форме лишь с герцинского периода и доминировали в альпийскую эпоху.

Неравномерность в развитии магматических комплексов привела к неравномерности и к интенсивности формирования различных генетических групп рудных месторождений.

Метаморфогенные месторождения доминировали в архейском и протерозойском циклах, а затем их образование практически прекратилось.

Промышленные магматические хромитовые месторождения перидотитовой магмы отмечаются только для герцинской эпохи. Магматические месторождения титаномагнетитов и скарновые месторождения руд железа и меди формировались в нарастающих размерах от протерозойских до герцинской эпохи включительно, а затем сокращались. Пегматитовые месторождения относятся к наиболее древним, но до герцинской эпохи среди них отмечались преимущественно керамические и слюдоносные разновидности и лишь в герцинскую и киммерийскую эпохи они формировали заметные месторождения редких металлов. Карбонатиты наиболее характерны для эпох протерозоя и мезо-кайнозоя. Альбитит-грейзеновые месторождения, развивавшиеся в нарастающем количестве до герцинской и киммерийской эпох, резко сократились в альпийское время.

Гидротермальные и скарновые месторождения цветных, редких и благородных металлов отсутствуют в архее, в слабой форме проявлены в протерозойских, рифейскую и каледонскую эпохи, бурно формировались в герцинскую эпоху и продолжали занимать доминирующее положение в киммерийскую и альпийскую эпохи.

Общие тенденции в эволюции магматизма и рудообразования от древнейших эпох к молодым сводятся к следующему. В архейскую эпоху формировались исключительно месторождения метаморфогенного генезиса. От протерозойских эпох до герцинской включительно отчетливо проявлялись интрузии и эндогенные месторождения ранней стадии геосинклинальных циклов, в значительной мере погасшие в последующие эпохи. От герцинской до альпийской эпохи нарастала роль малых интрузий и ассоциированных с ними постмагматических, особенно гидротермальных месторождений поздней стадии геосинклинальных циклов.

Таким образом, герцинская эпоха оказалась переломной в общей истории магматизма и рудонакопления; она выделяется широким развитием всех комплексов изверженных пород и разнообразных генетических групп месторождений. В составе изверженных пород и минеральных образований предшествующих эпох заметную роль играют ультраосновные и основные породы и месторождения ранних стадий геологических циклов. Среди изверженных пород и минеральных масс последующих эпох резко преобладают гранитоидные породы и связанные с ними месторождения. Это, возможно, связано с тем, что геосинклинали развивались в ранних циклах на еще сравнительно тонкой сиалической оболочке, покрывающей базальтовую постель, а позднее по мере накопления осадков мощность этой оболочки возросла и в ней решающую роль стали играть породы гранитной магмы. Конечно, приведенные представления об эволюции магматизма и рудообразования являются обобщенными для территории Советского Союза в целом; для отдельных складчатых областей имеются существенные отклонения от них.

Наследование в рудообразовании. Для всех рудных провинций нашей страны характерен набор месторождений определенных металлов, придающих специфическую металлогеническую окраску каждой провинции. Такие металлы, наиболее широко распространенные и обладающие значительной концентрацией в месторождениях данной провинции, могут быть названы *типоморфными металлами*.

Некоторые геологи, занимающиеся изучением эндогенных месторождений в разных районах нашей страны, обращали внимание на повторяемость месторождений одних и тех же, особенно типоморфных, металлов от более древних к более молодым эпохам рудообразования. Это обстоятельство, например, отмечали Д. Щербаков для Кавказа, Н. Беляевский для Дальнего Востока, Е. Карпова для Средней Азии.

Рассмотрение материалов по металлогении СССР показывает, что указанная закономерность наследованного развития месторождений типоморфных металлов имеет более широкое и общее значение. Она особенно отчетливо проявляется на территориях с молодым оруденением киммерийской и альпийской эпох, наложенных на площади распространения месторождений более древних эпох.

Так, например, для Кавказа типоморфны месторождения меди, молибдена и отчасти свинцово-цинковые. Здесь известны медные месторождения каледонской эпохи (Западный Кавказ), герцинской эпохи (Центральный Кавказ), киммерийской эпохи (Алаверды, Зангезур) и альпийской эпохи (Малый Кавказ). Молибденовые месторождения также принадлежат к каледонской (Блыбь), герцинской (Белягидон и др.), киммерийской (Тырныауз), альпийской (Парагачай) эпохам. На Кавказе имеются герцинские свинцово-цинковые месторождения (Эльбрус, Тызыл) и подобные им киммерийские (Садонская группа), а также альпийские (Закавказье) образования.

В Забайкальско-Приморской металлогенической провинции к типоморфным относятся месторождения олова. В пределах этой провинции обнаружены оловянные месторождения допалеозойского и нижнепалеозойского времени. В ореоле вознесенских гранитов выявлены оловянные месторождения герцинской эпохи. Широко распространены месторождения олова, принадлежащие к киммерийской (Восточное Забайкалье), а также к альпийской металлогеническим эпохам (Хинганское, Солнечное, группы Сихотэ-Алиня).

На Северо-Востоке к типоморфным принадлежат месторождения золота и олова. По мнению большинства геологов, главная масса золотых месторождений

этой провинции связана с комплексом малых интрузий верхнеюрского возраста. Однако месторождения золота встречаются среди группы месторождений, ассоциирующихся с лейкократовыми гранитами колымского комплекса верхней юры, гранодиоритами охотского комплекса мелового возраста и молодыми альпийскими гранитами омсукчанского комплекса. Ф. Апельцин выделяет шесть последовательных периодов возникновения гидротермальных золотых месторождений Колымы в границах от верхней юры до третичного времени. Для этой же провинции хорошо известны две крупные эпохи мощного оловянного оруденения: верхнеюрская — грейзен-касситеритовая и верхнемеловая — третичная, представленная преимущественно месторождениями силикатно-касситеритовой формации.

Подобного рода наследованность состава рудных месторождений подтверждается и в более древних металлогенических провинциях. Примером может служить Урал, для которого наиболее типоморфны месторождения железа. Концентрация железа буквально переполняет все процессы рудообразования на Урале. Здесь известны месторождения древних допалеозойских или нижнепалеозойских ильменит-магнетитов (Кусинское и др.). На ранних стадиях герцинского цикла железо связывалось в хромитах гипербазитов (Донское, Сарановское и др.) и титаномагнетитах базитовых интрузий (Качканар и др.). Поздпее, в верхнем силуре — нижнем девоне и даже карбоне, в связи с интрузиями плагиогранитов и сиенитов формировались скарновые месторождения с магнетитовой рудой (горы Магнитная и Высокая, Кустанайская группа и др.). Замечательно, что такая насыщенность эндогенного рудообразования железом на Урале соответствует обилию осадочных месторождений этого металла, известных буквально во всех частях его сводного стратиграфического разреза от древнейших допалеозойских комплексов до палеогена включительно.

Установлено, что при повторении геологических условий рудообразования в той или иной провинции повторяются не только месторождения типоморфных металлов, но и их классы. Примерами могут служить сходные протерозойские и герцинские магматические месторождения титаномагнетитов Урала, каледонские, герцинские и киммерийские месторождения колчеданных медных руд Кавказа, жильные гидротермальные палеозойские и мезозойские полиметаллические месторождения этой же провинции, гидротермальные месторождения прожилково-вкрапленных медно-молибденовых руд каледонской (Бощекуль) и герцинской (Коунрад) эпох в Казахстане и т. п. В этих случаях можно говорить о наследовании не только металлического состава, но и классов месторождений типоморфных металлов.

В случае перемены геологической обстановки создаются различные классы этих месторождений. Так, например, среди месторождений молибденовых руд Кавказа известны кварцевые жилы с молибденитом, гидротермально измененные малые интрузии кислых пород со скоплениями этого минерала, прожилково-вкрапленные медно-молибденовые образования и молибденоносные скарны.

В настоящее время точно неизвестны причины металлогенической специализации рудных провинций и повторяемости металлического состава их эндогенных месторождений. Эту повторяемость в большинстве случаев нельзя ставить в исключительную зависимость от переотложения рудного вещества древних месторождений в процессе формирования последующих молодых месторождений, как это представлялось Г. Шнейдерхену.

В отдельных случаях могло происходить такое переотложение, обусловленное захватом вещества месторождений древних эпох и его регенерированием в месторождениях последующих эпох. Но оно не способно объяснить всей

картины металлогенической специализации и наследованного характера рудообразования. Скорее всего причина эта более глубокая, обусловленная общностью и устойчивым существованием источников рудообразующих веществ на всем длительном протяжении формирования эндогенных месторождений от самых древних до самых юных металлогенических эпох каждой рудной провинции и даже их геологически обособленных частей.

УГОЛЬНЫЕ ПРОВИНЦИИ ТЕРРИТОРИИ СССР

Краткая характеристика закономерностей размещения месторождений углей в Советском Союзе дана по работам И. Горского и А. Матвеева. На территории СССР наиболее раннее угленакопление отмечается в отложениях силурийского возраста, где оно не имеет промышленного значения (рис. 423). Промышленная угленосность впервые появляется в девоне и получает максимальное развитие в отложениях карбонового, пермского, юрского, мелового, палеогенового и неогенового времени. В некоторых бассейнах и месторождениях угленакопление приурочено лишь к одному геологическому периоду, например Донецкий и Западно-Уральский бассейны (карбон), Канско-Ачинский и Иркутский бассейны (юра). В других бассейнах накопление угленосной толщи и образование углей, начинаясь в одном геологическом периоде, продолжалось и в следующих, например в Кузнецком, Тунгусском бассейнах (карбон — пермь), Ленском бассейне (юра — мел).

Силурийский возраст имеют небольшие площади сильно метаморфизованных углей на северных склонах Алайского и Туркестанского хребтов в Средней Азии.

Девонский возраст в европейской части страны имеют угли в районе между Уралом и Волгой, на западном склоне Урала и в Губерлинских горах на Южном Урале. В азиатской части Союза ССР месторождения среднего девона известны в Павлодарской области Казахстана и в Кемеровском районе Кузбасса (Барзас).

Карбоновый возраст характерен для ряда бассейнов и месторождений. К нижнему карбону относятся месторождения нижних свит западной и юго-западной частей Донбасса, нижних свит Карагандинского бассейна, Львовско-Волынский, Подмосковный и Западно-Уральский бассейны, а также месторождения восточного склона Урала. Среднему и верхнему карбону подчинены основные части месторождений Донецкого бассейна, верхние свиты Карагандинского и нижние свиты Кузнецкого, Минусинского и Тунгусского бассейнов, а также некоторые месторождения Северного Кавказа.

Пермский возраст имеют основные углесодержащие свиты Кузнецкого, Минусинского и Тунгусского бассейнов, Печорский бассейн, Прииртышская группа, Кендерлыкское месторождение в Казахстане, а также небольшие месторождения в Башкирии, Татарии и Приморском крае.

Триасовый возраст свойствен угольным месторождениям восточного склона Урала, Южного Урала и Средней Азии, где угленакопление переходит в юрское время. Мелкие месторождения собственно триасового возраста известны в Армении и на Дальнем Востоке.

Юрский возраст угленакопления очень распространен на территории нашей страны. С нижнеюрскими отложениями связаны месторождения Урала и Средней Азии; со среднеюрскими — бассейны и месторождения Восточной Сибири (Канско-Ачинский, Иркутский, Улухемский и Алданский), а также Забайкалья, Закавказья и Казахстана; с верхнеюрскими — нижние свиты

Ленского и Буреинского бассейнов Сибири и восточного склона Полярного Урала. К меловому возрасту принадлежит бо́льшая часть угольных месторождений Якутии и Дальнего Востока. Нижнемеловые угли свойственны Ленскому и Буреинскому бассейнам; к нижнему и отчасти верхнему мелу относятся угли Зырянского, Суйфунского и Сучанского бассейнов, а также Аркагалинского месторождения; исключительно верхнемеловыми являются мезозойские угли Сахалина и Камчатки.

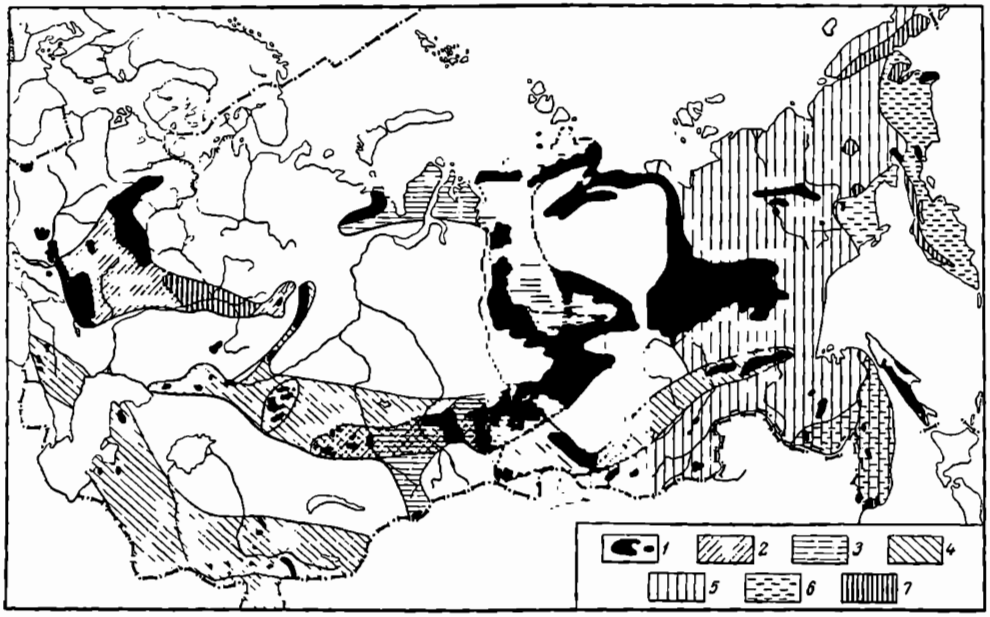


Рис. 423. Распределение угленосности на территории СССР. По *А. Матвееву.*

1 — угольные бассейны и месторождения; *2* — районы с преобладанием карбонового угленакопления; *3* — районы с преобладанием пермского угленакопления; *4* — районы с преобладанием нижнемезозойского угленакопления; *5* — районы с преобладанием верхнеюрского и мелового угленакопления; *6* — районы с преобладанием третичного угленакопления; *7* — угленосные площади

Третичный возраст имеют многие угольные месторождения Украины, Молдавии, Армении, Южного Урала, Дальнего Востока, Сахалина и Камчатки (табл. 53).

Формирование месторождений углей на территории СССР, начавшееся с силура, в дальнейшем не прекращалось до современного периода. Однако процессы накопления угленосных толщ и образования месторождений угля,

Таблица 53

Распределение запасов углей по геологическому возрасту. По *А. Матвееву*

Геологический возраст	Запасы, %	Геологический возраст	Запасы, %
Девонский	Менее 0,1	Юрский	24,2
Карбоновый	7,8	Меловой	28,9
Пермский	37,5	Третичный	1,5
Триасовый	0,1		

несмотря на их общую большую длительность, к концу каждого геологического цикла развития превращались и в следующий цикл непосредственно не переходили. В последующие циклы геологического развития новые области углеобразования возникали уже на новых площадях, в иной геологической обстановке. Причем, как это отмечает Г. Крашенинников, палеозойские угольные гассейны в большей части формировались во внутренних и краевых прогибах беосинклиналей. Им обычно свойственны угленосные толщи паралического характера с отчетливым циклическим строением, иногда с многократным чередованием морских и континентальных отложений, как, например, в Донецком и Печорском бассейнах.

Угольные бассейны и месторождения нижне- и среднемезозойского возраста преимущественно возникали и развивались в межгорных тектонических впадинах. Их продуктивные толщи представлены континентальными отложениями с мощными пластами конгломератов основания, накопившихся вследствие разрушения бортов впадин. Лишь мезозойские угольные бассейны Восточного Забайкалья находятся в краевых и внутренних прогибах наложенной киммерийской геосинклинали, приближаясь по тектоническим условиям образования к палеозойским угольным месторождениям.

В кайнозое, за исключением альпийской складчатой зоны на Дальнем Востоке, угленакопление происходило преимущественно в платформенных условиях.

НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ ПРОВИНЦИИ МИРА И СССР

Краткие сведения о некоторых закономерностях размещения месторождений нефти и горючего газа на земной поверхности приведены по статьям И. Брода, М. Варенцова, В. Васильева, Н. Вассоевича, И. Высоцкого, М. Мирчинка, В. Оленина, А. Трофимука и др. При участии этих геологов составлена карта, на которой показаны все известные нефтегазоносные бассейны земного шара и ряд крупных областей погружения земной коры, которые могут рассматриваться как возможные нефтегазоносные бассейны (рис. 424).

Под нефтегазоносным бассейном в данном случае понимается замкнутая область крупного и длительного погружения в современной структуре земной коры, с которой связаны разнообразные месторождения нефти и газа, группирующиеся в зоны нефтегазонакопления, ассоциированные с питающими их нефтегазосборными площадями.

Все нефтегазоносные бассейны разделяются на три группы: 1) платформенных равнинных впадин; 2) краевых прогибов (предгорных впадин); 3) межгорных падин.

Бассейны платформенных равнинных впадин объединяют области погружения, геотектонически связанные с участками земной коры, находящимися в платформенной стадии развития. Эти бассейны обычно ограничиваются склонами платформенных сводовых поднятий, а также линейными погребенными поднятиями или поднятыми блоками фундамента. Иногда обрамление платформенных равнинных бассейнов осуществляется сглаженными дотретичными горными сооружениями, слабо выраженными в рельефе современной земной поверхности.

Такие бассейны подразделяются по возрасту и характеру строения их фундамента. С этой точки зрения среди них выделяются бассейны: 1) с докембрийским фундаментом; 2) с палеозойским фундаментом; 3) с разновозрастным сложнопостроенным фундаментом.

Бассейны платформенных равнинных впадин с докембрийским и палеозойским фундаментами чаще всего располагаются в центральных частях платформ. Фундамент их погружен не очень глубоко, а мощность выполняющих бассейны осадков не превышает 3—4 км. В бассейнах с докембрийским фундаментом возраст выполняющих их толщ в основном палеозойский. Примером их в СССР может служить Мезенско-Камский бассейн Русской платформы.

В бассейнах с палеозойским фундаментом возраст выполняющих их толщ палеозой-мезозойский. Примером этого типа бассейнов на территории СССР является обширный Западно-Сибирский бассейн.

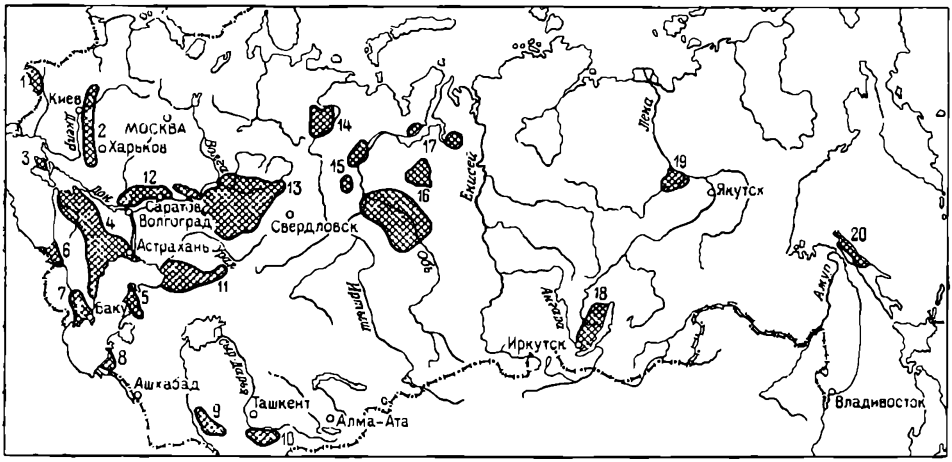


Рис. 424. Нефтегазоносные бассейны Советского Союза (схема). По *Н. Вассоевичу*:

1 — западных областей Украины (Предкарпатье); *2* — восточных областей Украины (Днепровско-Донецкая впадина); *3* — Крымского полуострова; *4* — Северного Кавказа и Дагестана; *5* — Мангышлака; *6* — Западной Грузии; *7* — Азербайджана; *8* — Восточного Прикаспия; *9* — Каракумов; *10* — Ферганской депрессии; *11* — Урало-Эмбинский; *12* — Волгоградско-Саратовский; *13* — Волго-Уральский; *14* — Ухта-Печорский; *15* — западной части Западно-Сибирской низменности; *16* — центральной части Западно-Сибирской низменности; *17* — северной части Западно-Сибирской низменности; *18* — Иркутской области; *19* — Усть-Вилюйский; *20* — о. Сахалина

Бассейны с разновозрастным сложным фундаментом чаще всего тяготеют к краям современных платформ. Мощность осадочных толщ, выполняющих такие бассейны, велика и достигает в наиболее опущенных частях впадин 10 км и более. Возраст этих толщ различный в разных частях бассейна, в целом охватывает широкий интервал времени от низов палеозоя до верхов кайнозоя. К этому типу принадлежит, например, Северо-Каспийский бассейн на юго-востоке Русской платформы.

Бассейны краевых прогибов (предгорных впадин) обладают асимметричным строением: один их борт равнинный, платформенный и пологий, другой — предгорный, складчатый и крутой. Среди таких бассейнов в зависимости от возраста ограничивающих их с одной стороны складчатых сооружений выделяются бассейны, связанные со складчатыми сооружениями: 1) палеозойского, 2) мезозойского, 3) кайнозойского возраста.

Мощность толщ, выполняющих бассейны краевых прогибов, часто достигает 5—10 км, причем в соответствии с общей асимметрией бассейнов зона максимального погружения, как правило, бывает достаточно узкой, линейно-вытянутой и прижатой к складчатому борту.

Возраст осадочных толщ бассейнов краевых прогибов, связанных с палеозойскими складчатыми сооружениями, обычно также палеозойский. Их примером на территории Советского Союза может служить Печоро-Тиманский бассейн Русской платформы. Возраст толщ подобных бассейнов, связанных с мезозойскими складчатыми сооружениями, в значительной мере также мезозойский. Лучшим примером подобного рода бассейнов является пояс бассейнов краевых прогибов, окаймляющих в Северной Америке с востока цепи Кордильер.

Возраст осадочных толщ бассейнов краевых прогибов, связанных с кайнозойскими складчатыми сооружениями, относится в основном к мезозою и кайнозою. К ним в Советском Союзе принадлежат Предкарпатский, Западно-Черноморский, Азово-Кубанский, Средне-Каспийский и Каракумский бассейны.

Бассейны межгорных впадин объединяют многочисленные и достаточно разнообразные по своей тектонической природе впадины внутри складчатых областей. Их примером на площади нашей страны могут быть Ферганский в Средней Азии и Южно-Каспийский на Кавказе. Некоторые бассейны данной группы приурочены к современным прибрежным мобильным зонам земной коры, часто они с одной или даже с двух сторон ограничены современной береговой линией и открыты в море или океан. Таковы Японские, Индонезийские и Западно-Американские бассейны, входящие в грандиозное кольцо Тихоокеанского пояса.

КАРТЫ ПРОГНОЗА РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Исследование геологических закономерностей размещения полезных ископаемых сопровождается составлением карт расположения известных скоплений минерального сырья, служащих основой для прогноза их вероятного распространения, направляющего геологопоисковые работы.

Масштабы карт. Карты рудоносности, угленосности и нефтегазоносности могут составляться по шкале четырех масштабов:

1) обзорные — 1 1 000 000 и мельче;
2) среднего — 1 : 1 000 000—1 : 200 000;
3) крупного — 1 : 200 000—1 50 000;
4) детальные — 1 : 50 000 и крупнее.

Типы карт. Среди карт размещения полезных ископаемых могут быть выделены следующие типы: 1) комплексные карты с показом на них всех разновидностей полезных ископаемых; 2) карты распространения отдельных генетических групп месторождений полезных ископаемых; к ним могли бы относиться, например, карты размещения скарновых, пегматитовых или россыпных месторождений; 3) карты распространения отдельных видов минерального сырья; среди них могут находиться, с одной стороны, карты парагенетически связанных месторождений, например, нефти и газа, вольфрама и олова, сурьмы и ртути, а с другой стороны, карты какого-либо одного полезного ископаемого, например железа, марганца, золота и т. д.

Комплекты карт. Для полной картографической характеристики закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых той или иной территории обычно требуется составлять комплект различных карт. Примером такого комплектирования могут служить карты, составленные для одного из районов Сибири под руководством И. Рожкова. В этот комплект входят

следующие карты: 1) геологическая, 2) тектоническая, 3) палеогеографические карты по основным эпохам осадконакопления, 4) гидрогеологическая, 5) металлогеническая на специализированной тектонической основе, 6) нефтегазоносности, 7) угленосности, 8) россыпных месторождений, 9) нерудных ископаемых. К ним прилагаются в качестве вспомогательных карты: 1) геологической изученности, 2) геофизической изученности, 3) геофизические.

Специализированная тектоническая основа карт распространения различных групп полезных ископаемых составляется в соответствии с принципами, разработанными Н. Шатским и его сотрудниками для тектонической карты Советского Союза. На карте осуществляется тектоническое районирование с выделением платформ и площадей развития складчатости различного возраста. В их пределах намечаются тектонические элементы первого и второго порядков.

К первым принадлежат щиты, антеклизы, синеклизы, краевые прогибы, наложенные впадины. Ко вторым относятся отдельные массивы, своды, погребенные поднятия, впадины, антиклинальные и синклинальные зоны. На их фоне изображаются важнейшие тектонические элементы высших порядков, такие, как валы, мульды, купола (на платформе) или антиклинории и синклинории (в складчатых областях).

Толща слагающих территорию пород расчленяется на семь структурных ярусов. Принимая во внимание тесную связь ряда полезных ископаемых с определенными группами пород, на карте особыми знаками отражается распределение литолого-фациальных комплексов осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород. На карте показано также размещение магматических пород различного возраста, состава и тектонического положения. Складчатые структуры на платформе фиксируются при помощи стратоизогипс опорных горизонтов, а в складчатых областях — при помощи показа осевых линий главных антиклиналей. Разрывные нарушения подразделяются по генезису, масштабу и возрасту.

Знаки рудных месторождений на металлогенической карте отражают: 1) главный металл в составе руды, 2) сопутствующие компоненты, 3) генетический класс, 4) парагенетическую минеральную ассоциацию, 5) размеры и степень разведанности.

На карте нефтегазоносности показаны все известные нефтегазопроявления, а также разведочные и опорные скважины. Зоны нефтегазонакопления, связанные с антиклинальными линиями, отдельными антиклиналями, куполами и стратиграфо-литологическими ловушками, выделяются особо.

На карте угленосности фиксируются: 1) площади распространения углей, 2) геологический возраст угленосных отложений и углей, 3) генетические типы углей, 4) марочный состав углей, их зольность, 5) суммарная мощность всей угольной массы и суммарная мощность рабочих пластов, 6) число рабочих пластов и их мощность.

Карта россыпных месторождений составляется на геоморфологической основе с районированием территории по морфогенетическим признакам, характеризующим происхождение, историю развития и возраст рельефа. На этом же фоне особыми знаками указываются места нахождения россыпных месторождений различных металлов или минералов (золото, вольфрам, алмазы) различного возраста, различных генетических типов и размеров.

На всех картах размещения полезных ископаемых производится специальное районирование с выделением площадей распространения генетически сходных групп месторождений, общее положение которых определяется теми или

иными тектоническими, фациально-литологическими или геоморфологическими элементами.

Карты прогноза. Анализ геологических данных и расположения месторождений полезных ископаемых, изображенных на картах, позволяет наметить площади различной перспективности распространения этих полезных ископаемых.

Контуры таких площадей показываются непосредственно на картах или для них составляются особые дополнительные карты, чаще всего на листах прозрачного материала (восковка, пластик), легко совмещаемых с основными картами. Обычно на таких прогнозных картах выделяют площадь различной перспективности. Чаще всего намечаются участки пяти степеней перспективности: 1) перспективные площади с установленными промышленными месторождениями в их пределах, 2) перспективные площади с установленными признаками минерализации, 3) перспективные площади, выделяемые по геологическим, геофизическим и геохимическим данным, 4) площади с неясной перспективой, 5) неперспективные площади.

Такие карты прогноза распространения месторождений полезных ископаемых, составленные с учетом совокупности всех геологических, геохимических и геофизических данных, на основе анализа геологической позиции уже выявленных скоплений минерального сырья представляют надежную научную основу для поисков новых месторождений, в том числе и не выходящих на поверхность земли.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абдуллаев Х. М. Рудно-петрографические провинции. М., «Недра», 1964. 136 с.

Билибин Ю. А. Вопросы общей металлогении и металлогении золота. М., Изд-во АН СССР, 1961. 518 с. (Избранные труды, т. 3).

Геологическое строение СССР, т. IV. Основные закономерности размещения месторождений полезных ископаемых на территории СССР. М., «Недра», 1968. 503 с.

Горский И. И. Угленосные провинции СССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 175—188.

Магакьян И. Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М., «Недра», 1969. 222 с.

Матвеев А. К. Геология угольных бассейнов и месторождений СССР. М., Госгортехиздат, 1960. 495 с.

Нефтегазоносные бассейны (регионы) земного шара. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 5—12. (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов, проблема 11.) Авт.: И. О. Брод, М. И. Варенцов, В. Г. Васильев и др.

Рябухин Г. Е. Нефтегазоносные провинции и области СССР. Моск. Ин-т нефтехимпческой и газовой промышленности, 1972. 74 с.

Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 17—81.

Смирнов В. И. Очерки металлогении. М., Госгеолтехиздат, 1963. 164 с.

Современные проблемы металлогении. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 8. М., «Наука», 1967. 424 с.

Твалчрелидзе Г. А. О главнейших металлогенических эпохах Земли. — «Геология рудных месторождений, 1970, № 1, с. 22—36.

Успенская Н. Ю., Табасаранский З. И. Нефтегазоносные провинции СССР. М., «Недра», 1966. 495 с.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абиссальная зона 80
Абрадируемые берега 467
Автоматические месторождения 96
Автореакционные скарны 164
Автометаморфизм 551
Автохтонное вещество 90
Автохтонные осадки 532
Агенетическая связь 291
Агенты выветривания 374
Академия Наук 17
Аккумулятивные берега 467
— месторождения 92
Активизация древних платформ 76
Активный слой 465
Алитный профиль 380
Аллохтонное вещество 90
Аллохтонные осадки 532
Аллювиальные россыпи 455, 482
Алмазные месторождения 106
Альбититовые месторождения 60, 208, 213
Альбититы 208, 213
Альпийские жилы 573
— провинции 640
Альпийская эпоха 660
Алюминиевые руды осадочного происхождения 515
Амагматогенные гидротермальные месторождения 340
Амфиболовая фация 556
Амфиболовая фация метаморфизма 363
Амфибол-асбестовые метаморфические месторождения 570
Анатексис 573
Ангидрит в зоне окисления 449
Андалузитовые месторождения 187
Апатит-магнетитовые месторождения 114
— с форстеритом карбонатиты 148
Апатитовые месторождения 115
— — коры выветривания 405
Апофизы 32
Аргиллизация 312
Аридные условия образования осадочных месторождений 504
Ароматические нефти 48
Архейская эпоха 657
Ассимиляционные магматические источники рудообразования 234
Ассоциации минералов 242
Астроблемы 573
Базальтофильная геосинклиналь 68
Базальтофильные рудные месторождения 68
Бактерии 378, 424, 527
Балтийский щит 655
Баритовые месторождения коры выветривания 406
Барий в осадках 515
Бассейны полезных ископаемых 31
Бастнезит—паризит—монацитовые карбонатиты 148
Берг Коллегия 16
Бериллиевые месторождения скарнов 183
Бикарбонатные комплексы 229
Бинарные системы 251
Биохимические осадочные месторождения 527
Биметасоматоз 190
Бокситовые месторождения коры выветривания 401
Бокситы в зоне окисления 431
Бор в осадках 515
Борные месторождения скарнов 184
Бушвельдский магматический комплекс 119

Вариации изотопов серы в рудах 238
Вертикальный градиент зональности 309
Взвеси 226
Висмут в зоне окисления 435
Висячие залежи 95, 103
Витрен 535
Внутренняя зона геосинклиналей 72
Внутрирудные геологические структуры 630
Внутрирудный метасоматоз 264
Вогнутые берега 461
Вода при метаморфизме 553
Водородный показатель 227, 264
Вольфрам в зоне окисления 431
Вольфрамовые месторождения скарнов 176
Вторичные ореолы рассеяния 314
Вулканическая гипотеза происхождения нефти 541
Вулканогенно-метасоматические месторождения 367
Вулканогенно-осадочные месторождения 349, 367, 499, 547
Вулканогенные гидротермальные месторождения 338

Выдержанные россыпи 485
Выжатые пегматиты 137
Выпуклые берега 461
Высокоминеральные воды дна Красного моря 233
— — полуострова Челекен 233
Высокотемпературные месторождения 325

Габитус кристаллов 244
Газ горючий 540
Газово-жидкие включения 245
Газоконденсаты 542
Газонефтяные бассейны 543
Гальмиролиз 386
Гатчеттолит-пирохлоровые карбонатиты 148
Генезис алмазов 108
Генетическая связь 291
Геологическая история осадконакопления 500
Геологические структуры месторождений полезных ископаемых 575
Геологический Комитет 24
Геоморфологический анализ 478
Геосинклинальная рама 72
Геосинклинальный этап 78
Геотермический градиент 249
Геохимическое родство 288
Геохимическая специализация 288
Герцинская эпоха 659
Герцинские провинции 649
Гетеромагматические месторождения 97
Гидравлический эквивалент 470
Гидратация 374, 377
Гидратный метасоматоз 280
Гидрографический фактор образования россыпей 479
Гидроксильные комплексы 229
Гидролиз 374, 377
Гидроминеральное месторождение 10
Гидрослюдистый профиль 380
Гидростатическое давление 248
Гидросульфидные комплексы 229
Гидротермальная гипотеза образования карбонатитов 155
Гидротермально измененные породы 361
Гидротермальное изменение 224, 233
Гидротермальные месторождения 25, 60, 224, 226
Гидротермальный синтез 244
Гипабиссальная зона 82
Гипергенные месторождения 59
Гипогенные месторождения 60
Гипогенная зональность металлоносных жил 297
Гипотеза кислотно-щелочной дифференциации 257
Гипотеза образования пегматитов американских геологов 128
— — — Ферсмана 126
Гипотеза переноса минеральных веществ в истинных растворах минералов 259
— — — — — в коллоидных растворах минералов 259
— — — — — в легкорастворимых соединениях простых ионных растворов 260
— — — — — — — комплексных ионно-молекулярных растворов 261
Гипотезы происхождения нефти и газа 541
Гипотермальные месторождения 324
Гипс в зоне окисления 449
Гистеромагматические месторождения 92
Главная стадия процесса 325
Глаукофановая фация 556
Глинистый профиль 380
Глины месторождения 509
Глубина эрозионного среза 291
Глубинные месторождения 60
Глубинные разломы 73, 581
Гляциальные россыпи 455, 490
Гнездо 32
Гомогенизация 245, 287
Горная привилегия 16
Горнозаводские школы 17
Горное ведомство 24
Горный Устав 17
Горючая масса 535
Горючие полезные ископаемые 10
Горячие воды глубокой скважины Южной Калифорнии 233
Гравия месторождения 507
Градиент накопления 289
Граната метаморфические месторождения 572
Гранитные пегматиты 122
Гранитофильная геосинклиналь 69
Гранитофильные рудные месторождения 68
Графит в скарнах 185
Графита метаморфические месторождения 572
Грейзеновые месторождения 60, 208, 216
Грейзены 208, 216
Группировка гидротермальных месторождений А. Бэтмана 328
— магматогенных месторождений Г. Шнейдерхена 326
Гуано 531
Губчатая текстура 429
Гумидные условия образования осадочных месторождений 504

Двойной эксцентриситет зональности 288
Декрепитация 245, 351
Делювиальные россыпи 455, 481
Дельтовые россыпи 482
Диагенеза стадия 496
Диаграмма «давление — температура» 268
— состояния воды и минерализованного водного раствора 353
Диаграммы «концентрация — давление» 268
— «концентрация — температура» 268
— последовательности выделения минералов 56
— «pH—Eh» 268
— «состав — парагенезис» 268
Диализ 377

Диатомит 531
Диафторез 551
Диплогенетические месторождения 237
Диффузия 227, 230
Дифференциация минеральных веществ 60
Длительность формирования коры выветривания 391
Докембрийские провинции 654
Доломитизация 312
Донные залежи 95
Дорудные дайки 293
— разломы 581
— складчатые структуры 576
Дорудная трещинная тектоника 588
Древние горные выработки 15
Дюрен 535

Естественные электрические поля 265

Желваковые фосфориты 527
Железистые кварциты 558
«Железная шляпа» 424
Железные инфильтрационные месторождения 416
Железные руды осадочного происхождения 515
Железо в зоне окисления 431
Железо-кобальтовые месторождения скарнов 172
Железо-магнезиальный метасоматоз 280
Железорудные месторождения скарнов 171
Жилы 35
Жильные минералы 40
Жильные поля 37

Закрытые системы 229
Залежь полезного ископаемого 31
Зальбанд 36
Запасы 10
Зеленокаменная фация метаморфизма 363
Золото в зоне окисления 443
Золота метаморфические месторождения 573
Золотые месторождения скарнов 182
Зональное строение скарнов 167
Зона активного водообмена 420
— аэрации 375, 420
— Беньофа 359
— вторичного обогащения 421, 425, 444
— гидролиза 382
— гидратации 382
— застойных вод 420
— застоя 375
— зрелых долин 477
— конечного гидролиза 382
— начальной гидратации 382
— окисления 419
— полного насыщения 374—375
— просачивания 420
— расширения долин 477
— углубления долин 477
— цементации 444
Зональность 284, 382
— внутрирудного метасоматоза 306
— гидротермально измененных пород 309
— отложения 308
— повторных тектонических разрывов 303
— рудных поясов 298
— — тел 300
— — узлов 299
— состава пород 306
— тектонического раскрывания 305
— гидротермальных месторождений 296

Избирательный метасоматоз 278
Известковые скарны 165
Изменение вмещающих пород 99
Износ обломков 463
Изотопный анализ 247
Изотопы свинца 288
— серы 234
Индикаторные текстуры лимонитов 429
Инертный компонент 229
Интенсивность метаморфизма 363
Интрарудные дайки 293
Инфильтрационно-диффузионная гипотеза Д. Коржинского 190, 193
Инфильтрационные месторождения 59, 371, 391, 407
Ископаемые залежи солей 510
Ископаемые россыпи 455
Исследование акцессорных минералов 288
Истинные растворы 227
Источники вещества полезных ископаемых 89
— воды 229
— минерального вещества 232
Итабириты 558

Каледонская эпоха 658
Каледонские провинции 652
Каменные строительные материалы в зоне выветривания 448
Камерная жила 35
Камерные пегматиты 137
Каолинизация 312
Каолиновые месторождения 404
Карбидная гипотеза происхождения нефти 541
Карбонатитовые жилы 161
— месторождения 60, 144
— штоки 145
Карбонатиты в зоне окисления 448
Карбонатные комплексы 229
Карбонатный метасоматоз 280
Карбонатного парагенезиса образования 337
Карбонатные породы 531
Карстовые бокситы 401
Карты прогноза 669
Катагенеза стадия 499
Кварцевого парагенезиса образования 331
Кварцевый метасоматоз 280
Кианитовые и силлиманитовые метаморфические месторождения 571
— месторождения 187
Кимберлитовые трубки 106

Киммерийская провинция 646
— эпоха 659
Кислотная стадия 256
Кислотность — щелочность 374
Кларен 535
Классификация гидротермальных месторождений П. Ниггли 325
— месторождений полезных ископаемых 61
Кливаж 577
Климатические условия формирования коры выветривания 387
Климатический фактор образования россыпей 479
Клиф 467
Кобальт в зоне окисления 440
Коллекторы нефти 542
Коллоидно-дисперсные минеральные группы 385
Коллоидные растворы 227
Колчеданные месторождения 60, 347
Колчеданы 348
Комплекс 229
Комплексные россыпи 456
Конечная стадия разложения 427
Контактово-метаморфические месторождения 25
Контактово-метаморфизованные железные руды 568
— месторождения 568
— — графита 569
— — корунда и наждака 569
Контактовый метаморфизм 551
Контрастность зональности 302
Концентрация 228
Концентрационные рудные столбы 322
Критическая скорость срыва 459
Кора выветривания 59, 371, 374
— неполного профиля 383
— сокращенного профиля 383
Коренные источники россыпей 471
Корундовые месторождения 187
Космическая гипотеза происхождения нефти 541
Косовые россыпи 482
Коэффициент активности 228
— вариации 38—39
— водной миграции 379
— истирания 464
Кремнистые породы 531
Коэффициент накопления 289
— продуктивности 55
Критическая температура воды 253, 255
— — водных растворов 255
Ксенотермальные месторождения 325
Кунсткамера 17

Лабораторные исследования 90
Лазуритовые месторождения 187
Латеральсекреционная гипотеза 235
Латеральные россыпи 455, 487
Латеральный профиль 380
Ледниковые россыпи 455
Ледовые условия образования осадочных месторождений 504
Лестничные жилы 35
Лептотермальные месторождения 325
Ликвационные месторождения 92, 100
Лимнические месторождения 532
Линейная кора выветривания 372
Линейные альбититы 215
Линзовидные залежи 40
Лиственитизация 311
Ложный плотик 483
Ломоносовский период 18

Магматическая ассимиляция 240
Магматическая вода 229
Магматическая гипотеза образования гидротермальных месторождений 239
— — — карбонатитов 151
Магматическая дифференциация 98
Магматические месторождения 60, 92
Магматогенные месторождения 23
Магнезиальные скарны 165
Магнезиальный метасоматоз 280
Магнезитовые месторождения коры выветривания 399
Марганец в зоне окисления 431
Марганцевые месторождения Индии 561
— — коры выветривания 400
Марганцевые руды осадочного происхождения 515
Массивные залежи 39
Медно-колчеданные месторождения 348
Медные инфильтрационные месторождения 415
— месторождения скарнов 174
Медь в зоне окисления 437
Межень 461
Мезотермальные месторождения 324
Мертвая линия 291
Месторождения бурых железняков коры выветривания 397
— выветривания 371
— геосинклиналей 62
— марганца и железа на дне современных океанов 522
— океанов 78
— платформ 75
Месторождение полезного ископаемого 7
Металлогения 62
Металлогеническая специализация 288
Металлогенические провинции 30
— эпохи 77, 637
Металлогенический цикл 78
Металлогеническое районирование 637
Металлогенические элементы гидротермальных месторождений 237
Метаморфизация соляного раствора 510
Метаморфизм руд 363
Метаморфизованные месторождения 60, 551, 557
Метаморфизованные фосфоритсодержащие пласты 566
Метаморфическая вода 231

Метаморфическая гипотеза образования пегматитов 133
Метаморфические месторождения 25, 60, 551, 570
— пегматиты 122
Метаморфические фации 554
Метаморфогенные месторождения 60, 551
Метановые нефти 48
Метасоматическая колонка 274
Метасоматически замещенные пегматиты 140
Метасоматические месторождения 25
Метасоматоз 273
Метастабилиты 385
Метеорная вода 232
Методы изучения полезных ископаемых 90
Механизм образования россыпей элювия 456
— — — делювия 456
— — эоловых россыпей 470
Механические осадочные месторождения 506
Механическое изменение тел полезных ископаемых у поверхности Земли 450
Миграция воды из магмы 230
— нефти и газа 542
— элементов 378
Миграционная способность 465
Минерагения 62
Минеральные генерации 55
Минеральный состав углей 40
Мировые запасы 12
Молекулярные растворы 227
Молибденовые месторождения скарнов 178
Морфологические рудные столбы 322
Мутабилиты 385
Мутабильные минералы 385
Мышьяк в зоне окисления 434

Наждака метаморфические месторождения 572
Наложенное оруденение 187
Направленность и необратимость истории формирования осадочных месторождений 501
Наследование в рудообразовании 663
Начальная стадия разложения 427
Нафтеновые нефти 48
Невскрытые месторождения 31
Невыдержанные россыпи 485
«Непередвигающая» скорость 459
Неповторяющаяся зональность 300
Нептунисты 12, 13. 21; 25, 25
Нерудные месторождения 10
Нетектонические пустоты 224
Нефтегазоносные пояса 31
— провинции 30, 667
Нефтематеринские толщи 541
Нефть 540
Низкотемпературные месторождения 325
Никель в зоне окисления 439

Обменные реакции 263, 264
Общая пористость 225
Окварцевание 310
Океанические плиты 78
Окисление 377
Окислительно-восстановительный потенциал 227, 374
Окислительно-восстановительные реакции 263
Околоскарновые породы 164
Олово в зоне окисления 431
Оловянные месторождения скарнов 182
Опережающая волна кислотных компонентов 257
Оперенные жилы 35
Опоки 532
Опыты Р. Горансона 251
Органическая гипотеза происхождения нефти 541
Ореол околожильного изменения 36
Ореолы рассеяния 314
Осадочные месторождения 25, 60, 493
— — алюминия (бокситы) 523
— — геосинклиналей 505
— — германия 527
— — железа 518
— — марганца 521
— — передовых прогибов 505
— — платформ 505
Осадочные руды цветных и редких металлов 525
Остаточные месторождения 59, 371, 390, 392
Остаточные первичные минералы 429
Отделение гидротермальных растворов из магмы 250
Открытые месторождения 31
— коры выветривания 372
— природные минеральные системы 229
— россыпи 455
Отложения вещества из гидротермальных растворов 263
Отслоения

Палингенез 574
Парагенезис 55
Парагенетическая связь 291
Парагенетические ассоциации 268
— — шлихов 472
Параллические месторождения 532
Пегматитовые месторождения 60, 122
Пегматитовые поля 137
Пегматиты 122
— в зоне окисления 447
— ультраосновных и основных магм 123
Первичная зональность рудных районов 296
Первичные ореолы рассеяния 314
Передвигающая скорость 459
Передвижение гидротермальных растворов 262
Передовые прогибы 73
Перекатная фация 474
Перекаты 461
Перекристаллизация минералов 242
Перекристаллизованные пегматиты 139

Перекрытые месторождения 31
Перенос льдом 471
Перенос осадков 494
Переотложенные залежи 372
Переход полиморфных минералов 242
Период деятельности первых русских горных инженеров 20
Периодичность формирования осадочных месторождений 501
Периферические зоны геосинклиналей 72
Перлювиальная фация 474
Перовскит — титаномагнетитовые руды 148
Песка месторождения 507
Пески 483
Пестроцветные отложения 527
Петровский период 16
Петрогенные элементы гидротермальных растворов 236
Петроструктурный анализ 592
Пирит дырочной (положительной) проводимости 351—352
— электронной (отрицательной) проводимости 352
Планетарные разломы 581
Пластовые залежи 39
Пластообразные залежи 33
Платина в зоне окисления 432
Платиновые месторождения скарнов 176
Платиноидные месторождения 111
Платформенный этап 78
Плотик 483
Плесы 461
Площадная кора выветривания 371
Плутонисты 13, 13, 25, 25
Плутогенные гидротермальные месторождения 329
Пляж 468
Пневматолитовые месторождения 256
Поверхностные изменения месторождений полезных ископаемых 419
Поверхностные месторождения 59
Повторяемость рудообразования 366
Повторяющаяся зональность 300
Погребенные коры выветривания 372
— россыпи 455, 484
Подвижный компонент 229
Подводный береговой склон 468
Подзона богатых окисленных руд 421
— волн 468
— окисленных выщелоченных руд 421
— — руд 421
— приливов — прибоев 468
Подкоровая гипотеза происхождения нефти 541
Позднемагматические месторождения 92
Полевые исследования 90
Полезная мощность 35
Полигенное происхождение месторождений 343
Полиметаллически-колчеданные месторождения 348
Полихронное происхождение месторождений 343
Полициклические складчатые пояса 73
Полициклические рудные провинции 639
Полузакрытые месторождения 31
Поля напряжения 592
Пористость горных пород 225
Поровые воды 275
Порядок кристаллизации солей 511
Послерудные геологические структуры 630
Послерудные дайки 293
Постмагматические рудные месторождения 229
Пострудные дайки 293
Пояса полезных ископаемых 31
— угленакопления 31
Прибрежные островные дуги 79
Прибрежные россыпи 455, 467
Прибрежные течения 470
Приказ Каменных дел 16
— Рудных дел 16
Приповерхностная зона 82
Природнолегированные руды 397
Природные типы полезных ископаемых 48
Пристрежневая фация 474
Преобразование тела коры выветривания 372
Провинция полезных ископаемых 30
Прогрессивный метаморфизм 551
Продуктивная толща 35
Пролювиальные россыпи 455, 481
Промышленные кондиции 10, 11
Проницаемость 225
Пропилитизация 311
Простые пегматиты 138
— россыпи 482
Протерозойские эпохи 658
Профиль коры выветривания 380
Пульсационная гипотеза 297
Пустоты в горных породах 224
Пьезокварц в скарнах 187

Рабочая мощность 34
Район полезных ископаемых 31
Раннемагматические месторождения 92, 105
Рапа 510
Расслоение залежи 95
Растворимость минеральных солей 229
Регенерированные месторождения 238
Региональный метаморфизм 551
Регрессивный метаморфизм 551
Редких земель месторождения 116
Режим серы и кислорода 266
Рекуренция 330
Реювинация 330
Рифейская эпоха 658
Российские Университеты 21
Россыпные месторождения 60, 455
Руда
Рудное месторождение 7
— поле 31
Рудные минералы 40
— обломки 359
Рудные провинции СССР 637
— пояса 31, 581
— столбы 36, 322
— узлы 31

— формации 331
— эпохи 637
Рудовмещающие геологические структуры 319, 595
Рудознатцы 15
Рудокласты 350
Рудопроводящие геологические структуры 319, 594
Рудораспределяющие геологические структуры 319, 594
Ртуть в зоне окисления 432
Русская платформа 655
Ряды миграции элементов 379

Сальтация 459, 463, 466
Самосад 510
Сапропелевые осадки 532
Свинец в зоне окисления 432
Свинцово-цинковые месторождения скарнов 179
Сегрегационные месторождения 92
Седиментогенеза стадия 494
Седиментогенные месторождения 59
Седловидные жилы 35
Сера в зоне окисления 448
Серитизация 310
Серно-колчеданные месторождения 347
Серные месторождения 416
Сибирская платформа 656
Силикатных никелевых руд месторождения 392
Силикатные скарны 166
Силлиманитовые месторождения 187
Сингенетическая гипотеза происхождения кор выветривания 381
Сингенетические пегматиты 137
Сингенетичные месторождения 62
Сингенетичные пустоты 224
Скарновые месторождения 60, 164, 171
— — ранней стадии геосинклинального развития 198
— — средней стадии геосинклинального развития 198
— — поздней стадии геосинклинального развития 198
Скарноиды 164
Скарноподобные породы 164
Скарны 164, 170
Склонение 36
Скорость разложения породообразующих минералов 378
Скрытые разломы 581
Сложные россыпи 482
Современное солеобразование 510
Современные россыпи 455
Соли 509
— в зоне окисления 448
Сольватации гипотеза 227
Соляное зеркало 448
Сопутствующее оруденение 187
Сорбция 265
Способы отложения минерального вещества 88
Спекаемость углей 535
Срединно-океанические хребты 78
Срединные массивы 72
Среднетемпературные месторождения 325
Сродство к кислороду 267
— — сере 267
Стабилиты 385
Стабильные берега 468
Стадийная гипотеза П. Пилипенко 195
— — формирования кор выветривания 380
Стадийная зональность 303
Стадийное изменение гидротермального метасоматоза 275
Стадийность в развитии зон окисления 428
Стадийность 378
Стадия рудообразования 55
Степень свободы 228
Стратифицированные интрузии 97
Стратиформные месторождения 340
Структура руды 48
Структуры рудных полей 623
Субвулканические гидротермальные месторождения 349
Субмаринное выветривание 386
Сульфидного парагенезиса образования 335
Сульфидно-силикатные штоки 95
Сульфидные медно-никелевые месторождения 100
Сульфидный метасоматоз 280
Сульфидный расплав 348
Сульфидоносные карбонатиты 148
Сульфуризация 103
Сурьма в зоне окисления 435
Суспензии 226

Тактониты 558
Тальк в скарнах 186
Текстура окисленных руд 428
Текстура руды 48
Тектонические пустоты 224
— трещины 578
Тектонические троги 363
Тектоно-магматическая активизация 660
Тела в вулканических жерлах 617
— — вулканических кальдерах 618
зонах межпластовых и внутрипластовых срывов 600
— — зонах рассланцевания 612
— — — трещиноватости 612
— — кольцевых трещинах 619
— — контактах секущих интрузий 617
— — — согласных интрузий 616
— — контрационных трещинах 616
— — надвигах 603
— — пластах «благоприятных» пород 601
— — сбросах и сдвигах 603
— — структурах вулканического наслоения 621
— — — магматического расслоения 612
— — — — течения 616
— — — последовательных инъекций 613
— — трещинах двухсистемного скола 605
— — — — — и отрыва 608
— — — оперения 610

— — — односистемного скола 605
— — — отрыва 604
— трубках взрыва 618
— в флексурах 599
— в шарнирах складок 596
— на пересечении трещин 610
— — — — с пластами слоистых пород 621
— под водонепроницаемыми экранами 600
Телетермальные месторождения 325, 340
Температура диссоциации минералов 242
— плавления минералов 242
— эвтектики 242
Температурный режим колчеданного рудообразования 350
Теплотворная способность углей 535
Теплоэнергетический анализ процесса рудообразования 247
Термально метаморфизованные породы 189
Термолюминесценция 246
Термоэлектрические потенциалы 246
Термоэлектродвижущая сила 351
Технический анализ углей 47
Типоморфные металлы 663
— минералы 352
Типы разломов 581
— руд 40
— складок 576
— трещин 589
Титана метаморфические месторождения 573
Титаномагнетитовые месторождения 105, 111
Торфа 484
Транспортировка металлов метаморфическим паром 254
Трансформные разломы 78
Трепел 532
Трещины отрыва 589
— скола 589
Тройные системы В. Николаева 251
Трубообразные залежи 37

Углекислота при метаморфизме 554
Угленосные провинции 30
— формации 537
Угли 532
— в зоне окисления 449
Угольные провинции СССР 665
Узлы угленакопления 31
Украинский щит 655
Ультраабиссальная зона 80
Уран в зоне окисления 441
Урановые и ториевые месторождения скарнов 184
— инфильтрационные месторождения 407
Урансодержащие золотоносные конгломераты 564

Фазы 228
Фактор равновесия 229
Фациальная зональность 303
Фация зеленых сланцев 555
Фениты 145, 215
Фильтрационная зональность 307
Фильтрационные внемагматические источники рудообразования 235
Фильтрационный эффект 265
Флогопит в скарнах 185
Флогопитовые карбонатиты 148
Флюоритовые карбонатиты 148
Формации магматических пород 63
Формации осадочных месторождений 505
Формации полезных ископаемых 62
Фосфориты 527
— массивные 528
Фосфорсодержащие породы 526
Фугитивность 228
Фузивные месторождения 92
Фюзен 535

Химизм процесса изменения приповерхностных частей сульфидных месторождений 423
Химизм среды 84
Химическая природа гидротермальных растворов 258
Химические осадочные месторождения 509
Химический потенциал 228
Химический состав гидротермальных растворов 258
Хлоридные комплексы 229
Хлоритизация 311
Хорошо выдержанные россыпи 485
Хризотил — асбест в скарнах 186
Хром в зоне окисления 431
Хромитовые месторождения 105, 109

Цеолитовая фация 555
Цинк в зоне окисления 435

Черные сланцы 525
Четковидная жила 35
Четырехкомпонентная система 272

Шлировые пегматиты 137
Шток 32
Штокверк 32

Щелочная стадия 256
Щелочной метасоматоз 279
Щелочные пегматиты 123

Эволюция формы и свойств минералов 473
Экзогенные месторождения 59
Экзогрейзены 217
Экзоскарны 164
Эксплуатационная мощность 35
Эксцентричная зональность 288
Электроотрицательные минералы 424
Электроотрицательность минералообразующих оснований 355
Электроположительные минералы 424
Элементарный анализ углей 47
Элементы-примеси 245
Эллипсоид деформации 589
Элювиальные россыпи 455, 480

Эндогенные месторождения 60
Эндогрейзены 217
Эндоскарны 164
Эоловые россыпи 455, 491
Эпигенетические пегматиты 137
Эпигенетические месторождения 62
Эпигенетичные пустоты 224
Эпитермальные месторождения 324
Эрозионный цикл 475
Этап рудообразования 55
Этапы геосинклинального развития 77
Этапы рудообразования колчеданных месторождений 354
Эффективная пористость 225

Ювенильные магматические источники рудообразующих веществ 234

Ящечная текстура 429

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие к третьему изданию 3
Предисловие ко второму изданию 4
Предисловие к первому изданию 5

Глава первая

ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ И ИСТОРИЯ

Промышленное разделение 7
Исторический очерк 12
Литература общая 28
Список литературы 29

Глава вторая

ПЛОЩАДИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ, МОРФОЛОГИЯ, СОСТАВ И СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Площади распространения полезных ископаемых 30
Провинция полезных ископаемых (30). Область полезных ископаемых (30). Район полезных ископаемых (31). Рудное поле (31). Тело, или залежь (31)
Морфология тел полезных ископаемых 32
Изометричные тела полезных ископаемых (32). Плоские тела полезных ископаемых (32). Вытянутые по одной оси тела полезных ископаемых (37)
Минеральный и химический состав тел полезных ископаемых 40
Текстуры и структуры руд 48
Текстуры руд (48). Структуры руд (53)
Стадии рудообразования 55
Список литературы 58

Глава третья

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Серии месторождений полезных ископаемых 59
Седиментогенные месторождения (59). Магматогенные месторождения (60) Метаморфогенные месторождения (60)
Месторождения геосинклиналей 62
Ранняя стадия (63). Средняя стадия (65). Поздняя стадия (66). Типы геосинклиналей (66). Тектонические зоны геосинклиналей (71). Полицикличность геосинклинального развития (73)

Месторождения платформ 75

Нижний метаморфический ярус (75). Верхний ярус (75). Изверженные породы платформенного этапа развития (76). Последовательность геосинклинальных и платформенных процессов (77).

Месторождения океанов . . 78

Уровни глубины формирования месторождений 80

Ультраабиссальная зона (80). Абиссальная зона (80). Гипабиссальная зона (82) Приповерхностная зона (82). Температура (82). Давление (83). Плотность (83). Модуль сжатия (83). Химизм (84).

Распределение эндогенных месторождений по составу изверженных пород 84

Длительность формирования месторождений полезных ископаемых 86

Способы отложения минерального вещества месторождений полезных ископаемых 88

Источники вещества месторождений полезных ископаемых 89

Методы изучения месторождений полезных ископаемых 90

Список литературы 91

Глава четвертая

МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Общая схема формирования и подразделение 92

Физико-химические условия образования 92

Геологические условия образования 99

Связь с магматическими формациями (99). Геологический возраст (100). Связь с другими генетическими группами (100)

Ликвационные месторождения . . . 100

Раннемагматические месторождения 105

Месторождения алмазов (106)

Позднемагматические месторождения 109

Месторождения хромитов (109). Месторождения платиноидов (111). Месторождения титаномагнетитов (111). Апатит-магнетитовые месторождения (114). Апатитовые месторождения (115). Месторождения редких земель (116)

Магматические месторождения бушвельдского комплекса Южной Африки 119

Список литературы 121

Глава пятая

ПЕГМАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Общие сведения 122

Гранитные пегматиты (122). Щелочные пегматиты (123). Пегматиты ультраосновных и основных магм (123)

Физико-химические условия образования 125

Первая гипотеза (126). Вторая гипотеза (128). Третья гипотеза (129). Метаморфическая гипотеза (133)

Геологические условия образования 134

Связь с магматическими формациями (134). Геологический возраст (134). Минералого-геохимическая зональность (135). Геологическая структура (135) Связь с другими генетическими группами (137). Генетическое подразделение (138)

Простые пегматиты . . . 138

Перекристаллизованные пегматиты 139

Метасоматически замещенные пегматиты 140
Десилицированные пегматиты 143
Список литературы 143

Глава шестая

КАРБОНАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Общие сведения 144
Физико-химические условия образования 148
Магматическая гипотеза (151). Гидротермальная гипотеза (155).
Геологические условия образования 159
Связь с магматическими формациями (159). Геологический возраст (160). Геологическая структура (161). Связь с другими генетическими группами (162)
Список литературы 162

Глава седьмая

СКАРНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Общие сведения 164
Полезные ископаемые скарнов 171
Железные месторождения (171). Железо-кобальтовые месторождения (172). Медные месторождения (174). Платиновые месторождения (176). Вольфрамовые месторождения (176). Молибденовые месторождения (178). Свинцово-цинковые месторождения (179). Золотые месторождения (182). Оловянные месторождения (182). Бериллиевые месторождения (183). Урановые и ториевые месторождения (184). Борные месторождения (184). Прочие месторождения (185). Скарны и руды (187)
Физико-химические условия образования 188
Инфильтрационно-диффузионная гипотеза Д. Коржинского (190). Стадийная гипотеза П. Пилипенко (195). Связь с другими генетическими группами (197)
Геологические условия образования 197
Связь с магматическими формациями (197). Геологический возраст (201). Геологическая структура (201). Подразделение скарновых месторождений (206)
Список литературы 207

Глава восьмая

АЛЬБИТИТОВЫЕ И ГРЕЙЗЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Общие сведения 208
Физико-химические условия образования 210
Геологические условия образования 211
Связь с магматическими формациями (211). Геологический возраст (212). Геологическая структура (212). Связь с другими генетическими группами (212). Подразделение альбитит-грейзеновых месторождений (213)
Альбититовые месторождения 213
Особые типы альбититовых месторождений (215)
Грейзеновые месторождения 216
Список литературы 222

Глава девятая

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Общие сведения 224
Физико-химические условия образования 226

Источники воды (229). Источники минерального вещества (232). Ювенильные магматические источники (234). Ассимиляционные магматические источники (234). Фильтрационные внемагматические источники (235). Гипотеза о регенерированных месторождениях (238). Магматическая гипотеза (239). Роль магматической ассимиляции (240). Температура образования (241). Давление при образовании гидротермальных месторождений (247). Образование магматогенных гидротермальных месторождений (250). Отделение гидротермальных растворов из магмы (250). Физическая характеристика гидротермальных растворов (253). Химическая характеристика гидротермальных растворов (256). Формы переноса минеральных соединений в гидротермальных растворах (258). Причины передвижения гидротермальных растворов (262). Причины и способы отложения вещества из гидротермальных растворов (263). Режим серы и кислорода (266). Парагенетические ассоциации гидротермальных рудных месторождений (268). Метасоматоз (273)

Геологические условия образования 280

Связь с магматическими формациями (280). Критерии генетической связи гидротермальных месторождений и изверженных горных пород (281). Генетические формы связи гидротермальных месторождений и изверженных горных пород (290). Глубина эрозионного среза (291). Дайки и гидротермальные месторождения (293). Зональность гидротермальных месторождений (296). Порядок эндогенной зональности (298). Генетические типы зональности рудных тел (302). Зональность гидротермально измененных пород (309). Вертикальный градиент зональности (309). Вмещающие породы гидротермальных месторождений и их изменение (309). Изменение пород различного состава (312). Положение зон измененных пород (313). Ореолы рассеяния (314). Геологический возраст (318). Геологическая структура (318). Рудные столбы (322). Связь с другими генетическими группами (324)

Классификация гидротермальных месторождений 324

Плутоногенные гидротермальные месторождения (328). Вулканогенные гидротермальные месторождения (338). Амагматогенные гидротермальные месторождения (340)

Список литературы 345

Глава десятая

КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Общие сведения 347

Физико-химические условия образования 348

Глубина и давление (350). Температурный режим (350). Физико-химическая характеристика рудообразующих растворов (353). Этапы рудообразования (354)

Геологические условия образования 357

Связь с магматическими формациями (357). Рудные обломки (359). Изменение рудовмещающих пород (361). Метаморфизм и колчеданное рудообразование (362). Особенности геологической структуры (363). Геологический возраст (364). Связь с другими генетическими группами (367)

Подразделение колчеданных месторождений 367

Вулканогенно-метасоматические месторождения (367). Вулканогенно-осадочные месторождения (367). Комбинированные месторождения (369)

Список литературы 369

Глава одиннадцатая

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Общие сведения 371

Физико-химические условия образования 374

Агенты выветривания (374). Разложение коренных пород (377). Миграция элементов (378). Профили и зональность коры выветривания (380). Поведение отдельных элементов (383). Особенности минералогии (385). Гальмиролиз (386)

Геологические условия образования 386

Климат (386). Состав коренных пород (389). Геологическая структура (389). Рельеф местности (390). Гидрогеология (390). Длительность формирования (391). Геологический возраст (391). Связь с другими генетическими группами (392)

Остаточные месторождения . 392

Месторождения силикатных никелевых руд (392). Месторождения бурых железняков (397). Месторождения магнезита (399). Месторождения талька (400). Месторождения марганца (400). Месторождения бокситов (401). Месторождения каолинов (404). Месторождения апатита (405). Месторождения барита (406). Прочие месторождения (406)

Инфильтрационные месторождения . . . 407

Месторождения урана (407). Месторождения меди (415). Месторождения железа (416). Месторождения серы (416). Прочие месторождения (417)

Список литературы 418

Глава двенадцатая

ПОВЕРХНОСТНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Условия изменения приповерхностных частей месторождений 419

Химизм процессов изменения приповерхностных частей месторождений 423

Особенности текстур окисленных руд 428

Основы промышленной оценки месторождений по их измененным выходам 429

Зона окисления рудных месторождений 430

Группа 1. Месторождения, главные рудообразующие минералы которых не изменяются или слабо изменяются в зоне окисления (431). Группа 2. Месторождения, в которых происходит изменение минерального состава руд в зоне окисления без выноса металла (432). Группа 3. Месторождения, в которых происходит изменение минерального состава руд в зоне окисления и возможен вынос металла (435). Группа 4. Месторождения, в зоне окисления которых накапливаются металлы, не свойственные первичным рудам этих месторождений (443)

Зона вторичного обогащения рудных месторождений 444

Приповерхностные изменения месторождений других полезных ископаемых 447

Механическое изменение тел полезных ископаемых у выходов 450

Список литературы 453

Глава тринадцатая

РОССЫПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Общие сведения 455

Механизм образования россыпей 456

О механизме образования россыпей элювия и делювия (456). Перемещение обломочного материала рекой (459). Износ обломков (463). Отложение обломочного материала и концентрация ценных минералов (465). Механизм образования прибрежных россыпей (467). Механизм образования эоловых россыпей (470). Перенос льдом (471)

Геологические условия образования россыпей . 471

Связь с коренными породами (471). Связь с фациями обломочных пород (473). Геоморфологический фактор (474). Тектонический фактор (478). Климатический фактор (479). Гидрографический фактор (479). Геологический возраст (479). Связь с другими генетическими группами (480)

Элювиальные, делювиальные и пролювиальные россыпи . 480

Элювиальные россыпи (480). Делювиальные россыпи (481). Пролювиальные россыпи (481)