С. П. Хромов

МЕТЕОРОЛОГИЯ и КЛИМАТОЛОГИЯ для географических факультетов

С. П. Хромов

МЕТЕОРОЛОГИЯ и КЛИМАТОЛОГИЯ для географических факультетов

Издание
третье,
переработанное

Допущено Министерством высшего и среднего специального образования СССР в качестве учебника для географических факультетов университетов

ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1983

УДК 551.5+551.58(075.8)

Рецензенты:
кафедра метеорологии и климатологии Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова (и. о. заведующей кафедрой канд. геогр. наук **Н. А. Мячкова**), кафедра метеорологии и климатологии Казанского государственного университета им. В. И. Ульянова-Ленина (заведующий кафедрой канд. физ.-мат. наук **Ю. П. Переведенцев**), кафедра метеорологии (заведующий кафедрой канд. физ.-мат. наук **А. Х. Филиппов**) и кафедра физической географии (заведующий кафедрой канд. геогр. наук **Н. С. Беркин**) Иркутского государственного университета им. А. А. Жданова, д-р физ.-мат. наук, проф. **Л. Т. Матвеев** (Ленинградский гидрометеорологический институт)

Ответственный редактор: д-р физ.-мат. наук, проф. Л. Т. Матвеев

Излагается курс метеорологии и климатологии. Основные разделы: общие сведения по метеорологии и климатологии, физические свойства воздуха и атмосферы, радиация в атмосфере, тепловой режим атмосферы, вода в атмосфере, барическое поле и ветер, атмосферная циркуляция, климатообразование и микроклимат, классификация климатов и климаты Земли, изменения климатов.

Во всех разделах книги вместе с изложением современных представлений физики атмосферных процессов рассматриваются и их климатические следствия.

Учебник для студентов географических факультетов университетов и педагогических институтов. Может быть использован для элементарного ознакомления с метеорологией и климатологией в высших и средних специальных учебных заведениях другого профиля и для самообразования. Печатается по второму изданию (1968 г.) с небольшими добавлениями по данным новейшей информации.

This is the third revised and supplemented edition of the textbook by S. P. Khromov „Meteorology and Climatology for Students in Geography". It can be of interest for all of those, who want to get some basic knowledge on these desciplines. The textbook contains the fundamentals of the geography and climatology, of the physics and thermodynamics of the atmosphere, of the theory of pressure field and atmospheric circulation, problems of the climate and microclimate formation, classification of the climates and their evolution.

2500977354

ԵՊՀ ԳՐԱԴԱՐԱՆ
Библиотека ЕГУ

854007

Х $\frac{1903040000-012}{069(02)-83}$ 2-83

© Гидрометеоиздат, 1983

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА

Крупный ученый и выдающийся педагог, заслуженный деятель науки РСФСР, профессор Сергей Петрович Хромов (1904—1977) внес большой вклад в развитие метеорологической науки и высшего образования в нашей стране. Труды С. П. Хромова посвящены изучению таких важных объектов общей циркуляции атмосферы и климата Земли, как фронтальные разделы, муссоны, циклоническая деятельность, синоптические процессы, строение атмосферы в тропиках и др. Такие фундаментальные монографии и учебные пособия С. П. Хромова, как «Введение в синоптический анализ» (1935), «Синоптическая метеорология» (1940) и «Основы синоптической метеорологии» (1948), еще при жизни автора стали классическими и не утратили своего значения и поныне. Эти работы сыграли выдающуюся роль в развитии синоптической метеорологии и службы погоды. Несколько поколений метеорологов овладевали основами специальности по трудам С. П. Хромова.

С. П. Хромов много внимания уделял постановке курса лекций по метеорологии и климатологии, который он читал более 20 лет студентам географического факультета Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова (а до 1953 г.— студентам Ленинградского государственного университета им. А. А. Жданова). На основе этих лекций был создан учебник, выдержавший при жизни автора два издания.

Учебник включает общие и одновременно наиболее важные вопросы наук об атмосфере Земли, составляющие предмет физики и динамики атмосферы, такие, как строение и термодинамика атмосферы, радиационный режим, влажность воздуха и условия образования облаков, туманов и осадков, барические системы и закономерности движения воздуха в них, оптические и электрические явления в земной атмосфере. Кроме того, в учебнике приводятся основные сведения из синоптической метеорологии (учения о закономерностях изменения и предсказания погоды), об условиях формирования климата Земли и его колебаниях. Каждый из этих разделов метеорологии в последние десятилетия сложился в самостоятельную научную и учебную дисциплину.

Перед С. П. Хромовым, как и вообще перед авторами учебной литературы, стояла нелегкая задача — отобрать самое важное и современное, изложить материал с единой точки зрения в доступной для студента форме, проявляя заботу о необходимости строго научного, логичного толкования обсуждаемых проблем и вопросов. С этой задачей С. П. Хромов справился блестяще.

В последние годы жизни С. П. Хромов много размышлял над новым изданием учебника. Нет сомнения, что ему удалось бы его переработать более существенно, чем это смогли сделать его ученики — сотрудники кафедры метеорологии и климатологии МГУ и научный редактор учебника. В новом издании уточнены некоторые формулировки и соотношения, приведены в соответствие с ныне действующими ГОСТами терминология и единицы физических величин, а также написано несколько новых параграфов, освещающих в основном результаты исследования атмосферы с помощью искусственных спутников Земли.

В заключение хотелось бы подчеркнуть, что третье издание учебника «Метеорология и климатология», как и все предыдущие, окажется полезным не только студентам, но всем тем, кто пожелает ознакомиться с «по-хромовски» широким подходом к освещению основ метеорологии и климатологии.

Август 1982 г. *Л. Т. Матвеев*

ОТ АВТОРА

Этот учебник предназначен прежде всего для общего потока студентов географических факультетов, не специализирующихся по метеорологии и климатологии. Он возник в результате многолетнего чтения соответствующего курса метеорологии и климатологии сначала в Ленинградском, затем в Московском университете.

По существующим учебным планам этот курс рассчитан всего на 40—60 часов лекций на втором или на первом году обучения. Лектору приходится тщательно взвешивать, что рассказать и о чем промолчать из моря фактов и теорий современной метеорологии и климатологии за эти скупо отмеренные часы. Поэтому автор добивался возможной краткости изложения. Все же книга дает больше материала, чем можно изложить за указанное лекционное время. У лектора остается возможность отбирать наиболее важный материал по своему усмотрению, а у студентов — дополнять прослушивание лекции самостоятельной проработкой учебника.

Многие второстепенные для географа вопросы в книге не рассматриваются вовсе. Но узловые положения курса автор все же старался излагать по возможности обстоятельно.

Применение математики в изложении весьма ограничено. Знание физики предполагается в объеме, в каком она преподается на географических факультетах; однако в случае чтения курса на первом году обучения можно обойтись и знаниями, полученными в средней школе.

Цифровых данных, относящихся к константам и функциональным связям, в книге немного; но они даны для того и так, чтобы студент их по возможности запомнил. Климатические примеры, конечно, в большинстве случаев предназначены не для запоминания, а для иллюстрации. Но для лучшего усвоения в большинстве случаев температуры в них округлены до целых градусов, а суммы осадков — до 10 мм.

Материал по метеорологии и климатологии излагается с самого начала совместно. Климатологическая сторона книги не ограничивается тремя последними главами, где речь идет о климате преимущественно. Во всех главах книги вместе с изложением физики атмосферных процессов рассматриваются и их климатические следствия.

О методах метеорологических измерений в книге даются лишь самые краткие и общие указания.

В конце книги даны указания на важнейшую учебную и монографическую литературу на русском языке для углубленного ознакомления с метеорологией и климатологией. Приводить указания на журнальную литературу в книге такого типа автор счел излишним. Имена исследователей в тексте книги сведены до минимума.

Глава первая

ВВЕДЕНИЕ

1. Метеорология и климатология

Метеорологией называется наука об атмосфере — воздушной оболочке Земли. Она относится к геофизическим наукам, поскольку в ней, на основе законов физики, изучаются определенные категории физических процессов, свойственных земному шару.

Климатология — это наука о климате, т. е. о совокупности атмосферных условий, свойственной тому или иному месту в зависимости от его географической обстановки. Климат является, таким образом, одной из физико-географических характеристик местности. В качестве таковой он влияет на хозяйственную деятельность людей: на специализацию сельского хозяйства, географическое размещение промышленности, воздушный, водный и наземный транспорт. Итак, климатология — по существу географическая наука. Знания из области климатологии необходимы для подготовки географа любой специальности.

Климатология тесно связана с метеорологией. Понимание закономерностей климата возможно на основании тех общих закономерностей, которым подчинены атмосферные процессы. Поэтому при анализе причин возникновения различных типов климата и их распределения по земному шару климатология исходит из понятий и законов метеорологии.

В этом элементарном курсе метеорология и климатология излагаются не порознь, а по возможности как единое целое.

Наша первая задача — выяснить, каковы содержание и методы этих наук и каким было их историческое развитие.

2. Атмосфера

Земная поверхность окружена газовой, воздушной оболочкой — атмосферой, принимающей участие во вращении Земли. На дне атмосферы в основном протекает наша жизнь.

Воздух, в отличие от воды, *сжимаем*. Поэтому с высотой плотность его убывает, и атмосфера постепенно сходит на нет, без резкой границы. Половина всей массы атмосферы сосредоточена в нижних 5 км, три четверти — в нижних 10 км, девять десятых — в нижних 20 км. Но присутствие воздуха — чем выше,

тем все более разреженного — обнаруживается до очень больших высот.

Полярные сияния указывают на наличие атмосферы на высотах до 1000 км и более. Полеты спутников на высотах в несколько тысяч километров также происходят в атмосфере, хотя и чрезвычайно разреженной. Из наблюдений с помощью ракет можно заключить, что атмосфера простирается, при все убывающей плотности, до высот более 20 тыс. км. Но космические ракеты, а также спутники уже неоднократно пронизывали атмосферу и выходили в межпланетное пространство.

3. Высокие слои. Аэрономия

Атмосферные процессы вблизи земной поверхности и в нижних 20—30 км атмосферы особенно важны с практической точки зрения и наиболее изучены; именно эти процессы будут излагаться в данном курсе. Но и высокие слои атмосферы, отдаленные от земной поверхности на сотни и тысячи километров, в последнее время изучаются все более интенсивно и успешно, особенно с помощью геофизических ракет и спутников.

В этих слоях при поглощении ультрафиолетового и корпускулярного солнечного излучения происходят фотохимические реакции разложения газовых молекул на электрически заряженные атомы. Поэтому указанные слои сильно ионизированы и обладают очень большой электропроводностью. В них наблюдаются такие явления, как полярные сияния и постоянное свечение воздуха, создающее так называемый ночной свет неба; в них происходят также сложные микрофизические процессы, связанные с космическим излучением. Методы изучения всех этих процессов своеобразны; само их исследование мало связано с изучением атмосферы у земной поверхности и в нижних слоях, но тесно связано с изучением земного магнетизма. Поэтому с недавних пор принято выделять учение о физических (и химических) процессах в высоких слоях атмосферы в особую научную дисциплину, получившую название аэрономии (или физики верхней атмосферы). В нашем курсе вопросы аэрономии затрагиваются лишь в малой степени.

4. Погода

В атмосфере происходят многообразные физические процессы, непрерывно изменяющие ее состояние. *Состояние атмосферы у земной поверхности, а также и в более высоких слоях (как правило, в сфере действий воздушного транспорта) называют погодой.* Характеристики погоды, такие, как температура воздуха, облачность, атмосферные осадки, ветер и пр., носят название *метеорологических величин.*

Изменения погоды у земной поверхности имеют большое значение для сельского хозяйства и многих других областей хозяйственной деятельности человека. Погода в более высоких слоях атмосферы влияет на работу авиации. Нужно при этом заметить, что атмосферные процессы на разных высотах связаны между собой. Поэтому для полноценного изучения погоды у земной поверхности необходимо изучать и более высокие слои атмосферы.

5. Климат

В любом месте Земли погода в разные годы протекает по-разному. Однако при всех различиях отдельных дней, месяцев и лет в каждой местности можно различать вполне определенный климат.

Вначале уже было сказано, что *климатом называют совокупность атмосферных условий, присущую данной местности в зависимости от ее географической обстановки.* Под географической обстановкой подразумевается не только положение местности, т. е. широта, долгота и высота над уровнем моря, но и характер земной поверхности, орография, почвенный покров и пр. Атмосферные условия более или менее сильно изменяются в годовом ходе — от зимы к лету и от лета к зиме. Совокупность этих условий несколько изменяется и от года к году. Но от одного многолетнего периода к другому совокупность атмосферных условий изменяется лишь в самых ограниченных пределах, причем эти изменения часто носят характер *колебаний.* Климат, таким образом, обладает определенной устойчивостью. Поэтому он и является одной из физико-географических характеристик местности, одной из составляющих географического ландшафта. А так как между атмосферными процессами и состоянием земной поверхности (включая и Мировой океан) существуют тесные связи, то и климат связан с другими географическими характеристиками, с другими составляющими географического ландшафта.

6. Связи атмосферы с Солнцем и земной поверхностью

1. Атмосферные процессы связаны с влияниями, идущими как сверху, из космоса, так и снизу, от земной поверхности. Источником энергии атмосферных процессов в основном является солнечная радиация (солнечное излучение), приходящая к Земле из мирового пространства. Именно лучистая энергия Солнца превращается в атмосфере и на земной поверхности в теплоту, энергию движения и другие виды энергии. Но солнечные лучи больше нагревают земную поверхность, чем непосредственно воздух, а уже между земной поверхностью и атмосферой про-

исходит оживленный обмен тепла, а также и воды. Строение земной поверхности, ее рельеф имеют значение и для движений воздуха. С влияниями земной поверхности (нагревание, запыление) в определенной степени связаны и оптические свойства атмосферы, и ее электрическое состояние.

Наличие атмосферы является, в свою очередь, важным фактором для разнообразных физических процессов, развертывающихся на земной поверхности — в почве и верхних слоях водоемов (например, ветровая эрозия, морские течения и ветровое волнение, установление н сход снежного покрова и многое другое), а также для жизни на Земле.

2. В составе солнечной радиации есть наиболее коротковолновая *ультрафиолетовая радиация*, энергия которой невелика, но которая производит сильнейшее фотохимическое действие на высокие слои атмосферы (см. п. 3). Сильно влияет на высокие слои атмосферы и *корпускулярная радиация* Солнца, т. е. потоки заряженных элементарных частиц, выбрасываемых Солнцем. Ультрафиолетовая и корпускулярная радиация значительно изменяется во времени в зависимости от солнечной активности, т. е. от физических процессов, происходящих на Солнце и приводящих, между прочим, к изменению числа солнечных пятен. В связи с этим меняется состояние высоких слоев атмосферы, их ионизация, электропроводность и пр., что в свою очередь, повидимому, сказывается и на состоянии нижних слоев, а стало быть, на погоде и климате. Механизм воздействия верхней атмосферы на нижние слои еще неясен.

7. Теплооборот

Существуют три основных цикла атмосферных процессов, определяющих климат. Это так называемые *климатообразующие процессы* — теплооборот, влагооборот и атмосферная циркуляция.

Теплооборот, создающий тепловой режим атмосферы, состоит в следующем.

Сквозь атмосферу проходит поток *солнечной радиации*. Атмосфера частично поглощает солнечные лучи, преобразуя их энергию в теплоту, частично рассеивает их, изменяя по качеству (спектральному составу); частично лучи отражаются назад облаками, атмосферным воздухом и примесями.

Прямая солнечная радиация, прошедшая сквозь атмосферу, и рассеянная радиация, падая на земную поверхность, частично от нее отражаются, но в большей части поглощаются ею и нагревают верхние слои почвы и водоемов. Земная поверхность сама испускает невидимую инфракрасную радиацию, которая в большей части поглощается атмосферой и нагревает ее. Атмосфера, в свою очередь, излучает инфракрасную радиацию, боль-

шая часть которой поглощается земной поверхностью. В то же время земная и атмосферная радиация непрерывно уходит за пределы атмосферы вместе с отраженной солнечной радиацией, уравновешивая приток солнечной радиации к Земле.

Кроме обмена тепла путем излучения, между земной поверхностью и атмосферой происходит обмен тепла путем теплопроводности. В передаче тепла внутри атмосферы особенно важную роль играет перемешивание воздуха в вертикальном направлении. Значительная часть тепла, поступающего на земную поверхность, затрачивается еще на испарение воды, переходя в скрытую форму. Потом, при конденсации водяного пара в атмосфере, это тепло, выделяясь, идет на нагревание воздуха.

Температура воздуха, постоянно ощущаемая как тепло или холод, имеет важнейшее значение для жизни на Земле вообще, для жизни и хозяйственной деятельности людей в частности. Температура воздуха изменяется в течение суток и в течение года в зависимости от вращения Земли и связанных с ним изменений в притоке солнечной радиации. Но она изменяется и нерегулярно, непериодически, в связи с воздушными течениями, направленными из одних мест Земли в другие. Распределение температуры воздуха по земному шару в основном зависит от общих условий притока солнечной радиации по широтам, от распределения суши и моря, которые по-разному поглощают радиацию и по-разному нагреваются, и, наконец, от воздушных течений, переносящих воздух из одних областей Земли в другие.

8. Влагооборот

Кроме теплооборота, между атмосферой и земной поверхностью происходит постоянный оборот воды, или влагооборот.

С поверхности океанов и других водоемов, влажной почвы и растительности в атмосферу испаряется вода, на что затрачивается большое количество тепла из почвы и верхних слоев воды. Водяной пар — вода в газообразном состоянии — является важной составной частью атмосферного воздуха.

При существующих в атмосфере условиях водяной пар может испытывать и обратное преобразование: он конденсируется (сгущается), вследствие чего возникают облака и туманы. В процессе конденсации в атмосфере освобождаются большие количества скрытого тепла. Из облаков при определенных условиях выпадают осадки. Возвращаясь на земную поверхность, осадки тем самым уравновешивают испарение в целом для всего земного шара.

Количество выпадающих осадков и их распределение по сезонам влияют на растительный покров и земледелие. От распределения и колебания количества осадков зависят также условия стока, режим рек, уровень озер и другие гидрологиче-

ские явления. От большей или меньшей высоты снежного покрова зависят промерзание почвы и режим многолетней мерзлоты.

9. Атмосферная циркуляция

Неравномерное распределение тепла в атмосфере приводит к неравномерному распределению атмосферного давления, а от распределения давления зависит движение воздуха, или воздушные течения.

На характер движения воздуха относительно земной поверхности большое влияние оказывает тот факт, что движение это происходит на вращающейся Земле. В нижних слоях атмосферы на движение воздуха также влияет трение. Движение воздуха относительно земной поверхности называют ветром, систему крупномасштабных воздушных течений на Земле — *общей циркуляцией атмосферы.* Волновые движения различного масштаба — *циклоны* и *антициклоны*, постоянно возникающие в атмосфере, делают эту систему особенно сложной.

С перемещениями воздуха в системе общей циркуляции связаны основные изменения погоды: воздушные массы, перемещаясь из одних областей Земли в другие, приносят с собой новые условия температуры, влажности, облачности и пр.

Кроме общей циркуляции атмосферы, существуют местные циркуляции: бризы, горно-долинные ветры и др.; возникают также сильные вихри малого масштаба — смерчи, тромбы.

Ветер вызывает волнение водных поверхностей, многие океанические течения, дрейф льдов; он является важным фактором эрозии и рельефообразования.

10. Климатообразование

Климатообразующие процессы развертываются в различной географической обстановке. Поэтому конкретные особенности этих процессов, а с ними и типы климатов определяются такими географическими факторами климата, как широта, распределение суши и моря, строение поверхности суши (особенно крупномасштабная орография), почва, растительный и снежный покров, морские льды, океанические течения и пр. Распределение климатических условий по земному шару зависит от распределения этих географических факторов.

Особые, так называемые *микроклиматические* условия наблюдаются в самом нижнем, приземном слое воздуха, в котором обитают сельскохозяйственные культуры. Здесь на особенности атмосферного режима влияют детали строения и состояния земной поверхности.

Климат испытывает существенные и даже коренные изменения на протяжении геологических эпох. Эти изменения свя-

заны с изменениями в строении земной поверхности и в составе атмосферы, а также с различными астрономическими факторами. Таковы, например, изменения элементов орбиты и скорости вращения Земли вокруг Солнца и своей оси, изменения плотности материи в межпланетном пространстве и пр., а также, и может быть в особенности, изменения в солнечной активности. Происходят и некоторые колебания климатических условий на протяжении тысячелетий и столетий и еще более коротких промежутков времени. Так, например, на большей части земного шара, особенно в средних и высоких широтах, в первой половине текущего столетия замечено определенное потепление.

11. Наблюдение и эксперимент в метеорологии

1. Фактические сведения об атмосфере, погоде и климате получают из наблюдений. Анализ результатов наблюдений служит в метеорологии и климатологии для выяснения причинных связей в изучаемых явлениях.

В общей физике основным методом исследования является эксперимент. Экспериментируя, исследователь вмешивается в ход физических процессов, меняет условия, в которых они протекают, вводит одни факторы и исключает другие с целью выяснения причинных связей в явлениях. Но атмосферные явления крупного масштаба, такие, как общая циркуляция атмосферы или теплооборот на больших пространствах, еще не могут быть существенно изменены в результате деятельности человека. Даже энергия термоядерных взрывов невелика по сравнению с энергией процессов циркуляции атмосферы, поскольку взрывы при большой их мощности весьма кратковременны. Изменения в физическом состоянии атмосферы, которые создаются термоядерными взрывами, оказываются ограниченными по распространению их влияния и недолговременными (речь идет о физических процессах, а не о заражении атмосферы радиоактивными продуктами распада). Поэтому метеорология, как и другие геофизические науки, должна прибегать к наблюдениям, т. е. к измерениям и качественным оценкам процессов, протекающих в природной обстановке. Непрерывно наблюдая за атмосферными процессами, человек является зрителем и регистратором тех грандиозных опытов, которые ставит сама природа, без его участия.

2. В ограниченных пределах в метеорологии применяется и эксперимент. К числу метеорологических экспериментов относятся, например, опыты осаждения облаков и рассеяния туманов путем различных физико-химических воздействий на них. Такие опыты преследуют практические цели, но они позволяют также глубже разобраться в природе явления. Насаждение лесных полос, создание водохранилищ, орошение местности и т. п. вно-

сят некоторые изменения в состояние приземного слоя воздуха. Тем самым и они в некоторой степени являются средствами метеорологического (точнее, климатологического) эксперимента.

Применяется и моделирование некоторых атмосферных процессов в лаборатории, т. е. воспроизведение их в малом масштабе и при упрощенных условиях. Так, например, моделируется даже общая циркуляция атмосферы. Возможности такого метода исследования также ограничены.

12. Статистический и физико-математический анализ

1. Результаты наблюдений подвергаются анализу в целях выяснения закономерностей, существующих в атмосферных процессах. Первостепенное значение имеет в метеорологии статистический анализ большого материала наблюдений, особенно применение осреднения, которое отсеивает случайные детали явлений и ясно показывает их существенные особенности.

Особенно велика роль этого метода для климатологии. Климатология берет в качестве исходного материала результаты метеорологических наблюдений; эти результаты сопоставляются, сравниваются во времени и пространстве. Для полного представления о климате недостаточно наблюдений единовременных или в течение коротких промежутков времени. Атмосферные процессы настолько изменчивы и многообразны, что для изучения современного климата во всех его особенностях необходимо наблюдать их в течение длительного, многолетнего периода.

Для получения выводов из очень большого количества наблюдений необходимо подвергать результаты наблюдений статистическому анализу; поэтому климатические характеристики являются статистическими выводами из многолетних рядов наблюдений. Такие характеристики могут представлять собой многолетние средние значения различных метеорологических величин, средние из ежегодных отклонений от этих многолетних средних значений за многолетний период, повторяемости тех или других явлений, средние и крайние сроки наступления определенных явлений и т. д.

С помощью статистического метода корреляции можно также установить наличие большего или меньшего параллелизма или противоположности (или отсутствие их) в изменениях различных метеорологических величин во времени. Тем самым можно выяснить, есть ли связь между этими величинами, и количественно выразить степень этой связи.

Для выражения количественных связей между явлениями в метеорологии употребительны также эмпирические формулы, коэффициенты которых подбираются из опыта, т. е. опять-таки из большего числа сравнительных наблюдений.

Статистика, таким образом, помогает яснее представить факты и лучше обнаружить связи между ними. Но статистика не объясняет фактов и связей. А именно их объяснение открывает наиболее надежный путь к предвидению (прогнозу) дальнейшего развития процессов и к сознательному воздействию на них.

2. Поскольку в метеорологии рассматриваются физические явления, их объяснение может быть дано только на основании законов физики. Наиболее совершенный путь для этого — физико-математический анализ. В XX столетии достинуты большие успехи в его применении к задачам метеорологии. На основе общих законов физики составляются дифференциальные уравнения, описывающие атмосферные процессы. Подставляя в эти уравнения исходные данные, полученные из наблюдений, и решая уравнения, можно находить количественные закономерности атмосферных процессов и прогнозировать их дальнейшее течение. В одних разделах метеорологии этот метод применяется широко, в других — еще недостаточно.

13. Применение карт

Основные атмосферные процессы развертываются на больших пространствах, а их следствия, в виде определенных условий погоды и климата, обнаруживаются в таком же крупном масштабе. Поэтому существенное значение в метеорологии и климатологии имеет сопоставление наблюдений на географических картах. Последующий анализ наблюдений относится уже не к наблюдениям в отдельных пунктах, а к пространственным распределениям наблюденных величин.

На карту можно нанести фактические результаты наблюдений, сделанные в разных местах в один и тот же момент. Такая карта называется *синоптической*; она позволяет видеть, как распределялись условия погоды и, следовательно, каковы были свойства атмосферы и характер атмосферных процессов в этот момент над большой территорией. Составляя синоптические карты для последовательных моментов времени, можно прослеживать развитие атмосферных процессов и делать выводы о будущей погоде.

На карты можно наносить и результаты статистической обработки многолетних наблюдений; тогда мы получим *климатологические карты.* Можно составить, например, карты многолетнего среднего распределения температуры или осадков на определенной территории за тот или нной месяц, карты средних дат установления снежного покрова, карты повторяемости гроз, карты наибольших или наименьших температур, наблюдавшихся в данной местности, и пр. Климатологические карты облегчают

дальнейший анализ фактов, относящихся к климату, позволяют делать выводы о пространственном распределении особенностей или типов климата и т. д.

14. Метеорологические наблюдения

1. *Метеорологические наблюдения* — это измерения и качественные оценки метеорологических величин (см. п. 4). К метеорологическим величинам относятся температура и влажность воздуха, атмосферное давление, скорость и направление ветра, количество и высота облаков, количество осадков, потоки тепла и др. К ним присоединяются величины, непосредственно не отражающие свойств атмосферы или атмосферных процессов, но тесно связанные с ними. Таковы температура почвы или поверхностного слоя воды, испарение, высота и состояние снежного покрова, продолжительность солнечного сияния и т. п. На некоторых станциях производятся наблюдения над солнечным и земным излучением и над атмосферным электричеством.

Метеорологические наблюдения над состоянием атмосферы вне приземного слоя, до высот около 40 км, носят название *аэрологических* наблюдений. От них отличаются по методике наблюдения над состоянием высоких слоев атмосферы, которым можно дать название *аэрономических* наблюдений.

2. Наиболее полные и точные наблюдения производятся в метеорологических и аэрологических обсерваториях. Число таких обсерваторий, однако, невелико. Кроме того, даже самые точные наблюдения в немногочисленных пунктах не могут дать исчерпывающего представления обо всей атмосфере, поскольку атмосферные процессы протекают в разной географической обстановке по-разному. Поэтому, кроме метеорологических обсерваторий, наблюдения над основными метеорологическими величинами ведутся еще примерно на 4000 метеорологических и 800 аэрологических станциях по всему земному шару.

15. Метеорологическая сеть

Для изучения географического распределения метеорологических величин и сравнения состояния атмосферы (погоды и климата) в различных местах Земли необходимо, чтобы метеорологические станции в каждой стране и во всех странах мира вели наблюдения по возможности однотипными приборами, по единой методике, в определенные часы суток. Иными словами, станции в каждой стране и в мировом масштабе должны составлять единое целое — сеть метеорологических станций, метеорологическую сеть. В каждой стране, в том числе и в СССР, существует основная государственная сеть метеорологических станций, отвечающая указанному выше требованию — единообразной

и согласованной работе. Помимо нее существуют и метеорологические станции специального назначения, связанные с различными потребностями науки и народного хозяйства (например, станции на курортах, в колхозах, на транспорте и т. п.).

Метеорологические станции общегосударственной сети устанавливаются по возможности равномерно в местах, характерных для данного района. Нужно стремиться к тому, чтобы показания станции были *репрезентативными*, т. е. характерными не только для ее ближайших окрестностей, но и для возможно большего окружающего района. Метеорологические станции специального назначения размещают исходя из производственных задач.

16. Длительность и непрерывность наблюдений

Важнейшие условия сетевых метеорологических наблюдений, помимо синхронности,— их *длительность* и *непрерывность*. Отдельные годы сильно отличаются друг от друга по режиму атмосферных процессов. Этим определяется необходимость при изучении климата иметь многолетние ряды систематических наблюдений. Для изучения изменений климата метеорологические наблюдения должны производиться вообще неограниченно долго. Важно также, чтобы станции как можно дольше не меняли своего местоположения: перенос станции в другое место обрывает многолетний ряд наблюдений или, по крайней мере, нарушает его однородность. Вредно сказывается на однородности рядов наблюдений застройка местности.

Для целей предсказания погоды также необходимо вести метеорологические наблюдения постоянно и непрерывно: каждый день в атмосфере наблюдаются все новые бесконечно разнообразные условия, а при прогнозе (предсказании) погоды на будущее приходится исходить из фактических условий в настоящем и прошлом.

17. Развитие метеорологической сети

Государственные сети метеорологических станций возникли в XIX в.; до этого наблюдения производились в отдельных немногочисленных пунктах. В XX в. густота метеорологических сетей сильно возросла, причем наблюдениями были охвачены и большие области в тропиках, в глубине Азии и Африки, в Арктике и Антарктике, ранее совершенно недоступные. В Советском Союзе, кроме станций основного типа, с полной программой наблюдений действует несколько тысяч метеорологических постов для наблюдений над осадками и снежным покровом. Наблюдения производятся и на тысячах торговых судов. Для регулярных наблюдений в океанах применяются специальные суда погоды

(метеорологические суда), длительно находящиеся в определенных районах океана.

Но все же густота метеорологической сети еще недостаточна в Арктике, Антарктике, на океанах и в ряде областей всех материков, кроме Европы.

Поскольку метеорологические наблюдения нужны для ежедневного прогноза погоды, большое значение для развития метеорологической сети в наше время имеет радиосвязь, позволяющая срочно передавать результаты наблюдений из отдаленных районов.

В настоящее время существуют и автоматические станции, длительное время работающие без вмешательства человека. Их устанавливают в труднодоступных или неудобных для жизни районах, например во льдах Арктики; наблюдения их автоматически передаются по радио.

Сеть аэрологических станций возникла позднее, лишь в XX в., и густота ее еще невелика в сравнении с сетью обычных метеорологических станций. Значительно больше станций для наблюдений над ветром на высотах. Производятся также многочисленные наблюдения с самолетов.

18. Программа наблюдений на метеорологических станциях

1. На наземных метеорологических станциях во всем мире производятся одновременные (синхронные) наблюдения через каждые три часа по единому — гринвичскому — времени (времени нулевого пояса). Результаты наблюдений за эти сроки немедленно передаются по телефону, телеграфу или по радио в органы службы погоды. Там по ним составляются синоптические карты и другие материалы, служащие для предсказания погоды.

В Советском Союзе до 1966 г. наблюдения производились не только по единому времени, но также и по местному среднему солнечному времени каждой станции — в 01, 07, 13 и 19 часов.

При большой протяженности нашей страны по широте наблюдения в эти сроки были более удобны для получения сравнимых климатических характеристик.

2. На метеорологических станциях основного типа регистрируются следующие метеорологические величины.

Температура воздуха на высоте 2 м над земной поверхностью.

Атмосферное давление.

Влажность воздуха — парциальное давление водяного пара в воздухе и относительная влажность.

Ветер — горизонтальное движение воздуха на высоте 10—12 м над земной поверхностью. Измеряется его скорость и определяется направление, откуда он дует.

ԵՊՀ ԳՐԱԴԱՐԱՆ
Библиотека ЕГУ

Облачность — степень покрытия неба облаками, типы облаков по международной классификации, высота нижней границы облаков, ближайших к земной поверхности, скорость и направление движения облаков.

Количество осадков, выпавших из облаков, их типы (дождь, морось, снег и пр.).

Наличие и интенсивность различных осадков, образующихся на земной поверхности и на предметах (росы, инея, гололеда и пр.), а также тумана.

Горизонтальная видимость — расстояние, на котором перестают различаться очертания предметов.

Продолжительность солнечного сияния.

Температура на поверхности почвы и на нескольких глубинах в почве.

Состояние поверхности почвы.

Высота и плотность снежного покрова.

На некоторых станциях — испарение воды с водных поверхностей или с почвы.

Регистрируются также метели, шквалы, смерчи, мгла, пыльные бури, грозы, тихие электрические разряды, полярные сияния и некоторые оптические явления в атмосфере (радуга, круги и венцы вокруг дисков светил, миражи).

3. На береговых метеорологических станциях производятся также наблюдения над температурой воды и волнением водной поверхности. Программа наблюдений на судах отличается в деталях от наблюдений на сухопутных станциях. На большом числе дополнительных станций (постов) производятся наблюдения только над осадками и снежным покровом, так как для лучшего выяснения распределения этих величин нужна более густая сеть наблюдений. В программу работы станций, имеющих определенный производственный профиль, например сельскохозяйственных, транспортных, авиационных, включаются особые дополнительные наблюдения.

Не все метеорологические величины наблюдаются в каждый срок наблюдений. Например, количество осадков измеряется четыре раза в сутки, высота снежного покрова — один раз в сутки, плотность снега — один раз в пять дней и т. д.

4. В программы наблюдений обсерваторий и отдельных станций входят еще актинометрические наблюдения над солнечной радиацией, земным излучением, отражательными свойствами (альбедо) поверхности земли и воды; наблюдения над температурой и влажностью воздуха на разных высотах в приземном слое воздуха (градиентные наблюдения); измерения содержания в воздухе пыли, химических примесей, радиоактивных продуктов и пр.; атмосферно-электрические наблюдения над ионизацией воздуха, т. е. над содержанием в нем электрически заряженных частиц, и над изменениями электрического поля атмосферы.

19. Метеорологические приборы

1. Наблюдения на метеорологических станциях в основном имеют характер измерений и ведутся с помощью специальных измерительных приборов; лишь немногие метеорологические величины количественно оцениваются без приборов (степень облачности, дальность видимости и некоторые другие). Качественные оценки, например определение характера облаков и осадков, производятся без приборов.

Для сетевых приборов необходима однотипность, облегчающая работу сети и обеспечивающая сравнимость наблюдений.

Метеорологические приборы устанавливаются на площадке станции под открытым небом. Только приборы для измерения атмосферного давления (барометры) устанавливаются в закрытом помещении станции, так как разница между давлением воздуха под открытым небом и внутри помещения ничтожно мала (практически отсутствует).

Приборы для определения температуры и влажности воздуха защищают от действия солнечной радиации, от осадков и порывов ветра, и для этого их помещают в будках особой конструкции. Отсчеты по приборам делаются наблюдателем в установленные сроки наблюдений. На станциях устанавливаются также самопишущие приборы, дающие непрерывную автоматическую регистрацию важнейших метеорологических величин (особенно температуры и влажности воздуха, атмосферного давления и ветра). Самопишущие приборы нередко конструируют так, что их приемные части, помещенные на площадке или на крыше здания, имеют электрическую передачу к пишущим частям, установленным внутри здания.

2. Принципы ряда метеорологических приборов были предложены еще в XVII—XIX вв. В настоящее время в метеорологическом приборостроении наблюдается быстрый прогресс. Создаются новые конструкции приборов с использованием возможностей современной техники: термо- и фотоэлементов, полупроводников, радиосвязи и радиолокации, различных химических реакций и т. п. Особенно нужно отметить применение в последние годы в метеорологических целях радиолокации. На экране радиолокатора (радара) можно обнаружить скопления облаков, области осадков, грозы и даже большие атмосферные вихри (тропические циклоны) в значительном отдалении от наблюдателя и прослеживать их эволюцию и перемещение.

Как упоминалось выше, достигнуты успехи в конструировании автоматических станций, передающих свои наблюдения в течение более или менее длительного времени без вмешательства человека.

20. Методы аэрологических наблюдений

1. Наиболее простым видом аэрологических наблюдений является *ветровое зондирование,* т. е. наблюдения над ветром в свободной атмосфере с помощью шаров-пилотов. Так называются небольшие резиновые шары, наполняемые водородом и выпускаемые в свободный полет. Наблюдая в теодолиты за полетом шара-пилота, можно установить скорость и направление ветра на тех высотах, на которых летит шар. В настоящее время при аэрологических наблюдениях над ветром все шире применяются методы радиообнаружения, т. е. радиопеленгация радиозондов и радиолокация (*радиоветровое зондирование*), обеспечивающие получение сведений о ветре при наличии облачного покрова. Наблюдения над ветром и температурное зондирование используются непосредственно для обслуживания авиации.

2. *Температурным зондированием* называются регулярные (обычно два раза в сутки) выпуски шаров-зондов с резиновыми оболочками достаточно большого размера, к которым прикреплены автоматические приборы для регистрации температуры, давления и влажности воздуха. До 30-х годов эти приборы — метеорографы — давали только запись значений наблюдаемых величин на ленте самописца. На той или иной высоте шар, раздуваясь, лопался, а прибор спускался на землю на втором, дополнительном, шаре или на парашюте. Однако возвращение прибора в место выпуска зависело при этом от случая, и не могло быть речи о срочном использовании наблюдений. С 1930 г. распространился метод *радиозондирования* (впервые разработанный и примененный в СССР П. А. Молчановым). Прикрепленный к шару прибор — радиозонд, находясь еще в полете, посылает радиосигналы, по которым можно определить значения метеорологических величин.

3. Метод радиозондирования создал переворот в методах аэрологических наблюдений и во всей современной метеорологии. Радиозондовые наблюдения без всякого промедления стали использовать для службы погоды, что особенно повысило их ценность. Благодаря радиозондированию несравнимо возросли наши знания о слоях атмосферы до высоты 30—40 км. Однако точность показаний современных радиозондов еще недостаточно высока.

Радиозондирование вытеснило другие методы температурного зондирования — подъем метеорографов на змеях, привязных аэростатах, самолетах и пр. Самолет остается, однако, важным средством для специальных сложных наблюдений, требующих участия наблюдателя, например для изучения физического строения облаков, для актинометрических и атмосферноэлектрических наблюдений. Для тех же целей применяются аэростаты, а изредка стратостаты с герметизированными гондо-

лами. Последний рекорд высоты подъема на стратостате в США близок к 55 км.

4. В последние десятилетия начали практиковать выпуски шаров не только с радиозондами, но и с более сложными автоматическими приборами для разного рода наблюдений. Такие шары большого диаметра с оболочкой из полиэтилена (трансокеанские зонды) со значительным грузом приборов достигают высот около 30—40 км. Они могут летать на определенной заданной высоте (точнее, на заданной изобарической поверхности, т. е. в слое с одним и тем же атмосферным давлением), находясь при этом в воздухе много дней подряд и передавая радиосигналы. Определение траекторий полета таких шаров имеет значение для изучения переноса воздуха в различных слоях атмосферы, особенно над океанами и в низких широтах, где сеть аэрологических станций недостаточна.

5. Для исследования высоких слоев атмосферы производят выпуски *метеорологических* и *геофизических* ракет с приборами, показания которых передаются по радио.

В 1957—1958 гг. в СССР, а затем в США удалось запустить первые спутники Земли с автоматическими приборами в высокие слои атмосферы. Теперь уже большое количество таких спутников вращается вокруг Земли, причем орбиты некоторых из них достигают высот в десятки тысяч километров. С 1960 г. регулярно запускаются так называемые *метеорологические спутники*, предназначенные для исследования нижележащих слоев атмосферы. Они передают фототелевизионные и инфракрасные изображения облачного покрова по всему земному шару, а также измеряют потоки солнечной и земной радиации.

Кроме того, важным методом исследования высоких слоев являются наблюдения над распространением радиоволн.

21. Метеорологическая служба

Во всех странах существуют специальные государственные организации, так называемые метеорологические службы, в состав которых входят сети станций и научные метеорологические учреждения. Задачей метеорологической службы является научное исследование атмосферы и практическое обслуживание народного хозяйства информацией о погоде и климате и прогнозами погоды. В Советском Союзе руководство метеорологической службой осуществляет Государственный комитет СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды (Госкомгидромет). В систему Госкомгидромета, кроме сети станций, входят научные институты, гидрометеорологические обсерватории и многочисленные органы службы погоды по всей стране (бюро прогнозов, авиаметеорологические станции и др.).

Несколько крупных научно-исследовательских учреждений Госкомгидромета работают в области метеорологии и климатологии. Это Главная геофизическая обсерватория имени А. И. Воейкова в Ленинграде, основанная в 1849 г., Гидрометеорологический центр СССР в Москве (вначале называвшийся Центральным бюро погоды СССР, а затем, до 1966 г., Центральным институтом прогнозов), созданный в 1930 г., Центральная аэрологическая обсерватория под Москвой, Всесоюзный научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации в Обнинске, основанные в 1943 г. Метеорологические и климатологические исследования ведутся в научно-исследовательском институте приборостроения Госкомгидромета, Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте, Институте прикладной геофизики, Государственном океанографическом институте, региональных научно-исследовательских институтах (в Киеве, Тбилиси, Новосибирске, Алма-Ате, Владивостоке, Ташкенте), гидрометеорологических обсерваториях, а также Ленинградском и Одесском гидрометеорологическом институтах и некоторых университетах, институтах Академии наук СССР (например, в Институте физики атмосферы и Институте географии в Москве).

22. Всемирная метеорологическая организация

Атмосферные процессы не знают государственных границ, и метеорологические наблюдения и исследования ведутся во всех странах. Поэтому существует настоятельная необходимость в единообразии методики наблюдений и их обработки, в обмене информацией, в унификации форм оперативного обслуживания метеорологической информацией и прогнозами, а стало быть, в согласовании работы метеорологических служб всего мира. Это является задачей Всемирной метеорологической организации (ВМО).

Международное сотрудничество в области метеорологии началось во второй половине XIX в. В 1873 г. состоялся первый Международный метеорологический конгресс, заложивший основы Международной метеорологической организации с регулярно созывавшимися конференциями директоров метеорологических служб, с Международным метеорологическим комитетом, работавшим в перерывах между конференциями, и с рядом международных комиссий по разным вопросам метеорологии. После второй мировой войны она была восстановлена на новой основе, как Всемирная метеорологическая организация при Организации Объединенных Наций. Каждые четыре года собираются всемирные конгрессы ВМО, избирающие Исполнительный комитет и президента организации; регулярно работает

ряд технических комиссий и рабочих групп. Секретариат ВМО находится в Женеве.

Важнейшей современной задачей ВМО является организация Всемирной службы погоды, т. е. тесного сотрудничества всех стран мира в постановке метеорологических наблюдений в планетарном масштабе, в распространении информации, в разработке и распространении прогнозов погоды по единой согласованной схеме. Эту Всемирную службу погоды возглавляют три мировых метеорологических центра — в Москве, Вашингтоне и Мельбурне — и 25 региональных центров. Гидрометеорологический центр СССР является одним из трех мировых метеорологических центров.

23. Из истории метеорологии и климатологии

1. Еще в древности в Китае, Индии, странах Средиземноморья делались попытки регулярных метеорологических наблюдений, существовали зачаточные научные представления об атмосферных процессах и о климате. Наблюдения над наиболее выдающимися атмосферными явлениями велись и регистрировались и в средние века.

Современная научная метеорология ведет начало с XVII в., когда были заложены основы физики, частью которой на первых порах являлась метеорология. Тогда же были изобретены (Галилеем и его учениками) первые метеорологические приборы и появилась возможность инструментальных наблюдений.

Инструментальные наблюдения начались во второй половине XXVII в. и в первой половине XVIII в., они проводились в немногих пунктах Европы, а также во время морских плаваний. В это же время появились первые метеорологические теории. К середине XVIII столетия М. В. Ломоносов уже считал метеорологию самостоятельной наукой со своими задачами и методами; он сам создал первую теорию атмосферного электричества, разработал метеорологические приборы, высказал ряд важных соображений о климате и о возможности научного предсказания погоды.

Во второй половине XVIII в. по частной инициативе была организована международная сеть метеорологических станций в Европе (свыше 30 станций), функционировавшая 12 лет. Результаты наблюдений были опубликованы и стимулировали дальнейшее развитие метеорологических исследований.

2. В начале XIX столетия возникают первые государственные сети станций и трудами А. Гумбольта и Г. В. Дове в Германии закладываются основы климатологии. Около 1820 г. Г. В. Брандес в Германии составил первые синоптические карты, а после изобретения телеграфа, с 50-х годов, по инициативе знаменитого астронома У. Леверье во Франции и адмирала

Р. Фицроя в Англии синоптический метод исследования атмосферных процессов быстро вошел в общее употребление. На его основе возникли служба погоды и новая отрасль метеорологической науки — синоптическая метеорология.

К середине XIX в. относится организация первых метеорологических институтов, в том числе Главной физической (ныне геофизической) обсерватории в Петербурге (1849 г.). Ее директору с 1868 по 1895 г. Г. И. Вильду принадлежит историческая заслуга организации образцовой метеорологической сети в России и ряд капитальных исследований климатических условий страны. Его помощник и позднее директор обсерватории М. А. Рыкачев был организатором службы погоды в России (в начале 70-х годов).

Во второй половине XIX столетия были заложены основы динамической метеорологии, т. е. применения законов гидромеханики и термодинамики к исследованиям атмосферных процессов. Большой вклад в эту отрасль метеорологии был сделан в то время В. Форрелем в США, Г. Гельмгольцем и другими учеными в Германии. В это же время исследование климата в тесной связи с общей географической обстановкой было сильно продвинуто трудами великого русского географа и климатолога А. И. Воейкова, а также Ю. Ханна в Австрии, В. Кеппена в Германии и др. К концу столетия усилилось изучение радиационных и электрических процессов в атмосфере.

3. Развитие метеорологии в XX столетии шло все нарастающими темпами. В очень краткой характеристике этого развития назовем имена только тех наиболее выдающихся ученых, деятельность и жизнь которых уже закончилась.

Успехи динамической метеорологии были связаны в нашем веке в первую очередь с трудами В. Бьеркнеса и его учеников в Норвегии, М. Маргулеса в Австрии, В. Нэпир-Шоу в Англии, А. А. Фридмана, Н. Е. Кочина и И. А. Кибеля в СССР, К. Г. Россби в Швеции и США и их многочисленных учеников. Синоптическая метеорология также быстро шагнула вперед, особенно благодаря работам Г. Фиккера в Австрии, Б. П. Мультановского в СССР, В. Бьеркнеса и его последователей во многих странах мира, в том числе в СССР. В настоящее время ясно выражена тенденция к взаимному сближению динамической и синоптической метеорологии. Выдвинута новая проблема численного (гидродинамического) прогноза погоды.

Большие успехи достигнуты с начала XX в. в области аэрологических исследований. Во многих странах выдвинулись выдающиеся организаторы и исследователи в этом новом направлении, в частности А. Тейсеран де Бор во Франции и Р. Ассман в Германии, открывшие существование стратосферы. Позднее стало знаменитым имя изобретателя первого радиозонда (1930 г.) — П. А. Молчанова.

На основе достижений во всех указанных областях метеорологии в настоящее время быстро растут фактические знания и теоретические представления об общей циркуляции атмосферы — механизме великого круговорота воздуха на Земле.

Велик был в XX в. и прогресс в актинометрии — учении о радиации в атмосфере. Из многих имен выдающихся ученых, работавших в этой области, отметим здесь энергичных деятелей актинометрии в России и СССР — О. Д. Хвольсона, В. А. Михельсона, С. И. Савинова и Н. Н. Калитина, а также А. Онгстрема в Швеции, С. Ланглея и Г. Аббота в США и Ф. Линке в Германии.

В настоящее время сильно продвинулась вперед физика облаков и осадков. Уже решается практически проблема искусственного осаждения облаков и рассеяния туманов. В СССР инициатором работ в этом направлении был В. Н. Оболенский.

Выдающиеся успехи достигнуты в исследовании ионосферы и еще более высоких слоев атмосферы. Особенно быстрый прогресс в этом отношении связан с применением ракет и спутников.

Новые, углубленные подходы к климатологическим исследованиям были намечены в нашем веке в Норвегии, СССР, США и других странах (динамическая или синоптическая климатология, изучение теплового баланса Земли). Детально исследованы климаты различных областей Земли, сильно продвинулось изучение климата Арктики и Антарктиды, развивается учение о микроклимате. В СССР крупный вклад в развитие климатологии внесли А. А. Каминский и Л. С. Берг.

В развитии сельскохозяйственной метеорологии и климатологии большую роль сыграли работы П. И. Броунова, Ф. Ф. Давитая, С. А. Сапожниковой. Интенсивно развиваются и другие отрасли прикладной метеорологии и климатологии (авиационная, медицинская, строительная и др.).

В настоящее время объем метеорологических исследований и публикаций бурно растет; быстро развивается и международное научное сотрудничество в области метеорологии.

В научных институтах и высших учебных заведениях нашей страны выполняется много капитальных исследований по всем разделам метеорологии и климатологии; объем советской метеорологической литературы очень велик.

Глава вторая
ВОЗДУХ И АТМОСФЕРА

1. Состав сухого воздуха у земной поверхности

Атмосфера состоит из смеси газов, называемой *воздухом,* в которой находятся во взвешенном состоянии жидкие и твердые частички. Общая масса последних незначительна в сравнении со всей массой атмосферы.

Атмосферный воздух у земной поверхности, как правило, является *влажным*. Это значит, что в его состав, вместе с другими газами, входит *водяной пар,* т. е. вода в газообразном состоянии (H_2O). Содержание водяного пара в воздухе меняется в значительных пределах, в отличие от других составных частей воздуха: у земной поверхности оно колеблется между сотыми долями процента и несколькими процентами. Это объясняется тем, что при существующих в атмосфере условиях водяной пар может переходить в жидкое и твердое состояние и, наоборот, может поступать в атмосферу заново вследствие испарения с земной поверхности. Водяной пар мы будем рассматривать отдельно.

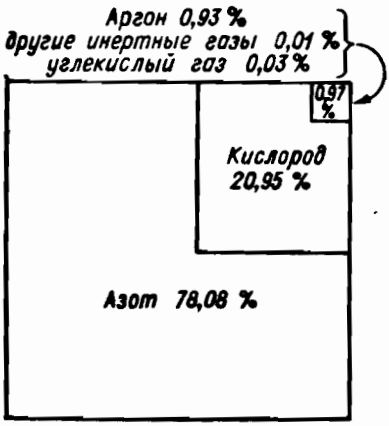


Рис. 1. Состав сухого воздуха у земной поверхности.

Воздух без водяного пара называют *сухим* воздухом. У земной поверхности сухой воздух (рис. 1) на 99 % состоит из азота (78 % по объему, или 76 % по массе) и кислорода (21 % по объему, или 23 % по массе). Оба эти газа входят в состав воздуха у земной поверхности в виде двухатомных молекул (N_2 и O_2). Оставшийся 1 % приходится почти целиком на аргон (Ar). Всего 0,03 % остается на углекислый газ (CO_2). Многочисленные другие газы входят в состав воздуха в тысячных, миллионных и еще меньших долях процента. Это криптон (Kr), ксенон (Xe), неон (Ne), гелий (He), водород (H_2), озон (O_3), иод (I), радон (Rn), метан (CH_4), аммиак (NH_3), перекись водорода (H_2O_2), закись азота (N_2O) и др.

Все перечисленные выше газы всегда сохраняют газообразное состояние при наблюдающихся в атмосфере температурах и давлении не только у земной поверхности, но и в высоких слоях.

Процентный состав сухого воздуха у земной поверхности очень постоянен и практически одинаков повсюду. Существенно меняться может только содержание углекислого газа. В результате процессов дыхания и горения его объемное содержание в воздухе закрытых, плохо вентилируемых помещений, а также промышленных центров может возрастать в несколько раз — до 0,1—0,2 %. В связи с этим, конечно, уменьшается, но весьма незначительно, процентное содержание азота и кислорода. Совершенно незначительно изменяется процентное содержание азота и кислорода под влиянием местных и временных изменений содержания в воздухе аммиака, иода, радона и других газов, попадающих в атмосферу с поверхности почвы или воды.

2. Водяной пар в воздухе

1. Процентное содержание водяного пара во влажном воздухе у земной поверхности составляет в среднем от 0,2 % в полярных широтах до 2,5 % у экватора, а в отдельных случаях колеблется почти от нуля до 4 %. В связи с этим становится переменным и процентное соотношение других газов во влажном воздухе. Чем больше в воздухе водяного пара, тем меньшая часть его объема приходится на постоянные газы при тех же давлении и температуре.

Водяной пар непрерывно поступает в атмосферу путем испарения с водных поверхностей и влажной почвы, а также в результате транспирации растениями, при этом в разных местах и в разное время он поступает в различных количествах. От земной поверхности водяной пар распространяется вверх, а воздушными течениями переносится из одних мест Земли в другие.

В атмосфере может возникать состояние насыщения. В таком состоянии водяной пар содержится в воздухе в количестве, предельно возможном при данной температуре. Водяной пар при этом называют *насыщающим* (или *насыщенным*), а воздух, содержащий его, *насыщенным*.

Состояние насыщения обычно достигается при понижении температуры воздуха. Когда это состояние достигнуто, то при дальнейшем понижении температуры часть водяного пара становится избыточной и конденсируется, переходит в жидкое или твердое состояние. В воздухе возникают водяные капли и ледяные кристаллы облаков и туманов. Облака могут снова испаряться; в других случаях капли и кристаллы облаков, укрупняясь, могут выпадать на земную поверхность в виде осадков. Вследствие всего этого содержание водяного пара в каждом участке атмосферы непрерывно меняется.

2. С водяным паром в воздухе и с его переходами из газообразного состояния в жидкое и твердое связаны важнейшие процессы погоды и особенности климата. Наличие водяного пара

в атмосфере существенно сказывается на тепловых условиях атмосферы и земной поверхности. Водяной пар сильно поглощает длинноволновую инфракрасную радиацию, которую излучает земная поверхность. В свою очередь и сам он излучает инфракрасную радиацию, большая часть которой идет к земной поверхности. Это уменьшает ночное охлаждение земной поверхности и тем самым также нижних слоев воздуха. На испарение воды с земной поверхности затрачиваются большие количества тепла, а при конденсации водяного пара в атмосфере это тепло отдается воздуху. Облака, возникающие в результате конденсации, отражают и поглощают солнечную радиацию на ее пути к земной поверхности. Осадки, выпадающие из облаков, являются важнейшим элементом погоды и климата. Наконец, наличие водяного пара в атмосфере имеет важное значение для физиологических процессов.

3. Давление водяного пара и относительная влажность

Содержание водяного пара в воздухе называют *влажностью воздуха*. Основные характеристики влажности — это *парциальное давление водяного пара (давление водяного пара)* и *относительная влажность*.

Водяной пар, как всякий газ, обладает упругостью (давлением). Давление водяного пара e пропорционально его плотности (массе в единице объема) и его абсолютной температуре. Оно выражается в тех же единицах, что и давление воздуха и всех его составных частей, т. е. в *гектопаскалях* (миллибарах). В настоящее время в научной литературе обязательным является употребление Международной системы единиц (СИ), в которой основной единицей давления служит паскаль (1 Па = = 1 Н/м^2; 1 гПа = 10^2 Па).

Давление водяного пара в состоянии насыщения называют *давлением насыщенного водяного пара*. Это максимальное давление водяного пара, возможное при данной температуре. Например, при температуре 0 °С давление насыщенного пара равно 6,1 гПа.

Если воздух содержит водяного пара меньше, чем нужно для насыщения его при данной температуре, можно определить, насколько воздух близок к состоянию насыщения. Для этого вычисляют *относительную влажность*. Так называют отношение фактического давления e водяного пара, находящегося в воздухе, к давлению насыщенного пара E при температуре воздуха:

$$f = \frac{e}{E} \cdot 100\%.$$

Например, при температуре 20 °С давление насыщенного пара равно 23,4 гПа. Если при этом фактическое давление во-

дяного пара в воздухе будет 11,7 гПа, то относительная влажность воздуха равна $(11{,}7:23{,}4)\cdot 100=50\ \%$.

Давление водяного пара у земной поверхности изменяется от сотых долей гектопаскаля (при очень низких температурах зимой в Антарктиде и Якутии) до 35 гПа и более (у экватора). Чем теплее воздух, тем больше водяного пара может он содержать в состоянии насыщения и, стало быть, тем больше может быть в нем давление водяного пара.

Относительная влажность воздуха может принимать все значения, от нуля, в случае сухого воздуха ($e=0$) до 100 % для состояния насыщения ($e=E$).

4. Изменение состава воздуха с высотой

1. Процентное содержание составных частей сухого воздуха в нижних ста километрах с высотой почти не изменяется. Воздух, находящийся в постоянном движении, хорошо перемешивается по вертикали, и атмосферные газы не расслаиваются по плотности, как это было бы в условиях спокойной атмосферы (где доля более легких газов должна была бы возрастать с высотой). Однако выше 100 км такое расслоение газов по плотности начинается и постепенно увеличивается с высотой. Примерно до высоты 200 км преобладающим газом атмосферы все-таки остается азот. Выше начинает преобладать кислород, причем кислород в атомарном состоянии: под действием ультрафиолетовой радиации Солнца его двухатомные молекулы разлагаются на заряженные атомы. Выше 1000 км атмосфера состоит главным образом из гелия и водорода, причем водород — также в атомарном состоянии, т. е. в виде заряженных атомов,— преобладает.

2. Процентное содержание водяного пара в воздухе изменяется с высотой. Водяной пар постоянно поступает в атмосферу снизу, а распространяясь вверх, конденсируется, сгущается. Поэтому давление и плотность водяного пара убывают с высотой быстрее, чем давление и плотность остальных газов воздуха. Общая плотность воздуха становится вдвое меньше, чем у земной поверхности, на высоте 5—6 км, а плотность водяного пара в среднем убывает вдвое уже на высоте 1,5—2 км. На высоте 5—6 км давление водяного пара и, следовательно, его содержание в воздухе в 10 раз меньше, чем у земной поверхности, а на высоте 10—12 км — в сто раз меньше. Таким образом, выше 10—15 км содержание водяного пара в воздухе ничтожно мало.

5. Распределение озона в атмосфере

Изменение с высотой содержания озона в воздухе особенно интересно. У земной поверхности озон содержится в ничтожных количествах. С высотой содержание его возрастает, причем не

только в процентном отношении, но и по абсолютным значениям. Максимальное содержание озона наблюдается на высотах 25—30 км; выше оно убывает и на высотах около 70 км сходит на нет.

Процесс образования озона из кислорода происходит в слоях от 70 до 15 км при поглощении кислородом ультрафиолетовой солнечной радиации. Часть двухатомных молекул кислорода разлагается на атомы, а атомы присоединяются к сохранившимся молекулам, образуя трехатомные молекулы озона. Одновременно происходит обратный процесс превращения озона в кислород. В слои ниже 15 км озон заносится из вышележащих слоев при перемешивании воздуха.

Возрастание содержания озона с высотой практически не сказывается на доле азота и кислорода, так как в сравнении с ними озона и в верхних слоях очень мало. Если бы можно было сосредоточить весь атмосферный озон под нормальным давлением, он образовал бы слой только около 3 мм толщиной (*приведенная толщина озона*). Но и в таком ничтожном количестве озон важен потому, что, сильно поглощая солнечную радиацию, он повышает температуру тех слоев атмосферы, в которых он находится. Ультрафиолетовую радиацию Солнца с длинами волн от 0,15 до 0,29 мкм (один микрометр — миллионная доля метра) он поглощает целиком. Эта радиация производит физиологически вредное действие, и озон, поглощая ее, предохраняет от нее живые организмы на земной поверхности.

6. Жидкие и твердые примеси в атмосферном воздухе

1. Кроме перечисленных выше атмосферных газов, в воздух местами могут проникать другие газы, особенно соединения, возникающие при сгорании топлива (окислы серы, углерода, фосфора и др.). Наибольшее количество таких примесей поступает в воздух больших городов и промышленных районов.

В состав атмосферы входят также твердые и жидкие частицы, взвешенные в атмосферном воздухе: водяные капли и кристаллы, возникающие в атмосфере при конденсации водяного пара, пыль почвенного и органического происхождения, твердые частицы дыма, сажи, пепла и капли кислот, попадающие в воздух при лесных пожарах, сжигании топлива и вулканических извержениях, частицы морской соли, попадающие в воздух при разбрызгивании морской воды во время волнения (обычно в силу своей гигроскопичности это не твердые частицы, а мельчайшие капли насыщенного раствора соли в воде), микроорганизмы (бактерии), пыльца, споры, наконец, космическая пыль, попадающая в атмосферу (около 1 млн. т в год) из межпланетного пространства, а также возникающая при сгорании метеоров в атмосфере. Особое место среди атмосферных примесей

занимают продукты искусственного радиоактивного распада, заражающие воздух при испытательных взрывах атомных и термоядерных бомб.

Небольшую часть перечисленных примесей составляет крупная пыль, радиусом более 5 мкм. Почти 95 % частиц имеет радиусы менее 5 мкм. Вследствие такой малости они могут длительное время удерживаться в атмосфере во взвешенном состоянии. Удаляются из атмосферы они главным образом при выпадении осадков, присоединяясь к каплям и снежинкам. Имеется ряд методов и приборов для определения их содержания в воздухе.

2. Все эти примеси, или *аэрозоли*, в наибольшем количестве содержатся в самых нижних слоях атмосферы: ведь основной их источник — земная поверхность. Особенно загрязнен ими воздух больших городов. Не говоря о вредных газовых примесях (SO_2, CO и др.), на каждый кубический сантиметр воздуха здесь приходятся десятки тысяч аэрозольных, частиц, а за год на каждый квадратный километр выпадают из атмосферы сотни тонн аэрозолей. В сельских местностях количество частиц аэрозольных примесей в приземном воздухе исчисляется только тысячами в кубическом сантиметре, а над океанами — только сотнями.

С высотой число взвешенных частиц быстро убывает; на высотах 5—10 км их всего десятки на кубический сантиметр.

В общем в атмосферном столбе над каждым квадратным сантиметром земной поверхности содержится 10^8—10^9 аэрозольных частиц. Общая их масса в атмосфере не менее 10^8 т. Это огромная масса, но она мала по сравнению со всей массой атмосферы, которая, как мы увидим дальше, определяется в $5 \cdot 10^{15}$ т.

Бактерии в центральных частях океанов встречаются в количестве нескольких единиц на кубический метр воздуха; в больших городах их уже тысячи и десятки тысяч в том же объеме.

От количества и рода аэрозольных примесей зависят явления поглощения и рассеяния радиации в атмосфере, т. е. ее большая или меньшая прозрачность для радиации. Наличие взвешенных частиц создает в атмосфере также ряд оптических явлений, свойственных коллоидным растворам.

Наиболее крупные аэрозольные частицы, обладающие гигроскопическими свойствами, играют в атмосфере роль *ядер конденсации*, т. е. центров, к которым присоединяются молекулы водяного пара, образуя водяные капли.

3. Аэрозольные примеси могут легко переноситься воздушными течениями на большие расстояния. Песчаная пыль, попадающая в воздух над пустынями Африки и Передней Азии, неоднократно выпадала в больших количествах на территории Южной и Средней Европы. Дым лесных пожаров в Канаде

переносился сильными воздушными течениями на высотах 8—13 км через Атлантику к берегам Европы, еще сохраняя достаточную концентрацию. Дым и пепел больших вулканических извержений неоднократно распространялись в высоких слоях атмосферы на огромные расстояния, окутывая весь земной шар. Помутнение воздуха и аномально красная окраска зорь наблюдалась в течение многих месяцев после извержения. После падения Тунгусского метеорита в 1908 г. также наблюдалось помутнение воздуха на больших расстояниях. Радиоактивные продукты, попадающие в атмосферу при термоядерных взрывах, распространяются в высоких слоях атмосферы над огромными пространствами земного шара.

7. Дымка, облака, туманы

Капли и кристаллы, в отличие от пылинок, возникают в самой атмосфере при конденсации водяного пара и могут исчезать, не выпадая, вследствие испарения. Если они очень разрежены и мелки, то обнаруживаются по некоторому помутнению воздуха синеватого или сероватого цвета — *дымке*. Более плотные их скопления — *облака* и *туманы*.

Капли облаков обычно очень мелки — диаметром от единиц до десятков микрометров (т. е. от тысячных до сотых долей миллиметра). В каждом кубическом сантиметре облачного воздуха содержится несколько десятков или сотен капель. Это значит, что на один кубический метр облачного воздуха приходится всего несколько граммов или даже долей грамма жидкой воды. Кристаллы в облаках также в большинстве очень мелки. Поэтому облака могут длительно удерживаться в атмосфере во взвешенном состоянии вследствие сопротивления воздуха и его восходящих движений. Но в облаках может происходить и укрупнение облачных элементов; достигнув определенных размеров, они начинают выпадать из облаков в виде осадков — капель дождя, кристаллов снега и пр.

Облака наблюдаются на разных высотах в пределах нижних 10—15 км, причем с высотой водность облаков (т. е. содержание в них жидкой воды на единицу объема) в среднем убывает. Изредка наблюдаются особые, очень легкие облака на высотах около 22—27 км (перламутровые) и около 82—85 км (серебристые, или мезосферные).

Нередко облакоподобные скопления капель и кристаллов начинаются от самой земной поверхности; в этих случаях они называются туманами.

8. Ионы в атмосфере

1. Часть молекул атмосферных газов и частиц атмосферного аэрозоля — капель, пылинок, кристаллов — несет электрические заряды. Эти заряженные частички называются *ионами*.

Молекулы воздуха заряжаются вследствие потери электрона или присоединения свободного электрона. К заряженной молекуле присоединяются другие молекулы, в которых происходит путем индукции разделение зарядов. Так возникает электрически заряженный комплекс молекул, называемый *легким ионом*. Заряженные молекулы могут также присоединяться к ядрам конденсации или пылинкам, взвешенным в воздухе, вследствие чего возникают более крупные *тяжелые ионы* с массами, в тысячи раз большими, чем у легких ионов.

Содержание легких ионов у земной поверхности — несколько сотен на один кубический сантиметр, тяжелых — от нескольких сотен до десятков тысяч на один кубический метр.

Капли и кристаллы облаков и осадков, возникая на ионах как на ядрах конденсации, присоединяя их в дальнейшем, а также получая электрические заряды другими способами, также могут стать носителями электрических зарядов. В большинстве случаев они и являются такими. Заряды капель и кристаллов гораздо больше, чем заряды ионов: они могут достигать многих миллионов элементарных зарядов (зарядов электрона).

2. С высотой содержание ионов увеличивается, особенно в слоях выше 80—100 км. Как говорилось выше (см. п. 4), ионы являются здесь в основном заряженными атомами кислорода, гелия и водорода. Кроме того, значительная часть ионов в высоких слоях представляет собой свободные электроны. Содержание ионов здесь измеряется сотнями и миллионами на один кубический сантиметр воздуха.

Так же как и незаряженные частицы, ионы в атмосфере постоянно перемещаются. Именно благодаря этому атмосфера обладает электропроводностью, в нижних слоях малой, в высоких — значительной.

9. Электрическое поле атмосферы

1. Итак, в атмосфере всегда существуют подвижные электрические заряды, связанные с ионами, а также с элементами облаков и осадков. Заряды эти — обоих знаков, причем преобладают положительные, так что суммарный заряд атмосферы — положительный. При этом с высотой он растет. Сама земная поверхность также обладает электрическим зарядом, притом в сумме отрицательным (порядка $-6 \cdot 10^5$ кулонов).

В результате атмосфера обладает электростатическим полем, в каждой точке которого есть то или иное значение потенциала. Это значит, что электрический заряд, помещенный в любой точке атмосферы, будет испытывать силу, действующую на него в направлении, нормальном к поверхности равного потенциала, проходящей через эту точку. Эту силу на единицу положительного электрического заряда называют *напряженностью* атмос-

ферно-электрического поля. Она направлена в отсутствии облаков сверху вниз и измеряется изменением потенциала поля на единицу расстояния, т. е. в вольтах на метр (В/м).

В приземном слое атмосферы напряженность поля в среднем для всего земного шара около 100 В/м. В промышленных районах с сильно загрязненным воздухом она значительно больше. С высотой напряженность поля уменьшается: на высоте 10 км она всего около 5 В/м. Выше 20 км напряженность поля очень мала; проводимость воздуха в этих слоях достаточна для выравнивания разностей потенциала.

Напряженность электрического поля атмосферы испытывает изменения в суточном и годовом ходе, а также очень большие возмущения, связанные с развитием облаков, особенно кучево-дождевых (грозовых).

2. В общем перенос электричества *(ток проводимости)* должен происходить от положительно заряженной атмосферы к отрицательно заряженной земной поверхности. Несмотря на это, отрицательный заряд земной поверхности с течением времени не убывает. Причина состоит, по-видимому, в грозах.

В грозовых облаках происходит сильная электризация облачных элементов и разделение положительных и отрицательных зарядов по отдельным частям облака. Вследствие этого в облаках, а также между облаками и землей возникают огромные разности потенциалов, при которых напряженность поля доходит до десятков тысяч вольт на метр. При этом в атмосфере возникают не только положительные, но и отрицательные заряды, индуцирующие положительный заряд на земной поверхности. Напряженность поля между облаком и землей может даже изменить свое направление, т. е. получить направление вверх. В связи с указанными огромными разностями потенциалов в атмосфере возникают искровые электрические разряды, *молнии*, как в облаках, так и между облаками и землей. При напряженности поля, направленной вверх, молнии могут переносить к земной поверхности очень большие отрицательные заряды, которые и компенсируют потерю отрицательного заряда земной поверхностью в спокойную погоду.

10. Уравнение состояния газов

Основными характеристиками (параметрами) физического состояния газа являются его давление, температура и плотность. Эти три характеристики не независимы одна от другой. Газы сжимаемы, поэтому плотность их меняется в широких пределах в зависимости от давления и температуры. Связь между давлением, температурой и плотностью для идеальных газов дается уравнением состояния газов, известным из физики. Оно пишется

$$pv = RT, \qquad (1)$$

где p — давление, v — удельный объем газа, T — температура по абсолютной шкале, R — удельная газовая постоянная, зависящая от природы газа. Уравнение состояния газов можно написать и так:

$$p = \rho RT, \tag{2}$$

или

$$\rho = \frac{p}{RT}, \tag{3}$$

где плотность газа ρ — величина, обратная удельному объему.

Уравнение состояния газов с достаточным приближением применимо и к сухому воздуху, и к водяному пару, и к влажному воздуху. В каждом случае будет свое значение удельной газовой постоянной R. Для влажного воздуха R изменяется в зависимости от давления водяного пара, содержащегося в воздухе.

Остановимся на указанных основных характеристиках состояния применительно к воздуху.

11. Атмосферное давление

1. Всякий газ производит давление на ограничивающие его стенки, т. е. действует на эти стенки с какой-то силой давления, направленной перпендикулярно (нормально) к стенке. Числовое значение (модуль) этой силы давления, отнесенной к единице площади, и называют *давлением*. Давление газа обусловлено движениями его молекул, той «бомбардировкой», которой они подвергают стенки. При возрастании температуры и сохранении объема газа скорости молекулярных движений увеличиваются и, следовательно, давление растет.

Если мысленно выделить какой-то объем внутри атмосферы, то воздух в этом объеме испытывает давление извне на воображаемые стенки, ограничивающие данный объем, со стороны окружающего воздуха. Со своей стороны воздух изнутри объема оказывает такое же давление на окружающий воздух.

Выделенный объем может быть сколь угодно малым и в пределе сводится к точке. Таким образом, в каждой точке атмосферы имеется определенное *атмосферное давление*, или *давление воздуха*.

Воздух в закрытом (негерметически) помещении достаточно свободно выравнивает свое давление с наружным воздухом через поры и щели в стенах, через окна и т. д. Разница между атмосферным давлением в помещении и под открытым небом (на том же уровне), как правило, совершенно незначительна. Воздух в помещении сжат в той же мере, что и воздух на том же уровне снаружи. Поэтому на метеорологических станциях нет нужды помещать барометры под открытым небом — их устанавливают внутри помещения.

2. Основным прибором для измерения атмосферного давления служит ртутный барометр. В этом приборе, известном из курса физики, атмосферное давление уравновешивается давлением столба ртути; по изменениям высоты ртутного столба можно судить об изменениях атмосферного давления.

Другой принцип измерения атмосферного давления, широко применяемый в анероидах, барографах, метеорографах, радиозондах, основан на деформациях упругой, пустой внутри металлической коробки при изменениях внешнего давления на нее. Приборы этого типа нужно тарировать (градуировать) по показаниям ртутного барометра.

В настоящее время давление, как уже сказано выше, выражают в *гектопаскалях (гПа)*[1]. Среднее атмосферное давление на уровне моря близко к 1013 гПа.

12. Температура воздуха

1. Воздух, как и всякое тело, всегда имеет температуру, отличную от абсолютного нуля. Температура воздуха в каждой точке атмосферы непрерывно изменяется; в разных местах Земли в одно и то же время она также различна. У земной поверхности температура воздуха варьирует в довольно широких пределах: крайние ее значения, наблюдавшиеся до сих пор, немного ниже 60 °С (в тропических пустынях) и около —90 °С (на материке Антарктиды).

С высотой температура воздуха изменяется в разных слоях и в разных случаях по-разному. В среднем она сначала понижается до высоты 10—15 км, затем растет до 50—60 км, потом снова падает и т. д.

2. Температура воздуха, а также почвы и воды в системе СИ выражается в градусах международной температурной шкалы, или шкалы Цельсия (°С), общепринятой в физических измерениях. Нуль этой шкалы приходится на температуру, при которой тает лед, а 100 °С — на температуру кипения воды (то и другое при давлении 1013 гПа).

Наряду со шкалой Цельсия широко распространена (особенно в теории) абсолютная шкала температуры (шкала Кельвина). Нуль этой шкалы отвечает полному прекращению теплового движения молекул, т. е. самой низкой возможной температуре. По шкале Цельсия это будет —273,1 °С (на практике за абсолютный нуль нередко принимается —273 °С). Единица абсолютной шкалы, называемая Кельвином (К), равна единице

---

[1] До недавнего времени эта единица давления называлась миллибаром (мбар). Широко распространенная в прошлом внесистемная единица давления — 1 мм рт. ст.— в научной и учебной литературе не должна употребляться.

шкалы Цельсия: 1 К = 1 °С. По абсолютной шкале температура может быть только положительной, т. е. выше абсолютного нуля.

В формулах температура по абсолютной шкале обозначается через T, а температура по Цельсию — через t.

Для перехода от температуры по Цельсию к температуре по абсолютной шкале служит формула

$$T = t + 273{,}15.$$

13. Плотность воздуха

1. Плотность воздуха непосредственно не измеряется, а вычисляется с помощью уравнения состояния газов (см. п. 10).

Применяя уравнение состояния газов к сухому воздуху, следует ввести числовое значение удельной газовой постоянной сухого воздуха R_d, равное 287,05 м²/(с²·К). Тогда по уравнению (3) можно определить плотность сухого воздуха.

Найдем теперь выражение для плотности влажного воздуха с температурой T, давлением p и давлением водяного пара e. Можно представлять влажный воздух как смесь сухого воздуха и водяного пара. Из общего давления воздуха p на долю сухого воздуха приходится давление $p-e$. Следовательно, для сухого воздуха уравнение состояния напишется следующим образом:

$$\rho_d = \frac{p-e}{R_d T}. \tag{4}$$

Для водяного пара, находящегося в смеси, уравнение состояния будет

$$\rho_w = \frac{0{,}622e}{R_d T}, \tag{5}$$

где множитель 0,622 представляет собой отношение молекулярных масс водяного пара и сухого воздуха. Так как общая плотность влажного воздуха ρ равна сумме плотностей сухого воздуха и водяного пара: $\rho_d + \rho_w$, то уравнение состояния влажного воздуха окончательно напишется так:

$$\rho = \frac{p}{R_d T}\left(1 - 0{,}378\frac{e}{p}\right). \tag{6}$$

Это и будет выражение для плотности влажного воздуха. Не забудем, что R_d здесь — газовая постоянная сухого воздуха.

2. Вследствие малости отношения e/p можно с достаточной точностью приближенно написать[1].

$$1-0{,}378\frac{e}{p}\approx\frac{1}{1+0{,}378\frac{e}{p}},$$

и тогда уравнение состояния для влажного воздуха примет вид

$$\rho=\frac{p}{R_dT\left(1+0{,}378\frac{e}{p}\right)}. \qquad (7)$$

Назовем величину $T\ (1+0{,}378\ e/p)$ *виртуальной температурой* T_v. Тогда можно написать

$$\rho=\frac{p}{R_dT_v}, \qquad (8)$$

т. е. плотность влажного воздуха описывается уравнением состояния сухого воздуха, но только с заменой истинной температуры на виртуальную. Отсюда можно сказать, что виртуальная температура влажного воздуха есть такая температура, которую должен был бы иметь сухой воздух, чтобы его плотность равнялась плотности данного влажного воздуха с температурой T, давлением p и давлением пара e. Виртуальная температура всегда несколько выше истинной температуры влажного воздуха.

3. Из уравнения (6) видно, что влажный воздух несколько менее плотен, чем сухой воздух при тех же значениях давления и температуры. Это объясняется тем, что водяной пар менее плотен, чем сухой воздух. Если взять какой-то объем сухого воздуха и заменить часть молекул постоянных газов более легкими молекулами водяного пара в том же количестве и с теми же скоростями движения так, что температура и давление от этого не изменятся, то плотность полученного влажного воздуха будет несколько меньше, чем плотность сухого воздуха. В этом и состоит смысл уравнения (6).

Разница не очень велика. Плотность сухого воздуха при температуре 0 °С и давлении 1000 гПа равна 1,276 кг/м³.

Если же воздух влажный, притом насыщенный, т. е. давление водяного пара 6,1 гПа (больше оно при температуре 0 °С быть не может), то плотность его при давлении 1000 гПа будет 1,273 кг/м³, т. е. только на 0,003 кг/м³ меньше, чем плотность сухого воздуха. При более высоких температурах и, следова-

[1] Так как $(1-a)(1+a)=1-a^2$, что при малом значении a очень близко к единице.

тельно, при большем влагосодержании разность увеличивается, хотя и остается небольшой.

4. Плотность воздуха в каждом месте непрерывно изменяется во времени. Кроме того, она меняется с высотой, потому что с высотой меняются также атмосферное давление и температура воздуха. Давление с высотой всегда уменьшается, а вместе с ним убывает и плотность. Температура с высотой в основном понижается, по крайней мере в нижних 10—15 км атмосферы. Но падение температуры влечет за собой повышение плотности. В результате совместного влияния изменения давления и температуры плотность с высотой, как правило, понижается, но не так сильно, как давление. В среднем для Европы она равна у земной поверхности 1,25 кг/м^3, на высоте 5 км — 0,74 кг/м^3, 10 км — 0,41 кг/м^3, 20 км — 0,09 кг/м^3.

На высотах около 300 км плотность воздуха имеет порядок величины 10^{-11} кг/м^3, т. е. в сто миллиардов раз меньше, чем у земной поверхности.[1] На высоте 500 км плотность воздуха уже 10^{-12} кг/м^3, на 750 км — 10^{-13} кг/м^3 или еще меньше. Эти значения плотности ничтожны по сравнению с приземными. Но все же до высот около 20 тыс. км плотность воздуха остается значительно большей, чем плотность вещества в межпланетном пространстве.

5. Если бы плотность воздуха не изменялась с высотой, а оставалась на всех уровнях такой же, как у земной поверхности, то высота атмосферы, создающая такое же давление, как и реально наблюдаемое ($\approx$1013 гПа), оказалась бы равной примерно 8000 м. Эта высота (8000 м) называется *высотой однородной атмосферы*. В действительности плотность воздуха с высотой убывает, и потому истинная высота атмосферы равняется многим тысячам километров.

14. Основное уравнение статики атмосферы

1. Теперь поставим вопрос: по какому закону меняется атмосферное давление с высотой? Допустим, что известно давление на одном уровне. Каково оно в тот же момент на другом, вышеили нижележащем уровне?

Возьмем вертикальный столб воздуха с поперечным сечением, равным единице, и выделим в этом столбе тонкий слой, ограниченный снизу поверхностью на высоте z, а сверху — поверхностью на высоте $z+dz$; толщина слоя, таким образом, dz (рис. 2). На нижнюю поверхность выделенного элементарного объема смежный воздух действует с силой давления, направленной снизу вверх; модуль этой силы на рассматриваемую поверх-

[1] Интересно заметить, что плотность воздуха у земной поверхности примерно в 800 раз меньше, чем плотность воды.

ность площадью, равной единице, и будет давлением воздуха p на этой поверхности. На верхнюю поверхность элементарного объема смежный воздух действует с силой давления, направленной сверху вниз. Модуль этой силы $p+dp$ есть давление на верхней границе. Это давление отличается от давления на нижней границе на малую величину dp, причем заранее не известно, будет ли dp положительным или отрицательным, т. е. будет ли давление на верхней границе выше или ниже, чем на нижней границе.

Что касается сил давления, действующих на боковые стенки объема, то допустим, что в горизонтальном направлении атмосферное давление не меняется. Это значит, что силы давления, действующие со всех сторон на боковые стенки, уравновешиваются; их равнодействующая равна нулю. Отсюда следует, что воздух в горизонтальном направлении не обладает ускорением и не перемещается.

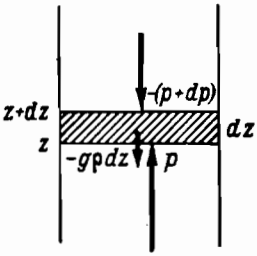


Рис. 2. Силы, действующие на элементарный объем воздуха.

Кроме того, воздух в рассматриваемом элементарном объеме испытывает силу тяжести, которая направлена вниз и равна ускорению свободного падения g, умноженному на массу воздуха во взятом объеме. Так как при поперечном сечении, равном единице, объем равен dz, то масса воздуха в нем равна ρdz, где ρ — плотность воздуха, а сила тяжести равна $g\rho dz$. Допустим, что в атмосфере существует равновесие также и в вертикальном направлении, т. е. что взятый объем воздуха не имеет никакого ускорения также и по вертикали и, таким образом, остается на одном и том же уровне, несмотря на наличие веса. Это значит, что сила тяжести и силы давления уравновешиваются. Вниз направлены сила давления $p+dp$ и сила тяжести $g\rho dz$; возьмем их с отрицательным знаком. Вверх направлена сила давления p, которую возьмем с положительным знаком. Сумму всех этих трех сил приравняем нулю и, таким образом, получим

$$-(p+dp)+p-g\rho dz=0, \tag{9}$$

или

$$dp=-g\rho dz. \tag{10}$$

Отсюда следует, что при положительном dz имеем отрицательное dp, т. е. что с высотой атмосферное давление падает. При этом разность давлений на нижней и верхней границах рассматриваемого элементарного объема равна силе тяжести, действующей на воздух в этом объеме.

Уравнение (10) носит название *основного уравнения статики атмосферы*. Оно показывает, как меняется давление при малом приросте высоты.

2. Основное уравнение статики можно написать еще так:

$$-\frac{1}{\rho}\frac{dp}{dz}-g=0. \tag{11}$$

Величина $-dp/dz$ — падение давления на единицу прироста высоты, т. е. вертикальный барический градиент (вертикальный градиент давления). Это — равнодействующая сил давления, действующих на единичный объем воздуха. Разделив ее на плотность ρ, получим $-\frac{1}{\rho}\frac{dp}{dz}$ вертикальный барический градиент, отнесенный к единице массы и направленный вверх.

Второй член в (11) — это *сила тяжести*, действующая на ту же единицу массы и направленная вниз. Следовательно, основное уравнение статики выражает условие равновесия между двумя силами, действующими на единицу массы воздуха по вертикали,— вертикальным барическим градиентом и силой тяжести.

3. Чтобы получить выражение для изменения давления при конечном приросте высоты, нужно уравнение (10) проинтегрировать в пределах от уровня z_1 с давлением p_1 до вышележащего уровня z_2 с давлением p_2. При этом плотность воздуха ρ является переменной величиной, функцией высоты.

Плотность воздуха непосредственно не измеряется, поэтому представим ее через температуру и давление с помощью уравнения состояния $\rho=p/RT$. Подставив это выражение для ρ в уравнение (10), получим

$$dp=-\frac{pg}{RT}dz, \tag{12}$$

или

$$\frac{dp}{p}=-\frac{g}{RT}dz. \tag{13}$$

Возьмем определенные интегралы от обеих частей уравнения (13) в пределах от p_1 до p_2 и от z_1 до z_2. При этом g и R, как постоянные, можно вынести за знак интеграла. Получим

$$\int_{p_1}^{p_2}\frac{dp}{p}=-\frac{g}{R}\int_{z_1}^{z_2}\frac{dz}{T}, \tag{14}$$

или

$$\ln p_2-\ln p_1=-\frac{g}{R}\int_{z_1}^{z_2}\frac{dz}{T}. \tag{15}$$

Температура T — величина переменная, являющаяся функцией высоты. Но характер этой функции в разных случаях разный и, вообще говоря, не может быть точно выражен математически. Однако можно определить из наблюдений среднее значение температуры T_m между уровнями z_1 и z_2, а его уже можно вынести за знак интеграла. Определить T_m можно с достаточным приближением, измерив, например, температуру на уровнях z_1 и z_2 и взяв среднее арифметическое из этих двух значений. Тогда

$$\ln p_2 - \ln p_1 = -\frac{g}{RT_m}\int_{z_1}^{z_2} dz, \tag{16}$$

или, что то же самое,

$$\ln\frac{p_2}{p_1} = -\frac{g}{RT_m}(z_2 - z_1). \tag{17}$$

Потенцируя, получим

$$p_2 = p_1 e^{-\frac{g}{RT_m}(z_2 - z_1)}. \tag{18}$$

Уравнение (17) или (18) представляет собой интеграл основного уравнения статики атмосферы. Его называют еще *барометрической формулой*. Эта формула показывает, как меняется атмосферное давление с высотой в зависимости от температуры воздуха.

Выше было показано, что малая разность давлений равна силе тяжести, действующей на элементарный объем воздуха толщиной dz. Следовательно, и конечная разность давлений между нижним и верхним уровнями равна силе тяжести воздушного столба между этими уровнями. Если за верхний уровень принять верхнюю границу атмосферы, на которой давление практически равно нулю, то очевидно, что давление на любом уровне равно силе тяжести всего столба атмосферы, простирающегося над данным уровнем.

4. Основное уравнение статики выводится в предположении равновесия воздуха по вертикали. В действительности может существовать какая-то равнодействующая силы тяжести и вертикального барического градиента, отличая от нуля. Но, как правило, эта равнодействующая незначительна, и стало быть, ускорение, сообщаемое ею воздуху, мало. Основное уравнение статики будет при этом выполняться не абсолютно строго, но с большой степенью точности.

15. Применение барометрической формулы

1. С помощью барометрической формулы можно решить три задачи:

1) зная давление на одном уровне и среднюю температуру столба воздуха, найти давление на другом уровне;

2) зная давление на обоих уровнях и среднюю температуру столба воздуха, найти разность уровней (барометрическое нивелирование);

3) зная разность уровней и значения давления на них, найти среднюю температуру столба воздуха.

Для практического использования барометрическая формула приводится к рабочему виду. От натуральных логарифмов переходят к десятичным, от абсолютной температуры — к температуре по Цельсию и подставляют числовые значения R и g. При этом в случае влажного воздуха берется значение R_d для сухого воздуха, умноженное на $(1+0{,}378\ e/p)$. Иначе можно сказать, что берется R_d для сухого воздуха, но температура заменяется виртуальной температурой.

Кроме того, и ускорение свободного падения g не есть величина строго постоянная — она меняется, хотя и немного, в зависимости от географической широты и высоты над уровнем моря. На это также вводятся поправки.

2. Важным вариантом первой задачи, поставленной выше, является *приведение давления к уровню моря.* Зная давление на некоторой станции, расположенной на высоте z над уровнем моря, и температуру t на этой станции, вычисляют сначала воображаемую среднюю температуру между температурами на рассматриваемой станции и на уровне моря (в действительности атмосферного столба между станцией и уровнем моря не будет). Для уровня станции берется фактическая температура, а для уровня моря — та же температура, но увеличенная в той мере, в какой в среднем меняется температура воздуха с высотой. Средний вертикальный градиент температуры в тропосфере принимается равным 0,6 °С на 100 м. Следовательно, если станция имеет высоту 200 м и температура на ней 16 °С, то для уровня моря принимается температура 17,2 °С, а средняя температура столба между станцией и уровнем моря 16,6 °С. После этого по давлению на станции и по полученной средней температуре определяется давление на уровне моря. Для этого составляют особые таблицы для каждой станции.

Приведение давления к уровню моря является очень важной операцией. На приземные синоптические карты всегда наносится давление, приведенное к уровню моря. Этим исключается влияние различий в высотах станций на значения давления и становится возможным выяснить горизонтальное распределение давления.

16. Барическая ступень

1. Быстрые подсчеты, связанные с изменением давления с высотой, можно делать с помощью так называемой барической ступени. Напишем основное уравнение статики (12) так:

$$-\frac{dz}{dp}=\frac{RT}{gp}. \qquad (19)$$

Выражение $-dz/dp$ называется *барической ступенью* (или барометрической ступенью). Барическая ступень — величина, обратная вертикальному барическому градиенту $-dp/dz$, составляющая, очевидно, приращение высоты, в пределах которого атмосферное давление падает на единицу. Из формулы (19) видно, что барическая ступень обратно пропорциональна самому давлению и прямо пропорциональна температуре воздуха. Чем больше высота и чем, следовательно, ниже давление, тем больше барическая ступень. При одном и том же давлении барическая ступень больше при более высокой температуре, чем при более низкой.

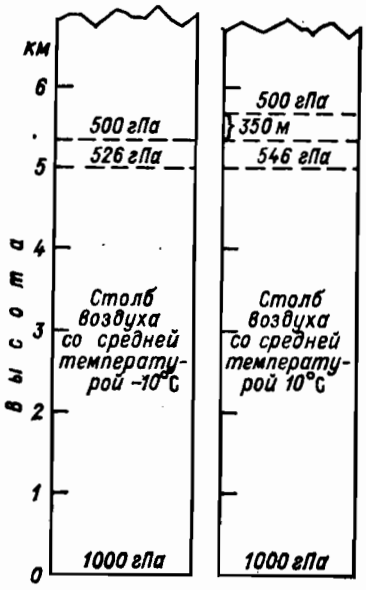


Рис. 3. Убывание атмосферного давления с высотой в зависимости от температуры воздушного столба.

При одинаковом давлении внизу давление 500 гПа в теплом столбе наблюдается на 350 м выше, чем в холодном.

Подставляя в формулу (19) числовые значения g и R, можно найти барическую ступень для разных p и T. За единицу давления принимаем гектопаскаль. Тогда барическая ступень измеряется приростом высоты, на котором давление падает на 1 гПа. При температуре 0 °С и давлении 1000 гПа барическая ступень равна 8 м/гПа. Стало быть, у земной поверхности нужно подняться примерно на 8 м, чтобы давление упало на 1 гПа. С ростом температуры барическая ступень растет на 0,4 % на каждый градус.

На высоте около 5 км, где давление близко к 500 гПа, барическая ступень уже около 16 м/гПа (при той же температуре 0 °С).

Зная барическую ступень для разных p и T, можно легко производить те расчеты, для которых применяются барометрические формулы, если только разность высот не очень велика.

2. Допустим, что и в теплом и в холодном воздухе давление внизу одинаково. Однако в теплом воздухе, где барическая ступень больше, давление падает с высотой медленнее, чем в холодном. Поэтому на высотах давление в теплом и холодном воздухе уже становится неодинаковым: в теплом воздухе оно будет выше, чем в холодном (рис. 3). Иными словами, теплые области в атмосфере являются в высоких слоях областями высокого давления, а холодные области — областями низкого давления. Этот важный факт нам понадобится в главе шестой.

17. Среднее распределение атмосферного давления с высотой

1. Распределение атмосферного давления по высоте зависит от того, каково давление внизу и как распределяется температура воздуха с высотой. В многолетнем среднем для Европы давление на уровне моря равно 1014 гПа, на высоте 5 км — 538 гПа, 10 км — 262 гПа, 15 км — 120 гПа и 20 км — 56 гПа. Эти значения подтверждают вывод, который можно сделать из барометрической формулы: давление убывает примерно в геометрической прогрессии, когда высота возрастает в арифметической прогрессии. На уровне 5 км давление почти вдвое ниже, чем на уровне моря, на уровне 10 км — почти в четыре раза, на уровне 15 км — почти в 8 раз и на уровне 20 км — в 18 раз (рис. 4).

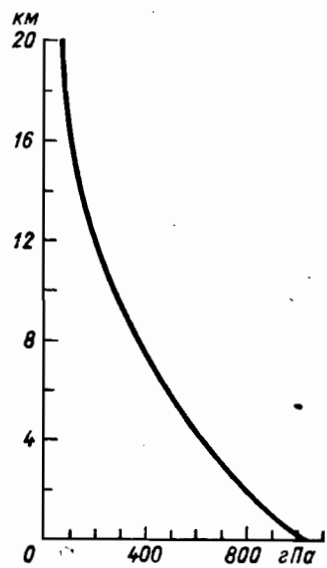


Рис. 4. Изменение атмосферного давления с высотой.

2. Давление меняется не только с высотой. На одном и том же уровне оно не везде одинаково. Кроме того, в каждой точке атмосферы давление непрерывно меняется с течением времени, стало быть, непрерывно меняется и распределение его во всей атмосфере. Ясно, что изменения давления в любой точке связаны с изменениями всей массы воздуха над этой точкой. А изменения массы воздуха в свою очередь обусловлены движением воздуха.

18. Общая масса атмосферы

Знание атмосферного давления позволяет рассчитать *общую массу атмосферы*. Среднее атмосферное давление на уровне моря близко к 1013 гПа. Зная площадь земной поверхности

и превышение материков над уровнем моря, можно вычислить силу тяжести, действующую на земную поверхность. Пренебрегая изменением силы тяжести с высотой, можно считать эту силу численно равной массе атмосферы, умноженной на ускорение свободного падения.

Общая масса атмосферы, определенная таким образом, составляет немного больше $5 \cdot 10^{18}$ кг, или $5 \cdot 10^{15}$ т. Это *примерно в миллион раз меньше, чем масса самого земного шара.* При этом, как уже говорилось, половина всей массы атмосферы находится в нижних 5 км, три четверти — в нижних 10 км и 95 % — в нижних 20 км.

19. Адиабатические изменения состояния в атмосфере

Очень важную роль в атмосферных процессах играет то обстоятельство, что температура воздуха может изменяться и часто действительно изменяется адиабатически, т. е. без теплообмена с окружающей средой (с окружающей атмосферой, земной поверхностью и мировым пространством). Строго адиабатических процессов в атмосфере не бывает: никакая масса воздуха не может быть полностью изолирована от теплового влияния окружающей среды. Однако если атмосферный процесс протекает достаточно быстро и теплообмен за это время мал, то изменение состояния можно с достаточным приближением считать адиабатическим.

Если некоторая масса воздуха в атмосфере адиабатически расширяется, то давление в ней падает, а вместе с ним падает и температура. Напротив, при адиабатическом сжатии массы воздуха давление и температура в ней растут. Эти изменения температуры, не связанные с теплообменом, происходят вследствие преобразования внутренней энергии газа (энергии положения и движения молекул) в работу или работы во внутреннюю энергию. При расширении массы воздуха производится работа против внешних сил давления, так называемая *работа расширения*, на которую затрачивается внутренняя энергия воздуха. Но внутренняя энергия газа пропорциональна его абсолютной температуре, поэтому температура воздуха при расширении падает. Напротив, при сжатии массы воздуха производится *работа сжатия.* Внутренняя энергия рассматриваемой массы воздуха вследствие этого возрастает, т. е. скорость молекулярных движений увеличивается. Следовательно, растет и температура воздуха.

20. Сухоадиабатические изменения температуры

Закон, по которому происходят адиабатические изменения состояния в идеальном газе, с достаточной точностью применим к сухому воздуху, а также к ненасыщенному влажному воздуху.

Этот *сухоадиабатический закон* выражается уравнением сухоадиабатического процесса, или так называемым *уравнением Пуассона.*

Пусть в единице массы воздуха количество тепла Q меняется на dQ. Тогда для этой массы можно написать известное из физики уравнение первого начала термодинамики (уравнение притока тепла) в следующем виде:

$$dQ = c_v dT + pdv. \tag{20}$$

Здесь $c_v dT$ — изменение внутренней энергии газа, pdv — работа расширения или сжатия. Для адиабатического процесса уравнение (20) напишется так:

$$c_v dT = -pdv, \tag{21}$$

т. е. работа против внешних сил давления (работа расширения) совершается за счет внутренней энергии, а работа со стороны внешних сил давления (работа сжатия) увеличивает внутреннюю энергию.

Уравнение (21) неудобно для расчетов, поскольку удельный объем воздуха v непосредственно не измеряется. Нужно эту величину из уравнения исключить. Для этого заменим в уравнении (21) величину pdv из уравнения состояния воздуха, имеем

$$pdv + vdp = RdT,$$

$$pdv + \frac{RT}{p} dp = RdT,$$

$$pdv = RdT - \frac{RT}{p} dp. \tag{22}$$

Подставив отсюда величину pdv в уравнение (21), получим

$$(R + c_v)dT - RT\frac{dp}{p} = 0. \tag{23}$$

Из физики, кроме того, известно, что удельные теплоемкости при постоянном объеме (c_v) и постоянном давлении (c_p) связаны соотношением [1]

$$R + c_v = c_p. \tag{24}$$

Отсюда уравнение (23) перепишем так:

$$c_p dT - RT\frac{dp}{p} = 0, \tag{25}$$

или

$$\frac{dT}{T} = \frac{R}{c_p}\frac{dp}{p}. \tag{26}$$

---

[1] При постоянном давлении (p=const) имеем $dp=0$; тогда уравнение (20) с учетом преобразования (22) примет вид $dQ=(R+c_v)dT=c_p dT$. Отсюда $c_v+R=c_p$.

Это последнее уравнение можно проинтегрировать в пределах от значений температуры T_0 и давления p_0 в начале процесса до их значений T и p в конце процесса. Получим

$$\int_{T_0}^{T} \frac{dT}{T} = \frac{R}{c_p} \int_{p_0}^{p} \frac{dp}{p}, \tag{27}$$

$$\frac{T}{T_0} = \left(\frac{p}{p_0}\right)^{\frac{R}{c_p}}. \tag{28}$$

Уравнение (28) и есть уравнение Пуассона, или уравнение сухоадиабатического процесса, в интегральной форме. Показатель R/c_p равен 0,286. Для влажного ненасыщенного воздуха вместо температуры T следует брать виртуальную температуру T_v.

Смысл уравнения Пуассона состоит в следующем. Если давление в массе сухого или ненасыщенного воздуха изменяется от p_0 в начале процесса до p в конце, то температура в этой массе изменяется от T_0 в начале процесса до T в конце; при этом значения температуры и давления связаны написанным выше уравнением.

21 Сухоадиабатические изменения температуры при вертикальных движениях

В атмосфере расширение воздуха и связанное с ним падение давления и температуры происходят в наибольшей степени при восходящем движении воздуха. Такой подъем воздуха может происходить разными способами: в виде восходящих токов конвекции; над поверхностью фронта — при движении обширных слоев воздушной массы вверх по пологому клину другой, более холодной воздушной массы; при подъеме воздуха по горному склону. Аналогичным образом сжатие воздуха, сопровождающееся повышением давления и температуры, происходит при опускании, при нисходящем движении воздуха. Отсюда важный вывод: поднимающийся воздух адиабатически охлаждается, опускающийся — адиабатически нагревается.

Нетрудно подсчитать, на сколько метров должен подняться или опуститься воздух, чтобы температура в нем понизилась или повысилась на один градус. Вернемся к уравнению (25):

$$c_p dT_i - RT_i \frac{dp}{p} = 0. \tag{29}$$

Индекс i означает, что температура относится к индивидуальной движущейся массе (частице) воздуха. По основному уравнению статики (13),

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{RT_a} dz.$$

Индекс a означает, что это температура в атмосферном столбе. Отсюда (29) перепишем так:

$$\frac{dT_l}{dz} = -\frac{g}{c_p}\left(\frac{T_l}{T_a}\right). \qquad (30)$$

Правая часть здесь всегда меньше нуля (отрицательна). Таким образом, при адиабатическом подъеме ($dz>0$) массы воздуха температура его падает, а при адиабатическом опускании ($dz<0$) возрастает.

Отношение в скобках в формуле (30) всегда близко к единице, так как движущаяся масса воздуха мало отличается по абсолютной температуре от окружающего воздуха. Допустив, что оно равно единице, получим для изменения температуры в движущейся по вертикали массе воздуха на единицу изменения высоты выражение

$$\frac{dT_l}{dz} = -\frac{g}{c_p}. \qquad (31)$$

Величина g/c_p равна 0,98 °C/100 м. Итак, при адиабатическом подъеме сухого или ненасыщенного воздуха температура на каждые 100 м подъема падает почти на один градус, а при адиабатическом опускании на 100 м температура растет на то же значение. Эта величина называется *сухоадиабатическим градиентом* γ_a. Еще раз напомним, что речь идет об изменении температуры с высотой в движущейся по вертикали индивидуальной частице воздуха. Не следует смешивать термин «градиент» в этом значении с вертикальным градиентом температуры в атмосферном столбе, о котором пойдет речь ниже.

22. Влажноадиабатические изменения температуры

1. С адиабатическим подъемом влажного ненасыщенного воздуха связано такое важное изменение, как приближение его к состоянию насыщения. Температура воздуха при его подъеме понижается, поэтому на какой-то высоте достигается насыщение. Эта высота называется *уровнем конденсации*.

При дальнейшем подъеме влажный насыщенный воздух охлаждается иначе, чем ненасыщенный. В нем происходит конденсация и выделяется в значительных количествах теплота парообразования, или теплота конденсации ($2{,}501 \cdot 10^6$ Дж/кг). Выделение этой теплоты замедляет понижение температуры воздуха при подъеме. Поэтому в поднимающемся насыщенном воздухе температура падает уже не сухоадиабатически, а по влажноадиабатическому закону. Она падает тем медленнее, чем больше влагосодержание воздуха в состоянии насыщения

(что в свою очередь зависит от температуры и давления). На каждые 100 м подъема насыщенный воздух при давлении 1000 гПа и температуре 0 °С охлаждается на 0,66 °С, при температуре 20 °С — на 0,44 °С и при температуре —20 °С — на 0,88 °С. При более низком давлении падение температуры соответственно меньше.

Падение температуры в насыщенном воздухе при подъеме его на единицу высоты (100 м) называют *влажноадиабатическим градиентом* γ_a'.

При очень низких температурах, которые наблюдаются при подъеме в высокие слои атмосферы, водяного пара в нем остается немного и выделение теплоты конденсации поэтому также мало. Падение температуры при подъеме в таком воздухе приближается к падению в сухом воздухе. Иначе говоря, влажноадиабатический градиент при низких температурах приближается к сухоадиабатическому.

2. При опускании насыщенного воздуха процесс может происходить по-разному в зависимости от того, содержит ли воздух продукты конденсации (капли и кристаллы) или они уже целиком выпали из воздуха в виде осадков.

Если в воздухе нет продуктов конденсации, то воздух, как только температура в нем начнет при опускании расти, сразу станет ненасыщенным. Поэтому воздух, опускаясь, будет нагреваться сухоадиабатически, т. е. на 1 °С/100 м. Если же в воздухе есть капли и кристаллы, то они при опускании и нагревании воздуха будут постепенно испаряться. При этом часть тепла воздушной массы перейдет в теплоту парообразования, и потому повышение температуры при опускании замедлится. В результате воздух останется насыщенным до тех пор, пока все продукты конденсации не перейдут в газообразное состояние. А температура в нем будет в это время повышаться влажноадиабатически: не на 1 °С/100 м, а на меньшее значение — именно на такое, на какое понизилась бы температура в восходящем насыщенном воздухе при тех же значениях температуры и давления.

23. Псевдоадиабатический процесс

Представим себе, что влажный ненасыщенный воздух сперва поднимается. Его температура при этом падает сначала сухоадиабатически, затем, после того как достигнут уровень конденсации, влажноадиабатически. Допустим также, что вся вода, выделяющаяся при конденсации, сразу же выпадает из воздуха в виде осадков. Допустим затем, что, достигнув некоторой высоты, воздух начинает опускаться. Так как продуктов конденсации в нем нет, он будет при этом нагреваться сухоадиабатически. Легко рассчитать, что на прежний уровень воздух

придет с температурой более высокой, чем та, которая была в нем первоначально.

В рассматриваемой массе воздуха произошел необратимый процесс. Хотя она вернулась на прежний уровень, под прежнее давление, она не вернулась в исходное состояние: ее конечная температура оказалась выше, чем начальная. Такой процесс называется *псевдоадиабатическим*.

24. Аэрологическая диаграмма

1. Построим график для изменения температуры при адиабатическом процессе в вертикально движущейся массе воздуха, откладывая по оси абсцисс температуру, а по оси ординат высоту. Кривая, графически представляющая это изменение температуры, называется *адиабатой*.

Выше мы нашли, что при сухоадиабатическом процессе изменение температуры на единицу изменения высоты есть величина постоянная, равная почти 1 °C/100 м. Поэтому если температура и высота отложены по осям в линейной шкале, то сухие адиабаты должны представляться прямыми линиями. Но изменение температуры при влажноадиабатическом процессе есть величина переменная. Поэтому кривые, представляющие влажноадиабатическое изменение в осях координат температура — высота, т. е. влажные адиабаты, являются уже кривыми, а не прямыми линиями. Они наклонены к оси абсцисс меньше, чем сухие адиабаты. Но в высоких слоях, где влажноадиабатический градиент приближается к сухоадиабатическому, наклон влажных адиабат приближается к наклону сухих адиабат. Поэтому на графике влажные адиабаты будут иметь выпуклость вверх.

Аналогичным образом можно построить адиабаты в осях координат температура — давление, поскольку температура при адиабатических процессах меняется в зависимости от изменения давления.

2. *Аэрологической диаграммой* называют график, на который нанесены семейства сухих и влажных адиабат для различных значений температуры и высоты (или давления). Наиболее целесообразно отложить по оси ординат не высоту, а $\lg p$, т. е. давление в логарифмической шкале (рис. 5). Если по оси ординат отложен $\lg p$, то сухие адиабаты немного отличаются от прямых линий.

С помощью аэрологической диаграммы можно графически определить изменение состояния при адиабатических процессах. Например, зная температуру T_0 и давление p_0 в начальный момент, найдем на диаграмме соответствующую точку. Если затем воздух меняет свое состояние по сухоадиабатическому закону, пока не достигнет давления p, следуем по сухой

адиабате, проходящей через начальную точку, до тех пор, пока она (адиабата) не пересечется с ординатой p. Тогда сразу же определим по диаграмме, каково будет значение температуры воздуха при давлении p. Если при каком-то давлении p воз-

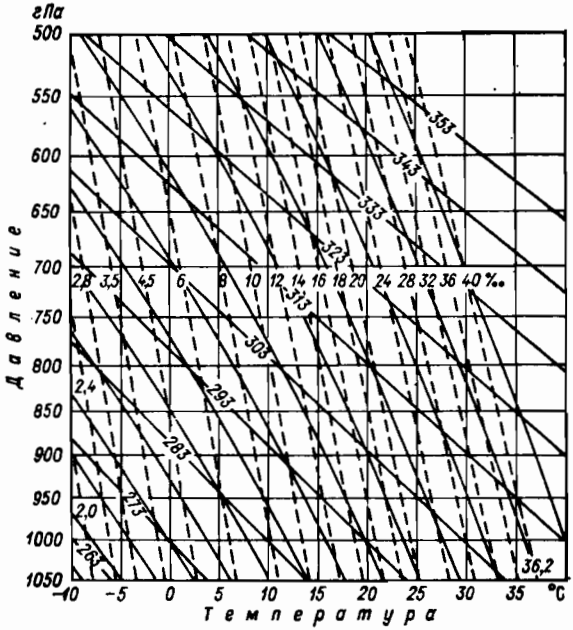


Рис. 5. Аэрологическая диаграмма.

Сплошные линии с большим углом наклона — сухие адиабаты, с меньшим углом наклона — влажные адиабаты, пунктирные линии — изолинии массовой доли водяного пара для состояния насыщения.

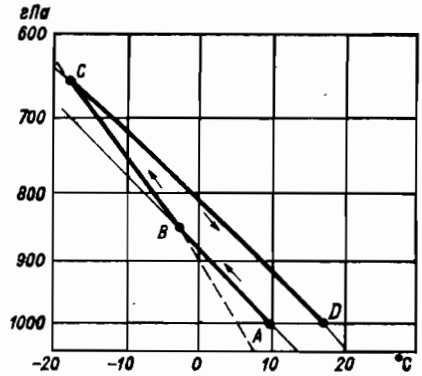


Рис. 6. Псевдоадиабатический процесс на аэрологической диаграмме.

От точки A до точки B температура воздуха падает сухоадиабатически, от точки B до точки C — влажноадиабатически, от точки C до точки D растет сухоадиабатически.

дух стал насыщенным, нужно дальше прослеживать его состояние по влажной адиабате, проходящей через точку, соответствующую давлению p.

На рис. 6 представлен на аэрологической диаграмме псевдоадиабатический процесс, рассмотренный в предыдущем параграфе.

Наряду с рассмотренной в службах разных стран используются аэрологические диаграммы с другими осями координат. В Советском Союзе широко распространена диаграмма, по осям координат которой отложены температура и давление в степени 0,286. На

такой диаграмме сухие адиабаты представляют собой прямые линии.

Аэрологические диаграммы позволяют делать еще много графических определений характеристик состояния воздуха и особенностей их распределения в вертикальном направлении.

25. Потенциальная температура

1. Пусть на какой-то высоте в атмосфере имеется воздух с давлением p и температурой T. Если бы этот воздух сухоадиабатически опустился на уровень, где существует давление p_0, то температура его тоже изменилась бы по уравнению Пуассона. Новая температура была бы

$$\theta = T\left(\frac{p_0}{p}\right)^{R/c_p} = T\left(\frac{1000}{p}\right)^{0,286}. \qquad (32)$$

Назовем эту температуру, которую воздух получил бы при давлении 1000 гПа, его *потенциальной температурой*. Фактическую температуру воздуха, в отличие от потенциальной, будем называть просто температурой. Очевидно, что потенциальная температура равна температуре воздуха при давлении 1000 гПа.

Потенциальную температуру можно с достаточным приближением определить, если известно, на какой высоте воздух находится. Пусть, например, эта высота равна 3000 м. Допустим, что на уровне моря давление равно 1000 гПа (в среднем оно близко к этому значению). Тогда потенциальная температура, т. е. температура, с которой он пришел бы на уровень моря, равна его начальной температуре плюс 30 °С, так как на каждые 100 м спуска температура воздуха должна возрастать на один градус. Таким образом, приближенно $\theta = T + 0{,}01\ z$, где z — высота точки (в метрах) над уровнем моря (в общем случае — над изобарической поверхностью 1000 гПа).

С помощью потенциальной температуры можно сравнивать тепловое состояние масс воздуха, находящихся на разных высотах над уровнем моря, т. е. при разных давлениях. Вычисляя потенциальную температуру этих масс, мы как бы опускаем их на один уровень.

2. При изменении состояния воздуха по сухоадиабатическому закону потенциальная температура воздуха не меняется.

Пусть, например, воздух с температурой 10 °С находится на высоте 3000 м. Его потенциальная температура, согласно сказанному выше, будет около 40 °С. Допустим теперь, что воздух сначала адиабатически поднялся с уровня 3000 м на уровень 3200 м. При этом его температура понизится на 2 °С и станет 8 °С. Но если теперь адиабатически опустить воздух

на уровень моря, то он нагреется уже на 32 °С и, следовательно, прндет на уровень моря с той же температурой 40 °С, которая и является его потенциальной температурой.

Только когда начинается конденсация и выделяется теплота конденсации, потенциальная температура возрастает.

3. Сухие адиабаты представляют собой изолинии равной потенциальной температуры воздуха. В самом деле, при сухоадиабатическом изменении точка, изображающая состояние воздуха, перемещается по одной и той же сухой адиабате. Следовательно, данная сухая адиабата характеризует определенную потенциальную температуру. Значение этой потенциальной температуры мы найдем в точке пересечения данной адиабаты с изобарой 1000 гПа.

26. Вертикальное распределение температуры

1. Выше было указано, как изменяется температура в определенной массе воздуха, которая адиабатически поднимается или опускается. Ни в коем случае не следует смешивать эти индивидуальные изменения с вертикальным распределением температуры в атмосфере.

Температура в атмосферном столбе может распределяться по высоте различным образом. Это распределение не подчинено никакой простой закономерности, и кривая, изображающая это распределение в более или менее толстом слое атмосферы, в общем случае является сложной кривой. Представление о распределении температуры с высотой дает *вертикальный градиент температуры* $\gamma = -\partial T/\partial z$, т. е. изменение температуры в атмосфере на единицу высоты, обычно на 100 м. Так как перед производной ставится знак минус, то в случае падения температуры с высотой, т. е. при отрицательном dT и положительном dz, градиент положителен ($\gamma > 0$), при возрастании температуры с высотой — отрицателен ($\gamma < 0$).

2. Вертикальный градиент температуры может изменяться в довольно широких пределах. В нижних 10 км в умеренных широтах и в нижних 15 км в тропиках он в среднем равен 0,6 °С/100 м. В нижних сотнях метров над нагретой подстилающей поверхностью он может превышать 1 °С/100 м, а в тонком приземном слое над перегретой почвой может быть во много раз больше γ_a. Бывают и такие случаи, когда температура воздуха с высотой не падает, а растет. Такое распределение температуры называют *инверсией температуры*. Инверсии особенно часты по ночам в приземном слое, но встречаются на разных высотах и в свободной атмосфере. Если температура в воздушном слое не меняется с высотой, т. е. вертикальный градиент ее равен нулю, то такое состояние слоя называют *изотермией*. Выше 10—15 км и до высоты около 50 км верти-

кальное распределение температуры даже в среднем является изотермическим или инверсионным.

3. Если температура воздуха с высотой изменяется, то изменяется также и потенциальная температура. Только в случае, когда температура падает с высотой на 1 °C/100 м, потенциальная температура остается с высотой неизменной. Это легко видеть из самых простых соображений. При указанном градиенте температуры с какого бы уровня ни была опущена воздушная частица на уровень моря, она, адиабатически нагревшись, получит на уровне моря одну и ту же температуру. Это и значит, что потенциальная температура на всех уровнях одинакова.

В случае, когда вертикальный градиент температуры меньше 1 °C/100 м, что как раз является обычным, потенциальная температура с высотой растет, при этом растет тем быстрее, чем меньше γ. И только в тех случаях, когда вертикальный градиент температуры больше 1 °C/100 м, потенциальная температура с высотой убывает, при этом убывает тем быстрее, чем больше γ.

В изотермическом слое потенциальная температура растет с высотой на 1 °C на 100 м. Еще быстрее растет она в слое инверсии, т. е. при возрастании температуры с высотой.

27. Ветер и турбулентность

1. В зависимости от распределения атмосферного давления воздух постоянно перемещается в горизонтальном направлении. Это горизонтальное перемещение называется *ветром*. Скорость и направление ветра все время меняются. Средние скорости ветра у земной поверхности близки к 5—10 м/с. Но иногда, в сильных атмосферных вихрях, скорости ветра у земной поверхности могут достигать и превышать 50 м/с. В высоких слоях атмосферы, в так называемых струйных течениях, регулярно наблюдаются скорости ветра до 100 м/с и более.

К горизонтальному переносу воздуха присоединяются и вертикальные составляющие. Они обычно малы по сравнению с горизонтальным переносом, порядка сантиметров или десятых долей сантиметра в секунду. Только в особых условиях, при так называемой конвекции (см. ниже), в небольших участках атмосферы вертикальные составляющие скорости движения воздуха могут достигать нескольких метров в секунду.

2. Ветер всегда обладает *турбулентностью*. Это значит, что отдельные количества воздуха в потоке ветра перемещаются не по параллельным путям. В воздухе возникают многочисленные беспорядочно движущиеся вихри и струи разных размеров. Отдельные количества воздуха, увлекаемые этими вихрями

и струями, так называемые *элементы турбулентности,* движутся по всем направлениям, в том числе и перпендикулярно к общему или среднему направлению ветра и даже против него. Эти элементы турбулентности — не молекулы, а крупные объемы воздуха, линейные размеры которых измеряются сантиметрами, метрами, десятками метров. Таким образом, на общий перенос воздуха в определенном направлении и с определенной скоростью налагается система хаотических, беспорядочных движений отдельных элементов турбулентности по сложным переплетающимся траекториям.

Турбулентный характер движения воздуха можно хорошо видеть, наблюдая за падением снежинок при ветре. Снежинки падают не вертикально вниз и не под одним и тем же углом к вертикали. Они беспорядочно пляшут в воздухе, то взлетая вверх, то опускаясь, описывая сложные петли. Это объясняется именно тем, что снежинки участвуют в движении элементов турбулентности, тем самым делая это движение видимым. Турбулентный характер ветра обнаруживается и при наблюдениях над распространением дыма в атмосфере.

3. Турбулентность возникает вследствие различия скоростей ветра в смежных слоях воздуха. Особенно велика она в нижних слоях атмосферы, где скорость ветра быстро растет с высотой. Но в развитии турбулентности принимает участие и так называемая *архимедова,* или *гидростатическая, сила.* Отдельные количества воздуха поднимаются вверх, если их температура выше, а стало быть, плотность меньше, чем температура и плотность окружающего воздуха. Напротив, количества воздуха более холодные и плотные, чем окружающий воздух, опускаются вниз. Такое перемешивание воздуха за счет различий плотности происходит тем интенсивнее, чем быстрее падает температура с высотой, т. е. чем больше вертикальный градиент температуры. Поэтому можно условно говорить о *динамической турбулентности,* возникающей независимо от температурных условий, и о *термической турбулентности* (или *конвекции),* определяемой температурными условиями. Однако в действительности турбулентность всегда имеет комплексную природу, и правильнее говорить о большей или меньшей роли термического фактора в ее возникновении и развитии.

Турбулентность с преобладанием термических причин при определенных условиях более или менее резко меняет свой «масштаб»: превращается в упорядоченную конвекцию. Вместо мелких хаотически движущихся турбулентных вихрей в ней начинают преобладать мощные восходящие движения воздуха типа струй или токов, со скоростями порядка нескольких метров в секунду, иногда свыше 20 м/с. Такие мощные восходящие токи воздуха называют *термиками.* Ими широко пользуются планеристы. Наряду с ними наблюдаются и нисходящие

движения, менее интенсивные, но захватывающие большие площади.

С такой упорядоченной конвекцией связано образование мощных облаков вертикального развития — кучевых и кучево-дождевых (ливневых). Для возникновения конвекции такого рода необходимо, чтобы вертикальный градиент температуры был близок к 1 °C/100 м или несколько больше его, по крайней мере до того уровня, начиная с которого возникают облака. Об условиях конвекции будет подробнее сказано в главе четвертой.

28. Турбулентный обмен

1. Турбулентность, включая и упорядоченную конвекцию, приводит к сильному перемешиванию воздуха, особенно в вертикальном направлении. Перемешивание это в тысячи и десятки тысяч раз сильнее, чем могло бы происходить только молекулярным путем, вследствие *молекулярной диффузии*. Вспомним, что в процессе турбулентности перемещаются и перемешиваются не отдельные молекулы, а большие в сравнении с ними элементы турбулентности.

Перемешивание воздуха в процессе турбулентности — *турбулентная диффузия* — приводит к распространению в атмосфере тепла и влаги, в особенности к их обмену по вертикали. Турбулентному обмену подвержено также и количество движения mV (m — масса, V — скорость воздуха), вследствие чего в процессе турбулентности происходит некоторое выравнивание средних скоростей ветра по вертикали. В связи с этим в атмосфере создается, кроме обычного молекулярного трения (молекулярной вязкости), еще в тысячи раз более сильное турбулентное трение. Об этом подробно сказано в главе шестой.

2. В процессе вертикального турбулентного обмена каждая переносимая субстанция (примесь к воздуху или его свойство) распространяется в том направлении, в котором она убывает, т. е. в направлении своего вертикального градиента. Содержание водяного пара и пыли, как правило, убывает кверху. Поэтому турбулентный перенос этих субстанций обычно направлен вверх. Количество движения передается чаще всего вниз, поскольку скорость ветра с высотой растет.

Турбулентный обмен можно представить общей формулой

$$S = -A\frac{ds}{dz}, \qquad (33)$$

где S — вертикальный поток субстанции s, т. е. количество субстанции, переносимое за единицу времени через единицу площади; $-ds/dz$ — вертикальный градиент субстанции, т. е. ее изменение на единицу расстояния по вертикали; A — коэффи-

циент турбулентного обмена, зависящий от атмосферных условий и характера земной поверхности.

3. Более сложен вопрос о турбулентном переносе *тепла*. Вследствие сжимаемости воздуха и адиабатических изменений температуры при вертикальных движениях о направлении переноса тепла нельзя судить по направлению градиента температуры. Сохраняющейся характеристикой состояния воздуха (при сухоадиабатическом процессе) является его потенциальная температура θ; поэтому поток тепла записывается таким образом:

$$Q = -Ac_p \frac{d\theta}{dz},$$

где c_p — удельная теплоемкость воздуха.

Согласно этой формуле, вертикальный поток тепла равен нулю, если $-d\theta/dz=0$, т. е. если $-dT/dz=1\,°C/100$ м. При росте потенциальной температуры с высотой, т. е. при градиенте температуры, меньшем адиабатического, он направлен вниз; при падении потенциальной температуры с высотой, т. е. при градиенте температуры, большем адиабатического,— вверх. Но в действительных условиях атмосферы потенциальная температура обычно растет с высотой, поскольку вертикальный градиент температуры меньше адиабатического градиента 1 °C/100 м. Отсюда следует вывод, что турбулентный поток тепла в большинстве направлен сверху вниз, от атмосферы к Земле. Однако из опыта можно видеть, что земная поверхность в среднем теплее, чем воздух над ней, и что, следовательно, тепло должно в большей мере передаваться от поверхности вверх, чем сверху к поверхности. Объясняется это тем, что при больших значениях вертикального градиента температуры, когда $Q>0$, велик коэффициент турбулентного обмена A. Вследствие этого вверх направленные потоки существенно больше потоков тепла, направленных вниз, хотя и наблюдаются положительные Q реже, чем вниз направленные потоки.

29. Тропосфера

1. Атмосфера состоит из нескольких концентрических слоев, отличающихся один от другого по температурным и иным условиям. Нижняя часть атмосферы, до высоты 10—15 км, в которой сосредоточено $^4/_5$ всей массы атмосферного воздуха, носит название *тропосферы*. Для нее характерно падение температуры с высотой в среднем на 0,65 °C/100 м (в отдельных случаях распределение температуры по вертикали варьирует в широких пределах). В тропосфере содержится почти весь водяной пар атмосферы и возникают почти все облака. Сильно развита здесь и турбулентность, особенно вблизи земной по-

верхности, а также в так называемых струйных течениях в верхней части тропосферы.

Высота, до которой простирается тропосфера, над каждым местом Земли меняется изо дня в день. Кроме того, даже в среднем она различна под разными широтами и в разные сезоны года. В среднем годовом тропосфера простирается над полюсами до высоты около 9 км, над умеренными широтами до 10—12 км и над экватором до 15—17 км. Средняя годовая температура воздуха у земной поверхности около 26 °С на экваторе и около —23 °С на Северном полюсе. На верхней границе тропосферы над экватором средняя температура около —70 °С, над Северным полюсом зимой около —65 °С, а летом около —45 °С.

Давление воздуха на верхней границе тропосферы соответственно ее высоте в 5—8 раз меньше, чем у земной поверхности. Следовательно, основная масса атмосферного воздуха находится именно в тропосфере. Процессы, происходящие в тропосфере, имеют непосредственное и решающее значение для погоды и климата у земной поверхности.

2. Самый нижний тонкий слой тропосферы, толщиной 50—100 м, непосредственно примыкающий к земной поверхности, носит название *приземного слоя*. Вследствие близости к земной поверхности физические процессы в этом слое отличаются известным своеобразием. Здесь особенно резко выражены изменения температуры в течение суток: в этом слое температура особенно сильно падает с высотой днем и часто растет с высотой ночью.

Слой от земной поверхности до высот 1000—1500 м называется *слоем трения*. В этом слое скорость ветра ослаблена в сравнении с вышележащими слоями; ослаблена тем больше, чем ближе к земной поверхности. Подробнее об этих слоях будет сказано в дальнейшем.

30. Стратосфера и мезосфера

1. Над тропосферой до высоты 50—55 км лежит *стратосфера*, характеризующаяся тем, что температура в ней в среднем растет с высотой. Переходный слой между тропосферой и стратосферой (толщиной 1—2 км) носит название *тропопаузы*.

Выше были приведены данные о температуре на верхней границе тропосферы. Эти температуры характерны и для нижней стратосферы. Таким образом, температура воздуха в нижней стратосфере над экватором всегда очень низкая; притом летом много ниже, чем над полюсом.

Нижняя стратосфера более или менее изотермична. Но начиная с высоты около 25 км температура в стратосфере быстро растет с высотой (рис. 7), достигая на высоте около

50 км максимальных, притом положительных значений (от 1 до 5 °С). Вследствие возрастания температуры с высотой турбулентность в стратосфере мала.

Водяного пара в стратосфере ничтожно мало. Однако на высотах 22—27 км наблюдаются иногда в высоких широтах очень тонкие, так называемые *перламутровые облака.* Днем они не видны, а ночью кажутся светящимися, так как освещаются солнцем, находящимся под горизонтом. Эти облака состоят из переохлажденных водяных капель.

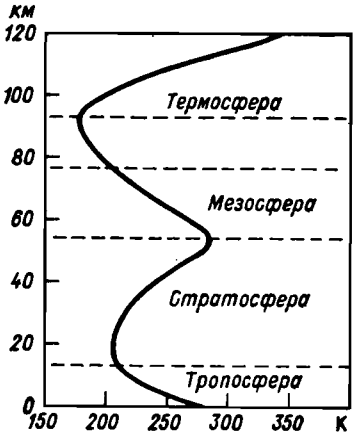


Рис. 7. Распределение температуры воздуха с высотой до 120 км.

Стратосфера характеризуется еще тем, что преимущественно в ней содержится атмосферный озон, о чем было сказано выше (см. п. 5). С этой точки зрения она может быть названа озоносферой. Рост температуры с высотой в стратосфере объясняется именно поглощением солнечной радиации озоном.

2. Над стратосферой лежит слой *мезосферы,* примерно до 85—95 км. Здесь температура с высотой падает до нескольких десятков градусов ниже нуля (рис. 7). Вследствие быстрого падения температуры с высотой в мезосфере сильно развита турбулентность. На высотах, близких к верхней границе мезосферы (82—85 км), наблюдаются еще особого рода облака, также освещаемые солнцем в ночные часы, так называемые серебристые. Наиболее вероятно, что они состоят из ледяных кристаллов.

На верхней границе мезосферы давление воздуха раз в 200 меньше, чем у земной поверхности. Таким образом, в тропосфере, стратосфере и мезосфере вместе до высоты 80 км, заключается больше чем 99,5 % всей массы атмосферы. На вышележащие слои приходится ничтожное количество воздуха.

31. Термосфера

1. Верхняя часть атмосферы, над мезосферой, характеризуется очень высокими температурами и потому носит название *термосферы.* В ней различаются, однако, две части: ионосфера, простирающаяся от мезосферы до высот порядка тысячи километров, и лежащая над нею внешняя часть — *экзосфера,* переходящая в *земную корону.*

Воздух в термосфере чрезвычайно разрежен. Мы уже указывали в п. 13, что на высотах 300—750 км его средняя плотность порядка 10^{-11}—10^{-13} кг/м^3. Но и при такой малой плотности каждый кубический сантиметр воздуха на высоте 300 км еще содержит около одного миллиарда (10^9) молекул или атомов, а на высоте 600 км — свыше 10 миллионов (10^7). Это на несколько порядков больше, чем содержание газов в межпланетном пространстве.

Ионосфера, как говорит само название, характеризуется очень сильной степенью ионизации воздуха. Как уже говорилось в п. 8, содержание ионов здесь во много раз больше, чем в нижележащих слоях, несмотря на сильную общую разреженность воздуха. Эти ионы представляют собой в основном заряженные атомы кислорода, заряженные молекулы окиси азота и свободные электроны. Их содержание на высотах 100—400 км — порядка 10^{15}—10^6 на кубический сантиметр.

В ионосфере выделяется несколько слоев, или областей, с максимальной ионизацией, в особенности на высотах 100—120 км (слой E) и 200—400 км (слой F). Но и в промежутках между этими слоями степень ионизации атмосферы остается очень высокой. Положение ионосферных слоев и концентрация ионов в них все время меняются. Спорадические скопления электронов с особенно большой концентрацией называются *электронными облаками.*

2. От степени ионизации зависит электропроводность атмосферы. Поэтому в ионосфере электропроводность воздуха в общем в 10^{12} раз больше, чем у земной поверхности. Радиоволны испытывают в ионосфере поглощение, преломление и отражение. Волны длиной более 20 м вообще не могут пройти сквозь ионосферу: они отражаются уже слоями с небольшой концентрацией ионов в нижней части ионосферы (на высотах 70—80 км). Средние и короткие волны отражаются вышележащими ионосферными слоями.

Именно вследствие отражения от ионосферы возможна дальняя связь на коротких волнах. Многократное отражение от ионосферы и земной поверхности позволяет коротким волнам зигзагообразно распространяться на большие расстояния, огибая поверхность земного шара. Так как положение и концентрация ионосферных слоев непрерывно меняются, меняются и условия поглощения, отражения и распространения радиоволн. Поэтому для надежной радиосвязи необходимо непрерывное изучение состояния ионосферы. Наблюдения над распространением радиоволн как раз являются средством для такого исследования.

В ионосфере наблюдаются полярные сияния и близкое к ним по природе свечение ночного неба — постоянная люми-

несценция атмосферного воздуха, а также резкие колебания магнитного поля — ионосферные магнитные бури.

Ионизация в ионосфере обязана своим существованием действию ультрафиолетовой радиации Солнца. Ее поглощение молекулами атмосферных газов приводит к возникновению заряженных атомов и свободных электронов, о чем говорилось выше.

Колебания магнитного поля в ионосфере и полярные сияния зависят от колебаний солнечной активности (см. главу первую, п. 6). С изменениями солнечной активности связаны изменения в потоке корпускулярной радиации, идущей от Солнца в земную атмосферу.

Температура в ионосфере растет с высотой до очень больших значений. На высотах около 800 км она достигает 1000 °С.

Говоря о высоких температурах ионосферы, имеют в виду то, что частицы атмосферных газов движутся там с очень большими скоростями. Однако плотность воздуха в ионосфере так мала, что тело, находящееся в ионосфере, например летящий спутник, не будет нагреваться путем теплообмена с воздухом. Температурный режим спутника будет зависеть от непосредственного поглощения им солнечной радиации и от отдачи его собственного излучения в окружающее пространство.

3. Атмосферные слои выше 800—1000 км выделяются под названием *экзосферы (внешней атмосферы)*. Скорости движения частиц газов, особенно легких, здесь очень велики, а вследствие чрезвычайной разреженности воздуха на этих высотах частицы могут облетать Землю по эллиптическим орбитам, не сталкиваясь между собой. Отдельные частицы могут при этом иметь скорости, достаточные для того, чтобы преодолеть силу тяжести. Для незаряженных частиц критической скоростью будет 11 200 м/с. Такие особенно быстрые частицы могут, двигаясь по гиперболическим траекториям, вылетать из атмосферы в мировое пространство, «ускользать», рассеиваться. Поэтому экзосферу называют еще *сферой рассеяния*.

Ускользанию подвергаются преимущественно атомы водорода, который является господствующим газом в наиболее высоких слоях экзосферы.

4. Недавно предполагалось, что экзосфера, и с нею вообще земная атмосфера, кончается на высотах порядка 2000—3000 км. Но из наблюдений с помощью ракет и спутников создалось представление, что водород, ускользающий из экзосферы, образует вокруг Земли так называемую *земную корону*, простирающуюся более чем до 20 000 км. Конечно, плотность газа в земной короне ничтожно мало. На каждый кубический сантиметр здесь приходится в среднем всего около тысячи частиц. Но в межпланетном пространстве концентрация частиц

(преимущественно протонов и электронов) по крайней мере в десять раз меньше.

5. С помощью спутников и геофизических ракет установлено существование в верхней части атмосферы и в околоземном космическом пространстве *радиационного пояса Земли*, начинающегося на высоте нескольких сотен километров и простирающегося на десятки тысяч километров от земной поверхности. Этот пояс состоит из электрически заряженных частиц — протонов и электронов, захваченных магнитным полем Земли и движущихся с очень большими скоростями. Их энергия — порядка сотен тысяч электрон-вольт. Радиационный пояс постоянно теряет частицы в земной атмосфере и пополняется потоками солнечной корпускулярной радиации.

32. Воздушные массы и фронты

1. В процессе общей циркуляции атмосферы (см. главу седьмую) воздух тропосферы расчленяется на отдельные воздушные массы, которые более или менее длительно сохраняют свою индивидуальность, перемещаясь из одних областей Земли в другие. В горизонтальном направлении воздушные массы измеряются тысячами километров.

Воздушные массы по своим температурам и по другим свойствам (влажность, содержание пыли) носят на себе отпечаток своего очага, т. е. той области Земли, где воздушная масса сформировалась как целое под воздействием однородной земной поверхности. Потом, перемещаясь в другие области Земли, воздушные массы переносят в эти области и свой режим погоды. Преобладание в данном районе в тот или иной сезон определенных воздушных масс создает характерный климатический режим этого района.

Основными типами воздушных масс являются четыре типа с различным зональным положением очагов. Это массы *арктического* (в южном полушарии — *антарктического*), *умеренного* (*полярного*), *тропического* и *экваториального* воздуха. Для каждого из этих типов характерен свой интервал значений температуры у земной поверхности и на высотах, свои значения влажности, дальности видимости и пр.

Конечно, свойства воздушных масс, прежде всего температура, непрерывно меняются при их перемещении из одних районов в другие. Происходит трансформация воздушных масс.

2. Воздушные массы, перемещающиеся с более холодной земной поверхности на более теплую (обычно из высоких широт в низкие), называют *холодными* массами. На своем пути холодная воздушная масса вызывает похолодание в тех районах, в которые она приходит. Но в пути она сама прогревается, притом преимущественно снизу, от земной поверхности.

Поэтому в ней возникают большие вертикальные градиенты температуры, развивается конвекция с образованием кучевых и кучево-дождевых облаков и выпадением ливневых осадков.

Воздушные массы, перемещающиеся на более холодную поверхность (в более высокие широты), называются *теплыми* массами. Они приносят потепление, но сами охлаждаются снизу, отчего в их нижних слоях создаются малые вертикальные градиенты температуры. Конвекция в них не развивается, преобладают слоистые облака и туманы.

Различаются еще *местные* воздушные массы, длительно находящиеся в одном районе. Свойства местных масс определяются нагреванием или охлаждением снизу в зависимости от сезона.

Смежные воздушные массы разделены между собой сравнительно узкими переходными зонами, сильно наклоненными к земной поверхности. Эти зоны носят название *фронтов*. Длина таких зон — тысячи километров, ширина — лишь десятки километров. Вверх фронты прослеживаются на несколько километров, нередко до самой стратосферы.

Фронты между воздушными массами указанных выше основных географических типов называют *главными* фронтами, в отличие от менее значительных *вторичных* фронтов между массами одного и того же географического типа. Главные фронты между арктическим и умеренным воздухом носят название *арктических* фронтов, между умеренным и тропическим воздухом — *полярных* фронтов, между тропическим и экваториальным воздухом — *тропических* фронтов.

С фронтами связаны особые явления погоды. Восходящие движения воздуха в зонах фронтов приводят к образованию обширных облачных систем, из которых выпадают осадки на больших площадях. Огромные атмосферные волны, возникающие в воздушных массах по обе стороны от фронта, приводят к образованию атмосферных возмущений вихревого характера — *циклонов* и *антициклонов*, определяющих режим ветра и другие особенности погоды. Особенно важны в этом отношении полярные фронты. Обо всем этом будет подробнее говориться в последующих главах.

Фронты постоянно возникают и исчезают (размываются) вследствие определенных особенностей атмосферной циркуляции. Вместе с ними формируются, меняют свойства и, наконец, теряют свою индивидуальность воздушные массы.

Глава третья
РАДИАЦИЯ В АТМОСФЕРЕ

1. О радиации вообще

1. *Электромагнитная радиация,* в дальнейшем называемая здесь просто *радиацией,* или *излучением,* есть форма материи, отличная от вещества. Частным случаем ее является видимый свет; но к ней относятся также и не воспринимаемые глазом гамма-лучи, рентгеновские, ультрафиолетовые, инфракрасные лучи, радиоволны.

Радиация распространяется по всем направлениям от ее источника, излучателя, в виде *электромагнитных волн* со скоростью, очень близкой к 300 000 км/с. Электромагнитными волнами называются распространяющиеся в пространстве колебания, т. е. периодические изменения электрических и магнитных сил; они вызываются движением электрических зарядов в излучателе.

Все тела, имеющие температуру выше абсолютного нуля, испускают радиацию при перестройке электронных оболочек их атомов и молекул, а также при изменениях в колебании атомных ядер в молекулах и во вращении молекул. В метеорологии приходится иметь дело преимущественно с этой тепловой радиацией, определяемой температурой излучающего тела и его излучательной способностью. Наша планета получает такую радиацию от Солнца; земная поверхность и атмосфера в то же время сами излучают тепловую радиацию, но в других диапазонах длин волн.

Радиоволны, возбуждаемые в технических радиопередающих устройствах, как известно, имеют длины волн от миллиметров до километров. Тепловая же радиация имеет длины волн от сотен микрометров до тысячных долей микрометра (1 мкм $=10^{-6}$ м). Еще короче волны рентгеновского и гамма-излучения, не являющиеся тепловыми (они связаны с внутриядерными процессами).

Длины волн радиации измеряют с большой точностью, и потому удобно выражать их в единицах, значительно меньших, чем микрометр. Это нанометр (нм) — тысячная доля микрометра. Например, длину волны 0,5937 мкм можно еще написать как 593,7 нм. Но в этой книге мы будем приводить длины волн преимущественно в микрометрах.

2. Тепловую радиацию с длинами волн от 0,01 до 0,39 мкм называют *ультрафиолетовой.* Она невидима, т. е. не воспринимается глазом. Радиация от 0,39 до 0,76 мкм — это видимый свет, воспринимаемый глазом. Свет с длиной волны около 0,40 мкм — фиолетовый, с длиной волны около 0,76 мкм —

красный. На промежуточные длины волн приходится свет всех цветов спектра. Радиация с длинами волн больше 0,76 мкм и до нескольких сотен микрометров называется *инфракрасной*; она, так же как и ультрафиолетовая, невидима.

В метеорологии принято выделять *коротковолновую* и *длинноволновую* радиацию. Коротковолновой называют радиацию в диапазоне длин волн от 0,1 до 4 мкм. Она включает, кроме видимого света, еще ближайшую к нему по длинам волн ультрафиолетовую и инфракрасную радиацию. Солнечная радиация на 99 % является коротковолновой радиацией. К длинноволновой радиации относят радиацию земной поверхности и атмосферы с длинами волн от 4 до 100—120 мкм.

3. Тело, испускающее радиацию, охлаждается; его тепловая энергия переходит в энергию радиации, в *лучистую энергию*. Когда же радиация падает на другое тело и поглощается им, лучистая энергия переходит в другие виды энергии, главным образом в теплоту. Это значит, что тепловая радиация нагревает тело, на которое она падает.

К тепловой радиации относятся известные из физики *законы излучения* Кирхгофа, Стефана — Больцмана, Планка, Вина. В частности, в соответствии с законом Стефана — Больцмана излучаемая телом энергия растет пропорционально четвертой степени абсолютной температуры излучателя. Распределение энергии в спектре радиации, т. е. по длинам волн, зависит, по закону Планка, от температуры излучателя. В соответствии с законом Вина длина волны, на которую приходится максимум лучистой энергии, обратно пропорциональна абсолютной температуре излучателя. Это значит, что с повышением температуры максимум энергии перемещается на все более короткие волны.

Указанные законы относятся к так называемому *абсолютно черному телу*, т. е. к телу, которое поглощает всю падающую на него радиацию и само излучает максимум радиации, возможный при данной температуре. Однако с определенными поправками они применимы ко всем вообще телам.

4. Некоторые вещества в особом состоянии излучают радиацию в большем количестве и в другом диапазоне длин волн, чем это следует по их температуре. Таким образом, возможно, например, испускание видимого света при таких низких температурах, при которых вещество обычно не светится. Эта радиация, не подчиняющаяся законам теплового излучения, называется *люминесцентной*.

Для этого вещество предварительно должно поглотить определенное количество энергии и прийти в так называемое возбужденное состояние, более богатое энергией, чем нормальное состояние вещества. При обратном переходе вещества из возбужденного состояния в нормальное и возникает люминесцен-

ция. Люминесценцией объясняются, между прочим, полярные сияния и свечение ночного неба.

5. Термином радиация называют также явление совсем другого рода — *корпускулярную радиацию,* т. е. потоки электрически заряженных элементарных частиц вещества, преимущественно протонов и электронов, движущихся со скоростями в сотни километров в секунду, хотя и большими, но все-таки очень далекими от скорости света. Энергия корпускулярной радиации в среднем в 10^7 раз меньше, чем энергия тепловой радиации Солнца. Однако она сильно изменяется с течением времени в зависимости от физического состояния Солнца, от солнечной активности.

Ниже 90 км корпускулярная радиация в атмосферу почти не проникает.

Дальше в этой главе говорится исключительно о тепловой радиации.

2. Лучистое и тепловое равновесие Земли

Лучистая энергия Солнца является основным, а практически единственным источником тепла для поверхности Земли и ее атмосферы. Радиация, поступающая от звезд и Луны, ничтожно мала по сравнению с солнечной радиацией. Также ничтожно мал и поток тепла, направленный к земной поверхности и в атмосферу из глубин Земли.

Часть солнечной радиации представляет собой видимый свет. Тем самым Солнце является для Земли источником не только тепла, но и света, важного для жизни на земной поверхности.

Лучистая энергия Солнца превращается в тепло отчасти в самой атмосфере, но главным образом на земной поверхности. Она идет здесь на нагревание верхних слоев почвы и воды, а от них и воздуха. Нагретая земная поверхность и нагретая атмосфера в свою очередь сами излучают невидимую инфракрасную радиацию. Отдавая эту радиацию в мировое пространство, земная поверхность и атмосфера охлаждаются.

Опыт показывает, что средние годовые температуры земной поверхности и атмосферы в любой точке Земли мало меняются от года к году. За историческое время в этих весьма ограниченных изменениях, по-видимому, не было никакой определенной направленности; были лишь колебания около средних значений. Таким образом, если рассматривать Землю за более или менее длительные многолетние промежутки времени, то можно сказать, что она находится в *тепловом равновесии:* приход тепла уравновешивается его потерей. Но так как Земля (с атмосферой) получает тепло, поглощая солнечную радиацию,

и теряет тепло путем собственного излучения, то можно заключить, что она находится и в *лучистом равновесии*: приток радиации к ней уравновешивается отдачей радиации в мировое пространство.

3. Спектральный состав солнечной радиации

На интервал длин волн между 0,1 и 4 мкм приходится 99 % всей энергии солнечной радиации. Всего 1 % остается на радиацию с меньшими и большими длинами волн, вплоть до рентгеновских лучей и радиоволн.

Видимый свет занимает узкий интервал длин волн, всего от 0,39 до 0,76 мкм. Однако в этом интервале заключается почти половина всей солнечной лучистой энергии (47 %). Почти столько же (44 %) приходится на инфракрасные лучи, а остальные 9 % — на ультрафиолетовые.

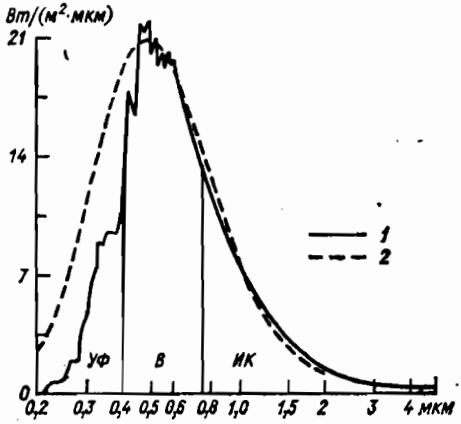


Рис. 8. Распределение энергии в спектре солнечной радиации до поступления в атмосферу (*1*) и в спектре абсолютно черного тела при температуре 6000 К (*2*).

Области спектра: УФ — ультрафиолетовая, В — видимая, ИК — инфракрасная.

Распределение энергии в спектре солнечной радиации до поступления ее в атмосферу можно приближенно найти путем экстраполяции результатов наземных наблюдений. В последнее время важные результаты получены также с помощью ракет и спутников.

Это распределение (рис. 8) достаточно близко к теоретически полученному распределению энергии в спектре абсолютно черного тела при температуре около 6000 К. Максимум лучистой энергии в солнечном спектре, как и в спектре абсолютно черного тела, приходится на волны с длинами около 0,475 мкм, т. е. на зелено-голубые лучи видимой части спектра. Однако в ультрафиолетовой части солнечного спектра энергия существенно меньше, чем в ультрафиолетовой части спектра абсолютно черного тела при температуре 6000 К.

Таким образом, Солнце, строго говоря, не является абсолютно черным телом. Однако температуру 6000 К можно считать близкой к фактической температуре поверхности Солнца.

4. Прямая солнечная радиация

Радиацию, приходящую к земной поверхности непосредственно от солнечного диска, называют *прямой* солнечной радиацией, в отличие от радиации, *рассеянной* в атмосфере. Солнечная радиация распространяется от Солнца по всем направлениям. Но расстояние от Земли до Солнца так велико, что прямая радиация падает на любую поверхность на Земле в виде пучка параллельных лучей, исходящего как бы из бесконечности. Даже земной шар в целом так мал в сравнении с расстоянием от Солнца, что всю солнечную радиацию, падающую на него, без заметной погрешности можно считать пучком параллельных лучей.

Количественной мерой солнечной радиации, поступающей на земную поверхность или на любой вышележащий уровень в атмосфере, служит энергетическая освещенность, или *поток радиации*, т. е. количество лучистой энергии, падающей на единичную площадь.

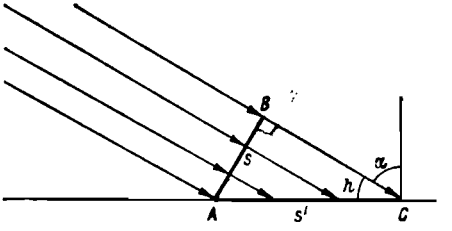


Рис. 9. Приток солнечной радиации на поверхность, перпендикулярную к лучам (AB), и на горизонтальную поверхность (AC).

Легко понять, что единица площади, расположенной перпендикулярно к солнечным лучам, получает максимально возможное в данных условиях количество радиации I. На единицу горизонтальной площади придется меньшее количество лучистой энергии

$$I' = I \sin h,$$

где h — высота солнца (рис. 9).

В самом деле, на горизонтальную площадку s' приходится количество радиации $I's'$, равное количеству радиации Is, приходящему иа перпендикулярную к лучам площадку s:

$$I's' = Is.$$

Но площадка s относится к площадке s' как AB к AC; отсюда

$$I' = I\frac{AB}{AC}; \quad I' = I \sin h.$$

Очевидно, что I' равно I только тогда, когда Солнце в зените, а во всех остальных случаях I' меньше I.

Поток прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность часто называют *инсоляцией*, хотя этот термин применяется и в более общем значении.

Энергетическая освещенность будет выражаться в киловаттах на квадратный метр (кВт/м^2). Энергетическую освещенность для определенной длины волны λ (вернее для узкого участка спектра около длины волны λ) называют спектральной плотностью энергетической освещенности, она будет дальше обозначаться I_λ.

5. Солнечная постоянная и общий приток солнечной радиации к Земле

1. Поток солнечной радиации перед вступлением ее в земную атмосферу (обычно говорят: «на верхней границе атмосферы» или «в отсутствии атмосферы») при среднем расстоянии Земли от Солнца называют *солнечной постоянной*. Смысл слова постоянная состоит здесь в том, что эта величина не зависит от поглощения и рассеяния радиации в атмосфере. Она относится к радиации, на которую атмосфера еще не повлияла. Солнечная постоянная зависит, таким образом, только от излучательной способности Солнца. По новейшим определениям, с использованием ракетных и спутниковых измерений, она равна 1,353 кВт/м^2.

Земля вращается вокруг Солнца по мало растянутому эллипсу, в одном из фокусов которого находится Солнце. В начале января она наиболее близка к Солнцу (147 млн. км), в начале июля — наиболее далека от него (152 млн. км). Так как энергетическая освещенность изменяется обратно пропорционально квадрату расстояния, то в течение года она изменяется на $\pm 3{,}5$ %.

2. Изменяется ли, и насколько существенно, солнечная постоянная с течением времени? Иначе говоря, изменяется ли с течением времени излучение Солнца? Несомненно, что за время существования Солнца солнечная постояниая должна была меняться. Более спорным является вопрос, изменялась ли она существенно на протяжении геологической истории Земли. Наконец, еще неизвестно, колеблется ли солнечная постоянная, и насколько, изо дня в день и из года в год. Однако если такие колебания и существуют, то они настолько малы, что лежат в пределах точности определений солнечной постоянной.

3. На освещенное полушарие Земли на верхней границе атмосферы падает количество солнечной энергии, равное произведению солнечной постоянной на площадь большого круга Земли. При среднем радиусе Земли 6371 км эта площадь равна $1{,}275 \cdot 10^{14}$ м^2, а приходящая на нее лучистая энергия равна $1{,}72 \cdot 10^{17}$ Вт. За год Земля получает $5{,}44 \cdot 10^{24}$ Дж.

В среднем на каждый квадратный километр земной поверхности приходится за год $4{,}27 \cdot 10^{16}$ Дж. Чтобы получить такое количество тепла искусственно, нужно было бы сжечь свыше 400 тыс. т каменного угля. Все существующие на Земле запасы каменного угля равноценны 30-летнему притоку солнечной радиации к Земле. За 1,5 суток Солнце дает Земле столько же энергии, сколько дают электростанции всех стран в течение года. При этом солнечная радиация, приходящая к Земле, — менее чем одна двухмиллиардная доля всего излучения Солнца.

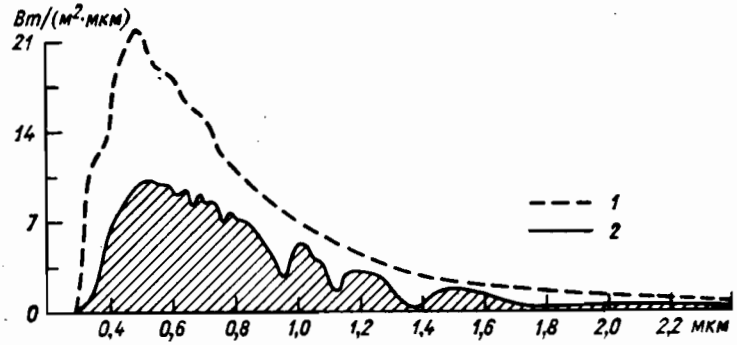


Рис. 10. Распределение энергии в спектре солнечной радиации на границе атмосферы *(1)* и у земной поверхности *(2)* при высоте солнца 35°.

Несмотря на постоянную потерю огромного количества лучистой энергии, температура Солнца, по-видимому, не понижается. Это объясняется тем, что расход лучистой энергии постоянно компенсируется поступлением энергии в результате термоядерных реакций преобразования водорода в гелий, происходящих в глубинах Солнца, при очень высоких температурах и давлениях.

6. Изменения солнечной радиации в атмосфере и на земной поверхности

Проходя сквозь атмосферу, солнечная радиация частично рассеивается атмосферными газами и аэрозольными примесями и переходит в особую форму *рассеянной* радиации. Частично же она поглощается атмосферными газами и примесями и переходит в теплоту, идет на нагревание атмосферы.

Нерассеянная и непоглощенная в атмосфере прямая солнечная радиация достигает земной поверхности. Она частично отражается от земной поверхности, а в большей степени поглощается ею и нагревает ее. Часть рассеянной радиации также

достигает земной поверхности, частично от нее отражается и частично ею поглощается. Другая часть рассеянной радиации уходит вверх, в межпланетное пространство.

В результате поглощения и рассеяния радиации в атмосфере прямая радиация, дошедшая до земной поверхности, изменена в сравнении с тем, что было на границе атмосферы. Поток солнечной радиации уменьшается, а спектральный состав ее изменяется, так как лучи разных длин волн поглощаются и рассеиваются в атмосфере по-разному (рис. 10).

В самом лучшем случае, т. е. при наиболее высоком стоянии солнца и при достаточной чистоте воздуха, можно наблюдать на поверхности земли поток прямой радиации около 1,05 кВт/м^2. В горах, на высотах 4—5 км, наблюдались потоки радиации до 1,2 кВт/м^2 и более. По мере приближения Солнца к горизонту и увеличения толщи воздуха, проходимой солнечными лучами, поток прямой радиации все более убывает.

7. Поглощение солнечной радиации в атмосфере

В атмосфере поглощается сравнительно небольшое количество солнечной радиации, при этом главным образом в инфракрасной части спектра. Это поглощение — избирательное: разные газы поглощают радиацию в разных участках спектра и в разной степени.

Азот поглощает радиацию только очень малых длин волн в ультрафиолетовой части спектра. Энергия солнечной радиации в этом участке спектра совершенно ничтожна, и потому поглощение азотом практически не отражается на потоке солнечной радиации. В большей степени, но все же очень мало поглощает солнечную радиацию кислород — в двух узких участках видимой части спектра и в ультрафиолетовой его части.

Более сильным поглотителем солнечной радиации является озон. Его содержание в воздухе, даже в стратосфере, очень мало; тем не менее он настолько сильно поглощает ультрафиолетовую радиацию, что из потока солнечной радиации теряется несколько процентов. В результате поглощения в верхних слоях атмосферы в солнечном спектре у земной поверхности не наблюдаются волны короче 0,29 мкм.

Сильно поглощает радиацию в инфракрасной области спектра углекислый газ; но его содержание в атмосфере мало, и поэтому поглощение им в общем незначительно. Основным же поглотителем радиации в атмосфере является водяной пар, сосредоточенный в тропосфере и особенно в нижней ее части. Из общего потока солнечной радиации водяной пар поглощает значительную долю в инфракрасной области спектра. Поглощают солнечную радиацию также облака и атмосферные примеси, т. е. твердые частицы, взвешенные в атмосфере.

В целом в атмосфере поглощается 15—20 % радиации, приходящей от Солнца к Земле. В каждом отдельном месте поглощение изменяется с течением времени в зависимости как от переменного содержания в воздухе поглощающих субстанций, главным образом водяного пара, облаков и пыли, так и от высоты солнца над горизонтом, т. е. от толщины слоя воздуха, проходимого лучами на пути сквозь атмосферу.

8. Рассеяние солнечной радиации в атмосфере

1. Кроме поглощения, прямая солнечная радиация на пути сквозь атмосферу ослабляется еще путем рассеяния, причем ослабляется более значительно. При этом рассеяние радиации тем больше, чем больше содержит воздух аэрозольных примесей.

Рассеянием называется частичное преобразование радиации, имеющей определенное направление распространения (а такой именно и является прямая солнечная радиация, распространяющаяся в виде параллельных лучей), в радиацию, идущую по всем направлениям. Рассеяние происходит в оптически неоднородной среде, т. е. в среде, где показатель преломления изменяется от точки к точке. Такой оптически неоднородной средой является атмосферный воздух, содержащий мельчайшие частицы жидких и твердых примесей — капли, кристаллы, ядра конденсации, пылинки. Но оптически неоднородной средой является и чистый, свободный от примесей воздух, так как в нем вследствие теплового движения молекул постоянно возникают сгущения и разрежения, колебания плотности. Таким образом, встречаясь с молекулами и примесями в атмосфере, солнечные лучи теряют прямолинейное направление распространения, рассеиваются. Радиация распространяется от рассеивающих частиц таким образом, как если бы они сами были источниками радиации.

2. Около 25 % общего потока солнечной радиации превращается в атмосфере в рассеянную радиацию. Правда, значительная доля рассеянной радиации ($^2/_3$ ее) также приходит к земной поверхности. Но это будет уже особый вид радиации, существенно отличный от прямой радиации.

Во-первых, рассеянная радиация приходит к земной поверхности не от солнечного диска, а от всего небесного свода. Поэтому необходимо измерять ее поток на горизонтальную поверхность. Он также измеряется в кВт/м^2.

Во-вторых, рассеянная радиация отлична от прямой по спектральному составу. Дело в том, что лучи различных длин волн рассеиваются в разной степени. Соотношение энергии лучей разных длин волн в рассеянной радиации изменено в пользу более коротковолновых лучей. При этом, чем меньше размеры рассеивающих частиц, тем сильнее рассеиваются коротковолновые лучи в сравнении с длинноволновыми.

3. По закону Рэлея, в чистом воздухе, где рассеяние производится только молекулами газов (размеры которых более чем в 10 раз меньше длин волн света), рассеяние обратно пропорционально четвертой степени длины волны рассеиваемых лучей:

$$i_\lambda = \frac{a}{\lambda^4} I_\lambda, \qquad (1)$$

где I_λ — спектральная плотность прямой радиации с длиной волны λ, i_λ — спектральная плотность рассеянной радиации с той же длиной волны, a — коэффициент пропорциональности.

Поскольку длина крайних волн красного света почти вдвое больше длины крайних волн фиолетового света, первые лучи рассеиваются молекулами воздуха в 14 раз меньше, чем вторые. Инфракрасные же лучи будут рассеиваться в совсем ничтожной степени. Поэтому в рассеянной радиации лучи коротковолновой части видимого спектра, т. е. фиолетовые и синие, будут преобладать по энергии над оранжевыми и красными, а также и над инфракрасными лучами.

Максимум энергии в прямой солнечной радиации у земной поверхности приходится на область желто-зеленых лучей видимой части спектра. В рассеянной радиации он смещается на синие лучи.

Добавим еще, что рассеянная солнечная радиация, в отличие от прямой, является частично поляризованной. При этом степень поляризации для радиации, приходящей от разных участков небосвода, неодинакова.

4. Рассеяние более крупными частицами, т. е. пылинками, каплями и кристаллами, происходит не по закону Рэлея, а обратно пропорционально меньшим степеням длины волны. Поэтому радиация, рассеянная крупными частицами, будет не так богата наиболее коротковолновыми лучами, как радиация, рассеянная молекулами. На частицах диаметром больше 1—2 мкм наблюдается уже не рассеяние, а *диффузное отражение*, при котором радиация отражается частицами, как маленькими зеркалами (по закону — угол отражения равен углу падения), без изменения спектрального состава.

9. Явления, связанные с рассеянием радиации

1. Голубой цвет неба — это цвет самого воздуха, обусловленный рассеянием в нем солнечных лучей. Воздух прозрачен в тонком слое, как прозрачна в тонком слое вода. Но в мощной толще атмосферы воздух имеет голубой цвет, подобно тому как вода уже в сравнительно малой толще, в несколько метров, имеет зеленоватый цвет. Голубой цвет воздуха можно видеть не только глядя на небесный свод, но и рассматривая от-

даленные предметы, которые кажутся окутанными голубоватой дымкой. С высотой, по мере уменьшения плотности воздуха, т. е. количества рассеивающих частиц, цвет неба становится темнее и переходит в густо-синий, а в стратосфере — в черно-фиолетовый.

Чем больше в воздухе помутняющих примесей более крупных размеров по сравнению с молекулами воздуха, тем больше доля длинноволновых лучей в спектре солнечной радиации и тем белесоватее становится окраска небесного свода. Частицами тумана, облаков и крупной пыли диаметрами больше 1—2 мкм лучи всех длин волн диффузно отражаются одинаково; поэтому отдаленные предметы при тумане и пыльной мгле заволакиваются уже не голубой, а белой или серой завесой. Облака, на которые падает солнечный свет, поэтому же кажутся белыми.

2. Рассеяние меняет окраску прямого солнечного света. Вследствие рассеяния особенно понижается энергия наиболее коротковолновых солнечных лучей видимой части спектра — синих и фиолетовых; поэтому «уцелевший» от рассеяния прямой солнечный свет становится желтоватым. Солнечный диск кажется тем желтее, чем он ближе к горизонту, т. е. чем длиннее путь лучей через атмосферу и чем больше рассеяние. У горизонта солнце становится почти красным, особенно когда в воздухе много пыли и мельчайших продуктов конденсации (капель или кристаллов). Точно так же и солнечный свет, отраженный облаками, рассеиваясь по пути к земной поверхности, становится беднее синими лучами. Поэтому, когда облака близки к горизонту и путь отраженных лучей света, идущих от них сквозь атмосферу к наблюдателю, велик, они приобретают вместо белой желтоватую окраску.

3. Рассеяние солнечной радиации в атмосфере обусловливает рассеянный свет в дневное время. В отсутствие атмосферы на Земле было бы светло только там, куда попадали бы прямые солнечные лучи или солнечные лучи, отраженные земной поверхностью и предметами на ней. А вследствие рассеянного света вся атмосфера днем служит источником освещения: днем светло также и там, куда солнечные лучи непосредственно не падают, и даже тогда, когда солнце скрыто за облаками.

10. Сумерки и заря

1. После захода солнца вечером темнота наступает не сразу. Небо, особенно в той части горизонта, где зашло солнце, остается светлым и посылает к земной поверхности постепенно убывающую рассеянную радиацию. Аналогичным образом утром небо светлеет и посылает рассеянный свет еще до восхода солнца.

Это явление неполной темноты носит название *сумерек*, вечерних или утренних. Причиной его является освещение солнцем, находящимся под горизонтом, высоких слоев атмосферы.

Так называемые *астрономические сумерки* продолжаются вечером до тех пор, пока солнце не зайдет под горизонт на 18°; к этому моменту становится настолько темно, что различимы самые слабые звезды. Утренние сумерки начинаются с момента, когда солнце имеет такое же положение под горизонтом. Первая часть вечерних астрономических сумерек или последняя часть утренних, когда солнце находится под горизонтом не ниже 8°, носит название *гражданских сумерек*.

Продолжительность астрономических сумерек изменяется в зависимости от широты и времени года. В средних широтах она от полутора до двух часов, в тропиках меньше, на экваторе немногим дольше одного часа.

В высоких широтах летом солнце может не опускаться под горизонт вовсе или опускаться очень неглубоко. Если солнце опускается под горизонт менее чем на 18°, то полной темноты вообще не наступает и вечерние сумерки сливаются с утренними. Это явление называют *белыми ночами*.

2. Сумерки сопровождаются красивыми, иногда очень эффектными изменениями окраски небесного свода в стороне солнца. Эти изменения начинаются еще до захода или продолжаются после восхода солнца. Они имеют довольно закономерный характер и носят название *зари*. Характерные цвета зари — пурпурный и желтый; но интенсивность и разнообразие цветовых оттенков зари изменяются в широких пределах в зависимости от содержания аэрозольных примесей в воздухе. Разнообразны и тона освещения облаков в сумерках.

В части небосвода, противоположной солнцу, наблюдаются явления *противозари*, также со сменой цветовых тонов, с преобладанием пурпурных и пурпурно-фиолетовых. После захода солнца в этой части небосвода появляется *тень Земли*: все более растущий в высоту и в стороны серовато-голубой сегмент.

Явления зари объясняются рассеянием света мельчайшими частицами атмосферных аэрозолей и дифракцией света на более крупных частицах.

3. Следует упомянуть о явлении *зодиакального света*. Так называют нежное сияние в виде наклоненного конуса, направленного по эклиптике. Оно наблюдается над солнцем, находящимся под горизонтом, но уже на темном небе, т. е. после конца или до начала астрономических сумерек. Сквозь это сияние просвечивают звезды. В тропических широтах зодиакальный свет наблюдается лучше, чем в умеренных. Считают, что зодиакальный свет обусловлен рассеянием солнечного света внеземной (метеорной) пылью.

11. Видимость

Отдаленные предметы видны хуже, чем близкие, не только потому, что уменьшаются их видимые размеры. Даже и очень большие предметы на том или ином расстоянии от наблюдателя становятся плохо различимыми вследствие мутности атмосферы, сквозь которую они видны. Эта мутность обусловлена рассеянием света в атмосфере. Понятно, что она увеличивается при возрастании аэрозольных примесей в воздухе.

Для многих целей очень существенно знать, на каком расстоянии перестают различаться очертания предметов за воздушной завесой. Это расстояние называют *дальностью видимости*, или просто *видимостью*. Дальность видимости чаще всего определяется на глаз по определенным, заранее выбранным объектам (темным на фоне неба), расстояние до которых известно. Но имеется и ряд фотометрических приборов для определения видимости.

В очень чистом воздухе, например арктического происхождения, дальность видимости может достигать сотен километров. Рассеяние света в таком воздухе производится преимущественно молекулами атмосферных газов. В воздухе, содержащем много пыли или продуктов конденсации, дальность видимости может понижаться до нескольких километров и даже до метров. Так, при слабом тумане дальность видимости составляет 500—1000 м, а при сильном тумане или сильной песчаной буре может снижаться до десятков и даже нескольких метров.

12. Закон ослабления

1. Поглощение и рассеяние вместе ослабляют поток солнечной радиации, проходящий сквозь атмосферу. Выведем закон ослабления радиации.

Радиация ослабляется в атмосфере путем поглощения и рассеяния пропорционально, во-первых, самому потоку радиации (чем больше поток, тем больше будет потеряно радиации при прочих равных условиях) и, во-вторых, количеству поглощающих и рассеивающих частиц на пути лучей. А это количество в свою очередь зависит от длины пути лучей сквозь атмосферу и от плотности воздуха. При этом для каждой длины волны коэффициент пропорциональности будет свой, так как поглощение избирательное, а рассеяние также зависит от длины волны. Но для простоты проведем рассуждение для всего пучка радиации, принимая некоторый средний коэффициент пропорциональности.

Так как плотность воздуха с высотой изменяется, то сначала напишем дифференциальное уравнение для ослабления потока радиации I на величину dI в тонком слое атмосферы

с плотностью воздуха ρ, в котором путь лучей также равен малой величине ds:

$$dI = -aI\rho ds, \tag{2}$$

где a — коэффициент пропорциональности, так называемый *массовый показатель ослабления*. Интегрируя это выражение от верхней границы атмосферы, куда луч входит в точке A (рис. 11) с энергетической освещенностью I_0, до земной поверхности, куда луч попадает в точке B с энергетической освещенностью I, получим

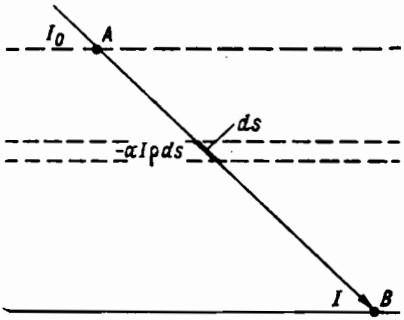


Рис. 11. К выводу формулы Бугера.

$$\int_A^B \frac{dI}{I} = -a\int_A^B \rho ds,$$

$$\ln I = \ln I_0 - a\int_A^B \rho ds,$$

$$I = I_0 e^{-a\int_A^B \rho ds}. \tag{3}$$

Выражение $\int_A^B \rho ds = M$ есть масса воздуха, проходимая лучами, если площадь поперечного сечения потока радиации равна единице. Введем еще массу M_0 вертикального столба, расположенного над пунктом наблюдения, отношение $m = M/M_0$ и произведение $\tau = aM_0$, называемое оптической толщиной атмосферы. Тогда формулу (3) можем переписать в виде

$$I = I_0 e^{-\tau m}, \tag{4}$$

или, обозначив $e^{-\tau}$ через p,

$$I = I_0 p^m, \tag{5}$$

где p — так называемый *коэффициент прозрачности* (также средний для лучей всех длин волн). Формула (5) называется *формулой Бугера*. При $m = 1$, т. е. при Солнце в зените, $I = I_0 p$, а $p = I/I_0$. Следовательно, коэффициент прозрачности показывает, какая доля солнечной радиации доходит до земной поверхности при отвесном падении солнечных лучей.

Отношение m, называемое оптической массой атмосферы, зависит от высоты Солнца h над горизонтом. При высоте Солнца более 30° оптическая масса атмосферы будет с достаточным приближением равна $\operatorname{cosec} h$, а формула (5) может быть переписана так:

$$I = I_0 p^{\operatorname{cosec} h}. \tag{6}$$

При значениях h меньше 30° замена m на $\operatorname{cosec} h$ уже невозможна вследствие существенного влияния сферичности атмосферы, а также рефракции; зависимость m от h становится более сложной. При $h=0°$, т. е. при Солнце на горизонте, m равно не бесконечности, а только 35.

2. Поток солнечной радиации I_0 на верхней границе атмосферы связан с солнечной постоянной I_0^* соотношением

$$I_0=\frac{I_0^*}{(r/\bar{r})^2},$$

где r — расстояние Земли от Солнца в момент наблюдения, $\bar{r}=149{,}5\cdot10^6$ км — среднее значение этой величины. Поскольку поток I_0 известен, то, измерив поток солнечной радиации у земной поверхности при определенной высоте Солнца, можно по формуле (6) найти значение среднего (для интегрального потока радиации) коэффициента прозрачности для данного момента. Теоретическим путем можно также определить средний коэффициент прозрачности для идеальной атмосферы, не содержащей водяного пара и аэрозольных примесей. Для идеальной атмосферы средний коэффициент прозрачности составляет около 0,9; в реальных атмосферных условиях на равнине он колеблется от 0,60 до 0,85 (зимой несколько больше, чем летом). С возрастанием давления водяного пара в воздухе коэффициент прозрачности несколько убывает. С широтой коэффициент прозрачности возрастает в связи с убыванием давления водяного пара и меньшей запыленностью атмосферы в высоких широтах.

13. Фактор мутности

1. Все ослабление радиации путем поглощения и рассеяния можно разделить на две части: ослабление постоянными газами (идеальной атмосферой) и ослабление водяным паром и аэрозольными примесями. Оптическая толщина τ, входящая в формулу (4), отражает то и другое.

Но можно выделить из него ту часть, которая выражает ослабление постоянными газами. Оптическая толщина идеальной атмосферы $\tau_и$ определена с достаточной степенью точности. Мы можем взять отношение оптической толщины реальной атмосферы к оптической толщине идеальной атмосферы $\tau_и$. Это отношение называется *фактором мутности* T:

$$T=\frac{\tau}{\tau_и}. \tag{7}$$

Подставив в формулу (4) $\tau=\tau_и T$, получим

$$I=I_0e^{-\tau_и m T}. \tag{8}$$

Отсюда видно, что ослабление радиации в реальной атмосфере можно выразить формулой (8), в которую входит оптическая толщина идеальной атмосферы; но только оптическую массу атмосферы нужно увеличить в T раз. Иначе говоря, фактор мутности дает число идеальных атмосфер, которое нужно взять, чтобы получить такое же ослабление радиации, какое производит реальная атмосфера.

2. Средние значения фактора мутности в равнинных пунктах умеренных широт близки к 3; в больших городах, где воздух особенно загрязнен, они могут превышать 4. В тропиках T ближе к 4 и более. В горах значения T между 2 и 3. Зимой они наименьшие, летом наибольшие, что объясняется годовым ходом влажности и запыления воздуха. При вторжении арктических воздушных масс, когда нижняя часть тропосферы занята воздухом, недавно пришедшим из Арктики и содержащим мало водяного пара и пыли, T понижается на равнинных станциях, например в Москве до 2 и ниже. Напротив, при вторжениях тропического воздуха, содержащего много влаги и пыли, фактор мутности увеличивается, например в Москве даже в среднем он больше 3,5.

14. Результаты измерений прямой солнечной радиации

1. Из формулы Бугера видно, что при неизменной прозрачности атмосферы поток прямой солнечной радиации зависит от оптической массы атмосферы, т. е. в конечном счете от высоты солнца. Поэтому в течение дня поток солнечной радиации сначала быстро, потом медленнее нарастает от восхода солнца до полудня и сначала медленно, потом быстро убывает от полудня до захода солнца.

Но прозрачность атмосферы в течение дня также несколько изменяется. Поэтому кривая дневного хода радиации даже в безоблачный день обнаруживает некоторые отклонения от плавной кривой.

Однако в средних выводах нерегулярности отдельных суточных кривых сглаживаются, и изменение радиации в течение дня представляется более равномерным. Приводим для примера осредненный за 20-летний период дневной ход прямой солнечной радиации в Павловске (под Ленинградом) в январе и июле (рис. 12). На рисунке приведен также дневной ход инсоляции.

2. Различия в энергетической освещенности радиацией в полдень в первую очередь связаны с различиями в полуденной высоте солнца, которая зимой меньше, чем летом. Минимальные значения в умеренных широтах приходятся на декабрь, когда высота солнца всего меньше. Но максимальная энергети-

ческая освещенность приходится не на летние месяцы, а на весенние. Дело в том, что весной воздух наименее замутнен продуктами конденсации и мало запылен. Летом запыление возрастает, а также увеличивается содержание водяного пара в атмосфере, что несколько уменьшает радиацию.

Средняя полуденная энергетическая освещенность в Павловске в декабре 0,55, апреле и мае 0,88, июне 0,84, июле 0,85 кВт/м².

Влияние поглощения водяным паром на поток прямой радиации хорошо видно на примере Павловска. При одной и той же высоте солнца над горизонтом (30°) энергетическая освещенность таким образом убывает с возрастанием абсолютной влажности *a*:

a г/м³	2,8	4,8	6,4	8,7	11,6
I кВт/м²	0,94	0,87	0,80	0,73	0,66

3. Максимальные значения прямой радиации для некоторых пунктов СССР таковы (в кВт/м²): Бухта Тикси 0,91, Павловск 1,00, Иркутск 1,03, Москва 1,03, Курск 1,05, Тбилиси 1,05, Владивосток 1,02, Ташкент 1,06.

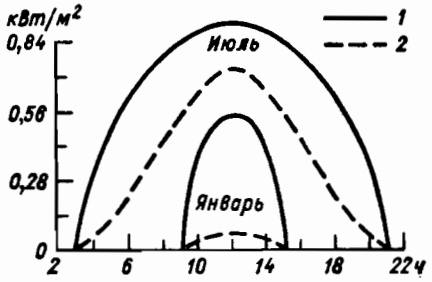


Рис. 12. Дневной ход прямой солнечной радиации в Павловске в январе и июле.

1 — на поверхность, перпендикулярную к лучам; *2* — на горизонтальную поверхность.

Из этих данных видно, что максимальные значения радиации очень мало растут с убыванием географической широты, несмотря на рост высоты солнца. Это объясняется увеличением влагосодержания, а отчасти и запылением воздуха в южных широтах. На экваторе максимальные значения радиации не очень превышают летние максимумы умеренных широт. В сухом воздухе субтропических пустынь (Сахара) наблюдались, однако, значения до 1,10 кВт/м².

С высотой над уровнем моря максимальные значения радиации возрастают вследствие уменьшения оптической толщины атмосферы при той же высоте солнца. На каждые 100 м высоты поток радиации в тропосфере увеличивается на 0,007—0,014 кВт/м². Мы уже говорили, что максимальные значения радиации, наблюдающиеся в горах, достигают 1,2 кВт/м² и более.

15. Результаты измерений рассеянной радиации

Рассеянная радиация, поступающая на горизонтальную поверхность, также изменяется в течение дня: возрастает до полудня по мере увеличения высоты солнца и убывает после полудня.

Зависит она и от прозрачности атмосферы: уменьшение прозрачности, т. е. увеличение числа помутняющих частиц в атмосфере, увеличивает рассеянную радиацию. Кроме того, рассеянная радиация в очень широких пределах изменяется в зависимости от облачности; радиация, отраженная облаками, также частично рассеивается, в связи с чем общая рассеянная радиация возрастает. По той же причине отражение радиации снежным покровом увеличивает рассеянную радиацию.

В безоблачные дни рассеянная радиация невелика. Даже при высоком солнце, т. е. в полуденные часы летом, ее значение в отсутствии облаков не превышает 0,07 кВт/м². Облачность увеличивает это значение в 3—4 раза.

В Павловске полуденное значение рассеянной радиации 1 июня в среднем составляет 0,17 кВт/м², а 1 декабря при низком солнце — только 0,03 кВт/м². Максимальное значение рассеянной радиации в Павловске 0,48 кВт/м². В Арктике, при сравнительно тонких облаках и снежном покрове, рассеянная радиация летом может достигать 0,70 кВт/м². Очень велика она летом и в Антарктиде. С увеличеннем высоты места над уровнем моря рассеянная радиация убывает.

Рассеянная радиация может, таким образом, существенно дополнять прямую солнечную радиацию, особенно при низком солнце.

Рассеянная радиация увеличивает не только нагревание земной поверхности, но и ее освещенность. Особенно существенно, иногда до 40 %, увеличивается общая освещенность, если на небе есть облака, не закрывающие солнечный диск.

16. Суммарная радиация

Всю солнечную радиацию, приходящую к земной поверхности, прямую и рассеянную вместе, называют *суммарной* радиацией. Таким образом, суммарная радиация равна

$$I_s = I \sin h + i, \tag{9}$$

где I — энергетическая освещенность прямой радиацией, i — энергетическая освещенность рассеянной радиацнеи, h — высота солнца.

При безоблачном небе суммарная радиация имеет суточный ход с максимумом около полудня и годовой ход с максимумом летом. Частичная облачность, не закрывающая солнечный диск, увеличивает суммарную радиацию по сравнению с безоблачным небом; полная облачность, напротив, ее уменьшает. В среднем облачность уменьшает суммарную радиацию. Поэтому летом приход суммарной радиации в дополуденные часы в среднем больше, чем в послеполуденные. По той же причине в первую половину года он больше, чем во вторую.

Полуденные значения суммарной радиации в летние месяцы под Москвой при безоблачном небе в среднем составляют 0,78 кВт/м², при солнце и облаках 0,80, при сплошной облачности 0,26 кВт/м².

17. Отражение солнечной радиации. Поглощенная радиация. Альбедо Земли

1. Падая на земную поверхность, суммарная радиация в большей своей части поглощается в верхнем тонком слое почвы или воды и переходит в тепло, а частично отражается. Отражение солнечной радиации земной поверхностью зависит от характера этой поверхности. Отношение количества отраженной радиации к общему количеству радиации, падающей на данную поверхность, называется *альбедо поверхности*. Это отношение выражается в процентах.

Итак, из общего потока суммарной радиации $I \sin h + i$ отражается от земной поверхности часть его $(I \sin h + i)A$, где A — альбедо поверхности. Остальная часть суммарной радиации $(I \sin h + i)(1 - A)$ поглощается земной поверхностью и идет на нагревание верхних слоев почвы и воды. Эту часть называют *поглощенной радиацией*.

2. Альбедо поверхности почвы в общем заключается в пределах 10—30 %; в случае влажного чернозема оно снижается до 5 %, а в случае сухого светлого песка может повышаться до 40 %. С возрастанием влажности почвы альбедо снижается. Альбедо растительного покрова — леса, луга, поля — заключается в пределах 10—25 %. Для свежевыпавшего снега альбедо составляет 80—90 %, для давно лежащего снега — около 50 % и ниже. Альбедо гладкой водной поверхности для прямой радиации изменяется от нескольких процентов при высоком солнце до 70 % при низком; оно зависит также от волнения. Для рассеянной радиации альбедо водных поверхностей составляет 5—10 %. Альбедо верхней поверхности облаков — от нескольких процентов до 70—80 % в зависимости от типа и мощности облачного покрова; в среднем же оно 50—60 %.

Приведенные цифры относятся к отражению солнечной радиации не только видимой, но во всем ее спектре. Кроме того, фотометрическими средствами измеряют альбедо только для видимой радиации, которое, конечно, может несколько отличаться от альбедо для всего потока радиации.

3. Преобладающая часть радиации, отраженной земной поверхностью и верхней поверхностью облаков, уходит за пределы атмосферы в мировое пространство. Также уходит в мировое пространство часть рассеянной радиации, около одной трети ее. Отношение этой уходящей в космос отраженной и рассеянной солнечной радиации к общему количеству солнечной

радиации, поступающему в атмосферу, носит название *планетарного альбедо Земли*, или просто *альбедо Земли*.

Планетарное альбедо Земли оценивается в 29—32 %. Основную часть его составляет отражение солнечной радиации облаками.

18. Излучение земной поверхности

Верхние слои почвы и воды, снежный покров и растительность сами излучают длинноволновую радиацию; эту земную радиацию чаще называют *собственным излучением земной поверхности*.

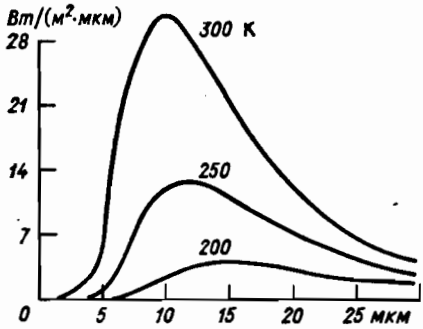


Рис. 13. Излучение абсолютно черного тела при температурах 200, 250 и 300 К

Собственное излучение можно рассчитать, зная абсолютную температуру земной поверхности. По закону Стефана — Больцмана излучение абсолютно черной поверхности при абсолютной температуре T равно

$$E = \sigma T^4, \qquad (10)$$

где постоянная $\sigma = 5{,}7 \cdot 10^{-8}$ Вт/(м²·К⁴) (рис. 13).

Земная поверхность излучает почти как абсолютно черное тело, и ее излучение $E_з$ может быть определено по формуле (10). При 15 °С, или 288 К, $E_з$ равно 0,42 кВт/м². Столь большая отдача радиации земной поверхностью приводила бы к быстрому ее охлаждению, если бы этому не препятствовал обратный процесс — поглощение солнечной и атмосферной радиации земной поверхностью.

Абсолютные температуры земной поверхности заключены между 190 и 350 К. При таких температурах испускаемая радиация практически имеет длины волн 4—120 мкм, а максимум ее энергии приходится на 10—15 мкм. Следовательно, вся эта радиация *инфракрасная*, не воспринимаемая глазом.

19. Встречное излучение

1. Атмосфера нагревается, поглощая как солнечную радиацию (хотя в сравнительно небольшой доле, около 15 % всего ее количества, приходящего к Земле), так и собственное излучение земной поверхности. Кроме того, она получает тепло от земной поверхности путем теплопроводности, а также при испарении и последующей конденсации водяного пара. Будучи нагретой,

атмосфера излучает сама. Так же как и земная поверхность, она излучает невидимую инфракрасную радиацию примерно в том же диапазоне длин волн.

Большая часть (70%) атмосферной радиации приходит к земной поверхности, остальная часть уходит в мировое пространство. Атмосферную радиацию, приходящую к земной поверхности, называют *встречным излучением* (E_a); встречным потому, что оно направлено навстречу собственному излучению земной поверхности.[1] Земная поверхность поглощает это встречное излучение почти целиком (на 95—99 %). Таким образом, оно является для земной поверхности важным источником тепла в дополнение к поглощенной солнечной радиации.

Встречное излучение возрастает с увеличением облачности, поскольку облака сами сильно излучают.

Для равнинных станций умеренных широт среднее значение встречного излучения порядка 0,21—0,28 кВт/м², на горных станциях порядка 0,07—0,14 кВт/м². Это уменьшение встречного излучения с высотой объясняется уменьшением содержания водяного пара. Наибольшее встречное излучение — у экватора, где атмосфера наиболее нагрета и богата водяным паром. Здесь оно составляет 0,35—0,42 кВт/м² в среднем годовом, а к полярным широтам убывает до 0,21 кВт/м².

2. Основной субстанцией в атмосфере, поглощающей земное излучение и посылающей встречное излучение, является водяной пар. Он поглощает инфракрасную радиацию в большой области спектра — от 4,5 до 80 мкм, за исключением интервала 8,5—11 мкм.

Углекислота сильно поглощает инфракрасную радиацию, но лишь в узкой области спектра, озон — слабее и также в узкой области спектра. Правда, поглощение углекислотой и озоном приходится на волны, энергия которых в спектре земного излучения близка к максимуму (7—15 мкм). Однако содержание этих поглотителей в атмосфере слишком мало, и водяной пар играет, таким образом, основную роль как в поглощении земного излучения, так и во встречном излучении.

20. Эффективное излучение

1. Встречное излучение всегда несколько меньше земного. Поэтому земная поверхность теряет тепло за счет положительной разности между собственным и встречным излучением. Эту разность между собственным излучением земной поверхности и встречным излучением атмосферы называют *эффективным излучением* (E_e):

$$E_e = E_s - E_a. \tag{11}$$

[1] Употребляют еще синоним противоизлучение.

Эффективное излучение представляет собой чистую потерю лучистой энергии, а следовательно, и тепла с земной поверхности ночью, и именно оно измеряется специальными приборами — пиргеометрами. Собственное излучение можно определить по закону Стефана — Больцмана, зная температуру земной поверхности, а встречное излучение вычислить по формуле (11).

Эффективное излучение в ясные дни составляет около 0,07—0,10 кВт/м² на равнинных станциях умеренных широт и до 0,14 кВт/м² на высокогорных станциях (где встречное излучение меньше). С возрастанием облачности, увеличивающей встречное излучение, эффективное излучение убывает. В облачную погоду оно гораздо меньше, чем в ясную; стало быть, меньше и ночное охлаждение земной поверхности.

Эффективное излучение, конечно, существует и в дневные часы. Но днем оно перекрывается или частично компенсируется поглощенной солнечной радиацией. Поэтому земная поверхность днем теплее, чем ночью, вследствие чего, между прочим, и эффективное излучение днем больше.

В среднем земная поверхность в умеренных широтах теряет через эффективное излучение примерно половину того количества тепла, которое она получает от поглощенной радиации.

2. Поглощая земное излучение и посылая встречное излучение к земной поверхности, атмосфера тем самым уменьшает охлаждение последней в ночное время суток. Днем же она мало препятствует нагреванию земной поверхности солнечной радиацией. Это влияние атмосферы на тепловой режим земной поверхности носит название *тепличного эффекта* вследствие внешней аналогии с действием стекол теплицы.

21. Радиационный баланс земной поверхности

Разность между поглощенной радиацией и эффективным излучением

$$R = (I \sin h + i)(1 - A) - E_e$$

называют *радиационным балансом земной поверхности.*

Радиационный баланс переходит от ночных, отрицательных, значений к дневным, положительным, после восхода солнца при высоте его 10—15°. От положительных значений к отрицательным он переходит перед заходом солнца при той же его высоте над горизонтом. При наличии снежного покрова радиационный баланс переходит к положительным значениям только при высоте солнца около 20—25°, так как при большом альбедо снега поглощение им суммарной радиации мало. Днем радиационный баланс растет с увеличением высоты солнца и убывает с ее уменьшением. В ночные часы, когда суммарная радиация

отсутствует, отрицательный радиационный баланс равен эффективному излучению и потому изменяется в течение ночи мало, если только условия облачности остаются одинаковыми.

Средние полуденные значения радиационного баланса в Ленинграде летом при облачности менее $^7/_{10}$ покрытия неба составляют около 0,49—0,56 кВт/м². При облачности от $^7/_{10}$ до полной наблюдаются и очень высокие (до 0,70 кВт/м²), и очень низкие (до 0,07 кВт/м²) значения.

22. Излучение в мировое пространство

В п. 19 говорилось, что излучение земной поверхности в большей части поглощается в атмосфере и лишь в интервале длин волн 8,5—11 мкм проходит сквозь атмосферу в мировое пространство. Это уходящее вовне количество составляет всего около 10 единиц, если принять поток солнечной радиации на границе атмосферы за 100 единиц. Но, кроме того, сама атмосфера излучает в мировое пространство около 60 единиц, т. е. в несколько раз больше, чем земная поверхность.

Излучение нижних слоев атмосферы поглощается в вышележащих ее слоях. Но по мере удаления от земной поверхности содержание водяного пара — основного поглотителя радиации — уменьшается, и нужен все более толстый слой воздуха, чтобы поглотить излучение, поступающее от нижележащих слоев. Начиная с некоторой высоты количество водяного пара становится недостаточным для того, чтобы поглотить все излучение, идущее снизу, и из этих верхних слоев часть атмосферного излучения будет уходить в мировое пространство. Подсчеты показывают, что наиболее сильно излучающие в пространство слои атмосферы лежат на высотах 6—10 км.

Длинноволновое излучение земной поверхности и атмосферы, уходящее в космос, называется *уходящей радиацией*. Оно составляет около 70 единиц, если за 100 единиц принять поток солнечной радиации на границе атмосферы. Вместе с отраженной и рассеянной коротковолновой солнечной радиацией, выходящей за пределы атмосферы в количестве около 30 единиц (см. в п. 17), эта уходящая радиация компенсирует приток солнечной радиации к Земле. Таким образом, Земля вместе с атмосферой теряет столько же радиации, сколько и получает, т. е. находится в состоянии лучистого (радиационного) равновесия.

23. Методы измерения радиации

Для измерения прямой и рассеянной солнечной радиации, радиационного баланса существует много приборов как с визуальными отсчетами, так и с автоматической регистрацией.

Ограничимся здесь указанием на общие принципы их построения.

Приборы для измерения прямой солнечной радиации называют пиргелиометрами и актинометрами, для измерения рассеянной радиации — пиранометрами, для измерения радиационного баланса — балансомерами.

Для измерения радиации применяется зачерненная металлическая пластинка, которая по своим поглощательным свойствам идентична абсолютно черному телу, т. е. поглощает и превращает в тепло практически всю падающую на нее радиацию. Во многие приборы входят, кроме того, пластинки с белой поверхностью, почти полностью отражающие падающую радиацию.

В компенсационном пиргелиометре Ангстрема зачерненная металлическая пластинка выставляется на солнце, а другая такая же пластинка остается в тени. Между пластинками возникает разность температур. Эта разность температур передается спаям термоэлемента, приклеенным (с изоляцией) к пластинкам, и тем самым возбуждает термоэлектрический ток. Через затененную пластинку пропускается ток от батареи, пока пластинка не нагреется до той же температуры, до которой нагрелась солнечными лучами первая пластинка; тогда термоэлектрический ток исчезает. По силе пропущенного «компенсирующего» тока можно определить с помощью закона Джоуля — Ленца количество тепла, полученное второй пластинкой. Оно равно количеству тепла, полученному от солнца первой пластинкой. Есть и другие типы пиргелиометров.

В термоэлектрическом актинометре Савинова—Янишевского приемная часть представляет собой тонкий металлический зачерненный диск. К нему через изоляцию приклеены нечетные спаи термобатареи. Четные спаи термобатареи приклеены также через изоляцию к медному кольцу в корпусе прибора. Под влиянием солнечной радиации возникает электрический ток, по силе которого определяют поток радиации. Для этого нужно знать переводный множитель прибора, который определяется путем сравнения с абсолютным прибором — пиргелиометром.

В пиранометре приемная часть чаще всего представляет собой батарею термоэлементов, например из манганина и константана, с зачерненными и белыми спаями. Прибор выставляется приемной частью в горизонтальном положении, чтобы воспринимать рассеянную радиацию со всего небесного свода. От прямой солнечной радиации он затенен экраном, а от встречного излучения атмосферы защищен стеклянным колпаком. Под действием рассеянной радиации черные и белые спаи нагреваются неодинаково и возникает термоэлектрический ток, по силе которого определяют значение радиации (опять-таки заранее определив переводный множитель прибора). При измерениях суммарной радиации пиранометр не затеняют от прямых солнечных лучей.

Радиационный баланс определяется термоэлектрическим балансомером, в котором одна зачерненная приемная пластинка направлена вверх, к небу, а другая — вниз, к земной поверхности. Разница в нагревании пластинок позволяет определить радиационный баланс. Ночью он равен эффективному излучению.

Для автоматической регистрации измерений термоэлектрический ток, возникающий в актинометре, пиранометре, балансомере, подают на самопишущий электронный потенциометр. Изменение силы тока записывается на движущейся бумажной ленте. При этом актинометр должен автоматически вращаться так, чтобы его приемная часть следовала за солнцем, а пиранометр должен быть всегда затенен от прямой радиации особой кольцевой защитой.

24. Распределение радиации «на границе атмосферы»

1. Для климатологии представляет существенный интерес вопрос о распределении притока и отдачи радиации по земному шару. Рассмотрим сначала распределение солнечной радиации на горизонтальную поверхность «на границе атмосферы». Можно было бы также сказать: «в отсутствии атмосферы». Этим мы допускаем, что нет ни поглощения, ни рассеяния радиации, ни отражения ее облаками. Распределение солнечной радиации на границе атмосферы является простейшим. Оно действительно существует на высоте нескольких десятков километров. Указанное распределение называют по традиции *солярным климатом*.

2. Из п. 5 нам известно, как меняется в течение года поток солнечной радиации и, стало быть, количество радиации, приходящее к Земле. При значении солнечной постоянной 1,353 кВт/м^2 этот поток будет равен 1,400 кВт/м^2 в январе и 1,306 кВт/м^2 в июле.

Стало быть, северное полушарие за летний день получает на границе атмосферы несколько меньше радиации, чем южное полушарие за свой летний день.

3. Количество радиации, получаемое за сутки на границе атмосферы, зависит от времени года и широты места. Под каждой широтой время года определяет продолжительность дневной части суток и, стало быть, продолжительность притока радиации. Но под разными широтами продолжительность дневной части суток в одно и то же время разная. По-разному изменяется она и в течение года (рис. 14).

На полюсе солнце летом не заходит вовсе, а зимой не восходит в течение 6 месяцев. Между полюсом и полярным кругом солнце летом не заходит, а зимой не восходит в течение периода от полугода до одних суток. На экваторе дневная часть

суток всегда продолжается 12 ч. От полярного круга до экватора дневное время суток летом убывает, а зимой возрастает.

Но проток солнечной радиации на горизонтальную поверхность зависит не только от продолжительности дня, а еще и от высоты солнца. Количество радиации, приходящее на границе атмосферы на единицу горизонтальной поверхности, пропорционально синусу высоты солнца. А высота солнца не только изменяется в каждом месте в течение дня, но зависит и от времени года. Максимальная (в полдень) высота солнца в день летнего солнцестояния равна $90°-\varphi+23{,}5°$, где φ — широта места. Наименьшая полуденная высота солнца наблюдается в день зимнего солнцестояния: $90° - \varphi - 23{,}5°$; в дни равноденствий высота солнца в полдень равна $90° - \varphi$. Таким образом, полуденная высота солнца на экваторе изменяется в течение года от 90 до 66,5°, в тропиках — от 90 до 43°, на полярных кругах — от 47 до 0°, на полюсах — от 23,5 до 0°.

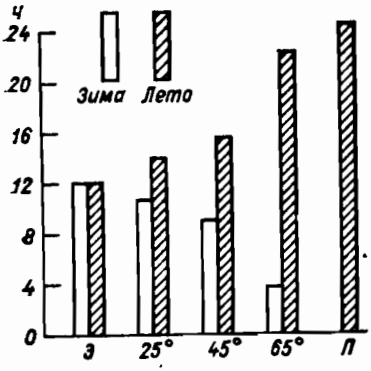


Рис. 14. Продолжительность дневной части суток в самый короткий зимний и самый длинный летний день под разными широтами.

4. Итак, шарообразность Земли и наклон плоскости экватора к плоскости эклиптики (23,5°) создают сложное распределение потока радиации по широтам на границе атмосферы и его изменение в течение года. Поскольку это распределение зависит лишь от астрономических факторов, его можно рассчитать по точным формулам (здесь они не приводятся), приняв известное значение солнечной постоянной. На основании таких расчетов на рис. 15 представлен приход радиации в северном полушарии на границе атмосферы в мегаджоулях на каждый квадратный метр горизонтальной поверхности за год и за каждое полугодие. Из рисунка видно, что за год количество приходящей солнечной радиации изменяется от $133 \cdot 10^2$ МДж/м² на экваторе до $56 \cdot 10^2$ МДж/м² на полюсе.

Зимой поток радиации очень быстро убывает от экватора к полюсу, летом — гораздо медленнее. При этом максимум летом наблюдается на тропике, а от тропика к экватору поток радиации несколько убывает. Малая разница в потоке радиации между тропическими и полярными широтами летом объясняется тем, что хотя высоты солнца в полярных широтах летом ниже, чем в тропиках, но зато велика продолжительность дня. В день летнего солнцестояния полюс поэтому получал бы

в отсутствии атмосферы больше радиации, чем экватор. Однако у земной поверхности в результате ослабления радиации атмосферой, отражения ее облачностью и льдом летний поток радиации в полярных широтах существенно меньше, чем в более низких широтах.

5. Расчеты показывают, что на верхней границе атмосферы вне тропиков имеется в годовом ходе один максимум радиации, приходящийся на время летнего солнцестояния, и один минимум, приходящийся на время зимнего солнцестояния. Но между тропиками поток радиации имеет два максимума в году, приходящиеся на те сроки, когда солнце достигает наибольшей полуденной высоты. На экваторе это будет в дни равноденствий, в других внутритропических широтах — после весеннего и перед осенним равноденствием, отодвигаясь тем больше от сроков равноденствий, чем больше широта. Амплитуда годового хода на экваторе мала, внутри тропиков невелика; в умеренных и высоких широтах она значительно больше.

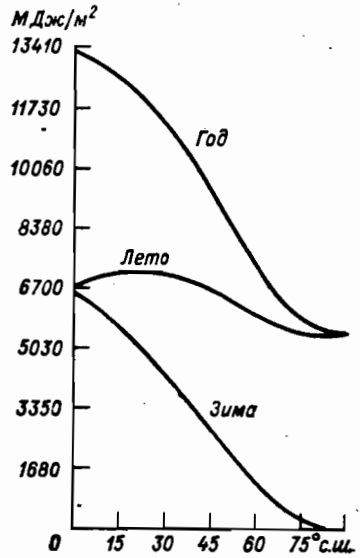


Рис. 15. Приток солнечной радиации на горизонтальную поверхность в отсутствии атмосферы (МДж/м²) в зимнее и летнее полугодия и за весь год в зависимости от географической широты.

Это можно видеть из таблицы, где поток солнечной радиации на единицу горизонтальной поверхности на верхней границе атмосферы указан для дней равноденствия и солнцестояния по широтным зонам северного полушария. В таблице приводятся также соответствующие значения прямой и рассеянной радиации у земной поверхности.

25. Зональное распределение солнечной радиации у земной поверхности

1. Мы проанализировали распределение радиации на границе атмосферы. До земной поверхности она доходит ослабленной атмосферным поглощением и рассеянием. Кроме того, в атмосфере всегда есть облака, и прямая солнечная радиация часто вообще не достигает земной поверхности, поглощаясь, рассеиваясь и отражаясь обратно облаками. Облачность может уменьшать поток прямой радиации в широких пределах. Например, в Ташкенте, в зоне пустыни, в малооблачном августе теряется

Средний поток солнечной радиации в северном полушарии на горизонтальную поверхность (кВт/м²) для дней равноденствия и солнцестояния

Дата	Широта						
	0—10 °	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—90 °
	На верхней границе атмосферы						
21/XII	0,383	0,324	0,260	0,191	0,121	0,055	0,004
21/III	0,432	0,419	0,386	0,355	0,308	0,250	0,147
21/VI	0,404	0,439	0,463	0,477	0,481	0,477	0,491
23/IX	0,425	0,392	0,388	0,351	0,304	0,246	0,145
	Прямая радиация у земной поверхности						
21/XII	0,114	0,112	0,094	0,057	0,025	0,009	0,001
21/III	0,133	0,156	0,144	0,112	0,081	0,068	0,038
21/VI	0,101	0,119	0,151	0,163	0,128	0,111	0,093
23/IX	0,119	0,113	0,140	0,128	0,091	0,055	0,020
	Рассеянная радиация у земной поверхности						
21/XII	0,045	0,055	0,046	0,036	0,024	0,011	0,001
21/III	0,075	0,073	0,069	0,065	0,058	0,046	0,033
21/VI	0,073	0,080	0,087	0,087	0,088	0,085	0,107
23/IX	0,075	0,073	0,068	0,064	0,056	0,045	0,034

вследствие наличия облаков всего 20 % прямой солнечной радиации. Но во Владивостоке с его муссонным климатом потеря прямой радиации вследствие облачности летом составляет 75 %. В Ленинграде, даже в среднем за год, облака не пропускают к земной поверхности 65 % прямой радиации.

Итак, действительные количества прямой солнечной радиации, достигающие земной поверхности в течение того или иного времени, будут значительно меньше, чем количества, рассчитанные для границы атмосферы. Распределение же их по земному шару будет более сложным, так как степень прозрачности атмосферы и условия облачности весьма изменчивы в зависимости от географической обстановки.

2. В качестве второго приближения к действительным условиям можно принять среднее распределение солнечной радиации у земной поверхности по широтным зонам, как это сделано для северного полушария в приведенной таблице. Из таблицы можно видеть, что прямая радиация у земной поверхности весьма значительно уменьшена на пути сквозь атмосферу. При этом наибольший поток прямой радиации летом не в полярных широтах, как на границе атмосферы, а под 30—40° широты. В полярных широтах слишком велико ослабление радиации вследствие небольших высот солнца. Весной и осенью мак-

симум прямой радиации не у экватора, как на границе атмосферы, а на широте 10—20° весной и на 20—30° осенью: у экватора слишком велика облачность. Только зимой данного полушария приэкваториальная зона получает радиации на земную поверхность, так же как и на верхнюю границу атмосферы, больше, чем все другие зоны.

3. Из таблицы видно, насколько существенно дополняется поток прямой радиации на земной поверхности рассеянной радиацией. Поток рассеянной радиации в общем меньше, чем прямой, но порядок величин тот же. В тропических и средних широтах поток рассеянной радиации — от половины до двух третей потока прямой радиации; под 50—60° широты он уже близок к потоку прямой радиации, а в высоких широтах (60—90°) рассеянная радиация почти весь год больше прямой. Летом поток рассеянной радиации в высоких широтах больше, чем в других зонах северного полушария.

Более точное представление о распределении радиации по земному шару можно получить из климатологических (многолетних средних) карт. Мы рассмотрим дальше такие карты для суммарной радиации.

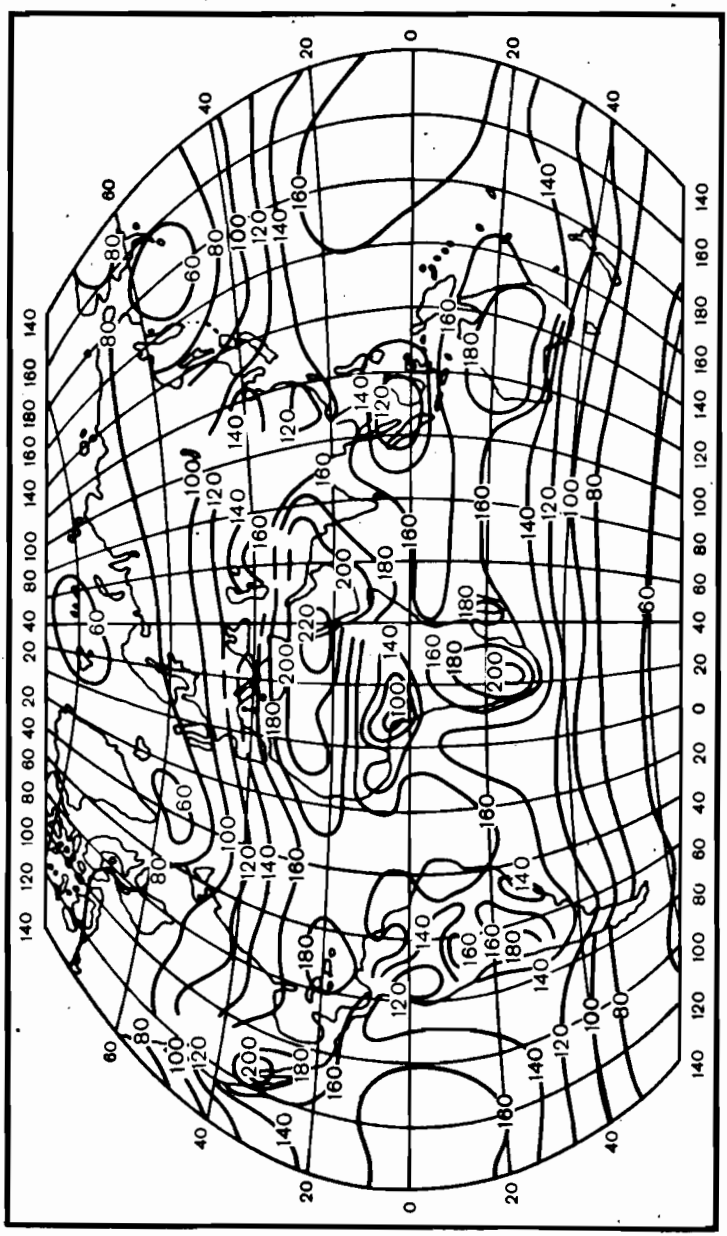
26. Географическое распределение суммарной радиации

Итак, рассмотрим распределение годовых и месячных количеств (сумм) суммарной (прямой плюс рассеянной) солнечной радиации по земному шару. Видно, что оно не вполне зонально: изолинии (т. е. линии равных значений) потока радиации на картах не совпадают с широтными кругами. Отклонения эти объясняются тем, что на распределение радиации по земному шару оказывают влияние прозрачность атмосферы и облачность.

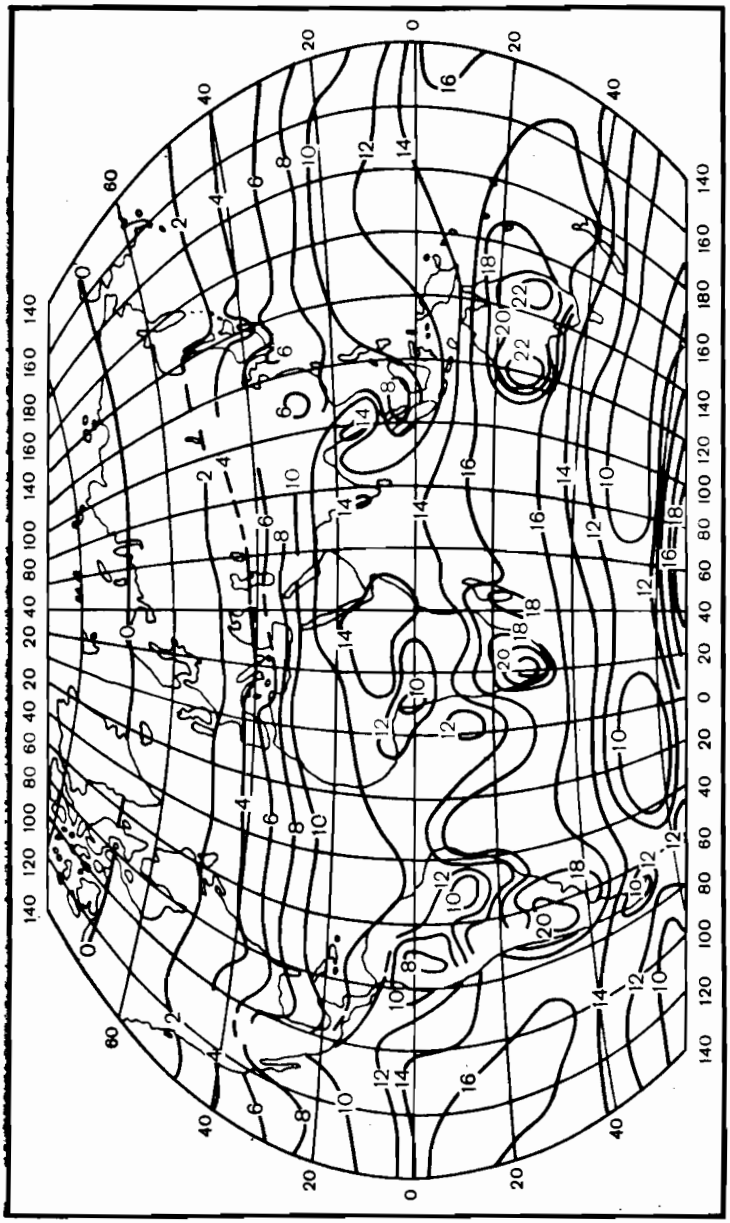
Годовые количества суммарной радиации (карта I) составляют в тропических и субтропических широтах свыше $59 \cdot 10^2$ МДж/м^2 (5,9 ГДж/м^2). Они особенно велики в малооблачных субтропических пустынях, а в Северной Африке достигают $84 \cdot 10^2$—$92 \cdot 10^2$ МДж/м^2. Зато над приэкваториальными лесными областями с их большой облачностью (над бассейнами Амазонки и Конго, над Индонезией) они снижены до $42 \cdot 10^2$—$50 \cdot 10^2$ МДж/м^2. К более высоким широтам обоих полушарий годовые количества суммарной радиации убывают, достигая на 60° широты $25 \cdot 10^2$—$34 \cdot 10^2$ МДж/м^2. Но затем они снова растут — мало в северном полушарии, но весьма значительно над малооблачной и снежной Антарктидой, где в глубине материка достигают $50 \cdot 10^2$—$54 \cdot 10^2$ МДж/м^2, т. е. значений, близких к тропическим и превышающих экваториальные.

Над океанами суммы радиации ниже, чем над сушей.

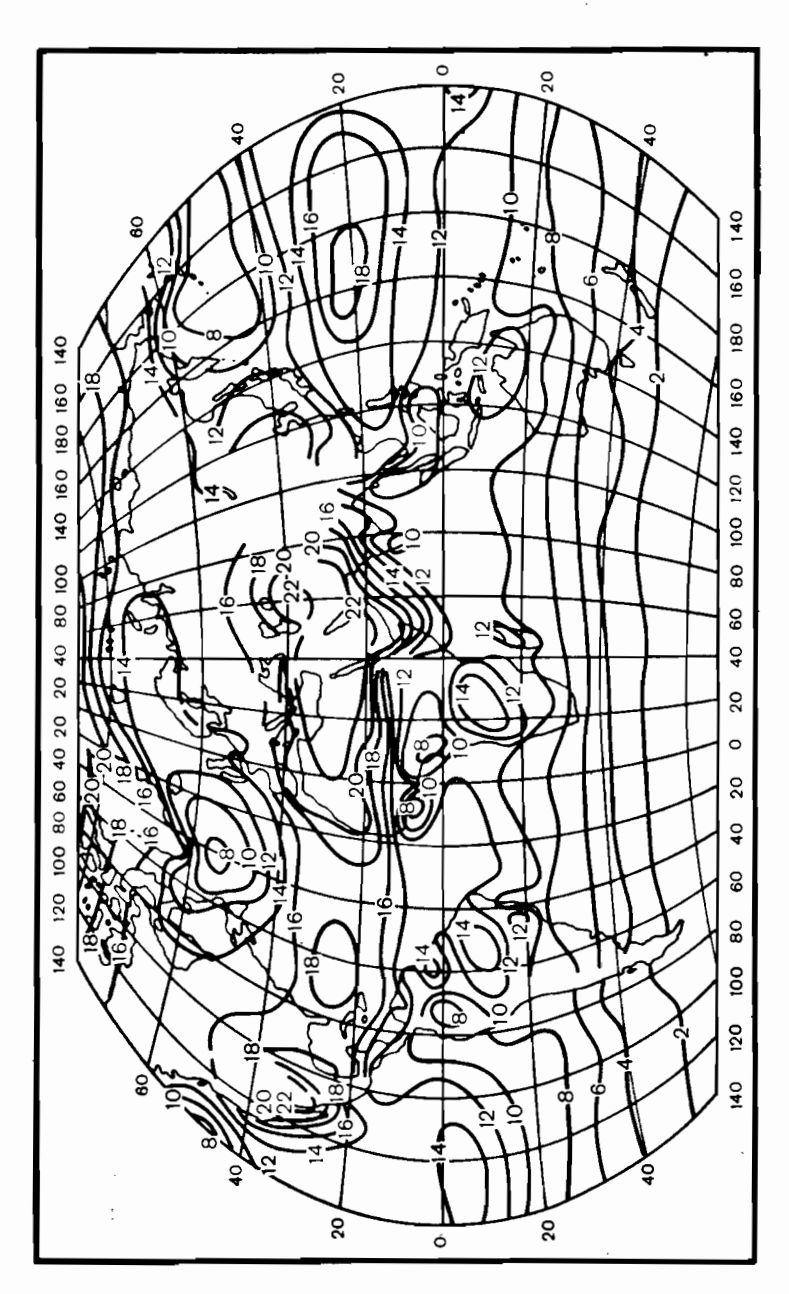
В декабре (карта II) наибольшие суммы радиации, до $8 \cdot 10^2$—$9 \cdot 10^2$ МДж/м^2 и даже выше, отмечаются в пустынях



Карта I. Годовое количество суммарной солнечной радиации (ккал/см²) (1 ккал/см² = 41,9 МДж/м²).



Карта II. Суммарная радиация, декабрь (ккал/см²).



Карта III. Суммарная радиация, июнь (ккал/см²).

южного полушария. Но в облачных районах у экватора они снижены до $3 \cdot 10^2$—$5 \cdot 10^2$ МДж/м^2. В зимнем северном полушарии радиация быстро убывает на север; к северу от 50-й параллели она менее $0{,}8 \cdot 10^2$ МДж/м^2 и несколько севернее полярного круга равна нулю. В летнем южном полушарии она убывает к югу до $4 \cdot 10^2$ МДж/м^2 и ниже в широтах 50—60°. Но затем она растет — до $8 \cdot 10^2$ МДж/м^2 у берегов Антарктиды и свыше $13 \cdot 10^2$ МДж/м^2 внутри Антарктиды, где она, таким образом, больше, чем летом в тропиках.

В июне (карта III) наибольшие суммы радиации, свыше $9 \cdot 10^2$ МДж/м^2, наблюдаются над Северо-Восточной Африкой, Аравией, Иранским нагорьем. До $8 \cdot 10^2$ МДж/м^2 и выше они в Средней Азии; значительно меньше, до $6 \cdot 10^2$ МДж/м^2, в тропических частях материков южного полушария. В облачных приэкваториальных областях они, как и в декабре, снижены до $3 \cdot 10^2$—$5 \cdot 10^2$ МДж/м^2. В летнем северном полушарии суммы радиации убывают от субтропиков к северу медленно, а севернее 50° с. ш. возрастают, достигая $8 \cdot 10^2$ МДж/м^2 и более в Арктическом бассейне. В зимнем южном полушарии они быстро убывают к югу, до нуля за полярным кругом.

В Советском Союзе годовые количества суммарной радиации изменяются от $25 \cdot 10^2$ МДж/м^2 на Северной Земле до $67 \cdot 10^2$ МДж/м^2 на юге Туранской низменности и на Памире. Под одной и той же широтой они больше в азиатской части, чем в европейской (вследствие меньшей облачности), и особенно велики в малооблачной Средней Азии. Однако на Дальнем Востоке, где летом большая облачность, они уменьшены.

Не вся суммарная радиация поглощается земной поверхностью. В какой-то части она отражается. Путем отражения теряется в общем от 5 до 20 % суммарной радиации. В пустынях и особенно в областях со снежным и ледяным покровом потеря путем отражения больше.

27. Географическое распределение радиационного баланса

1. Как известно, радиационный баланс является разностью между поглощенной суммарной радиацией и эффективным излучением. Поэтому вначале мы кратко рассмотрим географическое распределение эффективного излучения.

Эффективное излучение земной поверхности распределятся по земному шару более равномерно, чем суммарная радиация. Дело в том, что с ростом температуры земной поверхности, т. е. с переходом к более низким широтам, растет собственное излучение земной поверхности; но одновременно растет и встречное излучение вследствие большего влагосодержания воздуха и более высокой его температуры. Поэтому изменения эффективного излучения с широтой не слишком велики.

4 Заказ № 1780

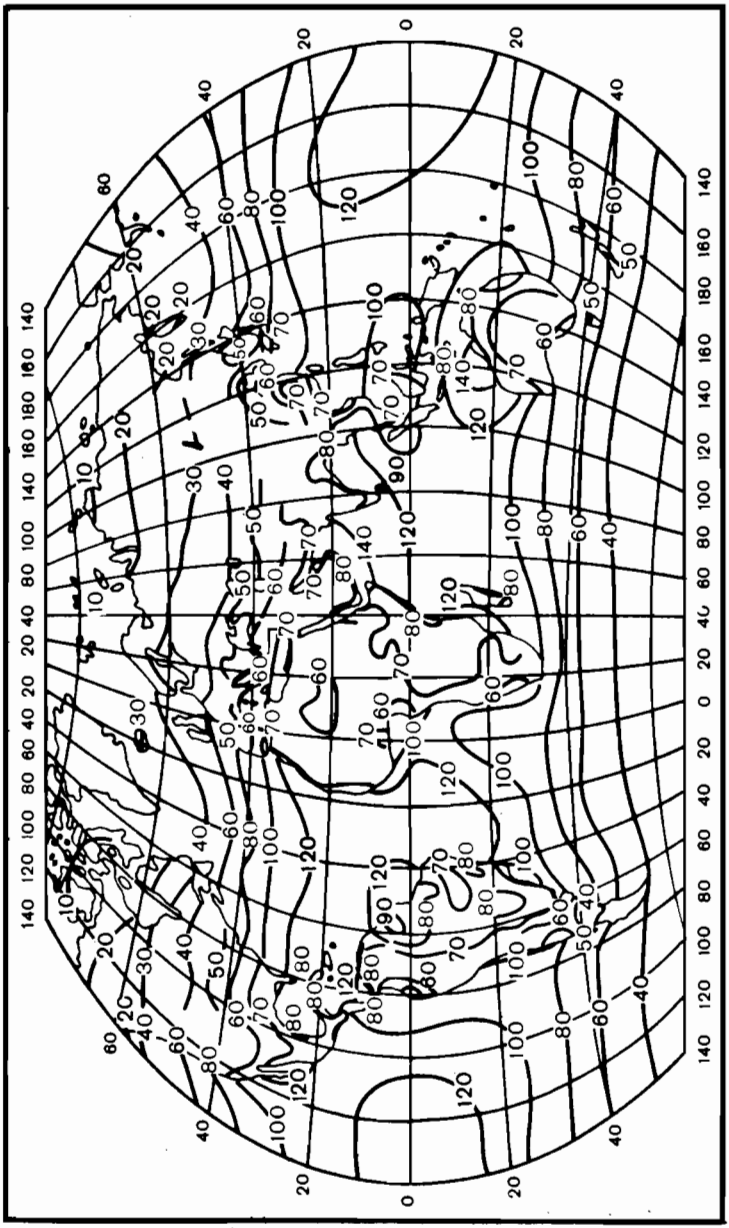
Вблизи экватора, при большой влажности и облачности, эффективное излучение около $13 \cdot 10^2$ МДж/м^2 в год как на суше, так и на море. В направлении к высоким широтам оно растет, достигая под 60-й параллелью примерно $17 \cdot 10^2$—$21 \cdot 10^2$ МДж/м^2 в год над океанами. На суше оно больше, особенно в сухих, малооблачных и жарких тропических пустынях, где достигает $33 \cdot 10^2$ МДж/м^2 в год.

2. Радиационный баланс земной поверхности за год положителен для всех мест Земли, кроме ледяных плато Гренландии и Антарктиды. Это значит, что годовой приток поглощенной радиации больше, чем эффективное излучение за то же время. Но это вовсе не означает, что земная поверхность год от года становится все теплее. Дело в том, что избыток поглощенной радиации над излучением уравновешивается передачей тепла от земной поверхности в воздух путем теплопроводности и при фазовых преобразованиях воды (при испарении с земной поверхности и последующей конденсации в атмосфере). Таким образом, хотя для земной поверхности не существует равновесия в получении и отдаче радиации, но существует тепловое равновесие: приток тепла к земной поверхности как радиационными, так и нерадиационными путями равен его отдаче теми же способами.

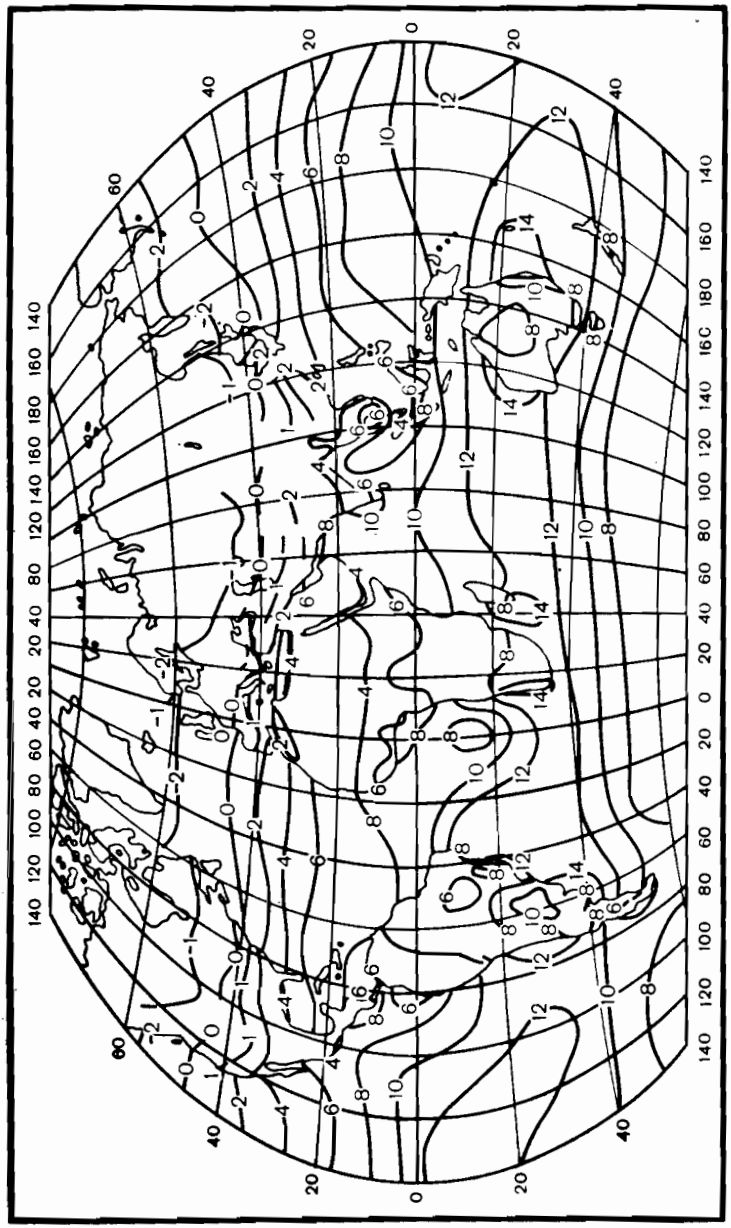
Около 60-й параллели в обоих полушариях годовой радиационный баланс равен $8 \cdot 10^2$—$13 \cdot 10^2$МДж/м^2 (карта IV). Отсюда к более высоким широтам он уменьшается и на материке Антарктиды отрицателен: от $-2 \cdot 10^2$ до $-4 \cdot 10^2$ МДж/м^2. К низким широтам он возрастает: между 40° с. ш. и 40° ю. ш. годовые значения баланса свыше $25 \cdot 10^2$ МДж/м^2, а между 20° с. ш. и 20° ю. ш.— свыше $42 \cdot 10^2$ МДж/м^2. На океанах радиационный баланс больше, чем на суше на тех же широтах, так как океаны поглощают радиацию больше. Существенные отклонения от зонального распределения имеются еще в пустынях, где баланс понижен (в Сахаре, например, до 25×10^2 МДж/м^2) вследствие большого эффективного излучения в сухом и малооблачном воздухе. Баланс понижен также, но в меньшей мере, в районах с муссонным климатом, где в теплое время года облачность увеличена и, стало быть, поглощенная радиация уменьшена по сравнению с другими районами под той же широтой.

В декабре (карта V) радиационный баланс отрицателен в значительной части зимнего северного полушария: нулевая изолиния проходит немного южнее 40° с. ш. К северу от этой широты баланс становится отрицательным и в Арктике достигает $-2 \cdot 10^2$ МДж/м^2 и ниже. Южнее 40° с. ш. он возрастает до $4 \cdot 10^2$—$6 \cdot 10^2$ МДж/м^2 на южном тропике, откуда убывает до $2 \cdot 10^2$ МДж/м^2 в прибрежных районах Антарктиды.

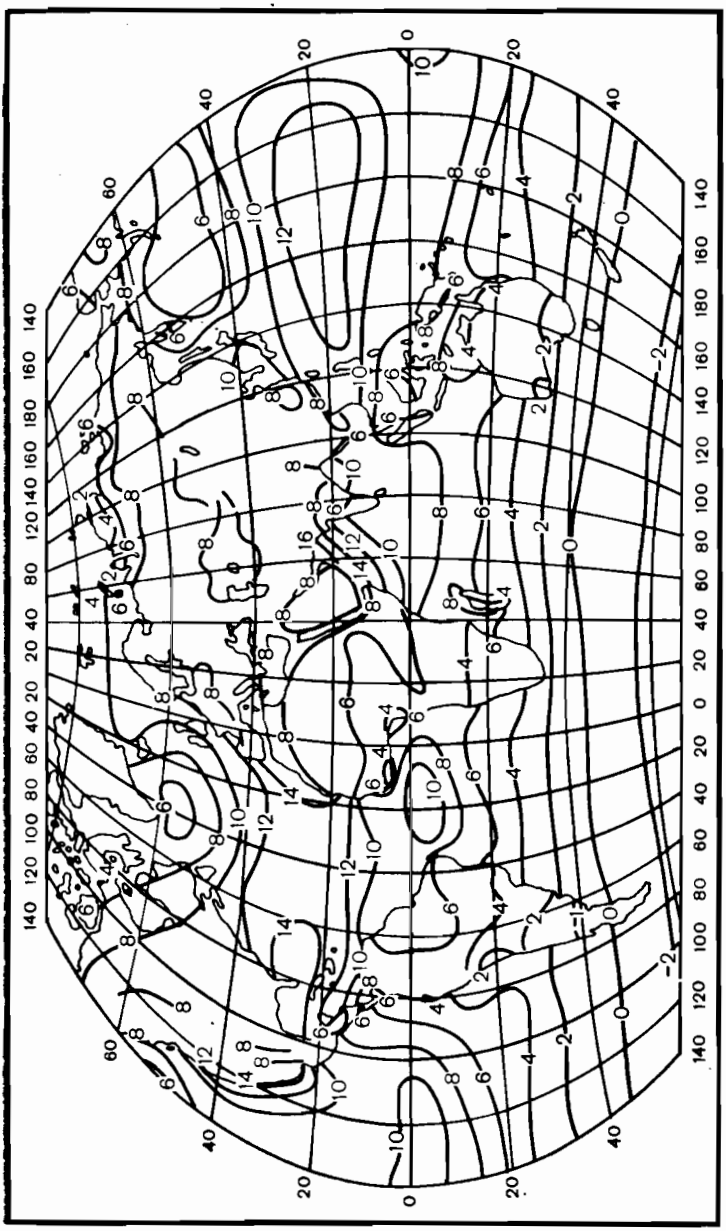
В июне (карта VI) радиационный баланс во всем северном



Карта IV. Радиационный баланс земной поверхности за год (ккал/см²).



Карта V. Радиационный баланс земной поверхности за декабрь (ккал/см²).



Карта VI. Радиационный баланс земной поверхности за июнь (ккал/см²).

полушарии положителен. Под 60—65° с. ш. он в общем больше $3 \cdot 10^2$ МДж/м². С уменьшением широты баланс возрастает, но медленно. По обе стороны от северного тропика он достигает максимума: $5 \cdot 10^2$—$6 \cdot 10^2$ МДж/м² и выше, а на севере Аравийского моря $7 \cdot 10^2$ МДж/м² и выше. Баланс остается положительным до 40° ю. ш. Южнее он переходит к отрицательным значениям и у берегов Антарктиды снижается до —$0{,}4 \cdot 10^2$... ...—$0{,}8 \cdot 10^2$ МДж/м².

В Советском Союзе годовой радиационный баланс на суше в северных широтах порядка $4 \cdot 10^2$ МДж/м², а на юге до $21 \cdot 10^2$ МДж/м².

Глава четвертая
ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРЫ

1. Причины изменений температуры воздуха

1. Распределение температуры воздуха в атмосфере и его непрерывные изменения называют *тепловым режимом атмосферы*. Этот тепловой режим атмосферы, являющийся важнейшей стороной климата, определяется прежде всего теплообменом между атмосферным воздухом и окружающей средой. Под окружающей средой при этом понимают космическое пространство, соседние массы или слои воздуха и особенно земную поверхность.

Мы уже знаем, что теплообмен осуществляется, во-первых, радиационным путем, т. е. при собственном излучении из воздуха и при поглощении воздухом радиации Солнца, земной поверхности и других атмосферных слоев. Во-вторых, он осуществляется путем теплопроводности — молекулярной между воздухом и земной поверхностью и турбулентной внутри атмосферы. В-третьих, передача тепла между земной поверхностью и воздухом может происходить в результате испарения и последующей конденсации водяного пара.

Кроме того, изменения температуры воздуха могут происходить независимо от теплообмена, адиабатически. Такие изменения температуры, как известно, связаны с изменениями атмосферного давления, особенно при вертикальных движениях воздуха (см. главу вторую).

2. Непосредственное поглощение солнечной радиации в тропосфере мало; оно может вызвать повышение температуры воздуха примерно на 0,5 °С в день. Несколько большее значение имеет потеря тепла из воздуха путем длинноволнового излучения. Но решающее значение для теплового режима атмосферы имеет теплообмен и влагообмен с земной поверхностью.

Воздух, непосредственно соприкасающийся с земной поверхностью, обменивается с ней теплом вследствие молекулярной теплопроводности. Но внутри атмосферы действует другая, более эффективная передача тепла — путем турбулентной теплопроводности. Перемешивание воздуха в процессе турбулентности способствует очень быстрой передаче тепла из одних слоев атмосферы в другие. Турбулентная теплопроводность увеличивает и передачу тепла от земной поверхности в воздух или обратно. Если, например, происходит охлаждение воздуха от земной поверхности, то путем турбулентности непрерывно доставляется на место охладившегося воздуха более теплый воздух из вышележащих слоев. Это поддерживает разность температур между воздухом и поверхностью и, стало быть, поддерживает процесс передачи тепла от воздуха к поверхности. Охлаждение воздуха непосредственно над земной поверхностью будет не так велико, но зато оно распространяется на более мощный слой атмосферы. В результате потеря тепла земной поверхностью окажется больше, чем она была бы в отсутствии турбулентности.

Для высоких слоев атмосферы теплообмен с земной поверхностью имеет меньшее значение. Решающая роль в тепловом режиме переходит там к излучению из воздуха и к поглощению радиации Солнца и атмосферных слоев, лежащих выше и ниже рассматриваемого слоя. В высоких слоях атмосферы возрастает и значение адиабатических изменений температуры при восходящих и нисходящих движениях воздуха.

3. Изменения температуры, происходящие в определенном количестве воздуха вследствие указанных выше процессов, можно назвать *индивидуальными*. Они характеризуют изменения теплового состояния данного определенного количества воздуха.

Но можно говорить не об индивидуальном количестве воздуха, а о некоторой точке внутри атмосферы с зафиксированными географическими координатами и с неизменной высотой над уровнем моря. Любую метеорологическую станцию, не меняющую своего положения на земной поверхности, можно рассматривать как такую точку. Температура в этой точке будет изменяться не только в силу указанных индивидуальных изменений теплового состояния воздуха. Она будет изменяться также и вследствие непрерывной смены воздуха в данном месте, т. е. вследствие прихода воздуха из других мест атмосферы, где он имеет другую температуру.

Эти изменения температуры, связанные с *адвекцией* — притоком в данное место новых воздушных масс из других частей земного шара, называют *адвективными*. Если в данное место притекает воздух с более высокой температурой, говорят об адвекции тепла, если с более низкой,— об адвекции холода.

Общее изменение температуры в зафиксированной географической точке, зависящее и от индивидуальных изменений состояния воздуха, и от адвекции, называют *локальным* (местным) изменением. Метеорологические приборы — термометры и термографы, неподвижно помещенные в том или ином месте, регистрируют именно локальные изменения температуры воздуха. Термометр на воздушном шаре, летящем по ветру и, следовательно, остающемся в одной и той же массе воздуха, показывает индивидуальное изменение температуры в этой массе.

2. Тепловой баланс земной поверхности

Остановимся сначала на тепловых условиях земной поверхности и самых верхних слоев почвы и водоемов. Это необходимо потому, что нижние слои атмосферы нагреваются и охлаждаются больше всего путем радиационного и нерадиационного обмена теплом с верхними слоями почвы и воды. Поэтому изменения температуры в нижних слоях атмосферы прежде всего определяются изменениями температуры земной поверхности, следуют за этими изменениями.

Земная поверхность, т. е. поверхность почвы или воды (а также и растительного, снежного, ледяного покрова), непрерывно разными способами получает и теряет тепло. Через земную поверхность тепло передается вверх — в атмосферу — и вниз — в почву или воду.

Во-первых, на земную поверхность поступают суммарная радиация и встречное излучение атмосферы. Они в большей или меньшей степени поглощаются поверхностью, т. е. идут на нагревание верхних слоев почвы и воды. В то же время земная поверхность излучает сама и при этом теряет тепло.

Во-вторых, к земной поверхности приходит тепло сверху, из атмосферы, путем теплопроводности. Тем же способом тепло уходит от земной поверхности в атмосферу. Путем теплопроводности тепло также уходит от земной поверхности вниз, в почву и воду, либо приходит к земной поверхности из глубины почвы и воды.

В-третьих, земная поверхность получает тепло при конденсации на ней водяного пара из воздуха или, напротив, теряет тепло при испарении с нее воды. В первом случае выделяется тепло, во втором тепло переходит в скрытое состояние.

Не будем касаться некоторых менее важных процессов, например затраты тепла на таяние снега, лежащего на поверхности, или распространения тепла в глубь почвы вместе с водой осадков.

В любой промежуток времени от земной поверхности уходит вверх и вниз в совокупности такое же количество тепла, какое она за это время получает сверху и снизу. Если бы было

иначе, не выполнялся бы закон сохранения энергии: следовало бы допустить, что на земной поверхности энергия возникает или исчезает. Однако возможно, что, например, вверх может уходить больше тепла, чем пришло сверху; в таком случае избыток отдачи тепла должен покрываться приходом тепла к поверхности из глубины почвы или воды.

Итак, алгебраическая сумма всех приходов и расходов тепла на земной поверхности должна быть равной нулю. Это и выражается уравнением теплового баланса земной поверхности.

2. Чтобы написать это уравнение, во-первых, объединим поглощенную радиацию и эффективное излучение в радиационный баланс:

$$R = (I \sin h + i)(1 - A) - E_e.$$

Приход тепла из воздуха или отдачу его в воздух путем теплопроводности обозначим P, а такой же приход или расход путем теплообмена с более глубокими слоями почвы или воды A. Потерю тепла при испарении или приход его при конденсации на земной поверхности обозначим LE, где L — удельная теплота испарения, E — масса испарившейся или сконденсировавшейся воды.

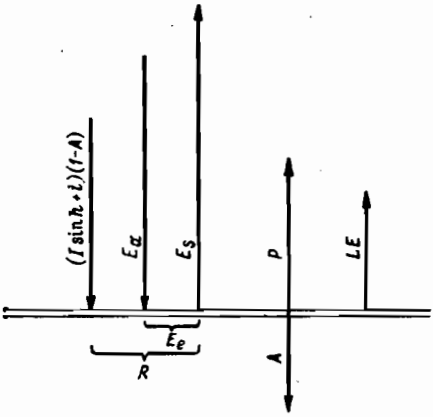


Рис. 16. Составляющие теплового баланса земной поверхности в дневное время суток.

Тогда уравнение теплового баланса земной поверхности напишется так:

$$R + P + A + LE = 0. \qquad (1)$$

Можно еще сказать, что смысл уравнения состоит в том, что радиационный баланс на земной поверхности уравновешивается нерадиационной передачей тепла (рис. 16).

Уравнение (1) действительно для любого промежутка времени, в том числе и для многолетнего периода.

3. Из того, что тепловой баланс земной поверхности равен нулю, не следует, что температура поверхности не изменяется. Когда передача тепла направлена вниз, то тепло, приходящее к поверхности сверху и уходящее от нее вглубь, в значительной части остается в самом верхнем слое почвы или воды (в так называемом деятельном слое). Температура этого слоя, а стало быть, и температура земной поверхности при этом возрастают. Напротив, при передаче тепла через земную поверхность снизу

вверх, в атмосферу, тепло уходит прежде всего из деятельного слоя, вследствие чего температура поверхности падает.

От суток к суткам и от года к году средняя температура деятельного слоя и земной поверхности в любом месте изменяется мало. Это значит, что за сутки в глубь почвы или воды попадает днем почти столько же тепла, сколько уходит из нее ночью. Но все же за летние сутки тепла уходит вниз несколько больше, чем приходит снизу. Поэтому слои почвы и воды, а стало быть, и их поверхность день ото дня нагреваются. Зимой происходит обратный процесс. Эти сезонные изменения приходо-расхода тепла в почве и воде за год почти уравновешиваются, и средняя годовая температура земной поверхности и деятельного слоя год от года изменяется мало.

3. Различия в тепловом режиме почвы и водоемов

1. Существуют резкие различия в нагревании и тепловых особенностях поверхностных слоев почвы и верхних слоев водных бассейнов. В почве тепло распространяется по вертикали путем молекулярной теплопроводности, а в легкоподвижной воде — также и путем турбулентного перемешивания водных слоев, намного более эффективного. Турбулентность в водоемах обусловлена прежде всего волнением и течениями. Но в ночное время суток и в холодное время года к этого рода турбулентности присоединяется еще и термическая конвекция: охлажденная на поверхности вода опускается вниз вследствие возросшей плотности и замещается более теплой водой из нижних слоев. В океанах и морях некоторую роль в перемешивании слоев и в связанной с ним передаче тепла играет также и испарение. При значительном испарении с поверхности моря верхний слой воды становится более соленым и плотным, вследствие чего вода опускается с поверхности в глубину. Кроме того, радиация глубже проникает в воду в сравнении с почвой. Наконец, теплоемкость воды велика в сравнении с почвой, и одно и то же количество тепла нагревает массу воды до меньшей температуры, чем такую же массу почвы.

В результате суточные колебания температуры в воде распространяются на глубину порядка десятков метров, а в почве — менее чем до одного метра. Годовые колебания температуры в воде распространяются на глубину сотен метров, а в почве — только на 10—20 м.

2. Итак, тепло, приходящее днем и летом на поверхность воды, проникает до значительной глубины и нагревает большую толщу воды. Температура верхнего слоя и самой поверхности воды повышается при этом мало. В почве же приходящее тепло распределяется в тонком верхнем слое, который, таким образом, сильно нагревается. Член A в уравнении тепло-

вого баланса (1) для воды гораздо больше, чем для почвы, а член P соответственно меньше.

Ночью и зимой вода теряет тепло из поверхностного слоя, но взамен него приходит накопленное тепло из нижележащих слоев. Поэтому температура на поверхности воды понижается медленно. На поверхности же почвы температура при отдаче тепла падает быстро: тепло, накопленное в тонком верхнем слое, быстро из него уходит без восполнения снизу.

В результате днем и летом температура на поверхности почвы выше, чем температура на поверхности воды; ночью и зимой ниже. Это значит, что суточные и годовые колебания температуры на поверхности почвы больше, притом значительно больше, чем на поверхности воды.

Вследствие указанных различий в распространении тепла водный бассейн за теплое время года накапливает в достаточно мощном слое воды большое количество тепла, которое отдает в атмосферу в холодный сезон. Напротив, почва в течение теплого сезона отдает по ночам большую часть того тепла, которое получает днем, и мало накапливает его к зиме.

В результате указанных различий температура воздуха над морем летом ниже, а зимой выше, чем над сушей.

4. Суточный и годовой ход температуры на поверхности почвы

1. Измерение температуры на поверхности почвы является методически трудной задачей, особенно при пользовании жидкостными термометрами. Результаты измерений сильно зависят от условий установки термометра, не вполне отражают действительные температурные условия на поверхности почвы и недостаточно сравнимы. Лучшие результаты можно получить с помощью электрических термометров.

Температура на поверхности почвы имеет суточный ход. Минимум ее наблюдается примерно через полчаса после восхода солнца. К этому времени радиационный баланс поверхности почвы становится равным нулю — отдача тепла из верхнего слоя почвы эффективным излучением уравновешивается возросшим притоком суммарной радиации. Нерадиационный же обмен тепла в это время незначителен.

Затем температура на поверхности почвы растет до 13—14 ч, когда достигает максимума в суточном ходе. После этого начинается падение температуры. Радиационный баланс в послеполуденные часы, правда, остается положительным, однако отдача тепла в дневные часы из верхнего слоя почвы в атмосферу происходит не только путем эффективного излучения, но и путем возросшей теплопроводности, а также при увеличившемся испарении воды. Продолжается и передача тепла в глубь

почвы. Поэтому температура на поверхности почвы падает с 13—14 ч до утреннего минимума.

Суточный ход температуры на поверхности почвы изобразится на графике время — температура волнообразной кривой, более или менее напоминающей синусоиду. Высшая точка этой кривой характеризует максимум температуры, низшая — минимум (рис. 17).

Кривая суточного хода в отдельный день может иметь неправильную форму, поскольку она зависит от изменений облачности в течение суток, от осадков, а также от непериодических (адвективных) изменений температуры воздуха. Но кривая, построенная по многолетним данным за календарный месяц, будет иметь более правильную форму, так как случайные отклонения в обе стороны в средних значениях уравновесятся.

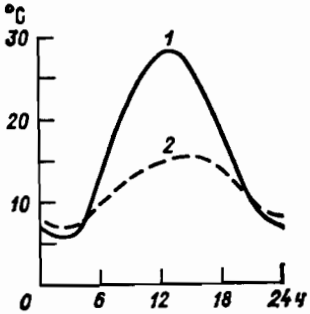


Рис. 17. Средний суточный ход температуры поверхности почвы *(1)* и воздуха на высоте 2 м *(2)*. Павловск, июнь.

2. Максимальные температуры на поверхности почвы обычно выше, чем в воздухе на высоте метеорологической будки. Это понятно: днем солнечная радиация прежде всего нагревает почву, а уже от нее нагревается воздух. Например, в Московской области летом на поверхности обнаженной почвы наблюдаются температуры до 55 °С, а в пустынях даже до 80 °С.

Ночные минимумы температуры, наоборот, бывают на поверхности почвы ниже, чем в воздухе, так как прежде всего почва выхолаживается эффективным излучением, а уже от нее охлаждается воздух. Например, зимой в Московской области ночные температуры на поверхности (в это время покрытой снегом) могут падать ниже — 50 °С, летом (кроме июля) — до нуля. На снежной поверхности во внутренних районах Антарктиды в июле средняя месячная температура около —70 °С, а в отдельных случаях она может падать до —90 °С.

3. Разность между суточным максимумом и суточным минимумом температуры называется *суточной амплитудой температуры.*

В Московской области в зимние месяцы многолетняя средняя суточная амплитуда температуры на поверхности почвы (снега) равна 5—10 °С, в летние 10—20 °С. В отдельные дни суточные амплитуды, конечно, могут быть и выше и ниже многолетних средних значений в зависимости от ряда факторов, прежде всего от облачности. В безоблачную погоду велика солнечная радиация днем и также велико эффективное излучение

ночью. Поэтому суточный (дневной) максимум особенно высок, а суточный (ночной) минимум низок и, следовательно, суточная амплитуда велика. В облачную погоду дневной максимум понижен, ночной минимум повышен и суточная амплитуда уменьшена.

Сильные ночные заморозки на почве весной и осенью обычно наблюдаются при ясном небе, т. е. при большом эффективном излучении.

Суточный ход температуры почвы зависит также от экспозиции склонов, т. е. от того, как ориентирован наклон данного участка земной поверхности по отношению к странам света. Ночное излучение одинаково на склонах любой ориентации, но дневное нагревание почвы, конечно, будет наибольшим на южных склонах и наименьшим на северных. Суточный ход температуры почвы зависит также от почвенного покрова.

4. Температура поверхности почвы, конечно, изменяется и в годовом ходе. В тропических широтах ее годовая амплитуда, т. е. разность многолетних средних температур самого теплого и самого холодного месяцев года, мала и с широтой растет. В северном полушарии на широте 10° она около 3 °С, на широте 30° около 10 °С, а на широте 50° в среднем около 25 °С.

5. Влияние почвенного покрова на температуру поверхности почвы

Растительный покров уменьшает охлаждение почвы ночью. Ночное излучение происходит при этом преимущественно с поверхности самой растительности, которая и будет наиболее сильно охлаждаться. Почва же под растительным покровом сохраняет более высокую температуру. Однако днем растительность препятствует радиационному нагреванию почвы. Суточная амплитуда температуры под растительным покровом, таким образом, уменьшена, а средняя суточная температура понижена. Итак, растительный покров в общем охлаждает почву.

В Ленинградской области поверхность почвы под полевыми культурами может оказаться в дневные часы на 15 °С холоднее, чем почва под паром. В среднем же за сутки она холоднее обнаженной почвы на 6 °С, и даже на глубине 5—10 см остается разница в 3—4 °С.

Снежный покров предохраняет почву зимой от чрезмерной потери тепла. Излучение идет с поверхности самого снежного покрова, а почва под ним остается более теплой, чем обнаженная почва. При этом суточная амплитуда температуры на поверхности почвы под снегом резко уменьшается.

В средней полосе Европейской территории СССР при снежном покрове высотой 40—50 см температура поверхности

почвы под ним на 6—7 °С выше, чем температура обнаженной почвы, и на 10 °С выше, чем температура на поверхности самого снежного покрова. Зимнее промерзание почвы под снегом достигает глубин около 40 см, а без снега может распространяться до глубин более 100 см.

Итак, растительный покров летом снижает температуру на поверхности почвы, а снежный покров зимой, напротив, ее повышает. Совместное действие растительного покрова летом и снежного зимой уменьшает годовую амплитуду температуры на поверхности почвы; это уменьшение составляет около 10 °С в сравнении с обнаженной почвой.

6. Распространение тепла в глубь почвы

1. К распространению тепла в почве применима общая теория молекулярной теплопроводности, предложенная в свое время Фурье, и законы распространения тепла в почве носят название *законов Фурье*. Наблюдения показывают, что фактическое распространение тепла в почве достаточно близко соответствует этим законам.

Чем больше плотность и влажность почвы, тем лучше она проводит тепло, тем быстрее распространяются в глубину и тем глубже проникают колебания температуры. Но, независимо от типа почвы, период колебаний температуры не изменяется с глубиной (первый закон Фурье). Это значит, что не только на поверхности, но и на глубинах остается суточный ход с периодом 24 ч и годовой ход с периодом 12 мес.

Однако амплитуды колебаний с глубиной уменьшаются. При этом возрастание глубины в арифметической прогрессии приводит к уменьшению амплитуды в прогрессии геометрической (второй закон Фурье). Так, если на поверхности суточная амплитуда равна 30 °С, а на глубине 20 см 5 °С, то на глубине 40 см она будет уже менее 1 °С (рис. 18).

На некоторой сравнительно небольшой глубине суточная амплитуда убывает настолько, что становится практически равной нулю. На этой глубине (около 70—100 см, в разных случаях различной) начинается слой постоянной суточной температуры.

Амплитуда годовых колебаний температуры уменьшается с глубиной по тому же закону. Однако годовые колебания распространяются до большей глубины, что вполне понятно: для их распространения имеется больше времени. Амплитуды годовых колебаний убывают практически до нуля на глубине около 30 м в полярных широтах, около 15—20 м в средних широтах, около 10 м в тропиках (где и на поверхности почвы годовые амплитуды меньше, чем в средних широтах). На этих глубинах начинается слой постоянной годовой температуры.

Сроки наступления максимальных и минимальных температур как в суточном, так и в годовом ходе запаздывают с глубиной пропорционально ей (третий закон Фурье). Это понятно, так как требуется время для распространения тепла в глубину. Суточные экстремумы на каждые 10 см глубины запаздывают на 2,5—3,5 ч (рис. 18). Это значит, что на глубине, например, 50 см суточный максимум наблюдается уже после полуночи. Годовые максимумы и минимумы запаздывают на 20—30 сут на каждый метр глубины. Так, в Калининграде на глубине 5 м минимум температуры наблюдается не в январе, а в мае, максимум — не в июле, а в октябре (рис. 19).

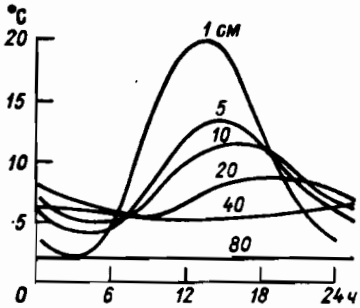


Рис. 18. Суточный ход температуры почвы на различных глубинах. Павловск, май.

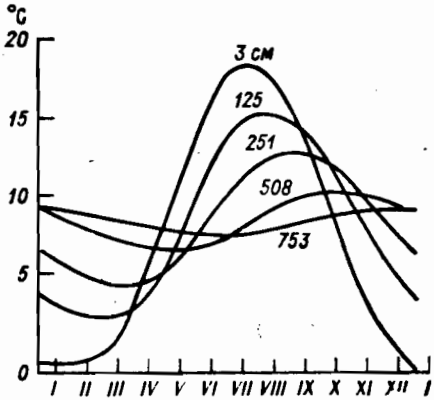


Рис. 19. Годовой ход температуры почвы на различных глубинах. Калининград.

Четвертый закон Фурье говорит о том, что глубины слоев постоянной суточной и годовой температуры относятся между собой как корни квадратные из периодов колебаний, т. е. как $1 : \sqrt{365}$. Это значит, что глубина, на которой затухают годовые колебания, в 19 раз больше, чем глубина, на которой затухают суточные колебания. И этот закон, так же как и остальные законы Фурье, достаточно хорошо подтверждается наблюдениями.

Усложнения вносятся неоднородностью состава и структуры почвы. Кроме того, тепло распространяется в глубь почвы вместе с просачиванием осадков, что, конечно, не подчиняется законам молекулярной теплопередачи.

С различиями в годовом ходе температуры на разных глубинах связано распределение температуры в почве по вертикали в разные сезоны. Именно, летом температура от поверхности почвы в глубину падает, зимой растет, весной она сна-

чала растет, а потом убывает, осенью сначала убывает, а затем растет.

2. Изменения температуры в почве с глубиной в течение суток или года можно представить с помощью графика изоплет. По оси абсцисс откладывается время в часах или в месяцах года, а по оси ординат — глубина в почве. Каждой точке на графике соответствуют определенное время и определенная глубина. На график наносят средние значения температуры на разных глубинах в разные часы или месяцы. Проведя затем изолинии, соединяющие точки с равными температурами, например через каждый градус или через каждые 2 градуса, получим семейство термоизоплет (рис. 20). По такому графику можно определить значение температуры для любого момента суток или дня года и для любой глубины в пределах графика.

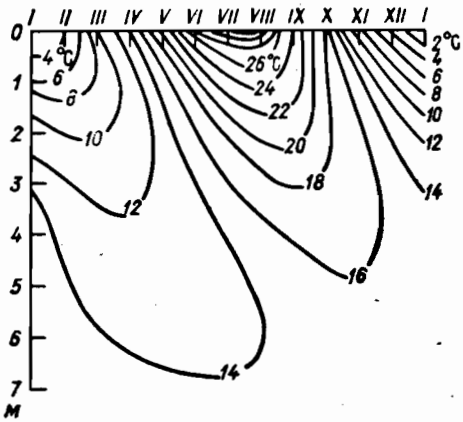


Рис. 20. Изоплеты годового хода температуры почвы. Тбилиси.

7. Суточный и годовой ход температуры на поверхности водоемов и в верхних слоях воды

В параграфе 3 было сказано об особенностях распространения тепла в водоеме в сравнении с почвой. Основное отличие заключается в том, что тепло в воде распространяется преимущественно путем турбулентности. Поэтому и нагревание, и охлаждение распространяется в водоемах на более толстый слой, чем в почве; вдобавок вода обладает большей теплоемкостью, чем почва. Вследствие этого изменение температуры на поверхности воды очень мало (рис. 21). Амплитуда суточного хода — порядка десятых долей градуса: около 0,1—0,2 °С в умеренных широтах, около 0,5 °С в тропиках. В южных морях СССР суточная амплитуда температуры больше: 1—2 °С, на поверхности больших озер в умеренных широтах еще больше: 2—5 °С. Суточные колебания температуры воды на поверхности океана имеют максимум около 15—16 часов и минимум через 2—3 часа после восхода солнца.

Годовая амплитуда колебаний температуры на поверхности океана значительно больше, чем суточная. Но она меньше, чем годовая амплитуда на поверхности почвы. В тропиках она

около 2—3 °С, под 40° с. ш. около 10 °С, а под 40° ю. ш. около 5 °С.

На внутренних морях и глубоководных озерах возможны значительно большие годовые амплитуды — до 20 °С и более.

Как суточные, так и годовые колебания распространяются в воде (также, конечно, с запозданием) до больших глубин, чем в почве. Суточные колебания обнаруживаются в море на глубинах до 15—20 м и более, а годовые — до 150—400 м.

8. Измерение температуры воздуха

1. Понятие температура воздуха нуждается в некоторых пояснениях. В первую очередь речь идет о температуре воздуха у земной поверхности. Под этим понимается температура, из-

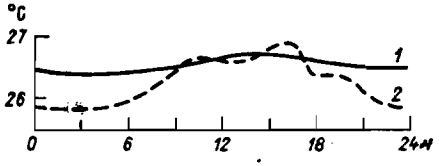


Рис. 21. Суточный ход температуры поверхности моря (*1*) и температуры воздуха на высоте 6 м (*2*) в тропической Атлантике.

меренная в метеорологической будке, причем резервуары термометров помещаются на высоте 2 м над поверхностью почвы. Только при специальных исследованиях состояния приземного слоя воздуха термометры помещаются на различных уровнях — более низких и более высоких. На судах термометры также могут помещаться на других уровнях.

Будка нужна для того, чтобы защитить термометр от прямой солнечной радиации, а также от эффективного излучения земной поверхности и окружающих предметов (зданий, деревьев). Только в этом случае может произойти выравнивание температуры самого измерительного прибора — термометра — с температурой окружающего воздуха. Термометр, открытый для солнечной радиации, будет нагреваться сильнее, чем окружающий воздух, и температуру, которую он будет показывать, нельзя отождествлять с температурой воздуха. Понятие температура «на солнце» не относится к истинной температуре воздуха и не имеет метеорологического значения.

Будку делают из дерева и окрашивают в белый цвет, чтобы она максимально отражала солнечные лучи и как можно меньше нагревалась. Будка должна обеспечивать и вентиляцию: мимо резервуаров термометров должен проходить все новый воздух, не застаиваясь в будке. Для этого стенки будки делают в виде жалюзи: они состоят из отдельных планок, помещенных так, чтобы лучи солнца не проникали в глубь будки, но воздух в ней мог бы свободно циркулировать. Однако при

прохождении воздуха между планками крупные турбулентные вихри в нем раздробляются и пульсации температуры внутри будки уменьшаются.

В экспедиционных условиях и при нестандартных наблюдениях вместо установок в будках применяют для измерения температуры (а также влажности) портативный прибор — аспирационный психрометр Ассмана.

Кроме срочных термометров, по которым отсчитывается температура воздуха в сроки наблюдений, применяются экстремальные термометры — максимальный и минимальный, показывающие наивысшую и наинизшую температуру за промежуток времени между двумя сроками наблюдений. Эти термометры также помещаются в будке. При стандартных метеорологических наблюдениях применяют жидкостные термометры: для срочных наблюдений и для измерения максимальной температуры — ртутные, а для минимальной температуры — спиртовый.

Спиртовый термометр приходится применять и для срочных наблюдений при температурах ниже точки замерзания ртути (—40 °С).

Для специальных измерений температуры на различных уровнях с последующей передачей показаний на расстояние применяются электрические термометры сопротивления и термоэлементы.

Для непрерывной регистрации изменений температуры применяют самопишущие приборы разной конструкции — термографы. Деформация приемной части прибора, зависящая от изменений температуры, передается на пишущую часть, которая оставляет след на ленте, укрепленной на вращающемся барабане.

Измерения температуры в высоких слоях атмосферы производятся при помощи автоматических приборов. В радиозондах зарегистрированные изменения передаются с помощью радиосигналов и принимаются приемной станцией на земной поверхности.

2. Температура воздуха испытывает постоянные микроколебания, периоды которых исчисляются секундами и минутами. Эти колебания связаны с турбулентным состоянием воздуха: мимо приемника термометра все время проходят то более теплые, то более холодные струйки воздуха. Исследование таких микроколебаний температуры интересно само по себе и в целях изучения атмосферной турбулентности. Для этого особенно удобны малоинерционные электрические термометры. Но для изучения условий погоды и климата такие мелкие колебания температуры не имеют значения. Гораздо важнее знать общее, выровненное тепловое состояние воздуха, чем очень точно измеренное, но случайное значение температуры в тот или иной

момент: ведь через очень короткое время это значение уже изменится. Поэтому термометры для стандартных метеорологических наблюдений обладают большой инерцией. Они сравнительно медленно выравнивают свою температуру с температурой окружающего воздуха и не реагируют на быстрые колебания последней.

На метеорологических станциях Советского Союза отсчеты по термометрам делают с точностью до десятых долей градуса. В метеорологических телеграммах значения температуры округляются до целого градуса.

9. Суточный ход температуры воздуха у земной поверхности

1. Температура воздуха изменяется в суточном ходе вслед за температурой земной поверхности. Поскольку воздух нагревается и охлаждается от земной поверхности, амплитуда суточного хода температуры в метеорологической будке меньше, чем на поверхности почвы, в среднем примерно на одну треть. Над поверхностью моря условия сложнее, о чем будет сказано дальше.

Рост температуры воздуха начинается вместе с ростом температуры почвы (минут на 15 позже) утром, после восхода солнца. В 13—14 ч температура почвы, как мы знаем, начинает понижаться. В 14—15 ч начинает падать и температура воздуха. Таким образом, минимум в суточном ходе температуры воздуха у земной поверхности приходится на время вскоре после восхода солнца, а максимум — на 14—15 ч.

Суточный ход температуры воздуха достаточно правильно проявляется лишь в условиях устойчивой ясной погоды. Еще более закономерным представляется он в среднем из большого числа наблюдений: многолетние кривые суточного хода температуры — плавные кривые, похожие на синусоиды.

Но в отдельные дни суточный ход температуры воздуха может быть очень неправильным. Это зависит от изменений облачности, меняющих радиационные условия на земной поверхности, а также от адвекции, т. е. от притока воздушных масс с другой температурой. В результате этих причин минимум температуры может сместиться даже на дневные часы, а максимум — на ночь. Суточный ход температуры может вообще исчезнуть или кривая суточного изменения примет сложную форму. Иначе говоря, регулярный суточный ход перекрывается или маскируется непериодическими изменениями температуры. Например, в Хельсинки в январе с вероятностью 24 % суточный максимум температуры приходится на время между полуночью и часом ночи, и только в 13 % он приходится на промежуток времени от 12 до 14 ч.

Даже в тропиках, где непериодические изменения температуры слабее, чем в умеренных широтах, максимум температуры приходится на послеполуденные часы только в 50 % всех случаев.

В климатологии обычно рассматривается суточный ход температуры воздуха, осредненный за многолетний период. В таком осредненном суточном ходе непериодические изменения температуры, приходящиеся более или менее равномерно на все часы суток, взаимно погашаются. Вследствие этого многолетняя кривая суточного хода имеет простой характер, близкий к синусоидальному.

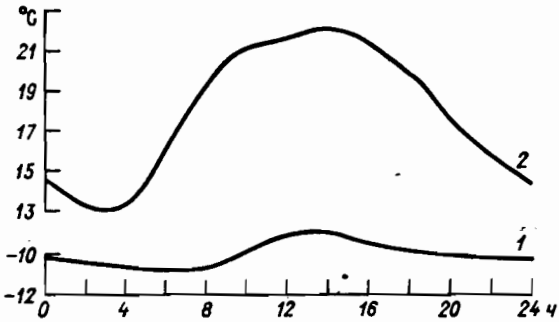


Рис. 22. Суточный ход температуры воздуха в январе (*1*) и июле (*2*). Москва.

Средняя месячная температура 18,5 °С для июля, —10 °С для января.

Для примера приводим на рис. 22 суточный ход температуры воздуха в Москве в январе и июле, вычисленный по многолетним данным. Вычислялась многолетняя средняя температура для каждого часа январских или июльских суток, а затем по полученным средним часовым значениям были построены многолетние кривые суточного хода для января и июля.

2. Суточная амплитуда температуры воздуха зависит от многих влияний. Прежде всего она определяется суточной амплитудой температуры на поверхности почвы: чем больше амплитуда на поверхности почвы, тем больше она в воздухе. Но суточная амплитуда температуры на поверхности почвы зависит в основном от облачности. Следовательно, и суточная амплитуда температуры воздуха тесно связана с облачностью: в ясную погоду она значительно больше, чем в пасмурную. Это хорошо видно из рис. 23, на котором представлен суточный ход температуры воздуха в Павловске (под Ленинградом), средний для всех дней летнего сезона и отдельно для ясных и пасмурных дней.

Суточная амплитуда температуры воздуха изменяется еще по сезонам, по широте, а также в зависимости от характера почвы и рельефа местности. Зимой она меньше, чем летом, так же как и амплитуда температуры подстилающей поверхности.

С увеличением широты суточная амплитуда температуры воздуха убывает, так как убывает полуденная высота солнца над горизонтом. Под широтами 20—30° на суше средняя за год суточная амплитуда температуры около 12 °С, под широтой 60° около 6 °С, под широтой 70° только 3 °С. В самых высоких широтах, где солнце не восходит или не заходит много дней подряд, регулярного суточного хода температуры нет вовсе.

Имеет значение и характер почвы и почвенного покрова. Чем больше суточная амплитуда температуры самой поверхности почвы, тем больше и суточная амплитуда температуры воздуха над ней. В степях и пустынях средняя суточная ампли-

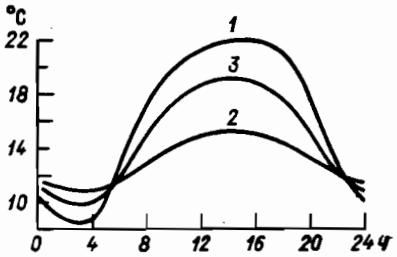


Рис. 23. Суточный ход температуры воздуха в Павловске в зависимости от облачности.
1 — ясные дни, *2* — пасмурные дни, *3* — все дни.

туда достигает 15—20 °С, иногда 30 °С. Над густым растительным покровом она меньше. На суточной амплитуде сказывается и близость водных бассейнов: в приморских местностях она меньше.

На выпуклых формах рельефа местности (на вершинах и склонах гор и холмов) суточная амплитуда температуры воздуха уменьшена в сравнении с равнинной местностью, а на вогнутых формах рельефа (в долинах, оврагах и лощинах) увеличена (закон Воейкова). Причина заключается в том, что на выпуклых формах рельефа воздух имеет уменьшенную площадь соприкосновения с подстилающей поверхностью и быстро сносится с нее, заменяясь новыми массами воздуха. В вогнутых же формах рельефа воздух сильнее нагревается от поверхности и больше застаивается в дневные часы, а ночью сильнее охлаждается и стекает по склонам вниз. Но в узких ущельях, где и приток радиации, и эффективное излучение уменьшены, суточные амплитуды меньше, чем в широких долинах.

3. Понятно, что малые суточные амплитуды температуры на поверхности моря имеют следствием и малые суточные амплитуды температуры воздуха над морем. Однако эти последние все же выше, чем суточные амплитуды на самой поверхности моря. Суточные амплитуды на поверхности открытого океана измеряются лишь десятыми долями градуса, но в нижнем слое воздуха над океаном они доходят до 1—1,5 °С (см. рис. 21),

а над внутренними морями и того больше. Амплитуды температуры воздуха повышены потому, что на них сказывается влияние адвекции воздушных масс. Также играет роль и непосредственное поглощение солнечной радиации нижними слоями воздуха днем и излучение ими ночью.

10. Изменение суточной амплитуды температуры с высотой

1. Подобно тому как в почве или в воде нагревание и охлаждение передаются от поверхности в глубину, так и в воздухе нагревание и охлаждение передаются из нижнего слоя в более высокие слои. Следовательно, суточные колебания температуры должны наблюдаться не только у земной поверхности, но и в высоких слоях атмосферы. При этом, подобно тому как в почве и воде суточное колебание температуры убывает и запаздывает с глубиной, в атмосфере оно должно убывать и запаздывать с высотой.

Нерадиационная передача тепла в атмосфере происходит, как и в воде, преимущественно путем турбулентной теплопроводности, т. е. при перемешивании воздуха. Но воздух более подвижен, чем вода. В результате суточные колебания температуры в атмосфере распространяются на более мощный слой, чем суточные колебания в океане.

На высоте 300 м над сушей амплитуда суточного хода температуры составляет около 50 % амплитуды у земной поверхности, а крайние значения температуры наступают на 1,5—2 ч позже. На высоте 1 км суточная амплитуда температуры над сушей равна 1—2 °С, на высоте 2—5 км 0,5—1 °С, а дневной максимум смещается на вечер. Над морем суточная амплитуда температуры несколько растет с высотой в нижних километрах, но все же остается малой.

Небольшие суточные колебания температуры обнаруживаются даже в верхней тропосфере и нижней стратосфере. Но там они определяются уже процессами поглощения и излучения радиации воздухом, а не влияниями земной поверхности.

2. В горах, где влияние подстилающей поверхности больше, чем на соответствующих высотах в свободной атмосфере, суточная амплитуда убывает с высотой медленнее. На отдельных горных вершинах, на высотах 3000 м и больше, она еще может равняться 3—4 °С. На высоких обширных плато суточная амплитуда температуры воздуха того же порядка, что и в низинах: поглощенная радиация и эффективное излучение здесь велики, так же как и поверхность соприкосновения воздуха с почвой. Суточная амплитуда температуры воздуха на станции Мургаб на Памире составляет в среднем годовом 15,5 °С, тогда как в Ташкенте 12 °С.

11. Непериодические изменения температуры воздуха

Во внетропических широтах эти изменения настолько часты и значительны, что суточный ход температуры отчетливо проявляется лишь в периоды относительно устойчивой малооблачной антициклонической погоды. В остальное же время он отступает на задний план перед непериодическими изменениями. Такие изменения могут быть очень интенсивными, особенно похолодания зимой, когда температура в любое время суток может упасть (в континентальных условиях) на 10—20 °С за время порядка одного часа.

В тропических широтах непериодические изменения температуры меньше и не так сильно нарушают суточный ход температуры.

Непериодические изменения температуры связаны главным образом с переносом воздушных масс из других районов Земли. Особенно значительные похолодания (иногда называемые *волнами холода*) происходят в умеренных широтах в связи с вторжениями холодных воздушных масс из Арктики и Антарктиды. В Европе сильные зимние похолодания бывают также при проникновении холодных воздушных масс с востока, а в Западной Европе — с Европейской территории СССР. Холодные воздушные массы иногда проникают в Средиземноморский бассейн и даже достигают Северной Африки и Передней Азии. Но чаще они задерживаются перед горными хребтами Европы, расположенными в широтном направлении, особенно перед Альпами и Кавказом. Поэтому климатические условия Средиземноморского бассейна и Закавказья значительно отличаются от условий близких, но более северных районов.

В Азии холодный воздух свободно проникает до горных хребтов, ограничивающих с юга и востока территорию среднеазиатских республик; поэтому зимы на Туранской низменности достаточно холодны. Но такие горные массивы, как Памир, Тянь-Шань, Алтай, Тибетское нагорье, не говоря уже о Гималаях, являются препятствиями для дальнейшего проникновения холодных воздушных масс к югу. В редких случаях значительные адвективные похолодания наблюдаются, однако, и в Индии: в Пенджабе в среднем на 8—9 °С, а в одном случае (в марте 1911 г.) на 20 °С. Холодные массы при этом обтекают горные массивы с запада. Легче и чаще холодный воздух проникает на юго-восток Азии, не встречая на пути значительных преград.

В Северной Америке нет горных хребтов, проходящих в широтном направлении. Поэтому холодные массы арктического воздуха могут беспрепятственно распространяться там до Флориды и Мексиканского залива.

Над океанами вторжения холодных воздушных масс могут глубоко проникать в тропики. Конечно, при этом холодный воз-

дух прогревается над теплой водой, но все же он может создавать заметные понижения температуры.

Вторжения морского воздуха из средних широт Атлантического океана в Европу создают потепления зимой и похолодания летом. Чем дальше в глубь Евразии, тем меньше становится повторяемость атлантических воздушных масс и тем больше изменяются над материком их первоначальные свойства. Но все же влияние вторжений с Атлантики на климат можно проследить вплоть до Среднесибирского плоскогорья и Средней Азии.

Тропический воздух вторгается в Европу и зимой, и летом из Северной Африки и из низких широт Атлантики. Кроме того, летом воздушные массы, близкие по температуре к воздушным массам тропиков и потому также называемые тропическим воздухом, формируются на юге самой Европы или попадают в Европу из Казахстана и Средней Азии. В азиатской части СССР летом наблюдаются вторжения тропического воздуха из Монголии, Северного Китая и из южных районов самой территории СССР.

В отдельных случаях сильные повышения температуры, до 30 °С, при летних вторжениях тропического воздуха распространяются до Крайнего Севера СССР.

В Северную Америку тропический воздух вторгается как с Тихого, так и с Атлантического океана, особенно с Мексиканского залива. На самом материке массы тропического воздуха формируются над Мексикой и югом США.

Даже в области Северного полюса температура воздуха зимой иногда повышается до нуля в результате выноса из умеренных широт, причем потепление можно проследить во всей тропосфере.

Перемещения воздушных масс, приводящие к адвективным изменениям температуры, связаны с циклонической деятельностью. О ней будет подробнее сказано в главе седьмой.

В менее значительных пространственных масштабах резкие непериодические изменения температуры могут быть связаны с фёнами в горных районах, т. е. с адиабатическим нагреванием воздуха при его нисходящем движении. Об этом также будет сказано в главе седьмой.

12. Температуры воздушных масс

1. В каждый отдельный район Земли воздушные массы различного происхождения будут приходить с разными, характерными для них температурами. Эти температуры для каждого места будут свои: например, арктический воздух, достигнув Крыма, будет иметь там более высокую температуру, чем имел ее до этого на Белом море. Характерная температура для каждого

типа воздушных масс в данном месте, конечно, будет изменяться по сезонам и месяцам года. Наконец, в данном районе и в данное время года температуры воздушных масс одного и того же типа в разных случаях не будут вполне одинаковыми. Можно только указать их пределы и средние значения.

Для примера приведем некоторые данные о приземных температурах воздушных масс разных типов в Москве.

Континентальный арктический воздух с Баренцева и Карского морей приходит в район Москвы со средней температурой в январе —19 °С, марте —13 °С, апреле 1 °С, июне 10 °С, августе 11 °С, октябре 4 °С и ноябре —10 °С. В то же время морской полярный воздух с Атлантики приходит в Москву со средними температурами в январе —1 °С, марте 1 °С, апреле 4 °С, июне 13 °С, августе 15 °С, октябре 5 °С и ноябре 2 °С. Континентальный тропический воздух с юга Европы или из Средней Азии имеет температуру в июне 24 °С, августе 26 °С.

Таким образом, в арктическом воздухе температура быстро нарастает от марта к апрелю и так же быстро падает от октября к ноябрю. Это вполне объяснимо резким изменением радиационных условий в Арктике от зимы к весне и от осени к зиме. В морском полярном воздухе годовой ход температуры более плавный и с меньшей амплитудой. Зимой морской полярный воздух гораздо теплее арктического, а летом его температура лишь немного выше. Зато тропический воздух в Москве летом намного теплее морского полярного.

2. Выше приведены средние температуры. В отдельных случаях вторжения арктического воздуха зимой создают в Москве гораздо более сильные морозы. При этом в свежем вторжении арктического воздуха температура не бывает очень низкой. Но если воздух длительно занимает район Москвы, температура дополнительно понижается от ночи к ночи вследствие радиационного выхолаживания.

Морской полярный воздух зимой нередко приносит в район Москвы оттепели, но с течением времени и он здесь выхолаживается, трансформируясь в континентальный полярный воздух. Летом трансформация морского полярного воздуха в континентальный, напротив, проявляется в нагревании воздуха.

На юге Советского Союза, особенно в Средней Азии, арктический или морской полярный воздух летом за несколько дней прогревается настолько, что получает температуру, характерную для тропического воздуха; а это и значит, что он трансформируется в тропический воздух. Зимой этого не бывает: процесс трансформации ограничивается превращением арктического или морского полярного воздуха в континентальный полярный с достаточно низкими температурами. Понятно, что разница в трансформации зимой и летом объясняется совер-

шенно различными условиями в поступлении солнечной радиации в эти сезоны.

Различия в температурах воздушных масс остаются и в верхней тропосфере.

Между воздушными массами есть и характерные различия во влажности. Тропический воздух будет обладать наибольшим влагосодержанием, морской полярный — несколько меньшим, арктический — наименьшим. В континентальном полярном воздухе влагосодержание достаточно высоко летом и низко зимой. Также различаются воздушные массы и по содержанию пыли, ионов, ядер конденсации.

13. Междусуточная изменчивость температуры

1. Характеристикой непериодических колебаний температуры в том или ином месте может служить междусуточная изменчивость температуры, т. е. изменение средней суточной температуры воздуха от одних суток к другим.

Если бы не было непериодических изменений, средняя суточная температура день ото дня оставалась бы почти неизменной, точнее, плавно изменялась бы от суток к суткам на очень малую величину. В действительности средняя суточная температура изменяется от суток к суткам по-разному, и иногда очень резко, в связи со сменой воздушных масс. В отдельных случаях эти изменения могут достигать в средних широтах 25 °С и даже 35 °С, но обычно они значительно меньше — всего несколько градусов.

Возьмем абсолютные значения междусуточных изменений температуры за многолетний период, не обращая внимания на знак (т. е. на то, растет ли температура от одних суток к другим или падает), и выведем из них среднее значение междусуточного изменения. Это и будет междусуточная изменчивость температуры. Наряду с многолетней средней амплитудой суточного хода она является одной из климатических характеристик.

Междусуточная изменчивость температуры тем больше, чем чаще и чем сильнее адвективные изменения температуры, происходящие в данной местности.

2. Междусуточная изменчивость температуры мала в тропиках и возрастает с широтой. В морском климате она меньше, чем в континентальном, потому что над морем температурные различия воздушных масс разного происхождения более сглажены, чем над сушей. Особенно велика междусуточная изменчивость температуры на севере Западной Сибири и на Печоре, а также во внутренних частях Северной Америки. В этих районах в среднем за год она достигает 3,5 °С. В европейской части СССР междусуточная изменчивость в среднем годовом со-

ставляет около 2,5 °С, в Западной Европе около 2 °С, а в Южной Европе даже меньше 1,5 °С. При этом зимой она всюду больше, чем летом: зимние значения на севере Западной Сибири и внутри Северной Америки достигают 5—6 °С.

Это говорит о более сильной циклонической деятельности зимой и о более значительных адвективных изменениях температуры, связанных с нею.

С высотой междусуточная изменчивость температуры растет примерно до 10—12 км, т. е. во всей тропосфере. На уровне тропопаузы в Европе она около 4 °С, а в Северной Америке около 6,5 °С; еще выше она убывает. Большая междусуточная изменчивость температуры в высоких слоях говорит о наличии там больших адвективных изменений температуры, а также о сильном развитии восходящих и нисходящих движений, влекущих за собой адиабатические изменения температуры.

14. Заморозки

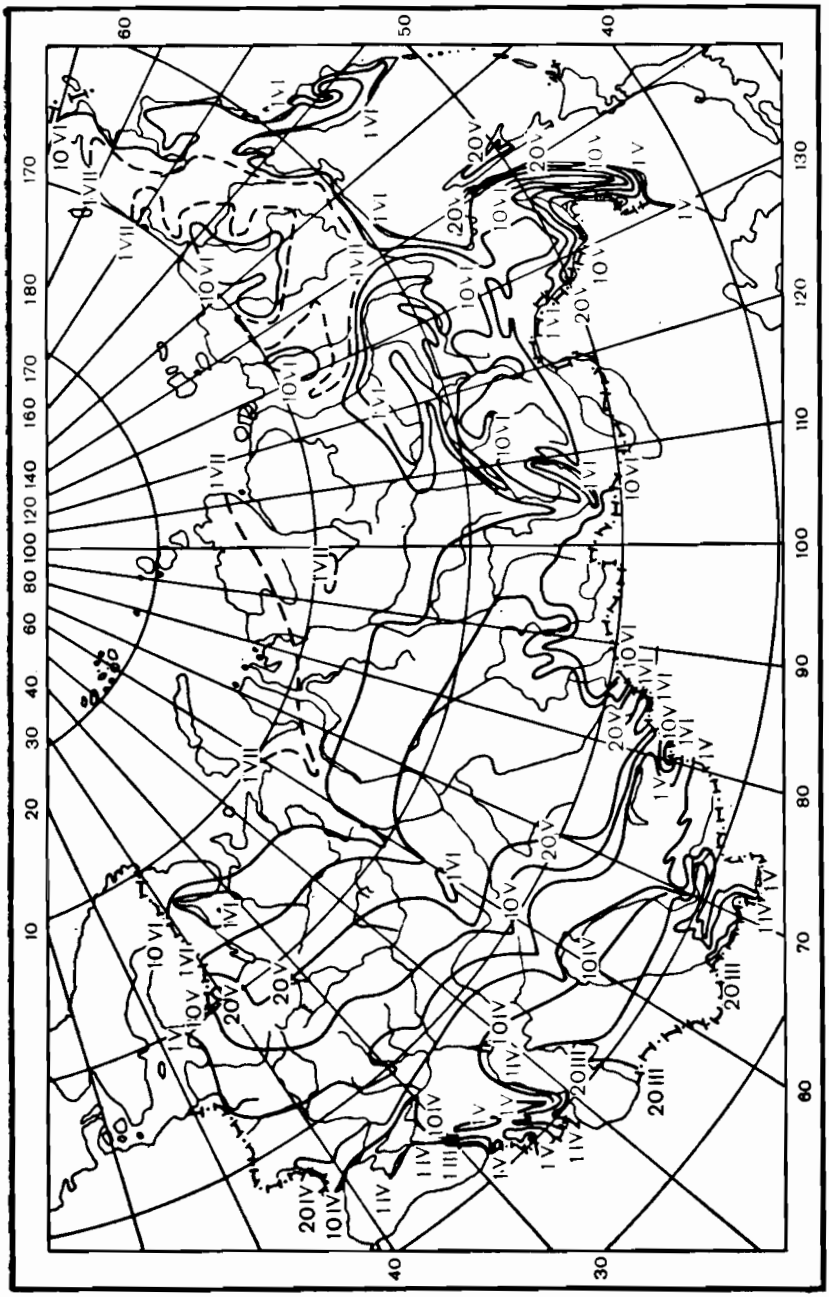
1. Важное в практическом отношении явление заморозков связано как с суточным ходом температуры, так и с непериодическими ее понижениями, причем обе эти причины обычно действуют совместно.

Заморозками называют понижения температуры воздуха ночью до нуля градусов и ниже в то время, когда средние суточные температуры уже держатся выше нуля, т. е. весной и осенью.

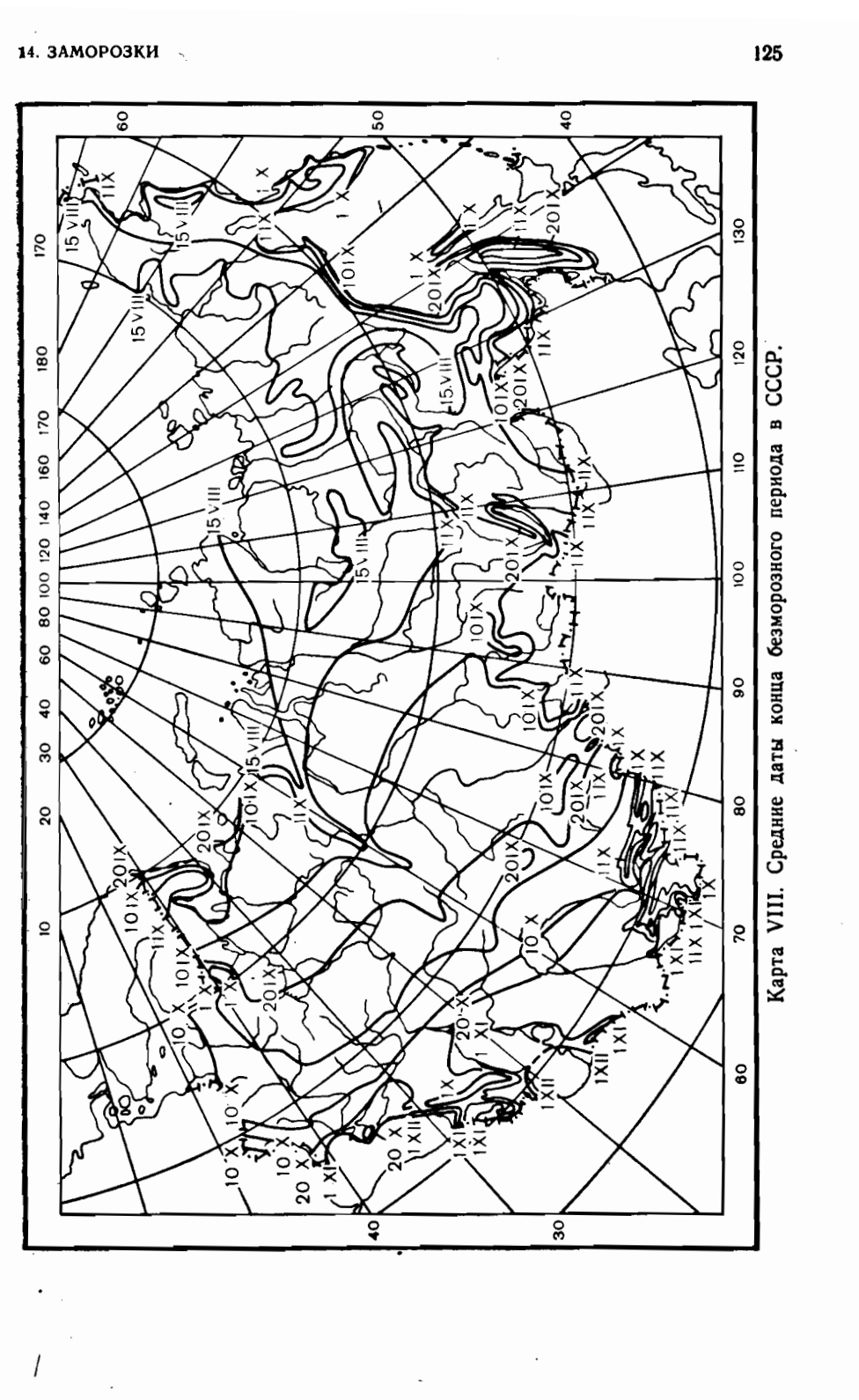
Весенние и осенние заморозки могут иметь самые неблагоприятные последствия для садовых и огородных культур. При этом необязательно, чтобы температура опускалась ниже нуля в метеорологической будке. Здесь, на высоте 2 м, она может остаться несколько выше нуля, но в самом нижнем, припочвенном слое воздуха падает до нуля и ниже, и огородные или ягодные культуры повреждаются. Бывает и так, что температура воздуха даже и на небольшой высоте над почвой остается выше нуля, но сама почва или растения на ней охлаждаются путем излучения до отрицательной температуры и на них появляется иней. Это явление называется *заморозком на почве* и также может погубить молодые растения.

Заморозки чаще всего бывают, когда в данный район приходит достаточно холодная воздушная масса, например арктического воздуха. Температура в нижних слоях этой массы днем все-таки выше нуля. Ночью же температура воздуха падает в суточном ходе ниже нуля, т. е. наблюдается заморозок.

Для заморозка нужна ясная и тихая ночь, когда эффективное излучение с поверхности почвы велико, а турбулентность мала и воздух, охлаждающийся от почвы, не переносится в более высокие слои, а подвергается длительному охлаждению.



Карта VII. Средние даты начала безморозного периода в СССР.



Карта VIII. Средние даты конца безморозного периода в СССР.

Такая ясная и тихая погода обычно наблюдается во внутренних частях областей высокого атмосферного давления — антициклонов.

Сильное ночное охлаждение воздуха у земной поверхности приводит к тому, что с высотой температура повышается. Другими словами, при заморозке имеет место приземная инверсия температуры.

Заморозки чаще происходят в низинах, чем в возвышенных местах или на склонах, так как в вогнутых формах рельефа ночное понижение температуры усилено. В низких местах холодный воздух больше застаивается и длительнее охлаждается. Поэтому заморозок нередко поражает сады, огороды или виноградники в низкой местности, в то время как на склонах холма они остаются неповрежденными.

Последние весенние заморозки наблюдаются в центральных областях Европейской части СССР в конце мая — начале июня, а уже в начале сентября возможны первые осенние заморозки (карты VII, VIII).

2. В настоящее время разработаны достаточно эффективные средства для защиты садов и огородов от ночных заморозков. Огород или сад укутывается дымовой завесой, которая понижает эффективное излучение и уменьшает ночное падение температуры. Грелками разного рода можно подогревать нижние слои воздуха. Участки с садовыми или огородными культурами можно закрывать на ночь особой пленкой, расставлять над ними соломенные или пластикатовые навесы, также уменьшающие эффективное излучение с почвы и растений, и т. д. Все такие меры следует принимать, когда уже с вечера температура достаточно низка и, согласно прогнозу погоды, предстоит ясная и тихая ночь.

Для ясной и тихой антициклонической погоды можно по местным наблюдениям за многолетний период подсчитать, какова вероятность, что температура ночью перейдет через нуль, в зависимости от значений метеорологических величин предшествующим вечером.

15. Годовая амплитуда температуры воздуха

Все воздушные массы зимой холоднее, а летом теплее. Поэтому температура воздуха в каждом отдельном месте изменяется в годовом ходе: средние месячные температуры в зимние месяцы ниже, а в летние выше. Если мы вычислим для какого-либо места средние месячные температуры по многолетнему ряду наблюдений, то получим, что эти средние месячные температуры плавно изменяются от одного месяца к другому, повышаясь от января или февраля к июлю или августу и затем понижаясь (рис. 24).

Разность средних месячных температур самого теплого и самого холодного месяца называют годовой амплитудой температуры воздуха. В климатологии рассматриваются годовые амплитуды температуры, вычисленные по многолетним средним месячным температурам.

Годовая амплитуда температуры воздуха прежде всего растет с географической широтой. На экваторе приток солнечной радиации изменяется в течение года очень мало; по направлению к полюсу различия в поступлении солнечной радиации между зимой и летом возрастают, а вместе с тем возрастает и годовая амплитуда температуры воздуха. Над океаном, вдали от берегов, это широтное изменение годовой амплитуды, од-

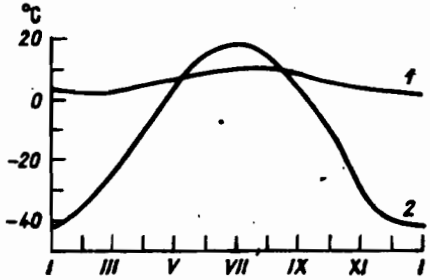


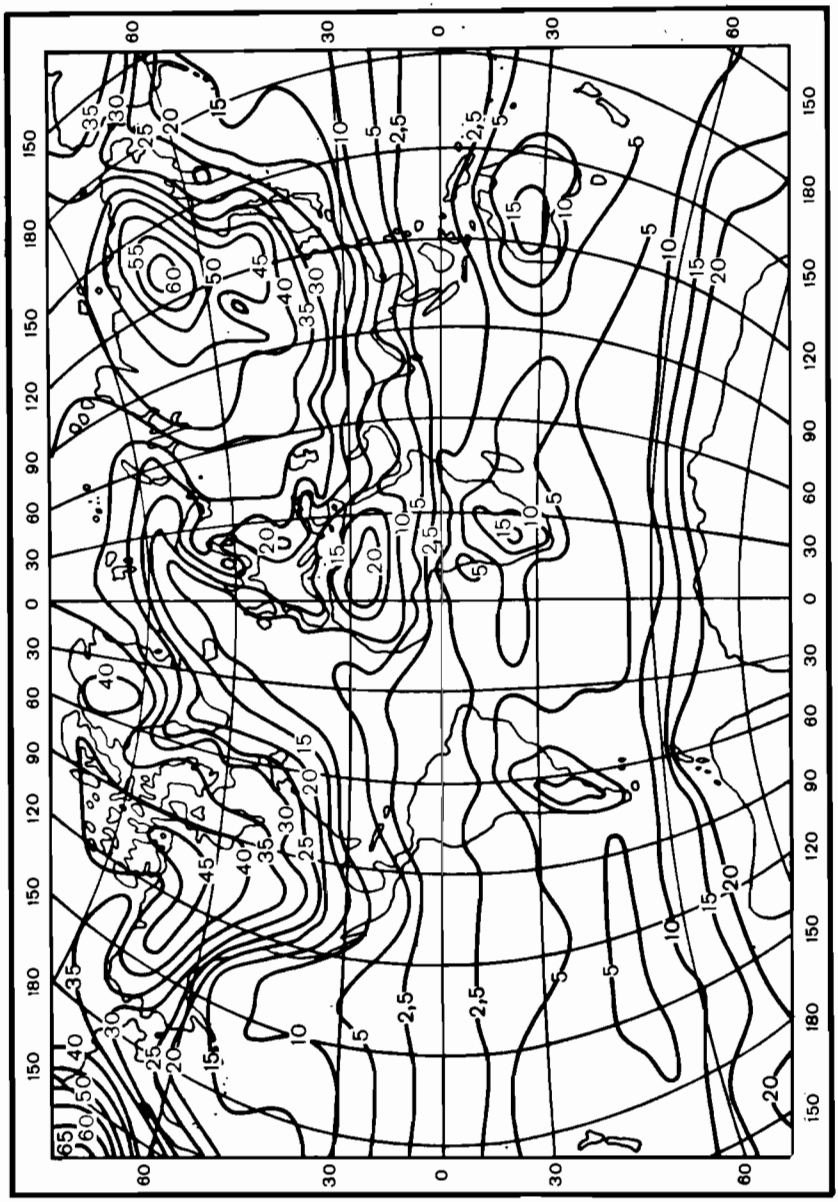
Рис. 24. Годовой ход температуры воздуха на широте 62°.

1 — Торсхавн, средняя годовая температура 6,3 °С; *2* — Якутск, —10,7 °С.

нако, невелико. Если бы Земля была сплошь покрыта океаном, свободным ото льда, то годовая амплитуда температуры воздуха изменялась бы от нуля на экваторе до 5—6 °С на полюсе. В действительности над южной частью Тихого океана, вдали от материков, годовая амплитуда между 20 и 60° ю. ш. увеличивается приблизительно с 3 до 5 °С. Однако над более узкой северной частью Тихого океана, где больше влияние соседних материков, амплитуда между 20 и 60° с. ш. растет уже с 3 до 15 °С.

Годовые амплитуды температуры над сушей значительно больше, чем над морем (так же как и суточные амплитуды). Даже над сравнительно небольшими материковыми массивами южного полушария они превышают 15 °С, а под широтой 60° на материке Азии, в Якутии, они достигают 60 °С (карта IX).

Но малые амплитуды наблюдаются и во многих областях над сушей, даже вдали от береговой линии, если туда часто приходят воздушные массы с моря, например в Западной Европе. Напротив, повышенные амплитуды наблюдаются и над океаном там, куда часто попадают воздушные массы с материка, например в западных частях океанов северного полушария. Стало быть, годовая амплитуда температуры зависит не просто от характера подстилающей поверхности или от близости данного места к береговой линии. Она зависит от повторяемости в данном месте воздушных масс морского и кон-



Карта IX. Средние годовые амплитуды температуры воздуха (°С).

тинентального происхождения, т. е. от условий общей циркуляции атмосферы.

Не только моря, но и большие озера уменьшают годовую амплитуду температуры воздуха и тем смягчают климат. Посреди озера Байкал годовая амплитуда температуры воздуха 30—31 °С, на его берегах около 36 °С, а под той же широтой на р. Енисее 42 °С. Аналогичное влияние на температуру воздуха наблюдается на озерах Иссык-Куль, Ладожском, Севан и др.

С высотой годовая амплитуда температуры убывает. В горах внетропического пояса это убывание в среднем 2 °С на каждый километр высоты. В свободной атмосфере оно больше; из рис. 25 видно, что над океаном к югу от Японии годовая амплитуда даже в пределах нижних 100 м убывает вдвое. Однако во внетропических широтах значительный годовой ход температуры остается даже в верхней тропосфере и в стратосфере. Он определяется сезонным изменением условий поглощения и отдачи радиации не только земной поверхностью, но и самим воздухом.

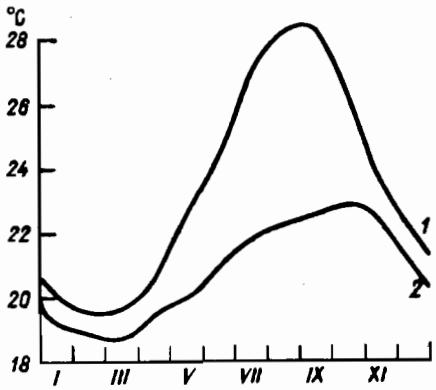


Рис. 25. Годовой ход температуры воздуха над океаном к югу от Японии непосредственно над водой (*1*) и на высоте 100 м (*2*).

16. Континентальность климата

1. Климат над морем, прежде всего характеризующийся малыми годовыми амплитудами температуры, естественно назвать *морским* климатом, в отличие от *континентального* климата над сушей с большими годовыми амплитудами температуры. Однако морской климат распространяется и на те прилегающие к морю области материков, где велика повторяемость морских воздушных масс. Можно сказать, что морской воздух приносит на сушу морской климат. Напротив, те области океанов, где преобладающий перенос воздушных масс происходит с близлежащего материка, будут обладать скорее континентальным, чем морским климатом.

Хорошо выражен морской климат в Западной Европе, где круглый год господствует перенос воздуха с Атлантического океана. На крайнем западе Европы годовые амплитуды темпе-

ратуры воздуха равны всего нескольким градусам. С удалением от Атлантического океана в глубь материка они растут; иначе говоря, растет континентальность климата. В Восточной Сибири годовые амплитуды возрастают до нескольких десятков градусов. Лето здесь более жаркое, чем в Западной Европе, зима гораздо более суровая. Близость Восточной Сибири к Тихому океану не имеет существенного значения, так как вследствие условий общей циркуляции атмосферы воздух с этого океана не проникает далеко в Сибирь, особенно зимой. Только на Дальнем Востоке приток воздушных масс с океана летом понижает температуру и тем самым несколько уменьшает годовую амплитуду.

2. На рис. 24 приведен годовой ход температуры воздуха в Торсхавне (на Фарерских островах) и Якутске. Оба пункта лежат под одной и той же широтой (62°), но Торсхавн — у западных берегов Европы, а Якутск — в восточной части Азии. В Торсхавне самый холодный месяц (март) имеет среднюю температуру 3 °С, а самый теплый (июль) 11 °С. В Якутске самый холодный месяц (январь) имеет среднюю температуру —43 °С, а самый теплый (июль) 19 °С. Таким образом, годовая амплитуда в Торсхавне 8 °С, а в Якутске 62 °С. При этом средняя годовая температура в Торсхавне 6 °С, а в Якутске —11 °С, т. е. континентальный климат в среднем годовом холоднее морского. Это значит, что большая амплитуда в континентальном климате умеренных и высоких широт в сравнении с морским климатом создается не столько повышением летних температур, сколько пониженнем зимних. В тропических широтах будет иначе. Здесь повышенная амплитуда над сушей создается не столько более холодной зимой, сколько более жарким летом. Поэтому и средняя годовая температура в тропиках выше в континентальном климате, чем в морском.

По мере продвижения в глубь Евразии с запада на восток средние температуры самого теплого и самого холодного месяца, средние годовые температуры и годовые амплитуды температуры изменяются так, как это показано ниже для нескольких мест на 52-й параллели:

	Долгота	Январь	Июль	Год	Амплитуда
Трейли	10° з.	7	15	10	8
Мюнстер	7° в.	1	17	9	16
Варшава	21° в.	—5	18	7	23
Курск	36° в.	—10	19	5	29
Оренбург	55° в.	—15	22	3	37
Рубцовск	80° в.	—18	22	3	40
Нерчинск	116° в.	—30	23	—2	53

Хорошо видны возрастание летних и падение зимних температур, убывание средней годовой температуры и возрастание годовой амплитуды в направлении с запада на восток.

17. Индексы континентальности

1. Между морским и континентальным климатами существуют также различия и в суточных амплитудах температуры, в режиме влажности и осадков и пр. Но годовая амплитуда температуры все же наиболее ясно отражает континентальность климата.

Однако годовая амплитуда температуры зависит еще и от географической широты. В низких широтах годовые амплитуды температуры уменьшены по сравнению с высокими широтами, даже в континентальных условиях. Следовательно, для более точной числовой характеристики континентальности климата нужно исключить влияние широты на годовую амплитуду температуры.

Для этого был предложен ряд способов, с помощью которых получаются различные индексы (показатели) континентальности климата в функции от годовой амплитуды температуры и от широты места. Особенно известен показатель Л. Горчинского

$$k = C\frac{A - 12\sin\varphi}{\sin\varphi}. \qquad (2)$$

Здесь A — годовая амплитуда температуры, а выражение $12\sin\varphi$ определяет среднюю годовую амплитуду температуры над океаном в зоне между 30 и 60° широты. Таким образом, из фактической годовой амплитуды вычитается годовая амплитуда под широтой φ в некотором «среднем океаническом климате». Коэффициент C определяется в предположении, что средняя континентальность над океаном (т. е. при $A = 12\sin\varphi$) равна нулю, а для Верхоянска она равна 100. После этого формула принимает вид

$$k = \frac{1{,}7A}{\sin\varphi} - 20{,}4. \qquad (3)$$

2. Несколько измененный индекс континентальности предложен С. П. Хромовым. Определена в зависимости от широты «чисто океаническая амплитуда», т. е. такая амплитуда, которая была бы над океаном, совершенно свободным от материковых влияний (или по крайней мере свободным от них в такой же степени, как наиболее удаленная от суши центральная

часть южной половины Тихого океана). Для этой чисто океанической амплитуды A_m получается выражение

$$A_m = 5{,}4 \sin \varphi. \tag{4}$$

Затем берется разность между фактической годовой амплитудой данного места A и указанной чисто океанической амплитудой и делится на фактическую амплитуду:

$$K = \frac{A - A_m}{A} = \frac{A - 5{,}4 \sin \varphi}{A}. \tag{5}$$

Этот индекс континентальности говорит о том, какая доля годовой амплитуды температуры воздуха в данном месте создается за счет наличия суши на земном шаре, каков континентальный вклад в годовую амплитуду температуры (см. карту X).

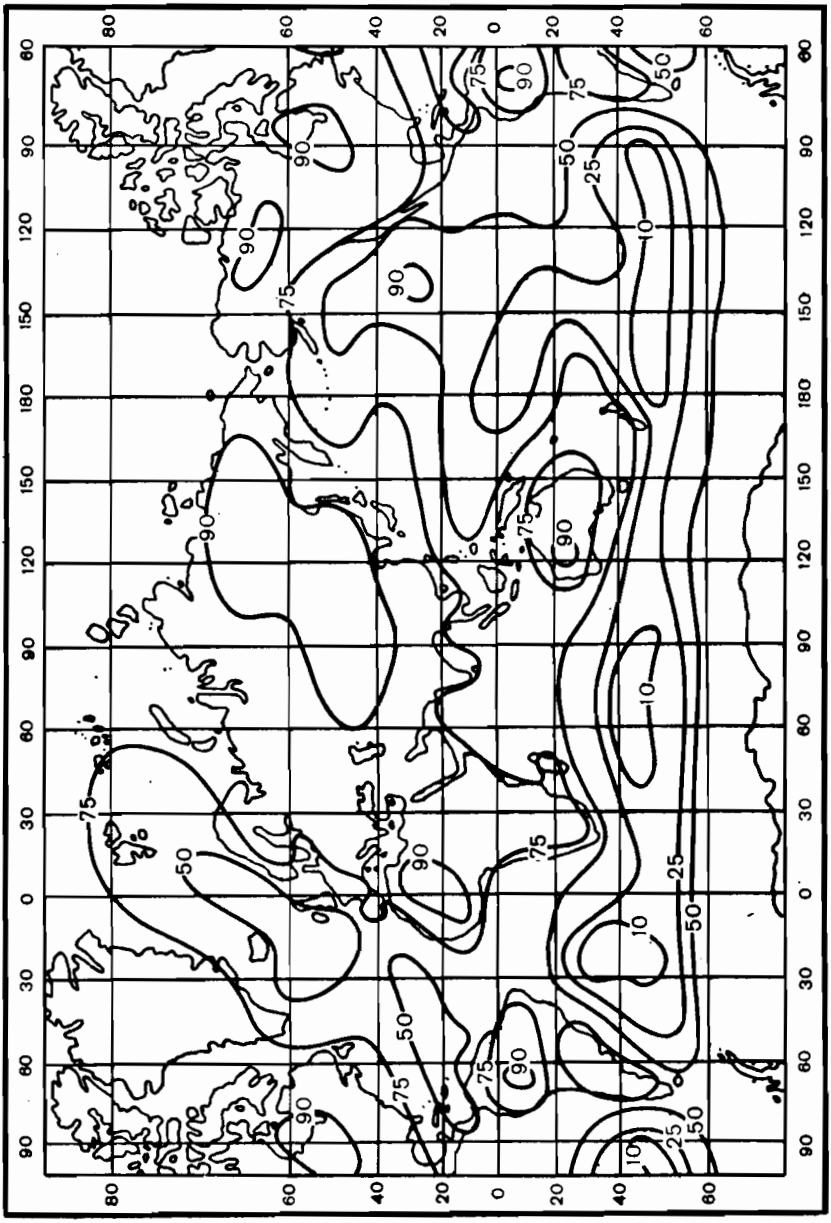
Во внутренних частях всех трех океанов южного полушария индекс K получается меньше 10 %. Но над Северной Атлантикой он выше 25 %, над крайним западом Европы — между 50 и 75 %, над Центральной и Северо-Восточной Азией — даже выше 90 %. Также выше 90 % он на небольших площадях внутри Австралии и северных частей Африки и Южной Америки.

Таким образом, если судить по годовой амплитуде температуры, то даже самый морской климат на материке все-таки больше подвержен влиянию суши, чем океана. Более того, даже в центре Северной Атлантики влияние материков на годовую амплитуду температуры лишь немногим меньше, чем влияние самого океана. Это, конечно, объясняется выносом на океан воздушных масс с суши. И только в умеренных широтах океанов южного полушария влияние суши на годовую амплитуду температуры незначительно.

3. Н. Н. Иванов в своем индексе континентальности учел, помимо годовой амплитуды температуры, еще и такие связанные с континентальностью характеристики, как суточная амплитуда температуры и дефицит влажности (разность между давлением насыщенного водяного пара и фактическим давлением водяного пара в воздухе; см. главу пятую). Он предложил формулу

$$K = \frac{A + a + 0{,}25D}{0{,}36\varphi + 14} \cdot 100,$$

где A и a — годовая и суточная амплитуды температуры соответственно, D — дефицит влажности (также в многолетнем среднем). По этой формуле климату, в котором уравновешиваются морские и континентальные влияния, соответствует 100 %; минимум лежит вблизи о. Макуори, южнее Новой Зеландии (37 %), а максимумы — в Центральной Азии и центре Сахары (250—260 %).



Карта X. Распределение индекса континентальности С. П. Хромова по земному шару.

Предлагались также индексы континентальности, основанные на других соображениях. Например, Л. Г. Полозова предложила характеризовать континентальность отдельно для зимы и для лета из сопоставления аномалии температуры в данном месте (см. п. 24) с наибольшей аномалией для данного широтного круга.

18. Типы годового хода температуры воздуха

В зависимости от широты и континентальности можно выделить следующие типы годового хода температуры (рис. 26).

1. *Экваториальный тип.* Малая амплитуда, так как различия в поступлении солнечной радиации в течение года невелики, а время наибольшего притока радиации на границу атмосферы совпадает с наибольшей облачностью и дож-

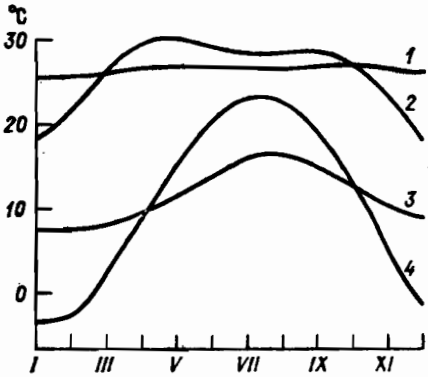


Рис. 26. Некоторые типы годового хода температуры воздуха.

1 — экваторнальный (Джакарта), *2* — тропический в области муссонов (Калькутта), *3* — морской в умеренном поясе (Силли, Шотландия), *4* — континентальный в умеренном поясе (Чикаго).

дями. Внутри материков амплитуда около 5 °С, на побережьях менее 3 °С, на океанах 1 °С и менее; на о. Молден (4° ю. ш., 155° з. д.) всего 0,5 °С. Обнаруживаются, хотя не всегда отчетливо, два максимума температуры после стояний солнца в зените (равноденствий) и два более холодных сезона при наиболее низких положениях солнца (солнцестояниях).

Примеры:

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	Амплитуда
Джакарта (Ява, 6,2° ю. ш., 106,8° в. д.)													
25,8	25,8	26,2	26,7	26,8	26,5	26,3	26,5	26,8	26,8	26,5	26,1	26,4	1,0
Монгала (Судан, 5,2° с. ш., 31,8° в. д.)													
27,2	27,8	28,5	27,2	26,1	25,4	24,3	24,4	25,1	25,7	25,7	26,4	26,2	4,2

2. *Тропический тип.* Амплитуда больше, чем в экваториальном типе: на побережьях около 5 °С, внутри материка 10—15 °С. Один максимум и один минимум в течение года, в большей части после наивысшего и наинизшего стояния солнца.

В муссонных областях максимум в этом типе наблюдается перед началом летнего муссона, который приносит некоторое снижение температуры.

Примеры

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	Амплитуда
Гонолулу (Гавайские острова, 21,3° с. ш., 157,9° з. д.)													
22	22	22	23	24	25	25	26	26	25	24	23	24	4,0
Алис-Спрингс (Австралия, 23,6° ю. ш., 133,6° в. д.)													
28	28	24	20	15	12	12	14	18	23	26	27	21	16
Нагпур (Индия, 21,1° с. ш., 79,1° в. д.)													
22	24	28	33	35	32	28	27	28	27	23	21	27	14

Обратим внимание на смещение максимума в Нагпуре на май.

3. *Тип умеренного пояса.* Крайние значения наблюдаются здесь после солнцестояний, причем в морском климате они запаздывают по сравнению с континентальным. В северном полушарии минимум наблюдается над сушей в январе, а над морем — в феврале или марте; максимум над сушей — в июле, а над морем — в августе и иногда даже в сентябре. Это легко объясняется различиями в нагревании и теплоотдаче суши и моря, которые уже рассматривались раньше.

Для континентального климата в умеренном поясе особенно характерна холодная зима; однако и лето жарче, чем в морском климате. Переходные сезоны принимают здесь самостоятельный характер, причем в типично морском климате весна холоднее осени, а в континентальном теплее. Особенно теплы вёсны в степях и пустынях Казахстана, Туранской низменности, Монголии, где ничтожный снежный покров сходит рано и не мешает прогреванию почвы. Однако в материковых областях с обильным снежным покровом (например, на европейской части СССР и в Западной Сибири), где много тепла идет на таяние снега, весна, как в морском климате, холоднее осени.

Годовые амплитуды даже в морском климате умеренного пояса составляют 10—15 °С, в континентальном же они 25—40 °С, а в Азии могут превышать 60 °С.

В умеренном поясе можно различать подзоны: *субтропическую, собственно умеренную, субполярную.* Переходные сезоны хорошо выражены только в средней из них; в ней же годовые амплитуды имеют наибольшие различия для континентального и морского климата.

Примеры

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	Амплитуда
Монтевидео (Уругвай, 34,9° ю. ш., 56,2° з. д.)													
23	22	20	17	14	11	10	11	13	15	18	21	16	13
Багдад (Ирак, 33,3° с. ш., 44,4° в. д.)													
9	12	16	22	28	32	35	35	32	25	18	11	23	26
Лондон (51,5° с. ш., 0,0° в. д.)													
5	5	6	8	12	15	17	16	14	10	6	5	10	12
Москва (55,8° с. ш., 37,6° в. д.)													
—10	—10	—5	4	12	15	18	16	10	4	—2	—8	4	28
Иркутск (52,3° с. ш., 104,3° в. д.)													
—20	—18	—10	0	8	14	17	15	8	0	—11	—18	1	37
Стиккисхоульмур (Исландия, 65,1° с. ш., 22,7° з. д.)													
—1	—1	—1	1	5	9	11	10	8	4	1	—1	3	12
Архангельск (64,6° с. ш., 40,5° в. д.)													
—12	—12	—8	—1	6	12	15	13	8	1	—5	—10	0	27
Верхоянск (67,5° с. ш., 133,4° в. д.)													
—50	—44	—30	—13	2	13	15	11	2	—15	—37	—46	—16	65

4. *Полярный тип.* Минимум в годовом ходе перемещается на время появления солнца над горизонтом, после длительной полярной ночи, т. е. в северном полушарии на февраль — март,

в южном на август — сентябрь; максимум в северном полушарии наблюдается в июле, в южном — в январе или декабре; амплитуда на суше (Гренландия, Антарктида) велика — примерно 30—40 °С. В морском климате полярных широт — на островах и на окраинах материков — она меньше, но все же около 20 °С и более.

Примеры

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	Амплитуда
Грин-Харбор (Шпицберген, 78,0° с. ш., 14,2° в. д.)													
—16	—18	—20	—14	—5	2	5	5	0	—6	—11	—14	—8	25
Восток (Антарктида, 72,1° ю. ш., 96,6° в. д.)													
—34	—44	—55	—63	—63	—67	—67	—71	—67	—59	—44	—32	—55	39

19. Изменчивость средних месячных температур

Так как непериодические изменения каждый год происходят по-разному, то и средняя годовая температура воздуха в каждом отдельном пункте в разные годы различна. Так, в Москве в 1862 г. средняя годовая температура была 1,2 °С, а в 1925 г. 6,1 °С. Средняя температура того или иного месяца в отдельные годы варьирует в еще более широких пределах, особенно для зимних месяцев. Так, например, в Москве за 170 лет средняя температура января колебалась в пределах 19 °С (от —21 до —2 °С), а июля — в пределах 7 °С (от 15 до 22 °С). Но это крайние пределы колебаний. В среднем же температура того или другого месяца отдельного года отклоняется от многолетней средней для этого месяца зимой примерно на 3 °С и летом на 1,5 °С в ту или другую сторону.

Среднее отклонение средней месячной температуры от климатической нормы называют *изменчивостью средних месячных температур*. Эта изменчивость тем больше, чем интенсивнее непериодические изменения температуры в данной местности, придающие одному и тому же месяцу в разные годы различный характер. Поэтому изменчивость средних месячных температур возрастает с широтой: в тропиках она мала, в умеренных широтах значительна. В морском климате она меньше, чем в континентальном. Особенно велика она в переходных областях между морским и континентальным климатом, где в одни годы могут преобладать морские воздушные массы, а в другие — континентальные.

20. Возмущения в годовом ходе температуры воздуха

Графически представляя годовой ход температуры воздуха по средним месячным ее значениям, т. е. по 12 точкам, мы получаем плавную кривую синусоидального характера. Но если представить годовой ход температуры по средним суточным (или средним пятидневным) данным, то и за многолетний (даже за столетний) период кривая не получится вполне плавной. На ней будут зазубрины, возмущения, обусловленные непериодическими изменениями температуры (рис. 27).

Эти зазубрины или неровности могут наблюдаться от одного календарного дня к другому. Это значит, что непериодические

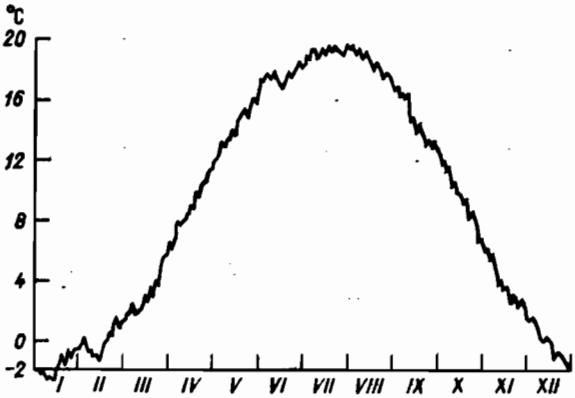


Рис. 27. Кривая годового хода температуры воздуха во Вроцлаве, построенная по средним суточным значениям для столетнего ряда наблюдений.

междусуточные изменения температуры не сгладились вполне даже на многолетней кривой.

Некоторые возмущения в ходе температуры особенно значительны и распространяются на несколько дней подряд; это может быть, например, падение температуры весной на фоне ее общего роста. Такого рода возмущения можно объяснить тем, что потепления или похолодания повторяются из года в год (хотя и не обязательно каждый год) в некоторые более или менее устойчивые календарные сроки. Поэтому и на климатологической кривой остаются соответствующие возмущения, называемые *календарными особенностями.*

Так, весной в Европе, когда температура в годовом ходе вообще повышается, есть такие календарные периоды, когда на климатологических кривых, построенных по дням или по пятидневкам, температура существенно падает или по крайней мере рост ее замедляется. Так бывает, например, в первой половине мая и около половины июня. Известны возвраты холодов и в первой половине февраля. Напротив, осенью, в конце

сентября или начале октября, когда температура вообще падает, наблюдается временное замедление этого падения, а в отдельные годы даже смена его на рост в течение нескольких суток или даже пятидневок. Такие осенние периоды потеплений называются *бабьим летом*.

Не следует, конечно, думать, что в отдельные годы определенные изменения температуры появляются всегда в одни и те же дни. Сроки их наступления в разные годы могут быть разными. Так, майские холода могут наблюдаться и в начале, и в середине, и в конце месяца, могут и не наблюдаться вовсе. Но наиболее часто они будут происходить в первой половине месяца, что и отражается на климатологической кривой.

Возмущения в годовом ходе температуры говорят о наличии в году таких календарных периодов, когда в данный район преимущественно вторгаются воздушные массы одного определенного типа.

21. Изотермы. Приведение температуры к уровню моря

Нанесем на географическую карту средние месячные или годовые температуры воздуха, вычисленные по данным многолетних наблюдений на отдельных станциях, и соединим точки с одинаковыми температурами линиями равных значений. Мы получим на карте *средние изотермы* — линии равной температуры воздуха, наглядно показывающие географическое распределение температуры. Изотермы являются частным случаем изолиний (линий равных значений) метеорологических величин.

Для того чтобы разобраться во влиянии различных географических факторов на приземное распределение температуры воздуха, нужно строить карты изотерм не только для реальной земной поверхности с ее топографическими различиями, но и для уровня моря. Наблюдения на судах можно считать относящимися именно к этому уровню. Но станции на суше расположены на разных высотах над уровнем моря, а известно, что с возрастанием высоты температура воздуха падает. При этом она падает гораздо быстрее, чем меняется в горизонтальном направлении.

В самом деле, температура воздуха убывает в среднем на 0,65 °С на каждые 100 м повышения места. В горизонтальном направлении температура воздуха изменяется на величину того же порядка лишь на расстоянии нескольких десятков километров. Следовательно, в одном и том же районе Земли, в одних и тех же условиях циркуляции атмосферы температура воздуха на станциях может сильно разниться в зависимости от различий в высоте станций над уровнем моря. В горных странах влияние высоты над уровнем моря и особенностей рельефа

будет перекрывать влияние всех остальных, более общих факторов.

Исключить влияние высоты можно, приводя температуру к уровню моря, т. е. увеличивая температуру на каждой станции, расположенной выше уровня моря, соответственно высоте станции. Выше указывалось, что на 100 м температура в среднем падает на 0,65 °С. Это значение и берется для приведения температуры к уровню моря. Если, например, станция расположена на высоте 400 м и температура на ней равна 8 °С, то на уровне моря в том же месте была бы температура $8+0{,}65\cdot 4=10{,}6$ °С. Это и есть температура на станции, приведенная к уровню моря.

Ясно, что в горных районах на карте приведенных температур получатся значительно более высокие температуры, чем они есть в действительности на уровне местности. Это следует особенно помнить, рассматривая высокие плато, такие, как Гренландия, Антарктида, Эфиопское и Тибетское нагорья и т. п. С другой стороны, на картах температур, на уровне местности (неприведенных) провести изотермы в горных районах трудно или невозможно из-за чрезвычайной пестроты распределения температуры, обусловленной различиями в высоте станций. Поэтому на картах неприведенных температур изотермы над большими горными массивами вообще не проводятся.

22. Географическое распределение температуры воздуха у земной поверхности

1. Рассматривая карты многолетнего среднего распределения температуры воздуха на уровне моря для отдельных календарных месяцев и для всего года, мы обнаруживаем в этом распределении ряд закономерностей, указывающих на влияние географических факторов.

Таково прежде всего влияние широты. Температура в общем убывает от экватора к полюсам в соответствии с распределением радиационного баланса земной поверхности. Это убывание особенно значительно в каждом полушарии зимой, потому что вблизи экватора температура мало изменяется в годовом ходе, а в высоких широтах зимой она значительно ниже, чем летом.

Однако изотермы на картах не вполне совпадают с широтными кругами, как и изолинии радиационного баланса. Особенно сильно они отклоняются от зональности в северном полушарии. В этом ясно видно влияние расчленения земной поверхности на сушу и море, что мы подробнее рассмотрим дальше. Кроме того, возмущения в распределении температуры связаны с наличием снежного или ледяного покрова, горных

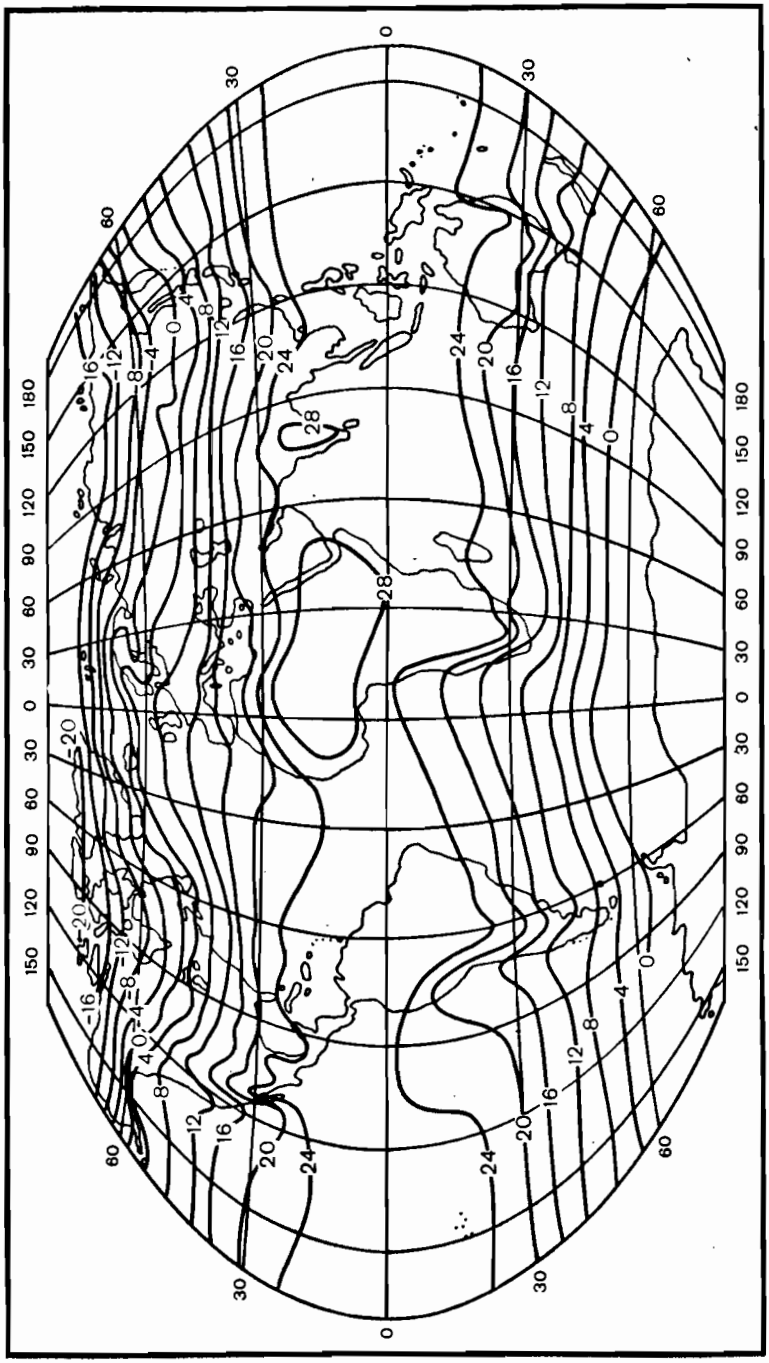
хребтов, с теплыми и холодными океаническими течениями. Наконец, на распределение температуры влияют и особенности общей циркуляции атмосферы. Ведь температура в каждом данном месте определяется не только условиями радиационного баланса в этом месте, но и переносом воздуха из других районов. Например, самые низкие температуры в Евразии обнаруживаются не в центре материка, а сильно сдвинуты в его восточную часть. В западной части Евразии температуры зимой выше, а летом ниже, чем в восточной, именно потому, что при преобладающем западном направлении воздушных течений с запада в Евразию далеко проникают массы морского воздуха с Атлантического океана.

2. *Год.* Отклонения от широтных кругов меньше всего на карте средних годовых температур для уровня моря (карта XI). Зимой материки холоднее океанов, а летом теплее, поэтому в средних годовых значениях противоположные отклонения изотерм от зонального распределения частично взаимно компенсируются. На средней годовой карте мы находим по обе стороны от экватора в тропиках широкую зону, где средние годовые температуры выше 25 °С. Внутри этой зоны очерчиваются замкнутыми изотермами острова тепла над Северной Африкой и, менее значительные по размерам, над Индией и Мексикой, где средняя годовая температура выше 28 °С. Над Южной Америкой, Южной Африкой и Австралией таких островов тепла нет; однако над этими материками изотермы прогибаются к югу, образуя «языки тепла»: высокие температуры распространяются здесь дальше в сторону высоких широт, чем над океанами. Мы видим, таким образом, что в тропиках в среднем годовом материки теплее океанов (речь идет о температуре воздуха над ними).

Во внетропических широтах изотермы менее отклоняются от широтных кругов, особенно в южном полушарии, где подстилающая поверхность в средних широтах представляет собой почти сплошной океан. Но в северном полушарии мы все-таки находим в средних и высоких широтах более или менее заметные отклонения изотерм к югу над материками Азии и Северной Америки. Это значит, что в среднем годовом материки в этих широтах несколько холоднее океанов.

Самые теплые в среднем годовом места Земли лежат на побережьях южной части Красного моря. В Массауе (Эритрея, 15,6° с. ш., 39,4° в. д.) средняя годовая температура на уровне моря 30 °С, а в Ходейде (Йемен, 14,6° с. ш., 42,8° в. д.) даже 32,5 °С. Самым холодным районом является Восточная Антарктида, где в центре плато средние годовые температуры —50... ...—55 °С.

3. *Январь* (карта XII). На картах для января и июля (центральные месяцы зимы и лета) отклонения изотерм от зональ-



Карта XI. Распределение средней годовой температуры воздуха на уровне моря (°С).

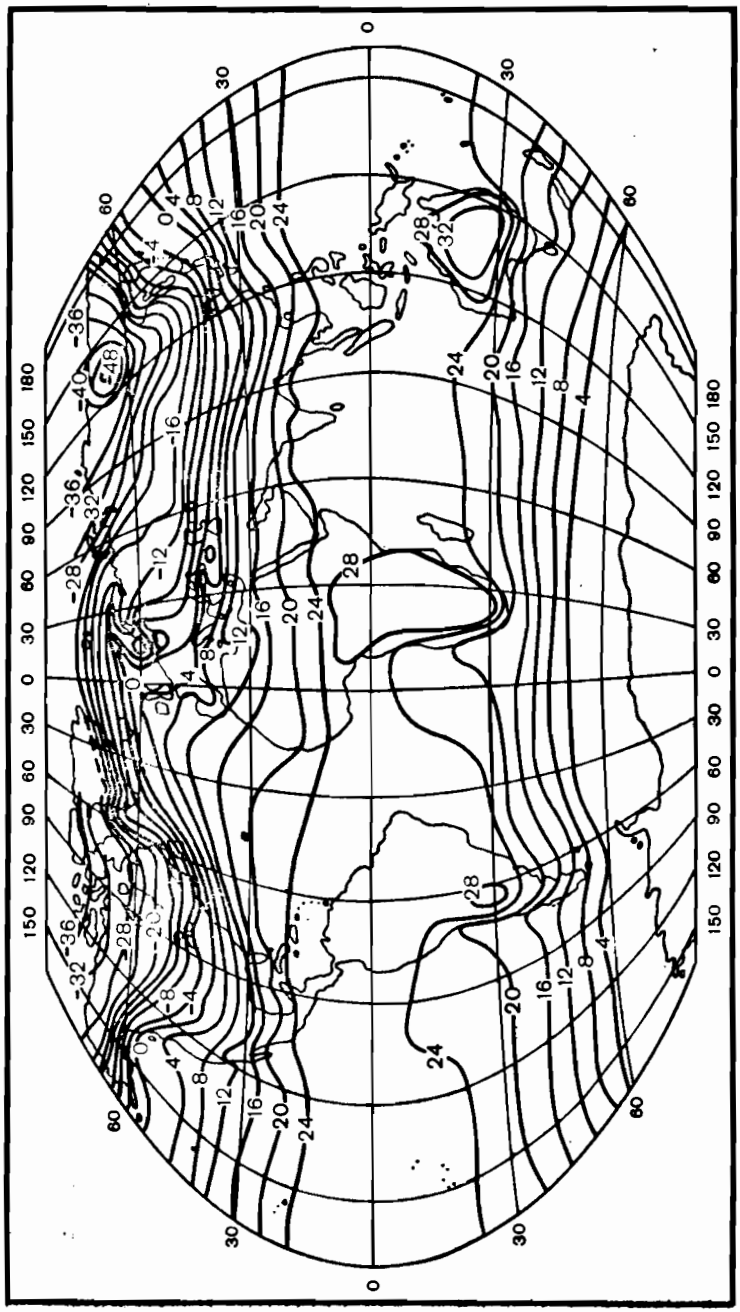
ного направления значительно больше. Правда, в тропиках северного полушария январские температуры на океанах и материках довольно близки между собой (под каждой данной параллелью). Изотермы проходят не особенно сильно отклоняясь от широтных кругов. Внутри тропиков температура мало изменяется и с широтой. Но вне тропиков в северном полушарии она быстро убывает к полюсу. Изотермы проходят здесь очень густо в сравнении с июльской картой. Помимо того, мы находим над холодными материками северного полушария во внетропических широтах резко выраженные прогибы изотерм в направлении к югу, а над более теплыми океанами — к северу: *языки холода и тепла.*

Особенно значителен прогиб изотерм к северу над теплыми водами Северной Атлантики, над восточной частью океана, где проходит ветвь Гольфстрима — Атлантическое течение. Мы видим здесь яркий пример влияния океанических течений на распределение температуры. Нулевая изотерма в этом районе Северной Атлантики проникает за полярный круг (зимой!). Резкое сгущение изотерм у берегов Норвегии говорит еще об одном факторе — о влиянии прибрежных гор, за которыми скапливается в глубине полуострова холодный воздух. Это усиливает контраст между температурами над Гольфстримом и Скандинавским полуостровом. В районе Тихоокеанского побережья Северной Америки можно заметить сходное влияние Скалистых гор. Но сгущение изотерм на восточном побережье Азии связано преимущественно с характером атмосферной циркуляции: в январе теплые массы воздуха с Тихого океана почти не попадают на материк Азии, а холодные континентальные воздушные массы быстро прогреваются над океаном.

Над северо-востоком Азии и над Гренландией мы находим даже замкнутые изотермы, обрисовывающие острова холода. В первом районе, между Леной и Индигиркой, средние температуры января достигают —48 °С, а на уровне местности —50 °С и ниже, абсолютные минимумы — даже —70 °С. Это район якутского полюса холода. Самые низкие температуры наблюдаются в Верхоянске (67,5° с. ш., 133,4° в. д.) и Оймяконе (63,2° с. ш., 143,1° в. д.).

Северо-восток Азии зимой имеет очень низкие температуры во всей толще тропосферы. Но возникновению чрезвычайно низких минимумов температуры у земной поверхности способствуют в указанных районах орографические условия: эти низкие температуры наблюдаются на впадинах или долинах, окруженных горами, где создается застой воздуха в нижних слоях.

Вторым полюсом холода в северном полушарии является Гренландия. Средняя температура января на уровне местности здесь понижается до —55 °С, а наинизшие температуры в цен-



Карта XII. Распределение средней месячной температуры воздуха на уровне моря в январе (°С).

тре острова доходят, по-видимому, до таких же низких значений, как в Якутии (—70 °С), На карте изотерм для уровня моря этот гренландский полюс холода выражен не так хорошо, как якутский, вследствие большой высоты гренландского плато. Существенное отличие гренландского полюса холода от якутского состоит в том, что и летом температуры над льдами Гренландии очень низки: средняя температура июля на уровне местности до —15 °С. В Якутии же температуры летом сравнительно высоки: того же порядка, что под соответствующими широтами в Европе. Поэтому гренландский полюс холода является постоянным, а якутский — только зимним. Очень холоден и район Баффиновой Земли.

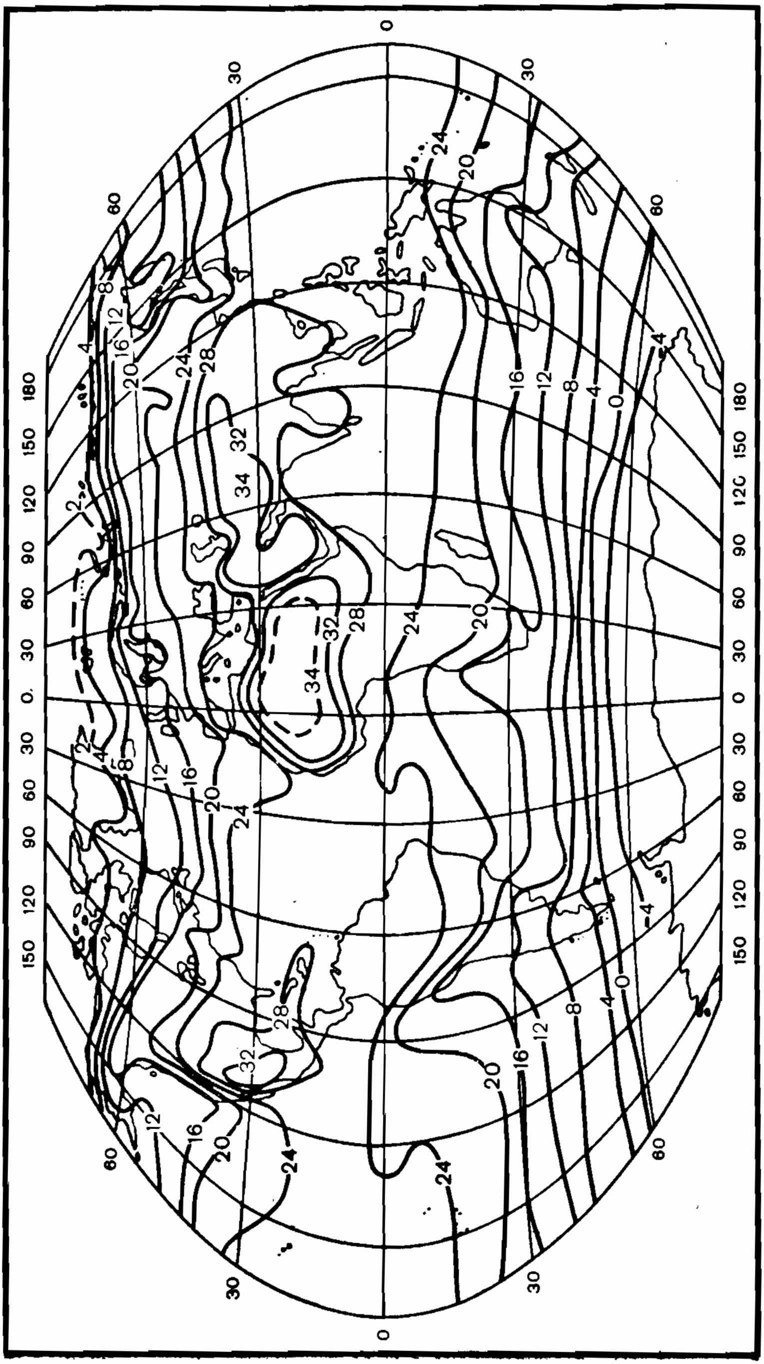
В области Северного полюса средняя температура зимой выше, чем в Якутии и Гренландии, так как циклоны сравнительно часто заносят сюда воздушные массы с Атлантического и Тихого океанов.

В южном полушарии в январе лето. Распределение температуры в тропиках южного полушария над океанами весьма равномерно. Но над материками в Южной Африке, Южной Америке и особенно в Австралии намечаются хорошо выраженные острова тепла со средними температурами до 34 °С в Австралии. Максимальные температуры достигают в Австралии 55 °С. В Южной Африке температуры на уровне местности не так высоки вследствие значительных высот местности над уровнем моря: абсолютные максимумы температуры не превышают 45 °С.

Во внетропических широтах южного полушария температура падает более или менее быстро примерно до 50-й параллели. Затем идет широкая зона с однородными температурами, близкими к 0—5 °С, до самых берегов Антарктиды. В глубине ледяного материка температура падает до —35 °С. Следует обратить внимание на языки холода над океанами у западных берегов Южной Америки и Южной Африки, связанные с холодными океаническими течениями.

4. *Июль* (карта XIII). В июле в тропиках и субтропиках северного, теперь летнего полушария хорошо выражены острова тепла с замкнутыми изотермами над Северной Африкой, Аравией, Центральной Азией и Мексикой. Нужно заметить, что как Мексика, так и Центральная Азия обладают большими высотами над уровнем моря, и температуры на уровне местности там не так высоки, как на уровне моря.

Средние июльские температуры в Сахаре достигают 40 °С (на уровне местности несколько ниже). Абсолютные максимумы температуры в Северной Африке доходят до 58 °С (Азизия в Ливийской пустыне, южнее города Триполи; 32,4° с. ш., 13,0° в. д.). Немногим ниже, 57 °С, абсолютный максимум температуры в глубокой впадине среди гор в Калифорнии, в Долине



Карта XIII. Распределение средней месячной температуры воздуха на уровне моря в июле (°С).

Смерти (36,5° с. ш., 117,5° з. д.). В СССР абсолютные максимумы температуры в Туркмении доходят до 50 °С.

Над океанами воздух холоднее, чем над материками, как в тропиках, так и во внетропических широтах.

Островов тепла и холода с замкнутыми изотермами во внетропических широтах северного полушария нет, но заметны прогибы изотерм к экватору над океанами и к полюсу над материками. Прогиб изотерм к югу мы видим и над Гренландией с ее постоянным ледяным покровом. Низкие температуры над Гренландией, конечно, лучше выражены на уровне местности, где средняя температура в центре острова ниже —15 °С.

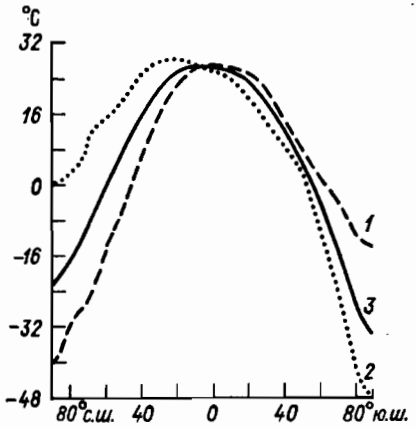


Рис. 28. Зависимость средней температуры воздуха у земной поверхности от географической широты. *1* — январь, *2* — июль, *3* — год.

Интересно сгущение изотерм у берегов Калифорнии, связанное с соседством перегретых пустынь и холодного Калифорнийского течения. Средняя температура июля на побережье Северной Калифорнии около 16 °С, а в пустыне внутри страны до 32 °С и выше. Следует также отметить языки холода над Охотским и Беринговым морями и над Байкалом. Температура над последним в июле понижена примерно на 5 °С по сравнению с районами, удаленными от озера на 100 км.

В южном полушарии в июле зима и замкнутых изотерм над материками нет. Влияние холодных течений у западных берегов Америки и Африки сказывается и в июле (языки холода). Но в общем изотермы особенно близки к широтным кругам. Во внетропических широтах температура довольно быстро понижается в направлении к Антарктиде. На окраинах материка она достигает —15 ... —35 °С, а в центре Восточной Антарктиды средние температуры близки к —70 °С. В отдельных случаях наблюдаются температуры ниже —80 °С, абсолютный минимум ниже —88 °С (ст. Восток, 72,1° ю. ш., 96,6° в. д., высота 3420 м). Это полюс холода не только южного полушария, но и всего земного шара.

23. Температуры широтных кругов, полушарий и Земли в целом

1. Для того чтобы лучше ориентироваться в том, как изменяется температура воздуха у земной поверхности в зависимости от географической широты (отвлекаясь от долготных разли-

чий), удобно рассматривать средние температуры широтных кругов, которые называют также зональными. Такую температуру легко получить, определив на карте изотерм значения температуры в ряде точек, равномерно распределенных на интересующем нас широтном круге, и получив из них среднее значение. Приводим средние температуры широтных кругов на уровне моря (см. также рис. 28):

Широта	Январь	Июль	Год	Широта	Январь	Июль	Год
90° С	—41	—1	—23	Экватор	27	26	26
80	—30	—1	—17	10° Ю	26	25	25
70	—25	7	—10	20	26	21	23
60	—16	13	—1	30	23	16	19
50	—7	17	5	40	16	11	13
40	6	23	14	50	9	4	6
30	15	28	21	60	2	—10	—4
20	22	28	25	70	—3	—23	—13
10	26	27	27	80	—11	—40	—25
				90	—14	—48	—30

В январе средняя температура самая высокая на экваторе: 27 °С. Впрочем, и на 5° с. ш., и на 5° ю. ш. температуры почти такие же. В июле самой теплой параллелью является 20° с. ш. с температурой 28 °С. В среднем годовом самая теплая параллель — 10° с. ш. с температурой 27 °С.

Самую теплую параллель называют *термическим экватором*. Как видно, в течение года термический экватор остается в северном полушарии, перемещаясь от зимы к лету в более высокие широты. Это легко объясняется преобладанием материковых площадей в тропиках северного полушария по сравнению с южным.

От экватора к полюсу температура падает в среднем на 0,5—0,6 °С на каждый градус широты. Однако внутри тропиков она изменяется с широтой очень мало. В средних широтах это изменение становится максимальным, в высоких широтах снова уменьшается. Зимой температура падает в направлении от экватора к полюсу, конечно, сильнее, чем летом.

Умеренные широты в южном полушарии зимой теплее, а летом холоднее, чем в северном полушарии. Поэтому годовые амплитуды температуры в умеренных широтах южного полушария значительно меньше, чем в северном. Различия в средних годовых температурах, однако, невелики.

Высокие широты в южном полушарии значительно холоднее, чем в северном, вследствие наличия ледяного материка Антарктиды с преобладающим режимом высокого атмосферного давления.

2. По средним температурам широтных кругов можно подсчитать и средние температуры воздуха для целого полушария и для всего земного шара.

Северное полушарие зимой холоднее, чем южное (в свою зиму), а летом значительно теплее. Приводим средние температуры воздуха (°С):

Полушарие	Январь	Июль
Северное	8	22
Южное	17	10

Годовая амплитуда температуры для северного полушария равна 14 °С, а для южного — только 7 °С. Следовательно, климат северного полушария в целом более континентальный, чем климат южного полушария. Это вполне понятно, так как площадь материков в северном полушарии гораздо больше, чем в южном.

Увеличение амплитуды в северном полушарии в сравнении с южным обусловлено более жарким летом.

Как видно из приведенных данных, зимние температуры обоих полушарий ближе друг к другу, чем летние. Это кажется странным: ведь зимой в северном полушарии наблюдается сильное охлаждение материков. Однако океаны в северном полушарии теплее, чем в южном; это уменьшает разницу зимних температур полушарий и увеличивает разницу летних температур.

Средняя температура воздуха у земной поверхности для всего земного шара в январе равна 12 °С, в июле 16 °С и в среднем годовом 14 °С. Сильное зимнее охлаждение материков северного полушария (особенно Азии) и такое же сильное летнее их прогревание делают январь для всего земного шара в целом значительно холоднее июля, несмотря на большую близость Земли к Солнцу в январе по сравнению с июлем.

24. Аномалии в распределении температуры

1. Зная средние температуры широтных кругов, можно найти для каждого места разность между его температурой, годовой или месячной, и соответствующей температурой его широтного круга. Эта разность называется термической аномалией данного места. Так, например, средняя температура января под 71-й параллелью —27 °С, а о. Ян-Майен, расположенный под этой широтой в Атлантике, имеет среднюю температуру января —5 °С. Следовательно, средняя январская температура Ян-Май-

ена на 22 °С выше, чем средняя январская температура для всей 71-й параллели. Можно сказать, что на Ян-Майене имеется положительная термическая аномалия +22 °С.

Нанесем аномалии средних годовых или месячных температур воздуха на карту и проведем линии, соединяющие точки с равными аномалиями. Получим карту изаномал температуры (термоизаномал). Такая карта наглядно показывает, в каких областях Земли температура воздуха повышена и в каких понижена в сравнении со средними температурами соответствующих параллелей. Влияние географической широты на распределение температуры, таким образом, исключено: распределение областей положительных и отрицательных аномалий температуры показывает только температурные различия на разных меридианах. А эти различия в основном зависят от распределения суши и моря с их различиями в условиях нагревания.

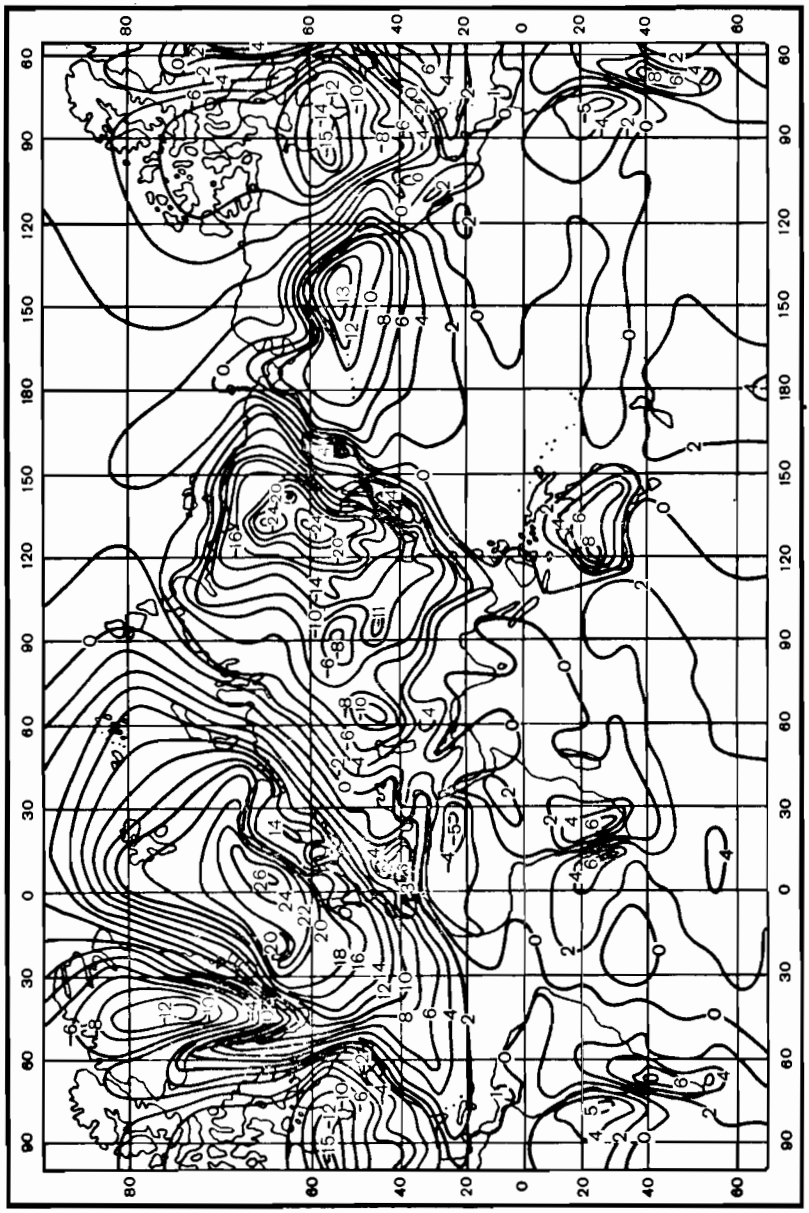
2. Рассмотрим карты январских и июльских изаномал температуры (карты XIV, XV).

Особенно большие положительные и отрицательные аномалии температуры воздуха видны на январской карте в северном полушарии. Наибольшие отрицательные аномалии обнаруживаются в январе внутри выхоложенных материков Евразии и Северной Америки; в обоих случаях они сдвинуты в восточную часть материка в связи с отмеченным выше сдвигом туда особенно низких температур. В Верхоянске, где средняя температура января —25 °С, аномалия около —26 °С. Почти такая же она в Якутске. На Североамериканском материке отрицательная аномалия доходит до —16 °С.

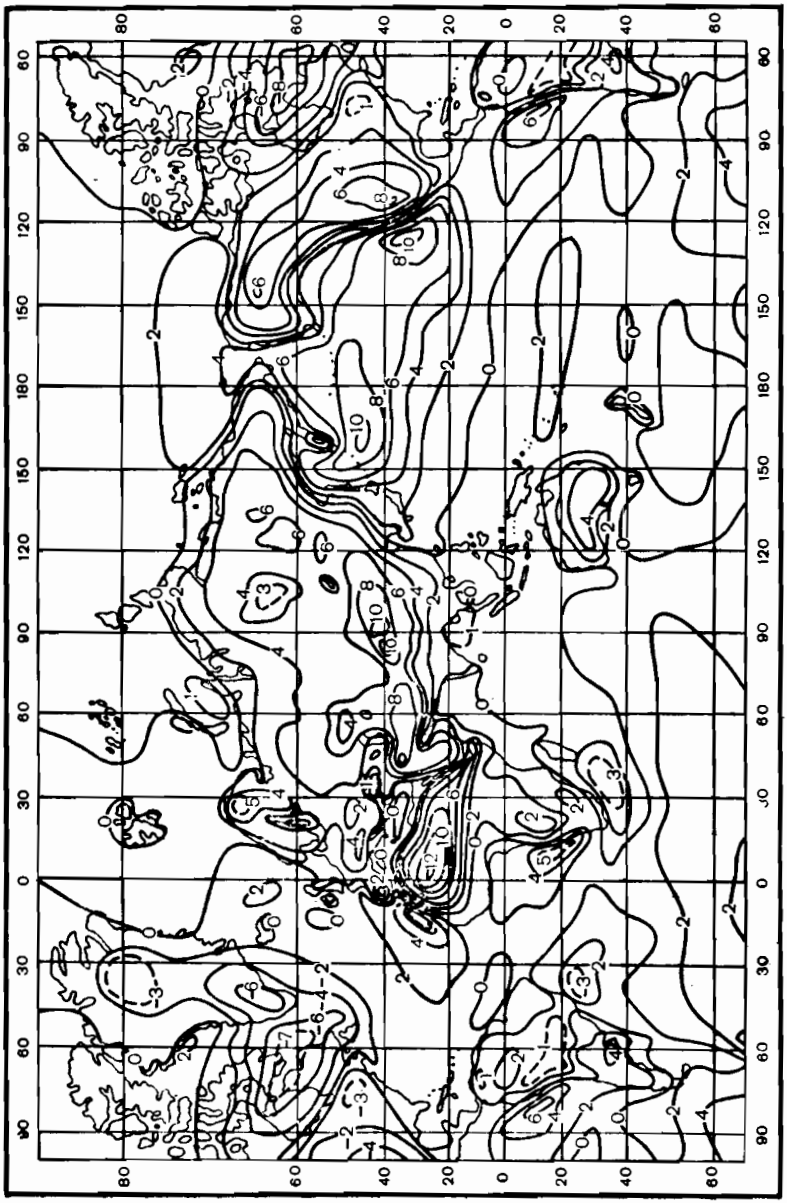
В то же время очень большие положительные аномалии температуры наблюдаются на северо-западе Европы и над прилегающими к нему морями. В Норвежском море и даже на западе Баренцева моря положительные аномалии температуры воздуха в январе составляют от 20 до 25 °С. Даже Копенгаген дает в январе положительную аномалию 11 °С. Эти очень высокие зимние температуры на северо-западе Европы объясняются нагреванием воздушных масс над теплыми водами Атлантики.

На июльской карте изаномал области положительных и отрицательных аномалий в северном полушарии меняются местами. Однако контрасты между сушей и морем в июле гораздо меньше, чем в январе. Наиболее значительна летняя положительная аномалия над прогретым материком Евразии.

В южном полушарии летом (в январе) наблюдаются отрицательные аномалии над морями и положительные над более теплыми материками, зимой (в июле) — наоборот. Но в умеренных широтах южного полушария, к югу от 30-й параллели, суша почти отсутствует. Поэтому и на картах изаномал в этих



Карта XIV. Изаномалы температуры воздуха в январе (°С).



Карта XV. Изаномалы температуры воздуха в июле (°С).

широтах нет контрастов, обусловленных распределением суши и моря.

В среднем годовом материки в высоких широтах холоднее, чем моря, а в низких широтах — теплее. Поэтому на карте годовых изаномал материки в широтах выше 40° обнаруживают отрицательные аномалии температуры, а в широтах ниже 40° — положительные. Над морями положение обратное.

Есть, правда, и отклонения от этих общих условий. Например, запад и север Европы имеют в среднем за год положительную аномалию вследствие значительного смягчения зимы в этих районах теплыми воздушными массами Атлантики. То же относится и к западу умеренных широт Северной Америки.

25. Распределение температуры с высотой в тропосфере и стратосфере

1. Мы встречаемся в атмосфере как с падением, так и с ростом температуры по вертикали. В нижней части атмосферы — в тропосфере — возможно и то, и другое. Однако падение температуры с высотой в тропосфере преобладает, и в среднем вертикальный градиент температуры в тропосфере равен 0,5—0,7 °С/100 м. При этом в нижних 4 км он ближе к 0,5 °С/100 м, а в полярных областях и зимой в средних широтах даже уменьшается до 0,1—0,4 °С/100 м. В верхней части тропосферы градиент возрастает до 0,7—0,8 °С/100 м.

Затем обнаруживается переходный слой тропопаузы, где вертикальный градиент убывает до 0,1—0,2 °/100 м. В высоких широтах тропопауза лежит (в среднем) на высоте 8—10 км, в средних широтах — на высоте 10—12 км, а вблизи экватора — выше 16 км.

Еще выше, над тропопаузой, мы переходим к стратосфере, где падение температуры с высотой сменяется повышением; вертикальные градиенты температуры здесь отрицательны, однако малы по абсолютной величине. В первом приближении нижнюю стратосферу можно считать даже изотермическим слоем, в котором температура с высотой не изменяется.

Высота тропопаузы в средних и высоких широтах изменяется в годовом ходе. Так, в Ленинграде тропопауза в среднем начинается летом на высоте 10,7 км, а зимой на 9,6 км. В Антарктике максимум высоты тропопаузы наблюдается зимой, а в Арктике, кроме летнего максимума высоты, есть еще вторичный, зимний максимум.

Вследствие того что тропосферное падение температуры в тропиках распространяется до больших высот, температура на уровне тропопаузы и над ним в тропиках очень низка: круглый год от —70 до —80 °С, а в отдельных случаях ниже —90 °С. В умеренных широтах температура нижней страто-

сферы значительно выше (порядка —55° С) и с небольшим годовым ходом (рис. 29). Например, в Ленинграде на уровне тропопаузы летом в среднем —48 °С, а зимой —57 °С.

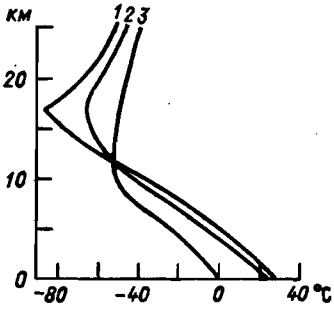


Рис. 29. Распределение средней температуры воздуха с высотой на экваторе (*1*), на 30° с. ш. (*2*) и на 60° с. ш. (*3*).

В полярных областях температура тропопаузы летом еще выше, чем в умеренных широтах, особенно в Арктике (—45 °С). Над тропопаузой, в нижней стратосфере, она повышается даже до —35 °С как в Арктике, так и в Антарктике. Это значит, что летом полярная стратосфера много теплее, чем стратосфера тропическая. Но зимой тропопауза над Арктикой имеет температуру порядка —60 °С и над Антарктикой около —70 °С. В нижней стратосфере температура еще ниже: до —70 °С в Арктике и до —80 °С (а в отдельных случаях до —90 °С) в Антарктике (рис. 30).

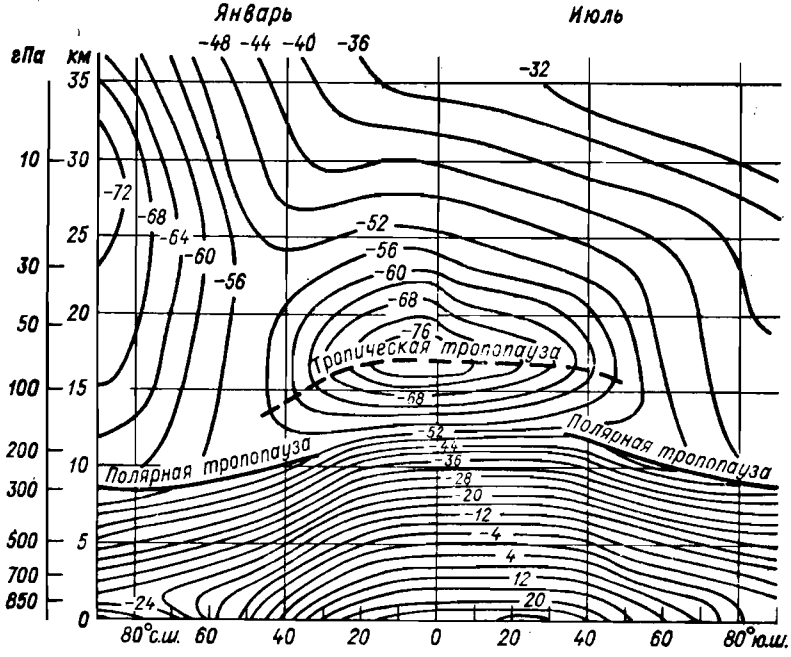


Рис. 30. Распределение средней зональной температуры воздуха в северном полушарии в январе и июле.

Это значит, что зимой стратосфера над полярными областями почти так же холодна, как и над тропиками.

Итак, в тропиках стратосфера холодна круглый год, в полярных областях — только зимой. Это очень важное различие нам придется вспомнить, когда будем объяснять особенности общей циркуляции атмосферы.

2. Добавим некоторые подробности относительно тропопаузы. Высота тропопаузы и температура на уровне тропопаузы и в нижней стратосфере изменяются не только в годовом ходе, но и день ото дня. Иногда за сутки высота тропопаузы изменяется на 3 км или больше, а температура на уровне тропопаузы — на 10—20 °С. Эти изменения высоты и температуры тропопаузы связаны с прохождением областей низкого и высокого атмосферного давления — циклонов и антициклонов. В циклонах тропопауза снижается и температура ее повышается, в антициклонах она приподнимается, а температура ее понижается.

Распределение температуры внутри самого слоя тропопаузы может представлять собой непрерывный переход от положительных тропосферных градиентов температуры к отрицательным стратосферным. Но в других случаях в слое тропопаузы может наблюдаться резкая *инверсия* температуры, т. е. скачкообразный рост температуры с высотой. Над тропопаузой, в стратосфере, температура обычно растет, как об этом сказано выше, однако не всегда. Если тропопауза низко опущена и температура на ее уровне высока (как бывает в глубоких циклонах), то и в стратосфере продолжается падение температуры, хотя и медленное в сравнении с тропосферным.

Бывает и такое распределение температуры, когда в высоких широтах Арктики и Антарктики зимой тропопаузу нельзя обнаружить вовсе: тропосферное падение температуры постепенно переходит в замедленное стратосферное падение, продолжающееся до больших высот.

Нередко над одним и тем же местом в одно и то же время наблюдаются две тропопаузы или более, одна над другой. Выше говорилось, что тропопауза не есть непрерывная поверхность, охватывающая весь земной шар, и что в субтропических широтах постоянно обнаруживаются разрывы тропопаузы. При этом над одним и тем же пунктом может одновременно наблюдаться низкая полярная и высокая тропическая тропопауза. Но также и в более высоких широтах тропопауза часто размывается и возникает на новом уровне в связи с динамическими процессами в атмосфере. При этом над отдельными участками земной поверхности также может наблюдаться двойная или многослойная тропопауза.

26. Объяснение распределения температуры с высотой

1. Допустим сначала, что на каждом уровне в атмосфере установилась *температура лучистого равновесия,* т. е. та температура, при которой радиационный приток тепла в воздух и отдача тепла излучением из воздуха равны. В тропосфере поглощает и излучает радиацию преимущественно водяной пар. Но его содержание в воздухе быстро убывает с высотой. Поэтому и температура лучистого равновесия также должна убывать.

Подсчитано, что в нижнем километре атмосферы ее градиент был бы в среднем 2 °С/100 м, на высоте 2—3 км 1 °С/100 м, а в верхней части тропосферы уменьшался бы до нескольких десятых долей градуса на 100 м.

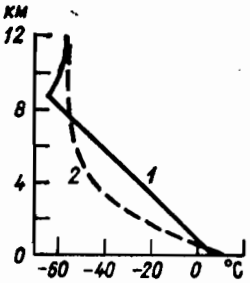


Рис. 31. Распределение средней температуры воздуха с высотой по фактическим данным *(1)* и в предположении лучистого равновесия *(2)*.

В действительности среднее понижение температуры с высотой в нижней половине тропосферы значительно меньше, а в верхней, наоборот, больше (рис. 31). Следовательно, вертикальное распределение температуры в тропосфере не является только результатом лучистого равновесия.

В самом деле, мы знаем, что воздух в тропосфере находится в состоянии постоянного перемешивания по вертикали. Это перемешивание — результат атмосферной турбулентности, включая и термическую конвекцию, обусловленную архимедовой силой.

Восходящий воздух адиабатически охлаждается на 1 °С на 100 м, пока он не насыщен, и на несколько десятых долей градуса на 100 м, когда он достиг состояния насыщения. Опускающийся воздух, напротив, нагревается на 1 °С на каждые 100 м спуска, а если в нем есть испаряющиеся продукты конденсации (капли или кристаллы облаков), то меньше чем на 1 °С. В результате подъема одних элементов турбулентности вверх и опускания других вниз в процессе перемешивания устанавливается такое распределение температуры, при котором вертикальные градиенты в атмосферном столбе заключены между значениями сухоадиабатического и влажноадиабатического градиентов температуры, т. е. между 1 °С 100 м и несколькими десятыми долями градуса. При этом вертикальные градиенты температуры в нижней части тропосферы будут меньше, чем при лучистом равновесии, а в верхней части тропосферы больше.

Такое тепловое состояние атмосферы называется ***конвективным равновесием.*** Тропосфера в среднем очень близка

к этому состоянию. Отдельные отклонения от него как в сторону больших, так и в сторону меньших вертикальных градиентов, особенно в приземном слое воздуха, являются результатом преобладания в отдельных случаях радиационных процессов или адиабатического оседания мощных слоев воздуха. Подробнее об этом будет сказано ниже.

В стратосфере водяного пара очень мало, и он не играет там активной роли в поглощении и излучении. Вместе с тем и вертикальное перемешивание в стратосфере менее интенсивно, чем в тропосфере. Распределение температуры в стратосфере определяется повышенным содержанием в ней озона, сильно поглощающего радиацию, а это содержание растет с высотой. В результате в стратосфере устанавливается по вертикали температура лучистого равновесия, не изменяющаяся или растущая с высотой.

Высокие температуры в полярной стратосфере летом в сравнении с тропической стратосферой объясняются увеличенным образованием озона в высоких широтах. Но зимой, в отсутствии солнечной радиации в высоких широтах, содержание озона так мало и стратосфера имеет почти такую же низкую температуру, как в тропиках.

2. Наиболее регулярные отклонения от средних вертикальных градиентов температуры наблюдаются в нижних слоях тропосферы — приземном и слое трения, особенно подверженных влиянию земной поверхности.

Так, например, в тропиках, в зоне пассатов, в нескольких нижних сотнях метров над морем почти всегда наблюдаются вертикальные градиенты температуры, очень близкие к 1 °С/100 м. Здесь над теплым морем всегда сильно развита конвекция. Так как при этом воздух в нижних слоях ненасыщен, в нем устанавливается вертикальный градиент температуры, близкий к сухоадиабатическому. В средних широтах в летние дни над прогретой почвой возникают в нижних метрах очень большие вертикальные градиенты, значительно превышающие сухоадиабатический (см. п. 14 главы восьмой). Напротив, ночью над охлажденной почвой вертикальные градиенты в приземном слое воздуха уменьшаются и часто меняют знак, особенно в ясную погоду, при усиленном эффективном излучении. Над почвой устанавливается инверсия температуры, т. е. ее повышение с высотой вместо падения. В результате даже многолетний средний градиент в нижних десятках метров над почвой в средних широтах будет днем положительным (и особенно большим весной и летом), а ночью отрицательным (и особенно большим по абсолютной величине осенью и зимой). В полярных областях, над ледяным и снежным покровом, устойчивые инверсии или, по крайней мере, изотермии наблюдаются круглые сутки не только зимой, но даже летом.

27. Ускорение конвекции

1. В главе второй мы указали, что конвекция вообще имеет турбулентный характер, характер беспорядочного перемешивания воздуха. Но при вертикальных градиентах температуры, близких к адиабатическим, она становится упорядоченной — превращается в мощные и значительные по площади поперечного сечения вертикальные потоки воздуха, причем скорости восходящих потоков могут достигать 10—20 м/с. Однако нельзя утверждать, что это непрерывные потоки воздуха между земной поверхностью и высокими слоями. Процесс и здесь имеет турбулентный характер, но размеры элементов турбулентности очень велики и, по-видимому, растут с высотой. В вертикальные потоки конвекции все время вовлекается окружащий воздух, что еще более усложняет механизм конвекции.

2. Рассмотрим условия конвекции в наиболее простом, идеализированном виде. Будем считать, что в процессе конвекции некоторое количество воздуха адиабатически поднимается или опускается, не смешиваясь с окружащей воздушной средой. Выведем уравнение для ускорения его движения.

На вертикально движущееся количество воздуха (будем говорить — на частицу воздуха) действуют две силы: направленная вниз сила тяжести и направленная вверх сила вертикального барического градиента. Уравнение вертикального движения рассматриваемой частицы напишем, приравняв ускорение движения d^2z/dt^2 сумме этих двух сил (отнесенных каждая к единице массы):

$$\frac{d^2z}{dt^2} = -g - \frac{1}{\rho_i}\frac{dp}{dz}.$$

В окружащей атмосфере в то же время выполняется основное уравнение статики, известное из главы второй:

$$g = -\frac{1}{\rho_a}\frac{dp}{dz}; \qquad -\frac{dp}{dz} = g\rho_a,$$

где ρ_a — плотность окружающего воздуха, отличная от плотности вертикально движущейся частицы воздуха ρ_i.

Отсюда

$$\frac{d^2z}{dt^2} = g\,\frac{\rho_a - \rho_i}{\rho_i},$$

или, заменив плотности через температуры по уравнению состояния газов,

$$\frac{d^2z}{dt^2} = g\,\frac{T_i - T_a}{T_a}. \qquad (6)$$

Как видим, ускорение вертикально движущейся частицы воздуха — *ускорение конвекции* — зависит от разности абсолютных температур движущегося воздуха и окружающей воздушной среды. При температурах, близких к 273 К, т. е. 0 °С, и при разности $T_i - T_a = 1$ °С вертикальное ускорение составляет около 3 см/с².

Если разность температур $T_i - T_a$ положительна, то ускорение конвекции также положительно и частица начинает подниматься вверх. В противном случае, если движущаяся частица холоднее окружающего воздуха, ускорение конвекции отрицательно. Если температуры частицы и окружающего воздуха равны, ускорение конвекции отсутствует.

28. Стратификация атмосферы и вертикальное равновесие для сухого воздуха

1. Итак, для развития конвекции необходимо такое распределение температуры в атмосфере, при котором разность температур $T_i - T_a$ сохранялась бы или, еще лучше, увеличивалась бы при смещении частицы.

Представим сначала, что мы имеем дело с сухим воздухом (те же выводы действительны и для влажного ненасыщенного воздуха). Сухая воздушная частица, как известно из главы второй, адиабатически охлаждается на 1 °С на каждые 100 м подъема и нагревается на 1 °С на каждые 100 м спуска. Если между частицей и окружающим воздухом есть какая-то начальная разность температур $T_i - T_a$, то для сохранения этой разности при движении частицы и, следовательно, для сохранения конвекции необходимо, чтобы в окружающей атмосфере температура изменялась по вертикали на ту же величину, т. е. на 1 °С на каждые 100 м. Иными словами, должен существовать вертикальный градиент температуры $\gamma = -dT_a/dz$, равный сухоадиабатическому градиенту γ_a, т. е. 1 °С/100 м. Существующая конвекция при нем сохраняется, но не усиливается с высотой.

Если вертикальный градиент температуры в атмосфере меньше 1 °С/100 м ($\gamma < \gamma_a$), то, какова бы ни была первоначальная разность температур $T_i - T_a$, при движении частицы вверх или вниз она будет уменьшаться. Следовательно, ускорение конвекции будет убывать и в конце концов на уровне, где T_i станет равной T_a, дойдет до нуля, а вертикальное движение частицы прекратится.

Если вертикальный градиент температуры в атмосфере сверхадиабатический, т. е. больше 1 °С/100 м ($\gamma > \gamma_a$), то при вертикальном движении частицы вверх или вниз разность температур этой частицы и окружающего воздуха будет возрастать и ускорение конвекции будет увеличиваться.

Итак, для развития конвекции в сухом или ненасыщенном воздухе нужно, чтобы вертикальные градиенты температуры

в воздушном столбе были больше сухоадиабатического. В этом случае говорят, что атмосфера обладает *неустойчивой стратификацией*. При вертикальных градиентах температуры, меньших сухоадиабатического, условия для развития конвекции неблагоприятны. Говорят, что атмосфера обладает *устойчивой стратификацией*. Наконец, в промежуточном случае, при вертикальном градиенте, равном сухоадиабатическому, существующая конвекция сохраняется, но не усиливается. Говорят, что атмосфера обладает *безразличной стратификацией*.

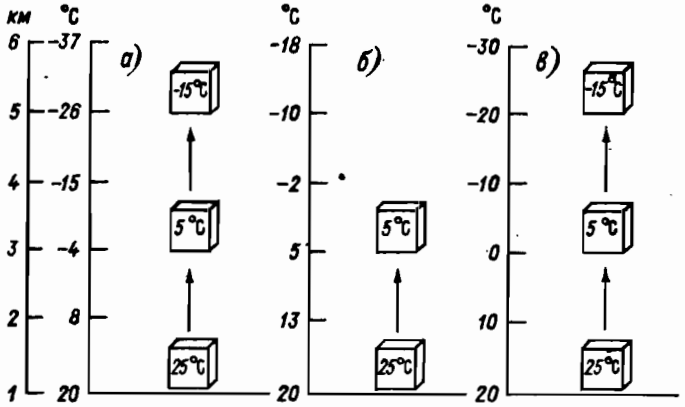


Рис. 32. Схематические примеры неустойчивой (*а*), устойчивой (*б*) и безразличной (*в*) стратификации в сухом воздухе. Первоначальная разность температур восходящего и окружающего воздуха в первом случае возрастает, во втором — убывает, в третьем — не меняется.

Описанные условия представлены на схематических примерах на рис. 32.

2. Вместо терминов устойчивая, неустойчивая и безразличная стратификация употребляют еще термины устойчивое, неустойчивое и безразличное равновесие. Смысл термина равновесие состоит здесь в следующем. Допустим, что никаких разностей температур по горизонтальному направлению не существует и, следовательно, никакой конвекции нет. Возьмем теперь частицу воздуха на некотором уровне. Предположим, что, приложив какую-то внешнюю силу, мы подняли или опустили эту частицу на какой-то новый уровень, хотя бы и очень близкий к начальному. Как она будет вести себя дальше, если будет предоставлена самой себе. При безразличной стратификации, т. е. при вертикальном градиенте в атмосферном столбе 1 °C/100 м ($\gamma=\gamma_a$), эта частица на любом новом уровне будет иметь ту же температуру, что и окружающий воздух на этом

уровне. Она охладится или нагреется на 1 °С на каждые 100 м смещения по вертикали; но и в окружающем воздухе температура будет на ту же величину ниже или выше, чем на начальном уровне. Следовательно, в новом положении разность температур $T_i - T_a$ останется равной нулю и частица останется в равновесии на новом уровне. Этот случай и называется *безразличным равновесием по вертикали.*

При устойчивой стратификации, т. е. при вертикальном градиенте меньше 1 °С/100 м ($\gamma < \gamma_a$), частица, смещенная из первоначального положения, адиабатически охладившись или нагревшись при смещении, станет холоднее окружающего воздуха, если она поднята вверх, и теплее, если опущена вниз. Поэтому предоставленная самой себе, частица вернется в начальное положение, где разность $T_i - T_a$ снова превратится в нуль. В этом случае говорят об *устойчивом равновесии по вертикали.*

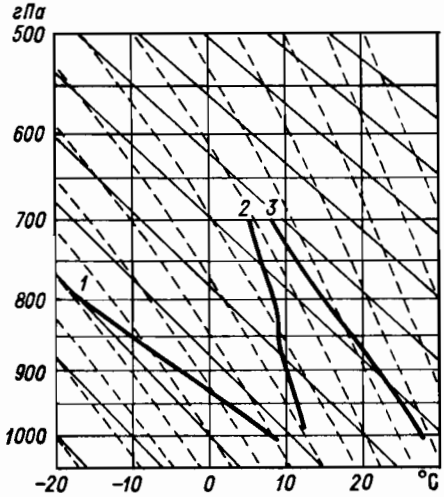


Рис. 33. Кривые стратификации на аэрологической диаграмме.

1 — сухонеустойчивая стратификация, *2* — влажноустойчивая, *3* — влажнонеустойчивая.

Наконец, при неустойчивой стратификации, т. е. при вертикальном градиенте температуры больше 1 °С/100 м ($\gamma > \gamma_a$), смещенная вверх частица окажется теплее, чем окружающий воздух, а смещенная вниз — холоднее. Предоставленная самой себе, она будет продолжать удаляться от начального положения. В этом случае говорят о *неустойчивом равновесии.*

В п. 26 главы второй мы уже выясняли, как изменяется с высотой потенциальная температура в зависимости от вертикального градиента температуры. Теперь можно сформулировать, что в случае безразличной стратификации потенциальная температура в воздушном столбе не изменяется с высотой, в случае неустойчивой стратификации падает с высотой, в случае устойчивой стратификации растет с высотой.

3. Описанные выше соотношения удобно представить графически на аэрологической диаграмме (см. п. 24 главы второй). Изменение температуры в вертикально движущейся частице сухого воздуха представлено на диаграмме (рис. 33) *сухой адиабатой.* Распределение температуры в окружающем воздухе, полученное из наблюдений, наносится на диаграмму

кривой стратификации. Если кривая стратификации на диаграмме больше наклонена к оси температур, чем сухие адиабаты, то стратификация неустойчивая. В противном случае стратификация устойчивая. Если кривая стратификации совпадает с сухой адиабатой, то стратификация безразличная.

Чем больше площадь, заключенная между кривой стратификации и адиабатой, проходящей через начальную точку кривой стратификации, тем больше энергия неустойчивости в данном случае и тем сильнее развита конвекция.

29. Стратификация атмосферы и вертикальное равновесие для насыщенного воздуха

1. Все сказанное в п. 28 относилось к сухому или к влажному ненасыщенному воздуху.

Допустим теперь, что частица воздуха, движущаяся по вертикали вследствие разности температур $T_i - T_a$, насыщена, т. е. содержит водяной пар в состоянии насыщения. Нужно при этом помнить, что частица, движущаяся вниз, может сохранять состояние насыщения только в том случае, если в ней есть жидкие или твердые продукты конденсации — взвешенные капли или кристаллы. В противном случае адиабатическое повышение температуры при нисходящем движении сразу же ликвидирует состояние насыщения.

Так же как и в случае сухого воздуха, для сохранения конвекции нужно, чтобы первоначальная разность температур $T_i - T_a$ не изменялась. Но насыщенный воздух адиабатически изменяет свою температуру при вертикальном смещении не на 1 °С на каждые 100 м, а только на несколько десятых долей градуса в зависимости от температуры и давления. Поэтому сохранение разности температур возможно лишь в том случае, если и вертикальный градиент температуры в атмосферном столбе равен влажноадиабатическому градиенту γ_a'.

Если вертикальные градиенты температуры в атмосфере больше влажноадиабатических для данных значений давления и температуры ($\gamma > \gamma_a'$), то говорят, что стратификация атмосферы неустойчива по отношению к насыщенному воздуху или, короче, что она *влажнонеустойчива*; для сухого воздуха она при этом может быть устойчивой. При такой стратификации разность температур $T_i - T_a$ будет расти; следовательно, будет возрастать ускорение конвекции и конвекция будет развиваться. При вертикальных градиентах, меньших влажноадиабатических ($\gamma < \gamma_a'$), имеется стратификация, устойчивая для насыщенного воздуха, т. е. не поддерживающая конвекцию в нем (*влажноустойчивая*). Наконец, в рассмотренном выше случае, когда вертикальные градиенты в атмосферном столбе в точности равны влажноадиабатическим ($\gamma = \gamma_a'$), стратификация будет *безразличной для насыщенного воздуха.*

2. Так же как и для сухого воздуха, можно говорить об устойчивом, безразличном и неустойчивом равновесии атмосферы для насыщенного воздуха. При влажноадиабатическом вертикальном градиенте температуры частица насыщенного воздуха, выведенная из первоначального положения равновесия, на любом новом уровне будет иметь ту же температуру, что и окружающий воздух, т. е. снова окажется в состоянии равновесия. Таким образом, при $\gamma=\gamma_a'$ мы будем иметь *безразличное равновесие* для насыщенного воздуха.

При $\gamma<\gamma_a'$ частица, выведенная из начального состояния равновесия, получит разность температур, которая заставит ее, после того как она будет предоставлена самой себе, вернуться в начальное положение; это будет *устойчивое равновесие* для насыщенного воздуха.

Наконец, при $\gamma>\gamma_a'$ частица, выведенная из начального положения равновесия, получит такую разность температур с окружающим воздухом, которая заставит ее продолжать удаляться от начального уровня; это будет *неустойчивое равновесие* для насыщенного воздуха.

3. Если на аэрологической диаграмме (см. рис. 33) кривая стратификации наклонена к оси температур больше, чем влажные адиабаты, то стратификация влажнонеустойчивая. Если она наклонена к оси температур меньше, чем влажные адиабаты, то стратификация влажноустойчивая. Наконец, при совпадении кривой стратификации с влажной адиабатой стратификация влажнобезразличная.

30. Суточный ход стратификации и конвекции

Итак, конвекция развивается только при неустойчивой стратификации. При этом чем неустойчивее стратификация, т. е. чем больше вертикальные градиенты температуры превышают адиабатические градиенты (сухоадиабатический для ненасыщенного воздуха и влажноадиабатической для насыщенного), тем сильнее развивается конвекция.

Над сушей, в условиях большого суточного хода температуры поверхности почвы (особенно летом), днем нижние слои воздуха сильно прогреваются от поверхности почвы и вертикальные градиенты температуры возрастают. В приземном слое они могут стать очень большими, на несколько порядков величины превышая сухоадиабатический градиент. В среднем же в нижних сотнях метров или километрах они приближаются к сухоадиабатическому и, во всяком случае, больше, чем влажноадиабатические градиенты. Стратификация атмосферы становится, таким образом, неустойчивой и возникает конвекция.

Как неустойчивость стратификации, так и конвекция особенно велики около полудня и в первые послеполуденные часы.

Поэтому кучевые облака, связанные с конвекцией, имеют максимальное развитие именно после полудня. К вечеру стратификация становится устойчивее, а в ночные часы, когда приземный слой воздуха охлаждается от почвы, стратификация может стать даже настолько устойчивой, что развиваются приземные инверсии температуры, т. е. температура воздуха над почвой с высотой не падает, а растет. Понятно, что конвекция в это время суток затихает. Описанные условия представлены на рис. 34.

Иными будут условия над морем. Суточный ход температуры на поверхности моря очень мал. Поэтому существенного дневного увеличения неустойчивости над морем не будет; следовательно, не будет и послеполуденного максимума в развитии конвекции. Напротив, в ночные часы неустойчивость стратификации над морем несколько возрастает. Это связано с тем, что у поверхности моря температура ночью остается почти такой же, как и днем, а на высотах в свободной атмосфере температура ночью падает вследствие излучения из воздуха. Поэтому вертикальные градиенты температуры над морем ночью несколько возрастают, а вместе с ними и явления конвекции над морем имеют тенденцию к усилению ночью.

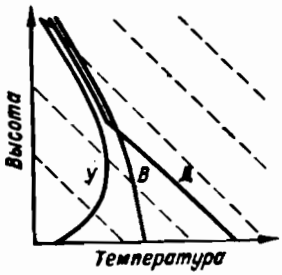


Рис. 34. Изменение стратификации над сушей в суточном ходе.
У — утром, *Д* — около полудня, *В* — вечером.

31. Стратификация воздушных масс

В главе второй (п. 33) было указано, что воздушные массы можно в наиболее общем виде разделить на теплые, холодные и местные. Эти разные типы воздушных масс будут различаться и по условиям стратификации.

Теплая воздушная масса (например, тропический воздух или морской полярный воздух зимой над материком) движется на более холодную подстилающую поверхность (а также часто и в более высокие широты). Она при этом охлаждается снизу. Это охлаждение захватит прежде всего самые нижние слои воздушной массы и лишь постепенно и в ослабленном виде будет распространяться вверх. Следовательно, вертикальные градиенты температуры в нижних слоях воздушной массы будут уменьшаться. В типичной теплой массе, особенно в зимнее время над материком, вертикальные градиенты температуры становятся в нижнем километре равными 0,2—0,4 °С/100 м, т. е. меньше влажноадиабатических для данных условий. Иными словами, воздушная масса приобретает в нижних сотнях метров устойчивую стратификацию — не только сухоустой-

чивую, но и влажноустойчивую. Можно короче сказать, что теплая воздушная масса по мере своего продвижения на холодную поверхность становится устойчивой массой.

Понятно, что при этом конвекция ослабевает и прекращается. Конденсация водяного пара в устойчивой массе будет происходить в форме туманов и низких слоистых облаков, из которых выпадает морось или зимой мелкий снег.

Холодная воздушная масса (например, арктический воздух, морской полярный воздух летом над материком) движется на более теплую подстилающую поверхность и нагревается снизу. Поэтому в холодной воздушной массе устанавливаются в нескольких нижних километрах большие вертикальные градиенты температуры, превышающие влажноадиабатические: 0,7—0,8 °С/100 м и более. А это означает, что холодная масса приобретает в этих слоях неустойчивую стратификацию или, короче говоря, становится неустойчивой массой. В такой массе конвекция получает сильное развитие, а конденсация водяного пара происходит в виде кучевых и кучево-дождевых облаков с выпадающимн из них ливневыми осадками.

Местные воздушные массы зимой, над охлажденной сушей, становятся устойчивыми, а летом, над нагретой почвой,— неустойчивыми. Поэтому зимой над сушей в умеренных широтах преобладают облака слоистых форм, а летом — кучевые облака.

32. Инверсии температуры

1. В предыдущих параграфах мы неоднократно упоминали об инверсиях температуры. Теперь остановимся на них несколько подробнее, поскольку с ними связаны важные особенности в состоянии атмосферы.

Падение температуры с высотой можно считать нормальным положением вещей для тропосферы, а инверсии температуры — отклонениями от нормального состояния. Правда, инверсии температуры в тропосфере — частое, почти повседневное явление. Но они захватывают воздушные слои, достаточно тонкие в сравнении со всей толщей тропосферы.

Инверсию температуры можно характеризовать высотой, на которой она наблюдается, толщиной слоя, в котором имеется повышение температуры с высотой, и разностью температур на верхней и нижней границах инверсионного слоя — скачком температуры. В качестве переходного случая между нормальным падением температуры с высотой и инверсией наблюдается еще явление *вертикальной изотермии*, когда температура в некотором слое с высотой не меняется.

2. По высоте все тропосферные инверсии можно разделить на инверсии приземные и инверсии приподнятые.

Приземная инверсия начинается от самой подстилающей поверхности (почвы, снега или льда). Над открытой водой такие инверсии наблюдаются редко и не так значительны. У подстилающей поверхности температура самая низкая; с высотой она растет, причем этот рост может распространяться на слой в несколько десятков и даже сотен метров. Затем инверсия сменяется нормальным падением температуры с высотой.

Приподнятая инверсия наблюдается в некотором слое воздуха, лежащем на той или иной высоте над земной поверхностью (рис. 35). Основание инверсии может находиться на лю-

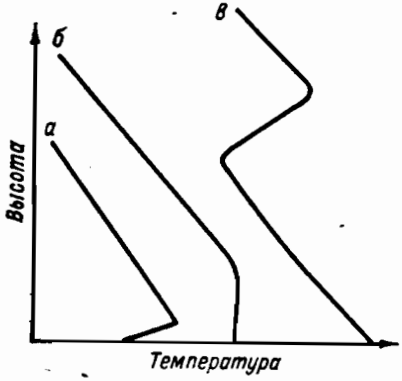


Рис. 35. Типы распределения температуры воздуха с высотой.
а — приземная инверсия, *б* — приземная изотермия, *в* — приподнятая инверсия.

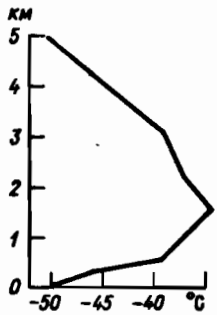


Рис. 36. Зимняя инверсия температуры над Якутском 2 декабря 1957 г.

бом уровне в тропосфере; однако наиболее часты инверсии в пределах нижних 2 км (если не говорить об инверсиях в тропопаузе, собственно уже не тропосферных). Толщина инверсионного слоя также может быть самой различной — от немногих десятков до многих сотен метров. Наконец, скачок температуры на инверсии, т. е. разность температур на верхней и нижней границах инверсионного слоя, может колебаться от 1 °С и меньше до 10—15 °С и больше.

Случается, что приземная инверсия простирается до значительной высоты. Тогда повышение температуры начинается от самой земной поверхности и продолжается до большой высоты, а скачок температуры оказывается особенно значительным. Например, в Павловске 13 января 1914 г. у земной поверхности было —20 °С, а на высоте 1500 м —3,5 °С; там же 7 декабря 1910 г. у земной поверхности было —12 °С, а на высоте 520 м 7 °С (см. также рис. 36).

Бывает и так, что инверсия непосредственно переходит в вышележащую изотермию. Нередко над тем или иным районом

наблюдаются две (или больше) инверсии, разделенные слоями с нормальным убыванием температуры.

Инверсии наблюдаются не над отдельными точками земной поверхности. Слой инверсии непрерывно простирается над значительной площадью.

33. Приземные инверсии

1. Приземные инверсии температуры над поверхностью суши или над ледяным покровом океана обычно возникают вследствие ночного радиационного охлаждения подстилающей поверхности. Такие инверсии называют *радиационными*. Нижние слои воздуха охлаждаются от земной поверхности сильнее вышележащих. Поэтому у самой земной поверхности температура падает всего сильнее и устанавливается рост температуры с высотой.

Мощность инверсионного слоя зависит от длительности выхолаживания и от развития турбулентности, передающей охлаждение вверх. Но слишком сильная турбулентность неблагоприятна для образования и сохранения инверсии. Поэтому для образования приземных инверсий особенно благоприятны ясные ночи со слабым ветром. Такие условия погоды характерны для антициклонов и весной и осенью могут привести к ночным заморозкам. Явление заморозков, как правило, связано с образованием приземной инверсии. Но заморозки наблюдаются только в переходные сезоны, тогда как приземные радиационные инверсии могут возникать по ночам и зимой, и летом. С приземными инверсиями связаны также так называемые поземные туманы (см. главу пятую, п. 26).

С восходом солнца приземная инверсия радиационного типа разрушается, так как ночное охлаждение почвы уступает место прогреванию. Но в холодное время года приземная инверсия может существовать по нескольку суток подряд, ослабевая днем, но усиливаясь от ночи к ночи. Приземные радиационные инверсии длительно существуют также зимой над льдами Арктики и Антарктиды, во время круглосуточной ночи.

Рельеф местности может усиливать инверсию. Охлаждение воздуха в ясную погоду особенно велико в котловинах, откуда выхоложенный воздух не находит выхода. В Верхоянске зимой даже средняя температура на 10—15 °С ниже, чем на склонах гор в том же районе на высоте около 900 м.

2. Меньшая часть приземных инверсий над сушей может возникать и по другим причинам. Так, весной теплый воздух, текущий над снежным покровом, охлаждается, потому что тепло идет на таяние снега. Над поверхностью тающего снежного покрова возникает так называемая *снежная*, или *весенняя*, инверсия. Если ветер достаточно силен, то вследствие

турбулентности эта инверсия обнаруживается не у самой земной поверхности, а на некоторой высоте.

Над полярными льдами приземные инверсии часты и летом. В это время они связаны с охлаждением воздуха над тающим льдом. Вместо инверсии может наблюдаться также состояние, близкое к изотермическому, т. е. с вертикальными градиентами температуры, близкими к нулю.

34. Приподнятые инверсии

1. Приподнятые инверсии возникают преимущественно в устойчивых антициклонах как над сушей, так и над морем и наблюдаются над большими территориями на протяжении длительных периодов. Наиболее часты и сильны они зимой, когда во внетропических широтах антициклоны особенно интенсивны и устойчивы. Но они круглый год наблюдаются и в антициклонах субтропических, в том числе и в тех их частях, которые обращены к экватору, в зоне пассатов; это так называемые *пассатные* инверсии. Наиболее часты инверсии в пределах нижних 2 км, но иногда наблюдаются и в более высоких слоях тропосферы.

Большинство инверсий в свободной атмосфере являются *инверсиями оседания*. Они возникают вследствие нисходящего движения воздуха и его адиабатического нагревания при этом. Происходит это именно в устойчивых воздушных массах антициклонов, где воздух обладает нисходящими составляющими движения, при этом решающее значение имеет возрастание скорости опускания с высотой. Температура каждой опускающейся воздушной частицы возрастает. Но частицы в верхней части слоя нагреваются больше, чем в нижней, так как опускаются за единицу времени на большее расстояние по вертикали. Поэтому распределение температуры в слое по вертикали не остается тем же, что в начальном состоянии. Если опускающийся слой первоначально имел устойчивую стратификацию, то при опускании она должна стать еще более устойчивой, что может привести и к образованию инверсии.

Приподнятые инверсии нередко образуются над облачными слоями. При этом большую роль играет нисходящее движение воздуха. Поскольку над облачным слоем опускающийся воздух нагревается сухоадиабатически, а в облаке — влажноадиабатически, то физически очевидно, что непосредственно над облаком может образоваться инверсия температуры (которую называют надоблачной инверсией динамического происхождения).

Нисходящие движения играют большую роль и в образовании приземных инверсий температуры. Однако вблизи земли инверсия часто разрушается под влиянием турбулентности и,

как следствие, приземная инверсия переходит в приподнятую.

Инверсии нередко покрывают обширные территории в соответствии с размерами антициклонов, в которых они возникают. Особенно это прослеживается в зимних устойчивых антициклонах над материками умеренных широт. Почти постоянно инверсии или изотермии наблюдаются в нижних 1—2 км в зоне пассатов, на обращенной к экватору периферии субтропических антициклонов (см. главу седьмую, п. 12).

2. Приподнятая инверсия связана с падением относительной влажности. Относительная влажность наибольшая у основания инверсии, где накапливается водяной пар, переносимый турбулентностью снизу. Воздух здесь обычно близок к насыщению, почему нередко под слоем инверсии наблюдаются облака. Внутрь инверсионного слоя водяной пар снизу почти не проникает, так как очень устойчивая стратификация в этом слое сводит турбулентность к минимуму. В самом инверсионном слое содержание водяного пара то же, какое было в нем до начала оседания. Но если температура слоя повысилась, а содержание водяного пара осталось то же, то относительная влажность должна соответственно понизиться. Поэтому внутри инверсионного слоя наблюдается резкое падение относительной влажности с высотой, иногда до 20—30 % и ниже.

Например, над Боденским озером (в Северных Альпах) на нижней границе инверсии относительная влажность в среднем 96 %, а на верхней границе 43 %.

Кроме нисходящего движения, приподнятые инверсии в атмосфере могут быть связаны полностью или частично с фронтальными поверхностями в циклонических областях, с излучением облаков или мглы и т. п. Но нисходящее движение — безусловно, преобладающий механизм образования приподнятых инверсий в атмосфере.

35. Тепловой баланс системы Земля—атмосфера

1. Земля в целом, атмосфера в отдельности и земная поверхность находятся в состоянии теплового равновесия, если рассматривать условия за длительный период (год или, лучше, ряд лет). Средние температуры их от года к году изменяются мало, а от одного многолетнего периода к другому остаются почти неизменными. Отсюда следует, что приток и отдача тепла за достаточно длительный период равны или почти равны.

Земля получает тепло, поглощая солнечную радиацию в атмосфере и особенно на земной поверхности. Теряет она тепло путем излучения в мировое пространство длинноволновой радиации земной поверхности и атмосферы. При тепловом равновесии Земли в целом приток солнечной радиации (на верхнюю границу атмосферы) и отдача радиации с верхней границы

атмосферы в мировое пространство должны быть равными. Иначе говоря, на верхней границе атмосферы должно существовать лучистое равновесие, т. е. радиационный баланс, равный нулю.

Атмосфера, отдельно взятая, получает и теряет тепло, поглощая солнечную и земную радиацию и отдавая свою радиацию вниз и вверх. Кроме того, она обменивается теплом с земной поверхностью нерадиационным путем. Тепло переносится от земной поверхности в воздух или обратно путем теплопроводности. Наконец, тепло затрачивается на испарение воды с подстилающей поверхности; затем оно освобождается в атмосфере при конденсации водяного пара. Все указанные потоки

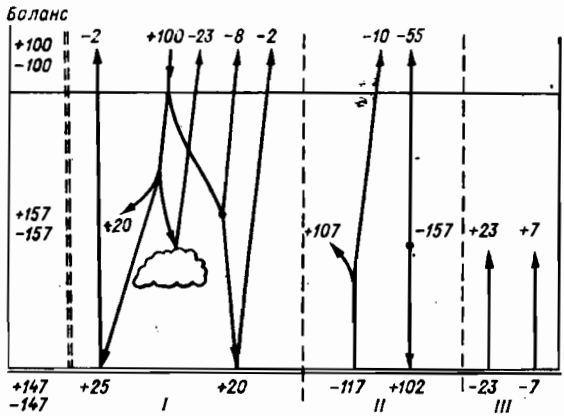


Рис. 37. Тепловой баланс Земли, атмосферы и земной поверхности. *I* — коротковолновая радиация, *II* — длинноволновая радиация, *III* — нерадиационный обмен.

тепла, направленные в атмосферу и из атмосферы, за длительное время должны уравновешиваться.

Наконец, на земной поверхности уравновешиваются приток тепла вследствие поглощения солнечной и атмосферной радиации, отдача тепла путем излучения самой земной поверхности и нерадиационный обмен теплом между ней и атмосферой.

2. Примем солнечную радиацию, входящую в атмосферу, за 100 единиц (рис. 37). Из этого количества 23 единицы отражаются обратно облаками и уходят в мировое пространство, 20 единиц поглощаются воздухом и облаками и тем самым идут на нагревание атмосферы. Еще 30 единиц радиации рассеиваются в атмосфере и из них 8 единиц уходят в мировое пространство. 27 единиц прямой и 22 единицы рассеянной радиации доходят до земной поверхности. Из них 25+20=45 единиц поглощаются и нагревают верхние слои почвы и воды, а 2+2=4 единицы отражаются в мировое пространство.

Итак, с верхней границы атмосферы уходит обратно в мировое пространство 23+8+4=35 единиц «неиспользованной»

солнечной радиации, т. е. 35 % ее притока на границу атмосферы. Эту величину (35 %) называют, как мы уже знаем, альбедо Земли. Для сохранения радиационного равновесия на верхней границе атмосферы необходимо, чтобы через нее наружу уходило еще 65 единиц длинноволнового излучения земной поверхности.

3. Обратимся теперь к земной поверхности. Как уже было сказано, она поглощает 45 единиц прямой и рассеянной солнечной радиации. Кроме того, к земной поверхности направлен поток длинноволнового излучения из атмосферы. Атмосфера соответственно своим температурным условиям излучает 157 единиц энергии. Из этих 157 единиц 102 направлены к земной поверхности и поглощаются ею, а 55 уходят в мировое пространство. Таким образом, кроме 45 единиц коротковолновой солнечной радиации, земная поверхность поглощает еще вдвое большее количество длинноволновой атмосферной радиации. Всего же земная поверхность получает от поглощения радиации 147 единиц тепла.

Очевидно, что при тепловом равновесии она должна столько же и терять. Путем собственного длинноволнового излучения она теряет 117 единиц. Еще 23 единицы тепла расходуются земной поверхностью при испарении воды. Наконец, путем теплопроводности в процессе теплообмена между земной поверхностью и атмосферой поверхность теряет 7 единиц тепла (тепло уходит от нее в атмосферу в больших количествах, но компенсируется обратной передачей, которая только на 7 единиц меньше).

Всего, таким образом, земная поверхность теряет $117+23+$ $+7=147$ единиц тепла, т. е. столько же, сколько получает, поглощая солнечную и атмосферную радиацию.

Из 117 единиц длинноволнового излучения земной поверхностью 107 единиц поглощаются атмосферой, а 10 единиц уходят за пределы атмосферы в мировое пространство.

4. Теперь сделаем подсчет для атмосферы. Выше сказано, что она поглощает 20 единиц солнечной радиации, 107 единиц земного излучения, 23 единицы тепла конденсации и 7 единиц в процессе теплообмена с земной поверхностью. Всего это составит $20+107+23+7=157$ единиц энергии, т. е. столько же, сколько атмосфера сама излучает.

Наконец, снова обратимся к верхней поверхности атмосферы. Через нее приходит 100 единиц солнечной радиации и уходит обратно 35 единиц отраженной и рассеянной солнечной радиации, 10 единиц земного излучения и 55 единиц атмосферного излучения, а всего 100 единиц. Таким образом, и на верхней границе атмосферы существует равновесие между притоком и отдачей энергии, притом здесь — только лучистой энергии. Никаких других механизмов обмена тепла между Землей

и мировым пространством, кроме радиационных процессов, не существует.

Все приведенные цифры подсчитаны на основе отнюдь не исчерпывающих наблюдений. Поэтому на них не нужно смотреть как на абсолютно точные. Они не раз подвергались небольшим изменениям, не меняющим, однако, существа расчета.

5. Обратим внимание, что атмосфера и земная поверхность, по отдельности взятые, излучают гораздо больше тепла, чем за то же время поглощают солнечной радиации. Это может показаться непонятным. Но по существу дела это взаимный обмен, взаимная «перекачка» радиации. Например, земная поверхность теряет в конечном счете вовсе не 117 единиц радиации, 102 единицы она получает обратно, поглощая встречное излучение; чистая потеря равна только 117 — 102 = 15 единицам. Лишь 65 единиц земной и атмосферной радиации уходят через верхнюю границу атмосферы в мировое пространство. Приток 100 единиц солнечной радиации на границу атмосферы как раз и уравновешивает чистую потерю радиации Землей путем отражения (35) и излучения (65).

36. Тепловой баланс широтных зон и воздушные течения

1. Приведенный выше расчет действителен для земного шара в целом и за длительный период (не менее года). В отдельные сезоны года приток тепла на земную поверхность и в атмосферу в той или иной зоне может значительно перевешивать отток; с этим и связан годовой ход температуры. Мало того, если говорить только о радиационном обмене, то даже за год в отдельно взятых зонах Земли приток радиации не уравновешивается ее отдачей. Радиационный баланс земной поверхности и атмосферы даже за год является положительным или отрицательным в зависимости от широты места.

Тем не менее за годовой или многолетний период равенство между приходом и расходом тепла сохраняется не только для Земли в целом, но и для отдельных ее широтных зон, поскольку средние температуры воздуха в них остаются с течением времени почти неизменными. Это значит, что избыток или недостаток радиации в отдельных зонах компенсируется нерадиационным теплообменом между земной поверхностью и атмосферой.

В предыдущем расчете теплового баланса Земли была указана очень небольшая цифра для обмена путем теплопроводности между земной поверхностью и атмосферой (7 единиц в пользу атмосферы). Но это — среднее для всей Земли, притом за год. В высоких широтах, где приток радиации меньше

отдачи, должна существовать значительная нерадиационная передача тепла от атмосферы к земной поверхности как путем теплопроводности, так и при конденсации.

2. Чем стимулируется эта передача тепла?

Дело в общей циркуляции атмосферы, т. е. в переносе воздуха из одних широт в другие, в адвекции воздуха. Теплые воздушные массы, притекающие в высокие широты, отдают там свое тепло более холодной земной поверхности. Напротив, холодные воздушные массы, попадая в низкие широты, воспринимают путем теплопроводности избыток тепла от земной поверхности. Таким образом, в широтных зонах поддерживается тепловое равновесие земной поверхности.

В самой атмосфере вследствие указанной адвекции воздушных масс также устанавливается распределение температуры по широтным зонам, отличное от того, какое было бы при лучистом равновесии, т. е. только при поглощении и излучении радиации. Перенос теплого воздуха в высокие широты повышает там температуру атмосферы, а перенос холодного воздуха в низкие широты, напротив, понижает там температуру атмосферы. В результате в атмосфере устанавливается более равномерное распределение тепла по земному шару. Если бы температура воздуха распределялась только в соответствии с лучистым равновесием, т. е. если бы под каждой широтой существовало равновесие между притоком и отдачей радиации, то на полюсе средняя годовая температура была бы —44 °С и на экваторе 39 °С. В действительности же она на полюсе —22 °С и на экваторе 26 °С.

Путем адвекции в земной атмосфере переносятся из низких широт в высокие огромные количества тепла.

Кроме переноса тепла из низких широт в высокие, воздушные течения осуществляют и сезонный перенос тепла между полушариями. Тепло переносится из того полушария, в котором лето или осень, в то, в котором зима или весна.

Глава пятая

ВОДА В АТМОСФЕРЕ

Из главы первой мы знаем о *влагообороте* как об одном из трех циклов климатообразующих процессов. Влагооборот состоит из испарения воды с земной поверхности, ее конденсации в атмосфере, выпадения осадков и стока. Сток, как процесс чисто гидрологический, мы оставим вне рассмотрения. Остальные же составляющие влагооборота — испарение, конденсация и осадкообразование — и их климатические следствия составляют основное содержание этой главы.

1. Испарение и насыщение

1. Водяной пар непрерывно поступает в атмосферу в результате испарения с поверхностей водоемов, почвы и вследствие транспирации (испарения растительностью). Испарение, в отличие от транспирации, называют еще *физическим испарением*, а испарение и транспирацию вместе — *суммарным испарением*.

Процесс испарения состоит в том, что отдельные молекулы воды отрываются от водной поверхности или от влажной почвы и переходят в воздух как молекулы водяного пара. В воздухе они быстро распространяются вверх и в стороны от источника испарения. Это происходит отчасти вследствие собственного движения молекул; в этом случае процесс распространения молекул газа на возможно большее пространство называется *молекулярной диффузией*. К молекулярной диффузии в атмосфере присоединяется еще и распространение водяного пара вместе с воздухом: в горизонтальном направлении с ветром, т. е. с общим переносом воздуха, а в вертикальном направлении путем *турбулентной диффузии*, т. е. вместе с турбулентными вихрями, всегда возникающими в движущемся воздухе.

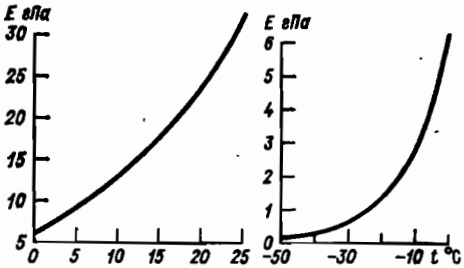


Рис. 38. Давление насыщенного водяного пара в зависимости от температуры.

Но одновременно с отрывом молекул от поверхности воды или почвы происходит и обратный процесс их перехода из воздуха в воду или почву. Если достигается состояние подвижного равновесия, когда возвращение молекул становится равным их отдаче с поверхности, то испарение прекращается: отрыв молекул с поверхности продолжается, но он покрывается возвращением молекул. Такое состояние называют *насыщением*, водяной пар в этом состоянии, а также воздух, содержащий водяной пар, называют *насыщенным*. Давление водяного пара в состоянии насыщения называют *давлением насыщенного водяного пара*.

Давление насыщенного водяного пара растет с температурой. Это значит, что при более высокой температуре воздух способен содержать больше водяного пара, чем при более низкой температуре. Зависимость давления насыщенного водяного пара от температуры представлена на рис. 38. Например, при температуре 0 °С давление насыщенного водяного пара равно 6,1 гПа, при +10 °С — 12,3 гПа, при +20 °С — 23,4 гПа, при

+30 °С — 42,4 гПа. Таким образом, *на каждые 10 °С температуры* давление насыщенного водяного пара и пропорциональное ей содержание насыщающего водяного пара в воздухе *возрастают почти вдвое*. При температуре +30 °С воздух может содержать водяного пара в состоянии насыщения в 7 раз больше, чем при температуре 0 °С.

2. Капли жидкой воды (облаков и туманов) часто находятся в атмосфере в переохлажденном состоянии. При температурах до —10 °С состояние переохлаждения в атмосфере обычно, и лишь при более низких температурах часть капель замерзает. Поэтому в атмосфере жидкая вода и лед часто находятся в непосредственной близости. Многие облака состоят

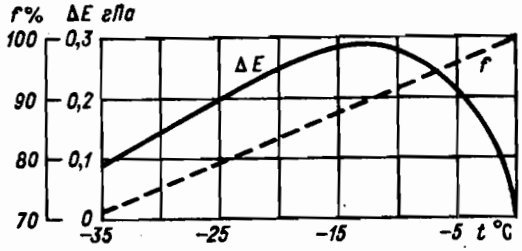


Рис. 39. Разность давлений насыщения над водой и льдом и относительная влажность при насыщении надо льдом в зависимости от температуры.

из тех и других элементов одновременно, являются смешанными.

При отрицательных температурах давление насыщенного водяного пара по отношению к ледяным кристаллам меньше, чем по отношению к переохлажденным каплям (рис. 39). Например, при температуре —10 °С над переохлажденной водой давление насыщенного водяного пара 2,85 гПа, а над льдом 2,60 гПа. При температуре —20 °С — соответственно 1,27 и 1,03 гПа. Если, например, при температуре —10 °С фактическое давление водяного пара 2,7 гПа, то для переохлажденных капель такой воздух будет ненасыщенным, и капли в нем должны испаряться; но для кристаллов он будет уже перенасыщенным, и кристаллы должны расти. Такие условия действительно создаются в облаках и важны для выпадения осадков.

Различие в давлении насыщенного водяного пара над водой и льдом объясняется тем, что силы сцепления между молекулами льда больше, чем между молекулами воды. Поэтому состояние насыщения, т. е. состояние подвижного равновесия между потерей и приходом молекул, наступает для льда при меньшем содержании водяного пара в окружающем воздухе, чем для жидкой воды.

3. Для *выпуклых* поверхностей, какими являются поверхности капель, давление насыщенного водяного пара больше, чем для плоской поверхности воды. Это объясняется тем, что на вы-

пуклой поверхности силы сцепления между молекулами меньше, чем на плоской поверхности. Для крупных капель превышение незначительно. Но, например, для капель радиусом 10^{-7} см для насыщения нужно втрое большее давление водяного пара в воздухе, чем для плоской водной поверхности. Это значит, что в воздухе, который насыщен по отношению к плоской водной поверхности, такие мелкие капли существовать не могут: для них воздух насыщенным не будет, и они быстро испарятся.

4. Если в воде растворены соли, то давление насыщенного водяного пара для *раствора солей меньше, чем для пресной воды*, и тем меньше, чем больше концентрация солей. Поэтому над морской водой насыщение устанавливается при давлении пара меньшем, чем над пресной водой, примерно на 2 %. Давление насыщения понижается, следовательно, и для капель, содержащих растворенный хлористый натрий и другие соли морской воды. А капли облаков действительно эти соли содержат, поскольку образуются на солевых ядрах конденсации.

2. Скорость испарения

1. Скорость испарения V выражается в миллиметрах слоя воды, испарившейся за единицу времени, например за сутки, с данной поверхности. Она прежде всего пропорциональна разности между давлением насыщенного водяного пара при температуре испаряющей поверхности и фактическим давлением водяного пара в воздухе: $E_s - e$ (закон Дальтона).

Чем меньше разность $(E_s - e)$, тем медленнее идет испарение, т. е. тем меньше водяного пара переходит в воздух за единицу времени. Если испаряющая поверхность теплее воздуха, то E_s больше, чем давление насыщенного водяного пара E при температуре воздуха. Поэтому испарение продолжается и тогда, когда воздух уже насыщен, т. е. когда $e = E < E_s$. Кроме того, скорость испарения обратно пропорциональна атмосферному давлению p. Но этот фактор важен лишь при сравнении условий испарения на разных высотах в горах; на равнине колебания атмосферного давления не так велики, чтобы он имел существенное значение.

Наконец, испарение зависит от скорости ветра v, поскольку ветер и связанная с ним турбулентность относят водяной пар от испаряющей поверхности и поддерживают необходимый дефицит насыщения в непосредственной близости от нее. Испарение очень велико летом в степной зоне Советского Союза, когда большому дефициту насыщения часто сопутствуют и сильные ветры.

Итак,

$$V = \frac{E_s - e}{p} f(v). \qquad (1)$$

2. Измерение испарения является трудной задачей. Легко измерить испарение с поверхности воды в чашке прибора — испарителя — или в небольшом искусственном бассейне. Однако нельзя вполне приравнивать такое испарение к испарению с большого естественного водоема. В последнем случае испарение меньше, чем определенное по испарителю. Измерить испарение с поверхности почвы намного труднее. Соответствующие приборы — *почвенные испарители* — существуют, но определяемые ими величины испарения из вырезанных монолитов почвы также могут отличаться от испарения в естественной обстановке. Положение еще осложняется и транспирацией, которая будучи процессом биологическим, для разных видов растений различна при одинаковых метеорологических условиях.

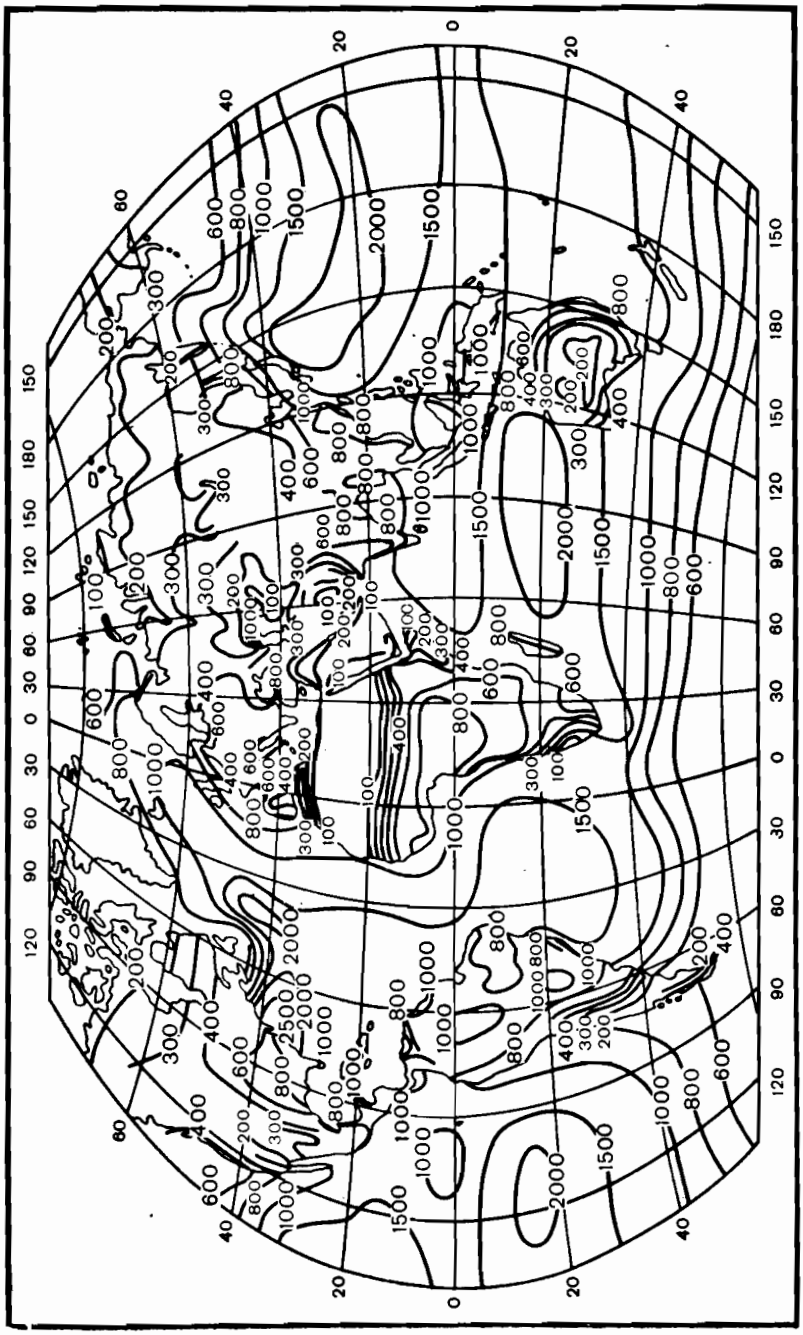
Поэтому для определения испарения с больших географических площадей прибегают к расчетным методам. Испарение с поверхности суши рассчитывается, например, по осадкам, стоку и влагосодержанию почвы, т. е. по другим элементам водного баланса, с которыми связано испарение и которые легче определяются путем измерений. Испарение с поверхности моря можно рассчитывать по формулам, близким к выражению (1), т. е. из данных о влажности воздуха, температуре и ветре.

3. Географическое распределение испаряемости и испарения

1. Говоря о количестве воды, испаряющейся в той или иной местности, нужно различать *фактическое* испарение и *возможное* испарение, или *испаряемость*.

Испаряемостью называют максимально возможное испарение, не ограниченное запасами влаги. Таково испарение с чашки испарителя, куда регулярно добавляется вода. Испарение с поверхности водоема или избыточно увлажненной почвы также может быть отнесено к испаряемости. Однако в случае большой испаряющей поверхности оно меньше, чем испарение, определенное по испарителю.

Однако испаряемость не всегда совпадает с фактическим испарением с поверхности почвы. Для почвы с недостаточным увлажнением фактическое испарение меньше, чем для водной поверхности при тех же условиях, т. е. меньше испаряемости, в связи с тем, что не хватает влаги, которая могла бы испаряться. Например, в условиях Средней Азии испаряемость летом очень велика вследствие большого дефицита насыщения при высоких температурах. С водных поверхностей в этом районе, например Аральского моря, испаряется большое количество воды с единицы поверхности. Но поблизости, в пустынях, где осадки очень малы, фактическое испарение из иссушенной песчаной почвы также очень мало; испаряться нечему.



Карта XVI. Испарение с подстилающей поверхности. Средние годовые значения (мм/год).

2. Рассмотрим числовые значения испаряемости на суше, определенные либо по испарению с водных поверхностей в приборах (испарителях), либо путем расчетов для небольших водных поверхностей по средним значениям других метеорологических величин (для этого существуют эмпирические формулы).

В полярных областях, при низких температурах испаряющей поверхности, как давление насыщенного водяного пара E_s, так и фактическое давление водяного пара e малы и близки друг к другу. Поэтому разность $(E_s - e)$ мала, и вместе с ней мала испаряемость. На Шпицбергене она только 80 мм в год, в Англии около 400 мм, в Средней Европе около 450 мм. На Европейской части СССР испаряемость растет с северо-запада на юго-восток вместе с ростом дефицита насыщения. В Ленинграде она 320 мм в год, в Москве 420 мм, в Луганске 740 мм. В Средней Азии с ее высокими летними температурами и большим дефицитом насыщения испаряемость значительно выше: 1340 мм в Ташкенте и 1800 мм в Нукусе.

В тропиках испаряемость сравнительно невелика на побережьях и резко возрастает внутри материков, особенно в пустынях. Так, на Атлантическом побережье Сахары годовая испаряемость 600—700 мм, а на расстоянии 500 км от берега — 3000 мм. В наиболее засушливых районах Аравии и пустынь Колорадо она выше 3000 мм. Только в Южной Америке нет областей с годовой испаряемостью более 2500 мм.

У экватора, где дефицит насыщения мал, испаряемость относительно низка: 700—1000 мм. В прибрежных пустынях Перу, Чили и Южной Африки годовая испаряемость также не превышает 600—800 мм.

Влажная почва, покрытая растительностью, может терять влаги больше, чем водная поверхность, так как к испарению в этом случае прибавляется транспирация. Но почва в районах с недостаточным увлажнением, конечно, испаряет меньшее количество воды; не более того, что она получает в результате впитывания дождевой и талой воды.

3. Рассмотрим теперь географическое распределение *фактического испарения.*

На карте XVI (из «Атласа теплового баланса земного шара» под ред. М. И. Будыко) приводятся рассчитанные годовые суммы фактического испарения. Можно видеть, что испарение *с океанов* (где оно совпадает с испаряемостью) значительно превышает испарение с суши. На большей части акватории мирового океана в средних и низких широтах оно изменяется от 600 до 2500 мм, а максимумы достигают 3000 мм. В полярных водах при наличии льдов испарение сравнительно невелико. На суше годовые суммы испарения изменяются от 100—200 мм в полярных и пустынных районах (в Антарктиде еще меньше)

до 800—1000 мм во влажных тропических и субтропических областях (юг Азии, страны по Гвинейскому заливу и Конго, юго-восток США, восточное побережье Австралии, о-ва Индонезии, Мадагаскар). Максимальные значения на суше — несколько больше 1000 мм.

4. Характеристики влажности

1. Влажность воздуха прежде всего зависит то того, сколько водяного пара поступает в атмосферу путем испарения с земной поверхности в том же районе. Естественно, что над океанами она больше, чем над материками, так как испарение с поверхности океана не ограничено запасами воды. В то же время в каждом месте влажность воздуха зависит от атмосферной циркуляции: воздушные течения приносят в данный район воздушные массы более влажные или более сухие из других областей Земли.

2. Для количественного выражения содержания водяного пара в атмосфере употребляют различные характеристики влажности воздуха. О двух из них было сказано в главе второй. Это, во-первых, *парциальное давление водяного пара* e — основная и наиболее употребительная характеристика влажности; во-вторых, *относительная влажность* f, т. е. отношение фактического давления пара к давлению насыщенного пара при данной температуре, выраженное в процентах:

$$f = \frac{e}{E} \cdot 100\%.$$

3. *Абсолютная влажность* a — *масса водяного пара в граммах в 1 м³ воздуха (г/м³)*. Она отличается от введенной во второй главе плотности водяного пара лишь единицей измерения. Для абсолютной влажности справедливо выражение

$$a = 220 \frac{e}{T}, \qquad (2)$$

где e — в гектопаскалях (гПа); T — в кельвинах (К).

Итак, абсолютную влажность легко рассчитать, зная давление пара и температуру воздуха. При температуре 0 °С (273 К) и состоянии насыщения $a = 4{,}9$ г/м³.

Следует обратить внимание на то, что абсолютная влажность меняется при адиабатических процессах. При расширении воздуха объем его увеличивается и то же количество водяного пара распределяется на больший объем; следовательно, абсолютная влажность уменьшается. При сжатии воздуха, наоборот, абсолютная влажность растет.

4. *Массовая доля водяного пара s — отношение массы водяного пара в некотором объеме к общей массе влажного воздуха в том же объеме.* Полагая этот объем равным 1 м^3, получим $s=\rho_w/\rho$. С учетом формул

$$\rho_w=\frac{0{,}622e}{RT} \quad \text{и} \quad \rho=\frac{p}{RT}\left(1-0{,}378\frac{e}{p}\right)$$

имеем

$$s=0{,}622\frac{e}{p\left(1-0{,}378\frac{e}{p}\right)}. \tag{3}$$

Последний член в знаменателе $(0{,}378\frac{e}{p})$ мал в сравнении с единицей, и его без больших погрешностей можно отбросить. Тогда получим

$$s=0{,}622\frac{e}{p}. \tag{4}$$

Итак, массовую долю водяного пара можно вычислить, зная давление водяного пара и воздуха.

Массовая доля водяного пара — безразмерная величина. Из выражения (4) видно, что ее значения всегда малы, поскольку p во много раз больше e. На практике массовую долю водяного пара удобнее выражать в промилле (‰).

Массовая доля водяного пара не изменяется при адиабатическом расширении или сжатии воздуха, в отличие от абсолютной влажности, так как при адиабатических процессах меняется объем воздуха, но не масса его.

5. Остановимся еще на трех характеристиках влажности.

Во-первых, *точка росы* τ — *температура, при которой содержащийся в воздухе водяной пар достигает состояния насыщения при неизменном общем давлении воздуха.* Так, например, если при температуре воздуха 27 °С давление пара в нем 23,4 гПа, то такой воздух не является насыщенным. Для того чтобы он стал насыщенным, нужно понизить его температуру до 20 °С. Вот эта температура (20 °С) и является в данном случае точкой росы. Очевидно, что чем меньше разница между фактической температурой и точкой росы, тем ближе воздух к насыщению. При насыщении точка росы равна фактической температуре.

Во-вторых, *отношение смеси — отношение массы водяного пара в некотором объеме к массе сухой части воздуха в том же объеме.*

В-третьих, *дефицит насыщения — разность между давлением насыщенного пара E при данной температуре воздуха и фактическим давлением пара e в воздухе:* $d = E - e$. Иначе говоря, дефицит насыщения характеризует, сколько водяного пара недостает для насыщения воздуха при данной температуре. Выражается он в *гектопаскалях*.

5. Измерение влажности воздуха

В приземных условиях влажность воздуха определяется всего удобнее *психрометрическим методом*, т. е. по показаниям двух термометров — с сухим и смоченным резервуарами (*сухого и смоченного*). Испарение воды с поверхности смоченного термометра понижает его температуру по сравнению с температурой сухого термометра; понижение это тем больше, чем больше дефицит насыщения. По разности температур сухого и смоченного термометров вычисляют давление водяного пара и относительную влажность воздуха. Для практических расчетов служат специальные психрометрические таблицы. Значения давления насыщенного водяного пара в психрометрических таблицах всегда даются для плоской поверхности пресной воды. Для отрицательных температур дополнительно даются соответствующие значения относительно льда.

Пара термометров — с сухим и смоченным резервуарами — называется *психрометром*. Психрометр помещается в метеорологической будке, причем резервуар одного из термометров постоянно поддерживается в смоченном состоянии (он обвязан батистом, конец которого опущен в стаканчик с водой). Для экспедиционных и микроклиматических наблюдений применяется аспирационный психрометр Ассмана, в котором резервуары термометров помещены в никелированные металлические трубки; при наблюдениях в результате принудительной вентиляции сквозь трубки пропускается поток воздуха, обдувающий термометры. Один из термометров увлажняется перед самым наблюдением.

Применяют также *волосной гигрометр*, основанный на том, что обезжиренный волос изменяет свою длину при изменении относительной влажности. Это относительный прибор, который нужно градуировать по психрометру. Принцип волосного гигрометра применяется в самопишущих приборах (гигрографах и метеорографах). Для аэрологических наблюдений применяются также методы определения влажности воздуха по изменению натяжения гигроскопической органической пленки или по химическим реакциям.

Существуют и другие методы определения влажности, например весовой и конденсационный.

6. Суточный и годовой ход давления водяного пара

1. *Абсолютное содержание водяного пара в воздухе* можно охарактеризовать одной из указанных величин: давлением пара, абсолютной влажностью или массовой долей пара. Здесь будет чаще всего говориться о *давлении пара*. Однако, зная давление пара, а также температуру и давление воздуха, можно определить и две другие характеристики.

Содержание пара в воздухе у земной поверхности имеет суточный и годовой ход, в общем связанный с соответствующими периодическими изменениями температуры.

Суточный ход давления пара лучше выражен в многолетних средних значениях, чем в значениях за отдельные дни, так же как и суточный ход температуры воздуха. Амплитуда его в средних широтах мала: весной и летом она 2—3 гПа, осенью и зимой 1—2 гПа.

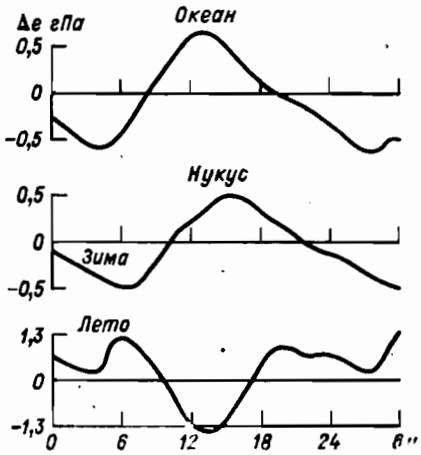


Рис. 40. Суточный ход давления водяного пара в тропическом океане и в пустыне (Нукус) зимой и летом.

Δe — отклонения от средних суточных значений.

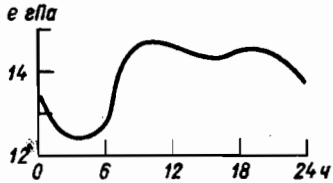


Рис. 41. Суточный ход давления водяного пара в Иркутске в июле.

На море и в приморских областях на суше давление пара имеет *простой* суточный ход, *параллельный суточному ходу температуры воздуха:* влажность больше днем, когда температура выше. Таков же суточный ход в глубине материков в холодное время года (рис. 40).

Но в теплое время года в глубине материков давление пара в основном имеет двойной суточный ход (рис. 40 и 41). Первый минимум наступает рано утром, вместе с минимумом температуры. Затем давление пара быстро растет вместе с температурой до 9 ч. После этого давление пара убывает до 15 ч, когда наступает второй минимум. В сухих и жарких местностях этот дневной минимум является главным. Затем давление пара

снова растет до 21—22 ч, когда наступает второй максимум; после этого оно снова падает до утра.

2. Причиной *двойного суточного хода* влажности воздуха является развитие конвекции над сушей летом в дневные часы. Начиная с восхода солнца почва нагревается. Вместе с этим возрастает испарение, и давление пара у земной поверхности растет. Но около 8—10 ч в приземном слое уже устанавливается неустойчивая стратификация, и конвекция получает достаточное развитие. В процессе конвекции водяной пар переносится в направлении его градиента, снизу вверх, что приводит к дневному падению содержания пара у земной поверхности. В предвечерние часы конвекция ослабевает, а испарение с нагретой почвы еще велико, и потому содержание пара у земной поверхности начинает расти. Но в ночные часы испарение сильно уменьшено, а при охлаждении воздуха от земной поверхности водяной пар конденсируется — образуется роса. Отсюда и ночное падение давления пара.

На горных станциях суточный ход давления пара *параллелен* ходу температуры: максимум наступает после полудня, когда конвекция наиболее интенсивно переносит водяной пар в верхние слои. Амплитуда на горных станциях уменьшена, и экстремальные значения запаздывают.

3. Годовой ход давления пара параллелен годовому ходу температуры: летом оно больше, зимой меньше, что вполне понятно. Самый жаркий и самый холодный месяцы года обыкновенно являются и месяцами с наибольшим и наименьшим давлением пара. Иногда экстремальные значения содержания пара запаздывают на месяц относительно экстремумов температуры. В тех районах тропиков, где максимум температуры отмечается до начала дождливого периода, максимум содержания пара совпадает с началом дождей.

Годовая амплитуда давления пара тем больше, чем больше годовая амплитуда температуры. Следовательно, в континентальном климате она больше, чем в морском. Еще больше она в муссонных областях, где существует резкая противоположность между сухой зимой и влажным летом. На океанах и в морском климате на суше, особенно в экваториальных областях, годовая амплитуда содержания пара мала.

Например, средние значения давления пара в гектопаскалях равны: в Москве (континентальный климат) — январь 3, июль 16; в Париже (морской климат) — январь 6, август 14; в Пекине (муссонный климат) — январь 3, июль 24; в Джакарте (экваториальный климат) — август 26, апрель 29.

7. Суточный и годовой ход относительной влажности

1. Суточный ход относительной влажности f зависит от суточного хода фактического давления пара e и от суточного хода давления насыщенного пара E. Но последнее находится в прямой зависимости от суточного хода температуры. Давление пара e в общем меняется в суточном ходе не очень значительно; гораздо резче меняется вместе с температурой давление насыщенного пара E. Поэтому суточный ход относительной влажности с достаточным приближением обратен суточному ходу температуры. При падении температуры относительная влажность растет, при повышении температуры — падает. В результате суточный минимум относительной влажности совпадает

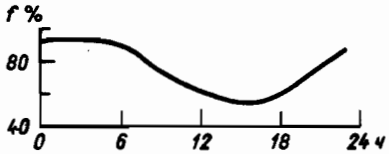


Рис. 42. Суточный ход относительной влажности в Иркутске в июле.

с суточным максимумом температуры воздуха, т. е. приходится на послеполуденные часы, а суточный максимум относительной влажности совпадает с суточным минимумом температуры, т. е. приходится на время около восхода солнца (рис. 42).

На море средняя суточная амплитуда относительной влажности мала, поскольку мала там и суточная амплитуда температуры. На внутренних южных морях СССР суточная амплитуда относительной влажности зимой 5—7 %, летом 10—15 %. На океанах она еще меньше.

На суше суточная амплитуда f больше, чем на море, особенно летом. В Дублине, в ярко выраженном морском климате, зимой она 7 %, летом 20 %; в Вене зимой 9 %, летом 27 %; в Нукусе (Туркменская ССР) зимой 25 %, летом 45 %. В Индии в жаркое предмуссонное время суточная амплитуда f около 40 %, а в период муссонных дождей — только около 20 %.

Конечно, в ясные дни суточный ход относительной влажности выражен лучше, чем в облачные, как и суточный ход температуры. Так, в Вене в ясные дни зимой амплитуда 20 % и летом 43 %, т. е. значительно больше приведенных выше общих средних.

Нарушения в суточный ход относительной влажности вносят бризы на берегах морей (см. главу седьмую). При дневном бризе с моря температура падает, а относительная влажность растет вопреки нормальному суточному ходу.

В горных районах и свободной атмосфере суточный ход относительной влажности параллелен суточному ходу темпера-

туры. Максимум приходится на дневные часы, когда увеличено облакообразование.

2. В годовом ходе относительная влажность также меняется обратно температуре. Например, в Москве она в январе 85 %, в июле 68 %. Однако в муссонных районах относительная влажность увеличена летом, при поступлении морского воздуха и при выпадении муссонных дождей, и уменьшена зимой, в период выноса воздушных масс с материка. Например, во Владивостоке она в июле 89 %, в ноябре 68 %.

8. Географическое распределение влажности воздуха

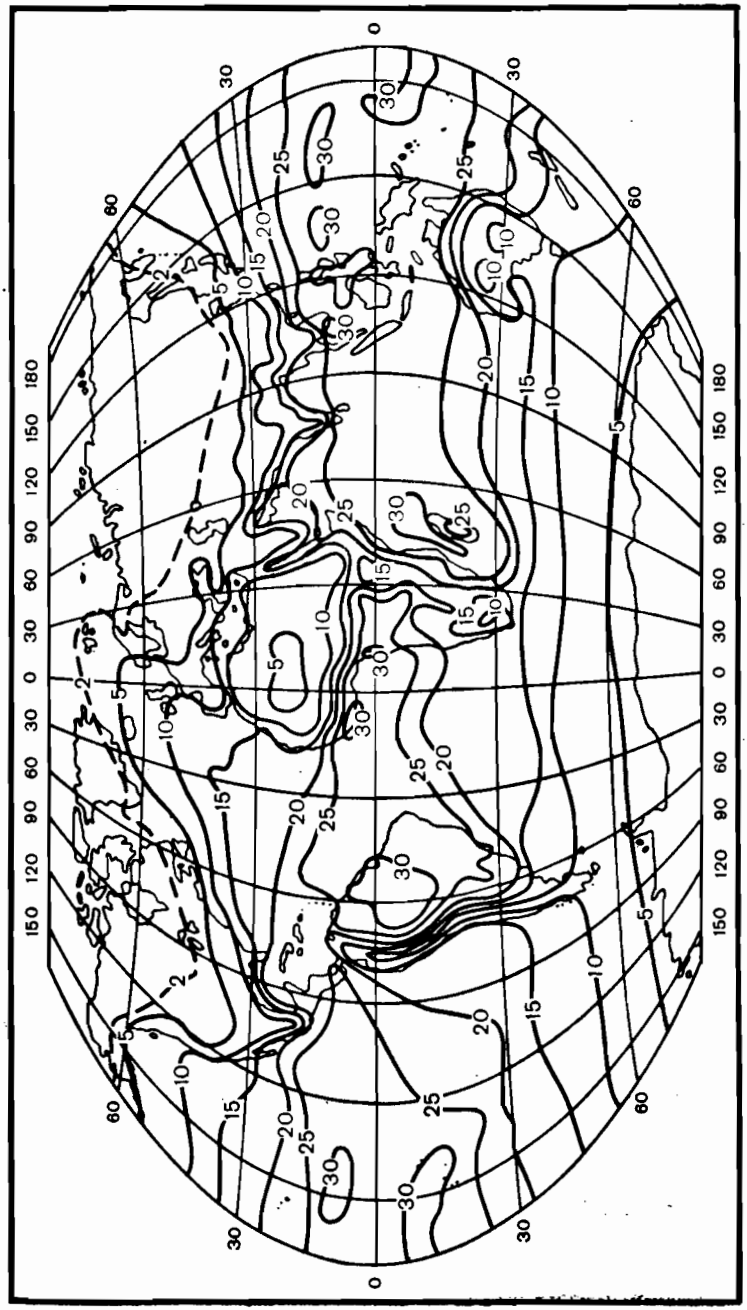
1. Географическое распределение влажности воздуха зависит: 1) от испарения в каждом данном районе и 2) от переноса влаги воздушными течениями из одних мест Земли в другие.

Испарение пропорционально дефициту насыщения, а последний в общем тем больше, чем выше температура. Поэтому распределение влажности (давления пара, массовой доли пара или абсолютной влажности) в общем следует распределению температуры. На климатических картах расположение изолиний влажности близко к расположению изотерм (карты XVII—XX).

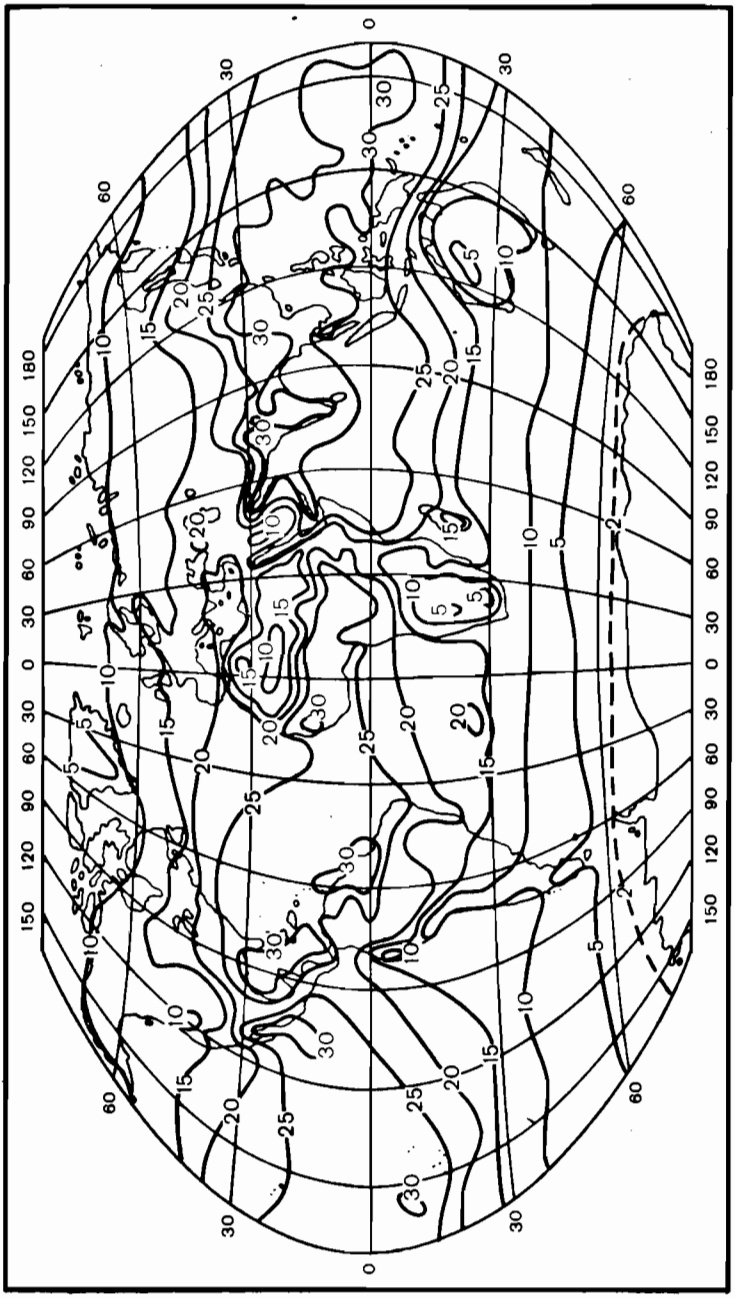
Влажность воздуха наибольшая у экватора, где многолетнее среднее месячное давление пара выше 20 гПа, а в ряде мест достигает экстремальных значений (30—35 гПа). На суше большая влажность отмечается в области экваториальных лесов.

Влажность воздуха, как и температура, убывает с широтой. Кроме того, зимой она, как и температура, понижена на материках в сравнении с океанами. Поэтому зимой изолинии давления пара или абсолютной влажности, подобно изотермам, прогнуты над материками в направлении к экватору. Над очень холодными внутренними районами Центральной и Восточной Азии возникает даже область особенно низкого давления пара с замкнутыми изолиниями. В районе якутского полюса холода давление пара меньше 0,1 гПа; еще ниже оно во внутренних районах Антарктиды.

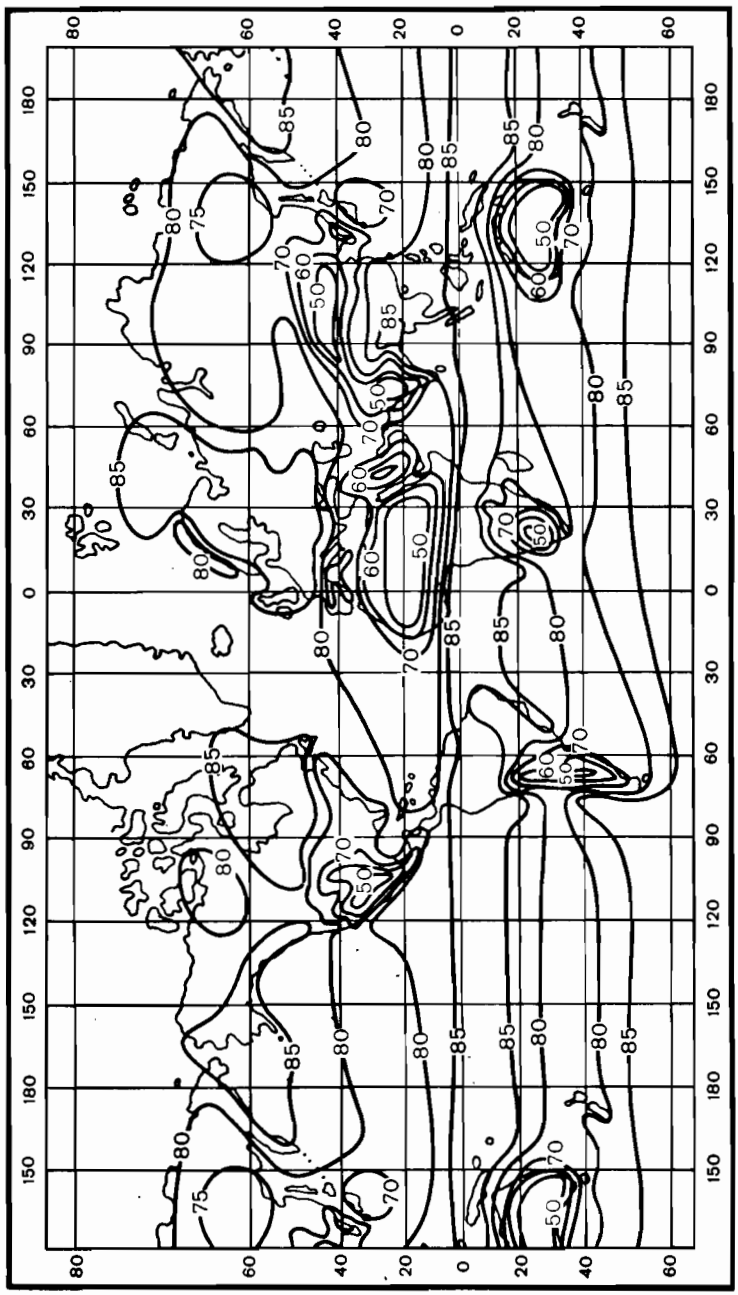
Однако летом соответствие между температурой и содержанием пара меньше. Температуры внутри материков летом высоки, но фактическое испарение ограничено запасами влаги, и водяного пара поступает в воздух не больше, чем над океанами, а то и меньше. Стало быть, и давление пара над материками не увеличено в сравнении с океанами, несмотря на более высокую температуру. Поэтому, в отличие от изотерм, изолинии давления пара летом не выгибаются над материками к высоким широтам, а проходят близко к широтным кругам. Пустыни, такие, как Сахара или пустыни Средней и Централь-



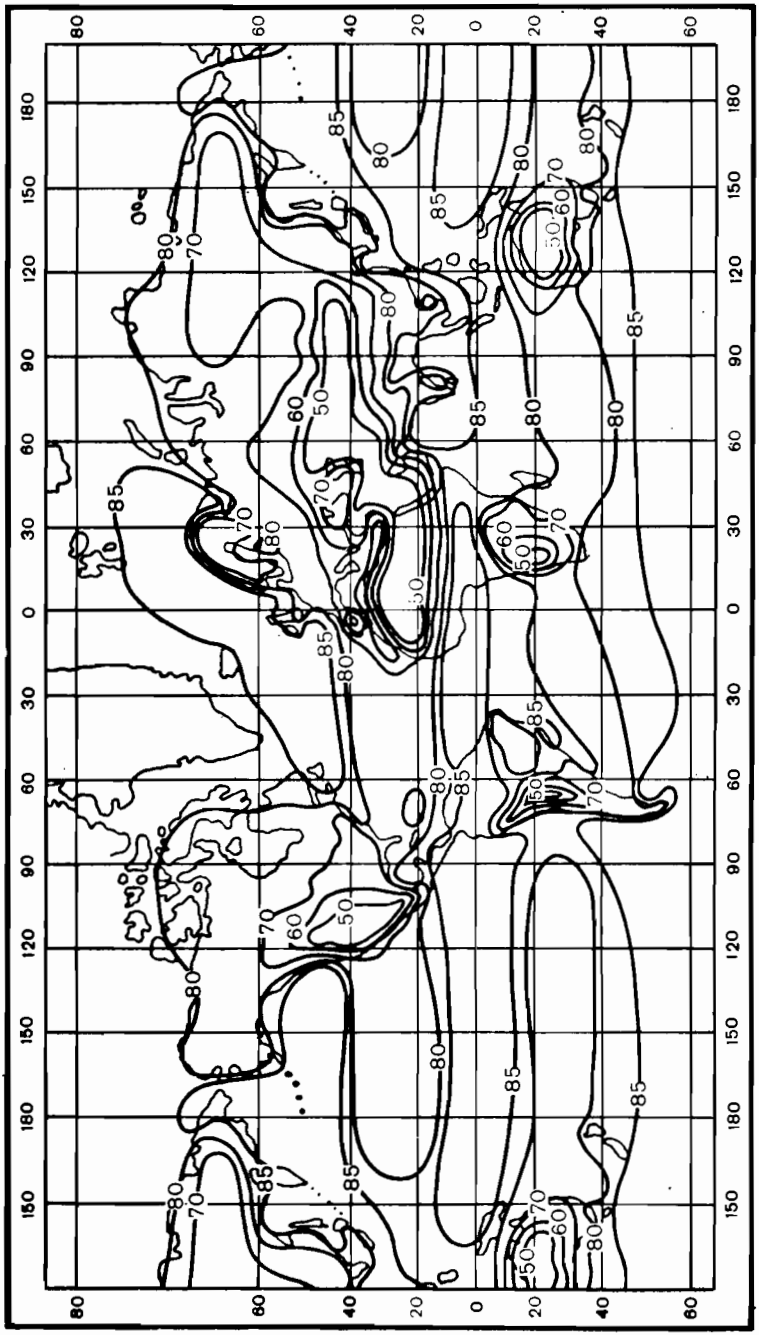
Карта XVII. Распределение среднего давления водяного пара в январе (гПа).



Карта XVIII. Распределение среднего давления водяного пара в июле (гПа).



Карта XIX. Распределение средней относительной влажности в январе (проценты).



Карта XX. Распределение средней относительной влажности в июле (проценты).

ной Азии, являются даже областями пониженного давления пара с замкнутыми изолиниями.

В материковых областях с преобладающим круглый год переносом воздуха с океана, например в Западной Европе, содержание пара достаточно велико и близко к океаническому и зимой, и летом. В муссонных областях, таких, как юг и восток Азии, где воздушные течения направлены летом с моря и зимой с суши, содержание пара велико летом и мало зимой.

На рис. 43 дано среднее годовое распределение давления *пара* по широте. Для сравнения приведем распределение средней годовой абсолютной влажности *a* по широтным зонам φ:

φ° с. ш.	70—60	50—40	30—20	10—0
a г/м³	3	7	14	19

В соответствующих широтах южного полушария давление пара и абсолютная влажность достаточно близки к их значениям для северного полушария. Наибольшая влажность в среднем годовом приходится на экватор. Но зимой северного полушария она отмечается примерно на 6° ю. ш., а летом северного полушария — на 7° с. ш. Зимние значения во всех широтных зонах ниже летних.

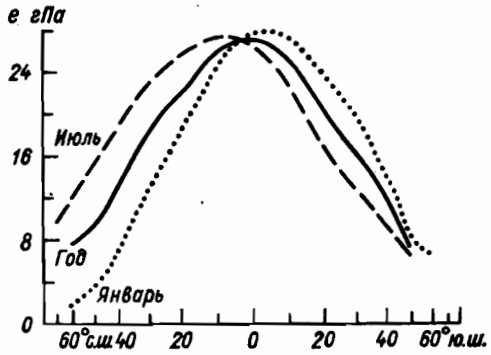


Рис. 43. Распределение зонального давления водяного пара с географической широтой.

В среднем годовом для всей Земли абсолютная влажность у земной поверхности составляет 11 г/м³. Это значит, что плотность водяного пара составляет всего 1 % общей плотности воздуха у земной поверхности.

2. Относительная влажность, как мы знаем, зависит от содержания пара и температуры воздуха. Она всегда высока в экваториальной зоне, где содержание пара в воздухе очень велико, а температура не слишком высока вследствие большой облачности. Здесь относительная влажность в среднем годовом доходит до 85 % и более. Относительная влажность всегда высока и в Северном Ледовитом океане, на севере Атлантического и Тихого океанов, в антарктических водах. Она достигает здесь таких же или почти таких же высоких значений, как и в экваториальной зоне. Однако причина высокой относительной влажности здесь уже другая. Содержание пара в воздухе в высоких

широтах мало, но зато и температура воздуха также низка, особенно зимой.

Сходные условия создаются зимой над холодными материками средних и высоких широт, например в Сибири, где относительная влажность в зимние месяцы в среднем достигает 75—80 %. Над большей частью Европы, особенно над ее северо-западом, зимой она в среднем 80—85 %. Зимние температуры в Европе не так низки, как в полярных областях или в Сибири, но содержание пара здесь больше.

Летом к районам с особенно высокой относительной влажностью (75—80 %) присоединяется еще Индия, где в это время господствует океанический юго-западный муссон.

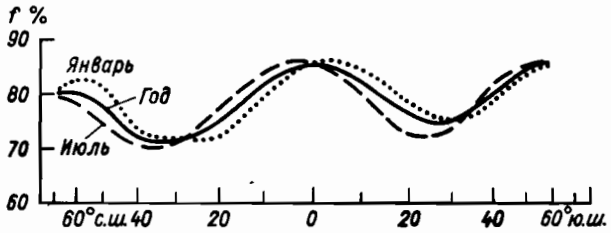


Рис. 44. Распределение зональной относительной влажности с географической широтой.

Очень низкая относительная влажность (50 % и ниже) наблюдается круглый год в субтропических и тропических пустынях: в Сахаре, Аравии, Мексике, в пустынях Южной Америки, Южной Африки, Австралии, где при высоких температурах воздух содержит мало пара. Низка она также и в Монголии, где летом очень высокие температуры, а зимой очень малое содержание пара. В зимние месяцы к областям с низкой относительной влажностью присоединяются еще внутренняя Индия (где в это время господствует материковый северо-восточный муссон) и Тибетское нагорье, а летом — внетропические пустыни Колорадо, Средней Азии и Ирана.

На рис. 44 приведено распределение относительной влажности по широте.

9. Изменение влажности с высотой

1. С высотой давление водяного пара убывает; убывает и абсолютная влажность воздуха. Это вполне понятно: ведь давление и плотность воздуха в целом также убывают с высотой. Замечательно, однако, то, что процентное содержание водяного пара по отношению к постоянным газам воздуха также убывает с высотой. Это значит, что давление и плотность водяного пара

убывают с высотой быстрее (даже значительно быстрее), чем общее давление и общая плотность воздуха. Зависит это от того, что водяной пар постоянно поступает в атмосферу снизу, и постепенно распространяясь вверх, конденсируется в более или менее высоких слоях вследствие понижения температуры. Поэтому в нижних слоях его больше по отношению к сухому воздуху, чем в верхних.

Убывание влажности с высотой в отдельных случаях происходит по-разному в зависимости от условий перемешивания воздуха и от вертикального распределения температуры. В среднем давление водяного пара падает с высотой так, как об этом говорилось в главе второй. Вместе с давлением пара так же быстро убывает с высотой и абсолютная влажность воздуха. Таким образом, половина всего водяного пара приходится на нижние 1,5 км и свыше 99 % — на тропосферу.

В горных районах влажность воздуха несколько больше, чем на тех же высотах в свободной атмосфере, так как здесь ближе источник влаги — земная поверхность.

Существуют эмпирические формулы, описывающие распределение давления и массовой доли пара с высотой в горах и свободной атмосфере.

2. Относительная влажность меняется с высотой менее закономерно. В общем она с высотой убывает. Но на уровнях, где происходит облакообразование, относительная влажность, конечно, повышена. В слоях с температурными инверсиями она уменьшается очень резко вследствие повышенной температуры.

3. Зная распределение абсолютной влажности по высоте, можно подсчитать, сколько водяного пара содержится во всем столбе воздуха над единицей площади земной поверхности. Эту величину называют *влагосодержанием* атмосферного столба. В среднем над каждым квадратным метром земной поверхности в воздухе содержится около 28,5 кг водяного пара. Напомним, что масса такого столба воздуха при среднем атмосферном давлении более 10 т (примерно в 300 раз больше массы водяного пара).

10. Конденсация в атмосфере

1. При *конденсации* — переходе воды из газообразного в жидкое состояние — в атмосфере образуются мельчайшие капли диаметром порядка нескольких микрометров. Более крупные капли образуются путем слияния мелких капель или в результате таяния ледяных кристаллов.

Конденсация начинается тогда, когда воздух достигает насыщения, а это чаще всего происходит в атмосфере при понижении температуры. Водяной пар с понижением температуры

до точки росы достигает состояния насыщения. При дальнейшем понижении температуры избыток водяного пара сверх того, что нужно для насыщения, переходит в жидкое состояние.

2. Охлаждение воздуха чаще всего происходит адиабатически вследствие его расширения без отдачи тепла в окружающую среду. Такое расширение происходит преимущественно при подъеме воздуха.

Известно (см. главу вторую), что пока воздух ненасыщен, он охлаждается адиабатически на 1 °С на каждые 100 м подъема. Таким образом, для воздуха, не очень далекого от насыщения, вполне достаточно подняться вверх на несколько сотен метров, в крайнем случае на одну-две тысячи метров, чтобы в нем началась конденсация.

Механизмы подъема воздуха различны. При турбулентных движениях воздух может подниматься в виде неупорядоченных вихрей. Он может подниматься и при более или менее сильных восходящих токах конвекции. Подъем больших количеств воздуха происходит на атмосферных фронтах, при этом возникают облачные системы, покрывающие площади в сотни тысяч квадратных километров. Подъем воздуха происходит также и в гребнях атмосферных волн, вследствие чего также могут возникать облака на тех высотах, где существует волновое движение.

В зависимости от механизма подъема воздуха возникают и различные виды облаков. При образовании туманов главной причиной охлаждения воздуха является уже не адиабатический подъем, а отдача тепла из воздуха земной поверхности.

3. В атмосферных условиях происходит не только конденсация, но и сублимация (при очень низких температурах — ниже —40 °С) — образование кристаллов, переход водяного пара в твердое состояние. Чаще же кристаллы образуются путем замерзания переохлажденных капель. Твердые осадки, выпадающие из облаков, обычно имеют хорошо выраженное *кристаллическое* строение; всем известны сложные формы снежинок — шестилучевых звезд с многочисленными разветвлениями.

В облаках и осадках обнаруживаются и более простые формы кристаллов, а также замерзшие капли. Кристаллы возникают и на земной поверхности при отрицательных температурах (иней, изморозь и пр.).

11. Ядра конденсации

1. Образование капель при конденсации в атмосфере всегда происходит на так называемых ядрах конденсации. Если зародыш капли возникает без ядра (в виде комплекса молекул), он оказывается неустойчивым — молекулы, образовавшие ком-

плекс, тут же разлетаются снова. Роль ядра конденсации заключается в том, что оно вследствие своей гигроскопичности увеличивает устойчивость образовавшегося зародыша капли. Если воздух искусственно освободить от ядер конденсации, то конденсации не будет даже при большом пересыщении. Однако ядра конденсации в атмосфере всегда есть, и потому сколько-нибудь значительные пересыщения не наблюдаются. Аэрозольные примеси в значительной части могут служить и ядрами конденсации.

Основными ядрами конденсации являются частицы растворимых гигроскопических солей, особенно морской соли, которая всегда обнаруживается в выпавших осадках. Они попадают в воздух в больших количествах при волнении моря и разбрызгивании морской воды и при последующем испарении капель в воздухе. На гребнях волн возникают пузырьки, наполненные воздухом (пена), которые затем лопаются, в результате чего и происходит разбрызгивание. Разрыв только одного воздушного пузырька диаметром 6 мм дает примерно 1000 капель. При ветре 15 м/с с поверхности моря 1 см^2 за 1 с попадает в воздух несколько десятков ядер конденсации массой порядка 10^{-15} г каждое. Солевые и вообще гигроскопические ядра попадают в атмосферу при распылении почвы.

Возникшие таким путем ядра конденсации имеют размеры порядка десятых и сотых долей микрометра. Встречаются, правда, и гигантские ядра, размером более 1 мкм. Ядра конденсации вследствие своей малости не оседают сами и переносятся воздушными течениями на большие расстояния. При этом вследствие своей гигроскопичности они часто плавают в атмосфере в виде мельчайших капель насыщенного соляного раствора. При повышении относительной влажности капли начинают расти, а при значениях влажности около 100 % они превращаются в видимые капли облаков и туманов.

Конденсация происходит также на гигроскопических твердых частицах, являющихся продуктами сгорания или органического распада. Это азотная кислота, серная кислота, сульфат аммония и пр. В промышленных центрах в атмосфере содержится особенно большое число таких ядер конденсации. По-видимому, роль ядер конденсации играют и негигроскопические, но смачиваемые, достаточно крупные частицы.

2. Число ядер конденсации в 1 см^3 воздуха у земной поверхности порядка тысяч и десятков тысяч. С высотой число ядер быстро убывает.

Однако облачные капли возникают в действительных атмосферных условиях не на всех, а *только на наиболее крупных ядрах*. Конденсация на более мелких ядрах может быть получена в искусственных условиях, при более или менее значительном пересыщении воздуха.

3. Ранее предполагалось, что развитие ледяных кристаллов в атмосфере происходит на особых ядрах сублимации. Теперь считается, что сначала всегда возникают зародышевые капли на ядрах конденсации; при отрицательных температурах эти капли находятся в переохлажденном состоянии. Но при достаточно низких отрицательных температурах капельные элементы замерзают, и дальше на них уже развиваются кристаллы. Возможно, что замерзание капель стимулируется наличием особых ядер замерзания, химическая природа и механизм действия которых еще недостаточно ясны.

12. Облака

В атмосфере в результате конденсации водяного пара образуются скопления продуктов конденсации — капель и кристаллов. Их называют *облаками*. Облачные элементы — капли и кристаллы — настолько малы, что они уравновешиваются силой трения. Установившаяся скорость падения капель в неподвижном воздухе равна нескольким долям сантиметра в секунду, а падения кристаллов — еще меньше. При наличии турбулентного движения малые капли и кристаллы длительное время остаются во взвешенном состоянии — несколько смещаются то вниз, то вверх.

Облака переносятся воздушными течениями. Если относительная влажность воздуха уменьшается, то облака испаряются. При определенных условиях часть облачных элементов укрупняется настолько, что выпадает из облака в виде осадков. Таким путем вода возвращается из атмосферы на земную поверхность.

При конденсации непосредственно у земной поверхности образующиеся скопления продуктов конденсации называют *туманами*. Принципиальной разницы в строении облаков и туманов нет. В горах возможны такие случаи, когда облако возникает на самом горном склоне. Для наблюдателя, смотрящего снизу, из долины, явление представится облаком; для наблюдателя на самом склоне — туманом.

Облака существуют иногда очень короткое время. Например, время существования отдельного кучевого облака может исчисляться 10—15 мин. Но даже когда облако существует длительное время, это не означает, что оно находится в неизменном состоянии. В действительности элементы облака постоянно испаряются и возникают заново. Длительно существует определенный процесс облакообразования; облако же является только видимой в данный момент частью общей массы воды, вовлекаемой в этот процесс. Это особенно заметно при образовании облаков над горами. При непрерывном перетекании воздуха через гору он адиабатически охлаждается при

подъеме настолько, что на некоторой высоте возникают облака. Эти облака кажутся неподвижно привязанными к гребню хребта. Но в действительности они перемещаются вместе с воздухом и все время испаряются в передней части, где перетекающий воздух начинает опускаться, и заново образуются в тыловой части из водяного пара, поступающего с поднимающимся воздухом.

Взвешенность облаков также обманчива. Если облако не меняет своей высоты, то это еще не означает, что составляющие его элементы не выпадают. Капли в облаке могут опускаться, но, достигая нижней границы облака, они переходят в ненасыщенный воздух и здесь испаряются. В результате облако будет казаться длительно находящимся на одном уровне.

13. Микроструктура и водность облаков

По фазовому состоянию облачных элементов облака делятся на три класса.

1. *Водяные (капельные) облака,* состоящие только из капель. Они могут существовать не только при положительных температурах, но и при отрицательных (—10 °С и ниже). В этом случае капли будут находиться в переохлажденном состоянии, что в атмосферных условиях вполне обычно.

2. *Смешанные облака,* состоящие из смеси переохлажденных капель и ледяных кристаллов. Они могут существовать, как правило, при температурах от —10 до —40 °С.

3. *Ледяные (кристаллические) облака,* состоящие только из ледяных кристаллов. Они могут существовать, как правило, при температурах ниже —40 °С.

В теплое время года водяные облака образуются главным образом в нижних слоях тропосферы, смешанные — в средних, ледяные — в верхних. В холодное время года при низких температурах смешанные и ледяные облака могут возникать и вблизи земной поверхности.

Размеры облачных капель варьируют в широких пределах, от долей до сотен микрометров. В зависимости от условий образования и стадии развития облако может состоять из капель как сравнительно однородных, так и весьма различных по размерам. При конденсации радиус облачных капель может увеличиваться примерно до 20 мкм. Однако при таянии кристаллов и при взаимном слиянии капель в облаках образуются капли радиусом до 100—200 мкм. Капли таких размеров начинают выпадать из облака в виде мороси или дождя. Радиус капель дождя может достигать и тысяч микрометров, т. е. нескольких миллиметров.

Кристаллы в облаках разнообразны по форме и размерам. В результате замерзания капель при низких температурах об-

разуются так называемые полные кристаллы — ледяные шестиугольные (гексагональные) пластинки или призмы диаметром 10—20 мкм. При дальнейшей сублимации (кристаллизации) они растут и на их углах появляются разветвления (лучи). На этих разветвлениях образуются новые, и кристаллы превращаются в шестилучевые звезды (снежинки) или иного вида кристаллы сложной и разнообразной структуры. Радиус их может достигать нескольких миллиметров.

Число капель в единице объема облачного воздуха (1 см^3) сравнительно невелико: от сотен в нижней тропосфере до единиц в высоких слоях тропосферы. Содержание кристаллов в облаках еще меньше — порядка 0,1.

Водностью облаков называют массу капель воды и кристаллов льда в единичном объеме облачного воздуха.

Хотя в единице объема облачного воздуха содержится значительное число капель или кристаллов, элементы эти так малы, что масса воды в жидком виде в облаках невелика. В водяных облаках в 1 м^3 облачного воздуха содержится от 0,01 до 3 г воды. В кристаллических облаках водность значительно меньше — сотые и тысячные доли грамма в 1 м^3. Это и понятно, так как абсолютная влажность в 1 м^3 воздуха равна лишь граммам, а в более высоких слоях, т. е. при более низких температурах,— нескольким долям грамма. При конденсации не весь водяной пар, имеющийся в воздухе, переходит в жидкое состояние, а только часть его. Поэтому водность облаков оказывается еще меньше, чем абсолютная влажность воздуха.

14. Международная классификация облаков

Формы облаков в тропосфере очень разнообразны. Однако их можно свести к относительно небольшому числу основных типов. Первая классификация облаков была предложена более полутораста лет тому назад (Л. Говардом в Англии). В конце XIX в. была принята международная классификация облаков, которая с тех пор несколько раз подвергалась существенным, однако не принципиальным изменениям. В современном варианте международной классификации облака делятся прежде всего на 10 *основных форм (родов)* по их внешнему виду. В этих основных родах различают значительное число *видов, разновидностей* и *дополнительных особенностей*; различают также *промежуточные формы*.

Основные десять форм облаков:

I. Перистые — Cirrus (Ci).
II. Перисто-кучевые — Cirrocumulus (Cc).
III. Перисто-слоистые — Cirrostratus (Cs).
IV. Высоко-кучевые — Altocumulus (Ac).
V. Высоко-слоистые — Altostratus (As).

VI. Слоисто-кучевые — Stratocumulus (Sc).
VII. Слоистые — Stratus (St).
VIII. Слоисто-дождевые — Nimbostratus (Ns).
IX. Кучевые — Cumulus (Cu).
X. Кучево-дождевые — Cumulonimbus (Cb).

Существуют наставления и атласы фотографий облаков, помогающие разобраться в их формах.

Облака всех указанных форм встречаются на высотах между уровнем моря и тропопаузой. В этом диапазоне высот условно различают *три яруса,* так что для каждого рода облаков можно указать, в каком ярусе или ярусах эти облака встречаются. В зависимости от температурных условий и от высоты тропопаузы границы этих ярусов в разных широтах несколько различаются.

Основание облаков *верхнего яруса* находится в полярных широтах на высотах от 3 до 8 км, в умеренных — от 5 до 13 км и в тропических — от 6 до 18 км; *среднего яруса* — соответственно — от 2 до 4 км, от 2 до 7 км и от 2 до 8 км; *нижнего яруса* на всех широтах — от земной поверхности до 2 км.

Из перечисленных 10 форм облаков перистые, перисто-кучевые и перисто-слоистые относят к верхнему ярусу; высоко-кучевые и высоко-слоистые — к среднему; слоисто-кучевые, слоистые и слоисто-дождевые — к нижнему.

Основания кучевых и кучево-дождевых облаков обычно находятся в нижнем ярусе, но их вершины часто проникают в средний, а нередко и в верхний ярус. Поэтому эти облака называют облаками *вертикального развития,* а также *конвективными.*

1. Облака верхнего яруса — самые высокие облака тропосферы. Они образуются при наиболее низких температурах и состоят из ледяных кристаллов. Эти облака имеют белый цвет, полупрозрачные и мало затеняют солнечный свет.

Перистые облака выглядят как отдельные нити, гряды или полосы волокнистой структуры.

Перисто-кучевые облака представляют собой гряды или пласты, состоящие из очень мелких хлопьев, шариков, завитков (барашков). Часто они напоминают рябь на поверхности воды или песка.

Перисто-слоистые облака представляют собой тонкую прозрачную белесоватую вуаль, частично или полностью закрывающую небосвод. Иногда они имеют волокнистую структуру. В этих облаках часто возникают оптические явления *гало* (см. п. 16).

2. Облака среднего яруса.

Высоко-кучевые облака представляют собой облачные пласты или гряды белого или серого цвета (или одновременно обоих). Это достаточно тонкие облака, более или менее зате-

няющие солнце. Пласты (или гряды) состоят из плоских валов, дисков, пластин, часто расположенных рядами. Кажущаяся ширина этих элементов в облаках на небесном своде 1—5°. В них возникают оптические явления *венцы* (см. п. 16). Для высоко-кучевых облаков характерна иризация — радужная окраска краев облаков, направленных к солнцу. Иризация указывает на то, что высоко-кучевые облака состоят из очень мелких однородных капель.

Высоко-слоистые облака — представляют собой светлый, молочно-серый облачный покров различной плотности, застилающий небосвод целиком или частично. Через менее плотные участки могут просвечивать солнце и луна, однако в виде размытых пятен. Высоко-слоистые облака являются типичными смешанными облаками: наряду с мельчайшими каплями в них содержатся и мелкие снежинки. Такие облака дают слабые осадки, которые в теплое время года, как правило, испаряются по пути к земной поверхности. Зимой из них часто выпадает мелкий снег.

3. Облака нижнего яруса.

Слоисто-дождевые облака имеют такое же происхождение, как и высоко-слоистые. Однако слой их более мощный (несколько километров). Эти облака находятся в нижнем, среднем и часто верхнем ярусах. В верхней части они состоят из мельчайших капель и снежинок (схожи с высоко-слоистыми облаками), а в нижней могут содержать также крупные капли и снежинки. Поэтому слой этих облаков имеет темно-серый цвет. Солнце и луна сквозь него не просвечивают. Из этих облаков, как правило, выпадает обложной дождь или снег, достигающий земной поверхности. Под покровом слоисто-дождевых облаков часто существуют бесформенные скопления низких разорванных облаков, особенно мрачные на фоне слоисто-дождевых.

Слоисто-кучевые облака представляют собой гряды или слои серых или беловатых облаков, почти всегда имеющие более темные участки. Облака эти состоят из таких же элементов, что и высоко-кучевые (из дисков, плит, валов), однако более крупных. Кажущиеся размеры их более 5°. Расположены структурные элементы чаще всего рядами. Слоисто-кучевые облака состоят в основном из мелких однородных капель (при отрицательных температурах — переохлажденных) и не дают осадков.

Слоистые облака — однородный серый слой капельного строения. Из этих облаков может выпадать морось. При достаточно низких отрицательных температурах в облаках появляются и твердые элементы, тогда из них могут выпадать ледяные иглы, мелкий снег, снежные зерна. Солнечный диск, просвечивающий сквозь облака, имеет четкие очертания. Иногда эти облака имеют вид разорванных клочьев.

4. Облака вертикального развития.

Кучевые облака — плотные с резко очерченными контурами отдельные облака, развивающиеся вверх в виде холмов, куполов, башен. Имеют ослепительно белые клубящиеся вершины (похожи на кочаны цветной капусты). Основания облаков сравнительно темные. При большом количестве кучевые облака образуют гряды. Иногда они имеют разорванные края. Кучевые облака состоят только из водяных капель (без кристаллов) и осадков не дают. Однако в тропиках, где водность облака велика, из них вследствие взаимного слияния капель могут выпадать небольшие дожди.

Кучево-дождевые облака образуются в результате дальнейшего развития кучевых облаков. Они представляют собой мощные кучевообразные массы, очень сильно развитые по вертикали в виде гор и башен. Часто простираются от нижнего до верхнего яруса. Закрывая солнце они сильно уменьшают освещенность. Вершины их приплюснуты, имеют волокнистую перистообразную структуру и нередко характерную форму *наковален*. Кучево-дождевое облако состоит в верхней части из ледяных кристаллов, а в средней — из кристаллов и капель различного размера, вплоть до самых крупных. Они дают осадки ливневого характера. С такими облаками часто связаны грозовые явления, поэтому их называют еще *грозовыми* (а также *ливневыми*). На фоне их нередко наблюдается *радуга*. Под основаниями этих облаков, так же как и под слоисто-дождевыми, часто наблюдаются скопления разорванных облаков.

15. Световые явления в облаках

В связи с облаками в атмосфере наблюдаются различные световые (оптические) явления. Практического значения они не имеют, но дают некоторые сведения о характере облаков, с которыми они связаны. Эти явления обусловлены отражением, преломлением и дифракцией света в каплях и кристаллах облаков.

1. В ледяных облаках верхнего яруса, особенно в перисто-слоистых, возникают явления *гало*. К ним относятся прежде всего *светлые круги радиусом 22 или 46°*, центры которых совпадают с центром солнечного (или лунного) диска. Они слабо окрашены в радужные цвета (красный внутри). Кроме этих основных форм гало, наблюдаются *ложные солнца* — слегка окрашенные светлые пятна на одном уровне с солнцем и на угловом расстоянии от него также 22 или 46°. К основным кругам присоединяются иногда различные *касательные дуги* к ним. Наблюдаются еще неокрашенные вертикальные столбы, проходящие через солнечный диск, т. е. как бы продолжающие его вверх и вниз, а также неокрашенный *горизонтальный круг* на одном уровне с солнцем.

Окрашенные гало объясняются преломлением света в шестигранных призматических кристаллах ледяных облаков, неокрашенные (бесцветные) формы — отражением света от граней кристаллов.

Разнообразие форм гало зависит в основном от типов и движения кристаллов, от ориентации их осей в пространстве, а также от высоты солнца.

Гало в 22° обусловлено преломлением света боковыми гранями кристаллов при беспорядочной ориентации их главных осей во всех направлениях. Лучи света входят в одну из боковых граней и выходят из другой — не смежной, а образующей с первой угол 60°. При этом, как показывают расчеты, минимальное отклонение лучей от первоначального направления равно примерно 22° (для красных лучей немного меньше, для фиолетовых немного больше). Лучи наименее отклоненные обладают максимальной интенсивностью. Таким образом, вокруг диска светила возникает светлый круг радиусом около 22° с некоторым спектральным расчленением окраски.

Если главные оси имеют преимущественно вертикальное направление, то по обе стороны от солнечного диска (также на расстоянии 22°) вместо светлого круга возникают два светлых пятна — ложные солнца.

Гало в 46° (и ложные солнца в 46°) обусловлено преломлением света между боковыми гранями и основаниями призм, т. е. с преломляющим углом 90°. Угол минимального отклонения при этом равен примерно 46°.

Горизонтальный круг обусловлен отражением света боковыми гранями вертикально расположенных кристаллов, а солнечный столб — отражением света от кристаллов, расположенных преимущественно горизонтально.

2. В тонких водяных облаках, состоящих из мелких однородных капель (обычно это высоко-кучевые облака) и закрывающих диск светила, возникают явления *венцов*. Венцы возникают также в тумане около искусственных источников света.

Основная, а часто единственная часть венца — светлый круг небольшого радиуса, окружающий вплотную диск светила (или искусственный источник света). Круг этот в основном имеет голубоватый цвет и лишь по внешнему краю — красноватый. Его называют также *ореолом*. Он может быть окружен одним или несколькими *дополнительными кольцами* такой же, но более светлой окраски, не примыкающими вплотную к нему и друг к другу. Радиус ореола равен 1—5°. Он обратно пропорционален диаметрам капель в облаке, поэтому по нему можно определить размеры капель в облаках.

Венцы обусловлены дифракцией света на мельчайших каплях облаков, которые образуют своего рода дифракционную решетку. Вокруг каждой точки диска светила образуется диф-

ракционный спектр или несколько спектров, имеющих кольцевую форму. Они налагаются друг на друга, причем их цвета сливаются и дают голубоватый оттенок. Только спектры, образованные точками, расположенными по краю диска светила, создают кайму красноватого цвета вокруг внешней периферии каждого кольца.

Венцы вокруг искусственных источников света малых размеров (по сравнению с дисками светил) имеют более богатые радужные цвета.

Явление иризации облаков (см. п. 15), по существу, такого же происхождения, что и венцы.

Очень интересно явление *глории*. Глория подобна венцу, но возникает она не вокруг солнца или луны, а вокруг точки, прямо противоположной диску светила. Наблюдается она на облаках, расположенных прямо перед наблюдателем или ниже его, т. е. в горах или с самолета. На эти облака падает тень наблюдателя, и глория представляется наблюдателю расположенной вокруг тени его головы. Глория объясняется дифракцией света, до этого уже отраженного в каплях облаков так, что он возвращается от облаков в том же направлении, по которому падал.

3. Всем известно эффектное явление *радуги*. Радуга наблюдается на фоне облаков, из которых выпадает дождь, если эти облака освещены солнцем. Это светлая дуга радиусом около 42°, окрашенная в спектральные цвета: по внешнему краю в красный, по внутреннему в фиолетовый, а между ними в остальные цвета спектра. Дуга радуги является частью окружности, центр которой лежит на прямой, соединяющей центр солнечного диска с глазом наблюдателя (изредка наблюдается и *лунная радуга*). При перемещении наблюдателя вместе с ним перемещается и видимая им дуга. Если солнце низко над горизонтом, то центр радуги тоже располагается у горизонта, и она представляет собой почти полуокружность. По мере поднятия солнца над горизонтом радуга опускается под горизонт. При высоте солнца 42° и более радуги не видно вовсе. С самолета иногда удавалось наблюдать радугу в виде почти полного круга.

Кроме основной радуги (первой), нередко можно различить более слабую *дополнительную (вторую) радугу* радиусом около 50° с фиолетовым цветом по наружному краю, а изредка даже третью и четвертую радугу. Иногда можно заметить дополнительные радуги и внутри основной. Интенсивность света, ширина и окраска радуги сильно варьируют в зависимости от размеров капель.

Условия, при которых наблюдается типичная радуга (освещенное солнцем облако с дождем), имеются преимущественно в случае кучево-дождевых облаков, так как для образования

типичной радуги необходимы достаточно крупные капли таких облаков или выпадающего дождя. Но радуга может иногда наблюдаться и на фоне облаков с мелкими каплями, даже на фоне тумана. В этом случае она широкая, почти белого цвета, со слабо окрашенными краями.

Наблюдается радуга и в брызгах морских волн, водопадов и фонтанов.

Радуга объясняется преломлением солнечных лучей при входе и выходе из капель, их отражением внутри капель и явлениями дифракции на каплях.

16. Кучевообразные облака

1. Различия в структуре и во внешнем виде облаков объясняются различиями в условиях их возникновения. Поэтому облака можно разделить на несколько *генетических* типов. Различаются облака *внутримассовые* и *фронтальные*. Первые обязаны своим происхождением процессам, происходящим внутри однородных воздушных масс; вторые — процессам, связанным с фронтами, т. е. происходящим на границах между воздушными массами.

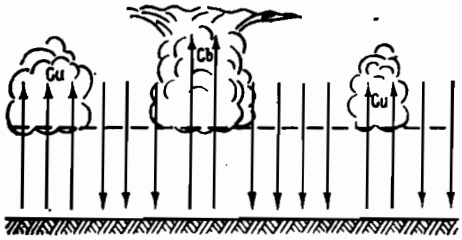


Рис. 45. Схема возникновения облаков конвекции.

2. *В неустойчивых* воздушных массах (холодных, а летом над сушей также и местных) облакообразование связано с сильно развитой *конвекцией* при неустойчивой стратификации. В результате адиабатического охлаждения воздуха в восходящих токах и возникают облака конвекции (рис. 45). В среднем скорость восходящих токов при облакообразовании равна 3—6 м/с, но в отдельных случаях она превышает 10 м/с и может достигать 20 м/с. Вокруг облака наблюдаются более слабые нисходящие движения.

Процессы образования определяют и характерный внешний вид облаков, позволяющий назвать их *кучевообразными*. По международной классификации это прежде всего кучевые облака, которые при последующем развитии могут превратиться в *кучево-дождевые*. Превращение заключается в появлении ледяных кристаллов в верхних частях облаков, или, как говорят, в оледенении вершин облаков. Внешне это выражается в нарушении клубообразности вершин и появлении в них расплывчатой структуры. Именно этот процесс приводит к выпадению ливневых осадков из кучево-дождевых облаков, тогда как кучевые облака, как правило, осадков не дают.

Кучево-дождевые облака даже в умеренных широтах в отдельных случаях могут достигать высоты 13 км и проникать в стратосферу. В тропиках они могут развиваться по вертикали до высоты 15 км и более. Поперечники кучево-дождевых облаков достигают 15—20 км. При этом облака состоят из отдельных ячеек, которые существуют в течение 20—30 мин.

3. Для сильного развития облаков конвекции очень важно, чтобы воздушная масса до значительной высоты обладала неустойчивостью стратификации. Это значит, что вертикальные градиенты температуры в ней до *уровня конденсации* (т. е. до уровня, где начинается облакообразование) должны быть выше сухоадиабатического или по крайней мере близкими к нему, а над уровнем конденсации — выше влажноадиабатического. Высоту уровня конденсации можно приблизительно подсчитать (или определить с помощью аэрологической диаграммы), зная температуру и влажность воздуха у земной поверхности, по формуле

$$z_к = 122(t_0 - \tau_0),$$

где $z_к$ — уровень конденсации в метрах, t_0 — температура воздуха у земли, τ_0 — точка росы для этого воздуха.

Температура на уровне оледенения вершины облака колеблется от —8 до —12 °С, но может быть и ниже.

Слои с инверсиями температуры или даже с малыми вертикальными градиентами температуры задерживают распространение конвекции. Они так и называются задерживающими слоями. Когда вершины кучевых облаков достигают этого слоя, их дальнейшее развитие прекращается. Если же слой инверсии лежит низко, он может помешать и самому образованию облаков.

4. *В холодных воздушных массах*, движущихся над теплой поверхностью, облака конвекции возникают и над сушей, и над морем. Но над сушей летом они развиваются также в *местных воздушных массах* над сильно прогревающейся днем поверхностью почвы. В таких случаях облакообразование имеет особенно ярко выраженный суточный ход: облака получают наибольшее развитие в послеполуденные часы (часто с грозами, иногда с градом) и исчезают под утро. Менее резок, но все же существует суточный ход облаков конвекции в холодных воздушных массах.

Зимой над сушей, покрытой снегом, облака конвекции редко развиваются (или отсутствуют). Их развитие в холодных массах начинается весной, после того как снежный покров стаял. Зимой над морем облака конвекции развиваются часто. Они имеют хорошее развитие.

17. Волнистообразные облака

В *устойчивых* воздушных массах (*теплых*, а зимой над сушей также и *местных*) основной процесс развития облаков — это *турбулентный перенос* водяного пара вместе с воздухом от земной поверхности вверх и соответствующее его адиабатическое охлаждение. Слои инверсии задерживают этот процесс. Под инверсией происходит накопление водяного пара. Поэтому облака и возникают преимущественно под слоем инверсии.[1] По Международной классификации это облака *слоистые, слоисто-кучевые и высоко-кучевые*. Это сравнительно тонкие и растянутые в горизонтальном направлении облака, а кроме того, для них часто характерна волнистая структура, поэтому эти облака и называются *волнистообразными*.

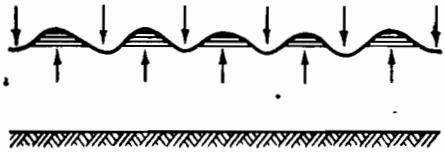


Рис. 46. Схема возникновения волнистообразных облаков.

Причина волнистой структуры объясняется тем, что в облакообразовании часто участвует еще и волновой процесс: в слое инверсии и по обе стороны от него возникают воздушные волны длиной 50—2000 м, обусловленные разрывом вертикальных градиентов скорости ветра и температуры воздуха. В гребнях этих волн воздух приподнимается вверх, в долинах опускается вниз (рис. 46). Поэтому облачный слой может расчленяться на отдельные валы, характерные для внешнего вида слоисто-кучевых или высоко-кучевых облаков.

Волнистая структура *слоистых облаков* менее очевидна при наблюдении снизу, так как длины волн в них велики, а облака близки к земной поверхности. При наблюдении с самолета (сверху) их волнистая структура хорошо прослеживается.

Кроме свободных волн, в атмосфере могут возникать и вынужденные стоячие волны над горами, через которые перетекает воздух. В гребне такой стоячей волны возникает облако, кажущееся неподвижным, но в действительности все время возникающее заново во вновь приносимом воздухе. Такие облака называются *облаками препятствий*.

---

[1] По современным (новейшим) данным, волнистообразные облака в 80 % случаев формируются под влиянием переноса облаков других форм из областей пониженного давления в области повышенного и их последующей трансформации. Трансформация облаков может происходить и непосредственно в циклоне при его заполнении. Инверсии температуры образуются над существующим облаком под влиянием прежде всего нисходящих вертикальных движений в областях повышенного давления.— *Прим. ред.*

18. Слоистообразные облака

1. В связи с фронтами возникают *облака восходящего движения.* Они представляют собой огромные облачные системы, вытянутые в длину вдоль фронта на тысячи километров и в ширину захватывающие сотни километров. В основной своей части они имеют вид мощных облачных слоев, почему и называются *слоистообразными* (не смешивать со *слоистыми* облаками по международной классификации). Фронт отделяет пологий клин холодного воздуха от лежащего рядом с ним и над ним более теплого воздуха (рис. 47). При этом, как правило, раз-

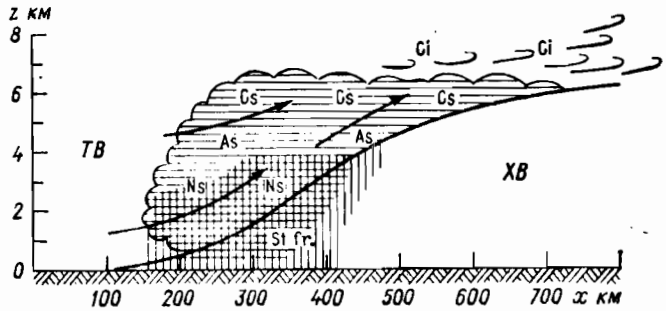


Рис. 47. Схема возникновения облаков восходящего движения.

вивается восходящее движение теплого воздуха по холодному клину.

Так как поверхность фронта очень пологая (тангенс ее угла наклона всего 0,01 или меньше), то в основном движение теплого воздуха представляет собой горизонтальный перенос. Но все же к этому горизонтальному переносу присоединяется небольшая вертикальная составляющая, порядка нескольких сантиметров или долей сантиметра в 1 с, и это чрезвычайно важно. Медленный подъем теплого воздуха по холодному клину приводит к адиабатическому охлаждению мощных его слоев и к конденсации в них водяного пара. В результате и возникает облачная система, расположенная в теплом воздухе над холодным клином.

Облачная система особенно хорошо выражена в случае *теплого фронта* (см. главу шестую, п. 31). Самая мощная часть системы вблизи линии фронта представляет собой *слоисто-дождевые облака* в несколько километров толщиной. Дальше от линии фронта облака переходят в менее мощные *высоко-слоистые,* еще дальше — в *перисто-слоистые*, перед которыми наблюдаются гряды *перистых* уже на расстоянии многих сотен километров от линии фронта (рис. 48).

Осадки из высоко-слоистых облаков не достигают земной поверхности, по крайней мере летом. Но из слоисто-дождевых облаков выпадают обложные осадки полосой, ширина которой 200—300 км и более. Вместе с перемещением фронта перемещаются и связанные с ним облака и осадки. Появление на западном или южном горизонте вытянутых (сходящихся в перспективе) полос перистых облаков часто является предзнаменованием приближения теплого фронта с последующей более или менее мощной облачностью и осадками.

В случае *холодного фронта* получается, по существу, такая же облачная система. Отличие ее состоит в том, что облачная система холодного фронта более узкая, а в передней (наиболее мощной) части имеет характер кучево-дождевых облаков с ливневыми осадками, так как подъем теплого воздуха имеет здесь более бурный характер, чем в случае теплого фронта.

На так называемых *фронтах окклюзии* (см. главу шестую) движение воздуха сложнее, но и там получается в общем сходная облачная система.

2. В связи с фронтами возможно образование облаков и некоторых других типов. Например, для холодного фронта характерны перисто-кучевые облака, для фронта окклюзии — разнообразные виды высоко-кучевых облаков. Летом над сушей кучево-дождевые облака нередко развиваются и на теплом фронте.

Фронтальные облака могут усиливаться при приближении фронта к горному хребту. При подъеме воздушного течения по горному склону в нем могут развиваться и самостоятельные *орографические облака*, чаще всего кучевообразные.

Фронтальная облачность в наименьшей степени обнаруживает суточный ход. Но все же днем она немного усиливается.

Во внетропических широтах преобладают облака восходящего движения. В тропиках основное место принадлежит облакам конвекции.

19. Облачность, ее суточный и годовой ход

1. Степень покрытия небесного свода облаками называют *количеством облаков* или *облачностью*. Облачность выражается в десятых долях покрытия неба (0—10 баллов). При облаках, полностью закрывающих небо, облачность обозначается числом 10, при совершенно ясном небе — числом 0. При выводе средних величин можно давать и десятые доли единицы. Так, например, 5,7 означает, что облака покрывают 57 % небосвода.

Облачность обычно определяется наблюдателем на глаз. Но существуют для этого и приборы в виде выпуклого полусферического зеркала, отражающего весь небосвод и фотографируемого сверху, либо в виде фотокамеры с аналогичным объективом.

Принято по отдельности оценивать общее количество облаков (общую облачность) и количество нижних облаков (нижнюю облачность). Это существенно потому, что высокие, а отчасти и средние облака меньше затеняют солнечный свет и менее важны в практическом отношении (например, для авиации). Дальше речь будет идти только об общей облачности.

Облачность имеет большое значение для оборота тепла на Земле. Она отражает прямую солнечную радиацию и, следовательно, уменьшает ее приток к земной поверхности. Она также увеличивает рассеяние радиации, уменьшает эффективное излучение, меняет условия освещенности. Хотя современные самолеты летают выше среднего яруса облаков и даже выше верхнего яруса, облачность может затруднить взлет и посадку самолета, может мешать ориентации без приборов, может вызвать обледенение самолета и пр.

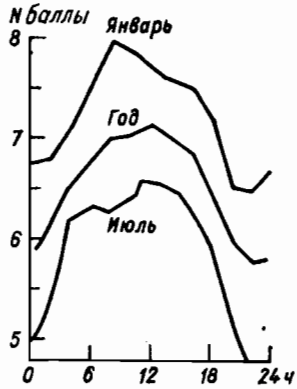


Рис. 48. Суточный ход облачности. *N* в Потсдаме.

2. *Суточный ход* облачности сложен и в большой степени зависит от родов облаков. Слоистые и слоисто-кучевые облака, связанные с выхолаживанием воздуха от земной поверхности и со сравнительно слабым турбулентным переносом водяного пара вверх, имеют максимум ночью и утром. Кучевообразные облака, связанные с неустойчивостью стратификации и хорошо выраженной конвекцией, напротив, возникают преимущественно в дневные часы и исчезают в конце ночи. Правда, над морем, где температура подстилающей поверхности почти не имеет суточного хода, облака конвекции также его почти не имеют или слабый максимум приходится на утро. Облака восходящего движения, связанные с фронтами, не имеют выраженного суточного хода.

В результате в суточном ходе облачности над сушей в умеренных широтах летом намечаются два максимума: утром и, более значительный, после полудня. В холодное время года, когда конвекция слаба или отсутствует, преобладает утренний максимум, который может быть единственным (рис. 48). В тропиках весь год преобладает послеполуденный максимум, так как там облакообразующим процессом является конвекция.

Для примера укажем, что в Вене в среднем за весь год максимумы облачности приходятся на 8 и 14 ч, а минимумы — на 12 и 22 ч. Полная амплитуда суточного хода в Вене 0,8, т. е. меньше одной десятой покрытия неба. В характерном морском климате она еще меньше.

На высокогорных станциях, особенно летом, минимум наблюдается ночью, когда облака располагаются низко, а максимум — после полудня, при развитии конвекции.

3. В *годовом ходе* облачность в разных климатических областях меняется по-разному. Над океанами высоких и средних широт годовой ход вообще невелик, с максимумом летом или осенью и минимумом весной. Так, на Маточкином Шаре (Новая Земля) в сентябре и октябре 8,5, в апреле 7,0; на Фарерских островах в августе 7,9, в апреле 7,0.

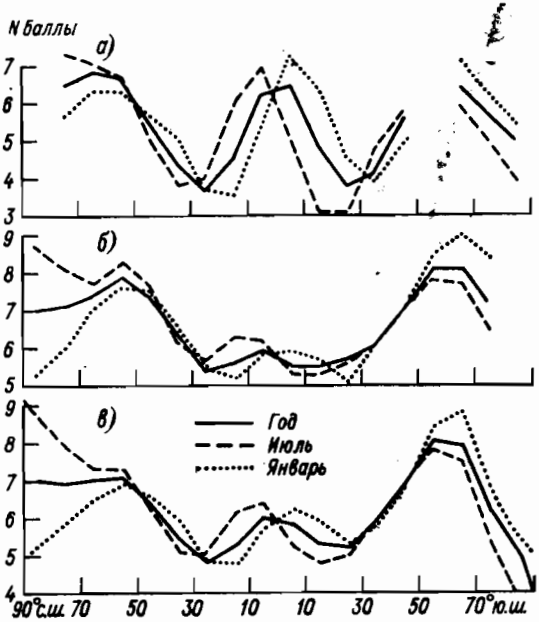


Рис. 49. Распределение средней зональной облачности N с географической широтой над материками (*а*), океанами (*б*) и на Земле в целом (*в*).

В Европе максимум приходится на зиму, когда наиболее развита циклоническая деятельность с ее фронтальной облачностью, а минимум — на весну или лето, когда преобладают облака конвекции. Так, в Москве в декабре 8,5, в мае 5,4; в Вене в декабре 7,8, в августе 5,0.

В Восточной Сибири и в Забайкалье, где зимой господствуют антициклоны, максимум приходится на лето или осень, а минимум — на зиму. Так, в Красноярске в октябре 7,3, в феврале 5,3; в Чите в июле 6,7, в январе 3,3. В муссонной области Дальнего Востока годовой ход такой же, но амплитуда его больше: во Владивостоке в июне и июле 7,7, а в январе 2,8.

В субтропиках, где летом преобладают антициклоны и куда зимой распространяется циклоническая деятельность, максимум приходится на зиму, а минимум на лето, как и в умеренных широтах Европы, но амплитуда здесь больше. Так, в Афинах

в декабре 5,9, в июне 1,1. Такой же годовой ход и в Средней Азии, где летом воздух очень далек от насыщения вследствие высоких температур, а зимой существует довольно интенсивная циклоническая деятельность: в Ташкенте в январе 6,4, в июле 0,9.

В тропиках, в областях пассатов, максимум облачности приходится на лето, а минимум на зиму: в Камеруне в июле 8,9, в январе 5,4. В муссонном климате тропиков годовой ход такой же, но резче выражен: в Дели в июле 6,0, в ноябре 0,7.

На высокогорных станциях в Европе минимум облачности наблюдается главным образом зимой, когда слоистые облака, закрывающие долины, лежат ниже гор (если не говорить о наветренных склонах); максимум — летом, при развитии облаков конвекции.

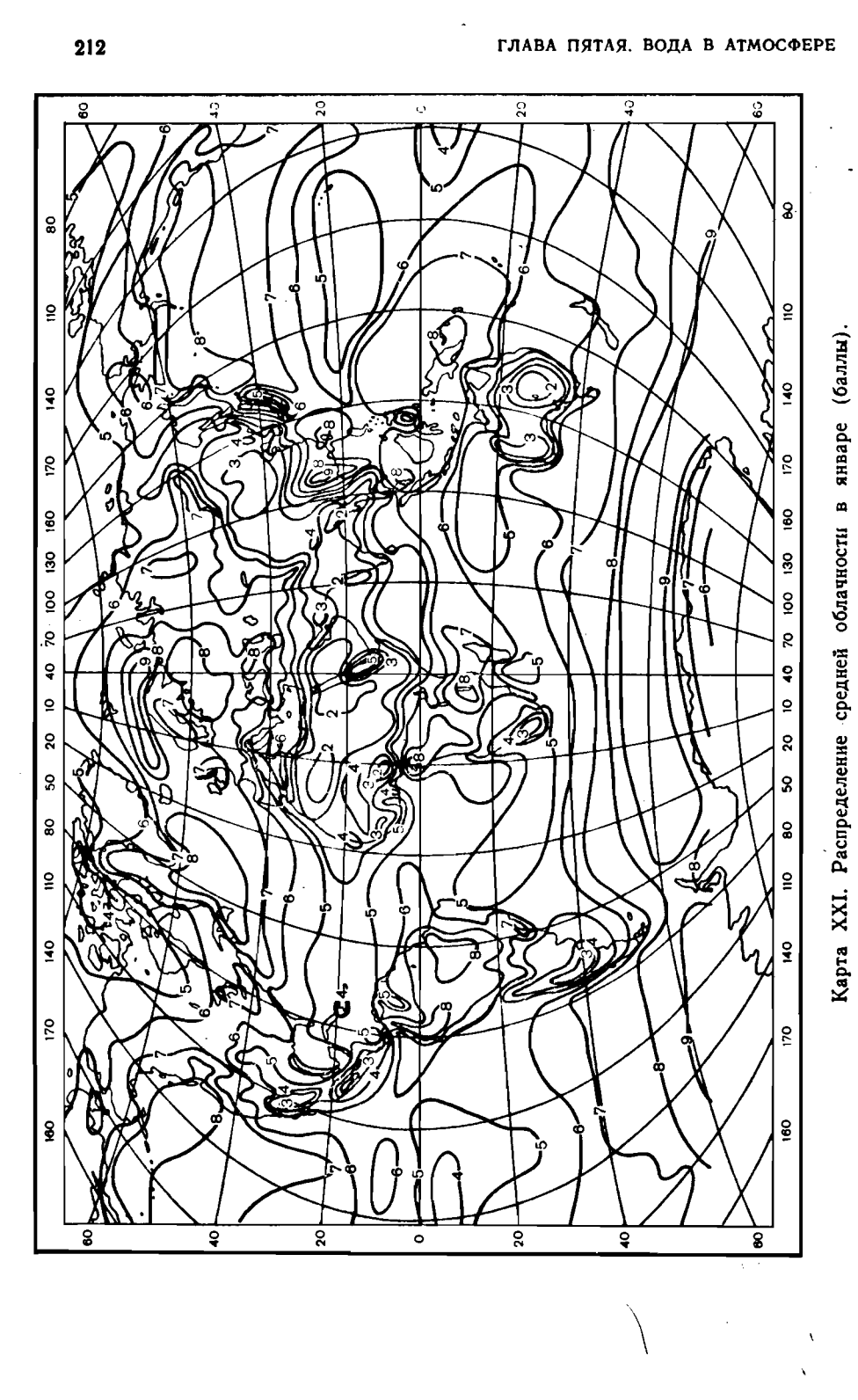
20. Географическое распределение облачности по наземным данным

1. Средние годовые значения облачности в разных широтных зонах над сушей и морем составляют:

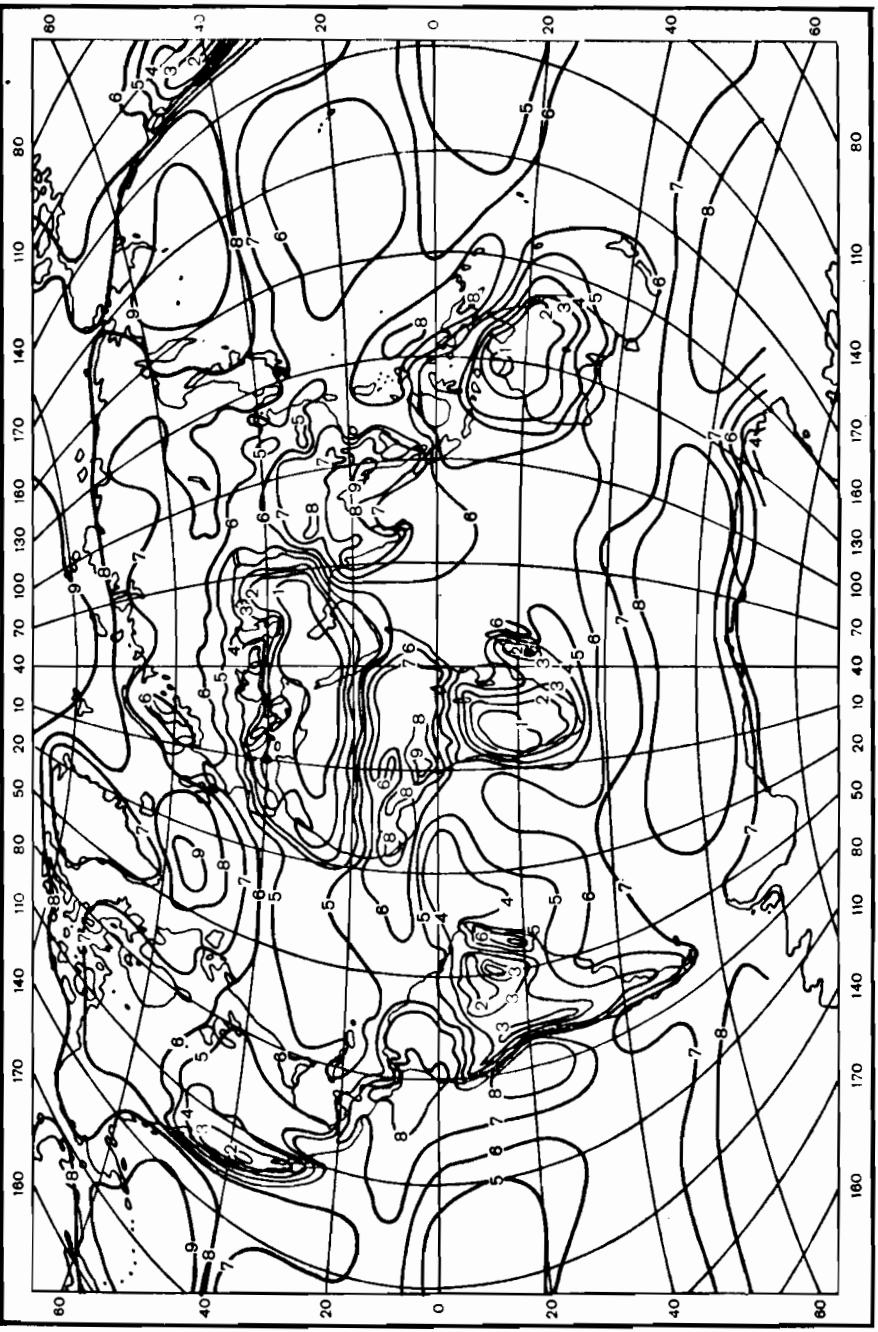
Территория	φ°								
	90—80	80—70	70—60	60—50	50—40	40—30	30—20	20—10	1—00
Северное полушарие									
Суша	—	6,5	6,8	6,6	5,5	4,3	3,7	4,5	6,2
Море	7,0	7,1	7,4	7,8	7,4	6,3	5,4	5,6	5,9
Южное полушарие									
Суша	5,0	5,7	6,3	—	5,6	4,1	3,8	4,8	6,4
Море	—	7,2	8,1	8,0	7,1	6,1	5,7	5,5	5,5

Из приведенных данных видно, что над морем облачность больше, чем над сушей. В среднем для всего северного полушария она над сушей 5,4 и над морем 6,2; для южного полушария (без материка Антарктиды, где она уменьшена) над сушей 5,2 и над морем 6,4. Для обоих полушарий вместе получается для суши 5,3, для моря 6,3. Наконец, для северного полушария 5,9, для южного полушария 6,2 и для всего Земного шара в целом 6,0. Таким образом, поверхность Земного шара в общем закрыта облаками более чем наполовину. Среднее распределение облачности по широтам представлено на рис. 49.

От самых высоких широт к субполярным облачность растет и достигает максимума в зоне 70—60° широты. Это связано с максимальным развитием циклонической деятельности в суб-



Карта XXI. Распределение средней облачности в январе (баллы).



Карта XXII. Распределение средней облачности в июле (баллы).

полярных широтах, особенно над морями. Затем к субтропическим широтам убывает и достигает минимума в зоне 30—20°. Этот минимум связан с субтропическими антициклонами. Дальше к экватору облачность снова увеличивается: это зона пассатов с кучевыми облаками и затем внутритропическая зона конвергенции вблизи экватора, где встречаются пассаты двух полушарий и развивается сильная конвекция.

2. На многолетних средних картах распределения облачности (карты XXI, XXII) во все сезоны года видны резко выраженные малооблачные области (до 2,0 и ниже) в субтропических пустынях обоих полушарий. В Асуане (22,4° с. ш., 33,0° в. д.), например, средняя годовая облачность только 0,5. Облачность мала (особенно летом) и в Средней Азии: в Термезе, например, в среднем годовом 1,6, а летом даже 0,2. В зимнее время облачность мала в Восточной Сибири, Центральной Азии и Индии, где наблюдается антициклонический режим или зимняя муссонная циркуляция.

Особенно значительная облачность (до 7,0—8,0 и больше) отмечается круглый год на севере Атлантического и Тихого океанов, включая северо-западные районы Европы и Японские острова, а также в высоких широтах Южного океана. Зимой она также значительна в Западной Сибири и в районе Великих озер. Летом облачность увеличивается в муссонных областях Гвинейского залива и Индии.

В Советском Союзе наиболее облачные места на северо-западе европейской его части. На Белом море в Зимней Золотице отмечается в среднем годовом 7,7, а на маяке Сосновец — зимой 9,0.

3. Условия облачности можно также характеризовать *числом ясных и пасмурных дней*. Так, в Ленинграде ясных дней в ноябре 0,9, в мае 4,1, в году 31, а пасмурных в декабре 22,8, в июле 8,5 и в году 172. В Волгограде ясных дней в декабре 2,4, в августе 13,0 и в году 66, а пасмурных в декабре 19,9, в августе 2,9 и в году 121.

Приведем еще несколько экстремальных значений. На некоторых станциях в Ливии отмечается 293 ясных дня в году, в Туркмении 260, а на Кольском полуострове только 9. В Шотландии на горной ст. Бен-Невис отмечается 247 пасмурных дней в году, на восточном берегу о-ва Тайвань 233.

21. Глобальное поле облачности [1]

Приведенные в п. 20 сведения об облачном поле представляют собой обобщение многолетних наземных наблюдений. Известно, что наблюдения с земли обладают рядом недостатков:

[1] Параграф написан Ю. Л. Матвеевым.

неравномерное распределение по земному шару метеорологических станций и слабое освещение наблюдениями обширных районов Земли (прежде всего, океанов, и южного полушария в целом), затруднения в оценке облачности в нижней части горизонта, отсутствие на многих станциях наблюдений в ночные сроки (для обеспечения однородности всего исходного материала при получении данных, представленных в п. 20, были исключены из рассмотрения наблюдения за ночной срок по тем немногим странам, где они имеются). Некоторые недостатки присущи и спутниковым наблюдениям за облаками: искажения на краях, ограниченное разрешение и недостаточная контрастность снимков, получаемых со спутников.

Наблюдения за облаками со спутников проводятся на освещенной (дневной) и неосвещенной (ночной) половинах Земли с помощью фототелевизионной и инфракрасной аппаратуры. За последние 15—20 лет получен огромный объем спутниковых наблюдений за облаками, достаточно равномерно освещающих северное и южное полушария как днем, так и ночью.

Приводимые сведения об облачности получены путем обобщения данных за 10-летний период (1966—1975 гг.). Количество облаков определено по картам фотомонтажей как доля площади сферического прямоугольника размером 5° по широте и 10° по долготе.

Средние за сезон зональные значения облачности (в баллах) на различных широтах северного и южного полушарий над океанами, материками и полушарием в целом следующие:

Широта	Океаны				Материки				Полушарие			
	XII—II	III—V	VI—VIII	IX—XI	XII—II	III—V	VI—VIII	IX—XI	XII—II	III—V	VI—VIII	IX—XI
80° с. ш.	37	39	59	54	34	30	45	40	34	37	56	51
70	46	47	61	62	39	42	56	57	43	44	58	59
60	64	62	67	71	52	64	62	64	57	57	64	67
50	75	72	76	73	56	53	54	54	64	61	63	62
40	69	63	60	62	49	47	39	37	61	56	51	52
30	63	57	53	57	32	34	35	28	49	47	45	44
20	49	47	54	50	18	21	31	25	41	39	48	43
10	50	50	62	59	24	38	49	45	45	48	60	56
0	54	51	54	54	59	62	62	63	55	54	56	56
10° ю. ш.	57	52	54	56	64	56	35	53	59	53	50	55
20	58	56	59	60	54	42	31	43	57	53	52	56
30	57	61	64	65	43	42	41	43	54	56	58	60
40	65	68	68	70	47	51	59	47	64	68	68	70
50	71	73	71	74	64	62	65	61	71	73	71	74
60	73	75	70	76	—	—	—	—	73	75	70	76
70	59	65	57	59	31	27	30	28	48	49	46	46
80	—	—	—	—	18	19	17	16	18	19	17	16

Из приведенных данных следует, что наибольшая облачность наблюдается на океанах, наименьшая — на материках. Различие в отдельных широтных зонах (прежде всего, в тропиках) достигает 1,5—2,5.

Изменение облачности с широтой по наблюдениям со спутников также согласуется с наземными данными: количество облаков мало в высоких широтах, с увеличением широты растет и достигает максимума (6 и 7) в умеренных широтах, а затем по направлению к тропикам облачность убывает до 2,5—4 и вновь растет при приближении к экватору.

Изменение облачности от сезона к сезону (годовой ход) незначительно, особенно на океанах. Лишь в субполярной области северного полушария и в тропических областях того и другого полушария количество облаков летом на 1—2 больше, чем зимой.

Осредненные по полушариям и Земле сезонные и годовые значения облачности следующие:

Период осреднения	Северное полушарие			Южное полушарие			Земля		
	Океаны	Материки	В целом	Океаны	Материки	В целом	Океаны	Материки	В целом
XII—II	57	42	51	63	44	59	60	43	55
III—V	54	44	50	61	41	57	58	43	54
VI—VIII	59	48	55	63	40	58	61	45	56
IX—XI	57	46	53	64	43	60	61	45	56
Год	57	45	52	63	42	59	69	44	55

Осреднение проведено с учетом изменения с широтой площадей широтных зон. На океанах спутниковые данные практически совпадают с наземными: количество облаков в среднем за за год в том и другом полушариях и по Земле в целом по первым данным на 0,1—0,5 меньше, чем по вторым. Однако наблюдается существенное различие в количестве облаков на материках: по спутниковым данным оно меньше, чем по наземным, в среднем за год в северном полушарии на 0,9, в южном — на 1. Объясняется это, прежде всего, тем, что в наземных данных отсутствуют наблюдения в ночное время, когда количество облаков в среднем меньше, чем днем.

На материках наблюдается годовой ход количества облаков: летние значения больше зимних в северном полушарии на 0,4, в южном — на 1,4. Среднее годовое значение облачности по земному шару составляет по спутниковым данным 5,5.

Облака относятся к таким атмосферным явлениям, которые подвержены наиболее сильным изменениям во времени и про-

странстве. Такое заключение следует как из повседневных наблюдений, так и из результатов расчета средних квадратических отклонений количества облаков — они колеблются в различные сезоны года и в разных широтных зонах между 1,7 и 3,7.

Повторяемость (в процентах) различных градаций облачности в нескольких широтных зонах для двух сезонов года следующая:

Облачность, баллы	Широта										
	75° с.	55	35	10	5° с.	0	5° ю.	15	35	55	75° ю.
	Зима										
0	39	16	16	25	9	8	5	10	3	1	49
1—3	11	6	8	9	6	5	16	15	6	3	13
4—6	18	17	25	31	43	46	47	42	33	26	15
7—8	14	32	30	19	29	30	29	30	51	57	21
9—10	18	29	21	6	13	11	3	3	8	13	2
	Лето										
0	18	10	24	11	5	6	4	2	3	1	43
1—3	7	6	9	7	4	5	14	13	10	3	17
4—6	23	23	31	42	39	46	37	41	40	22	17
7—8	25	34	23	29	38	32	39	38	42	59	18
9—10	27	27	13	11	14	11	6	6	5	15	5

Можно отметить, что в умеренных и низких широтах максимум повторяемости количества облаков приходится на 4—6 или на 7—8. Только в высоких широтах (особенно южного полушария) преобладает безоблачное состояние неба. Хорошо выраженного годового хода повторяемости различных градаций облачности не наблюдается.

Следует остановиться несколько подробнее на вопросе о повторяемости количества облаков. По данным наземных наблюдений преобладают U-образные распределения облаков: наибольшая повторяемость приходится на малооблачную (0—2) и пасмурную (8—10) погоду, повторяемость же промежуточных градаций облачности мала. В то же время из приведенных выше спутниковых данных следует, что U-образные распределения практически отсутствуют. Это принципиальное различие объясняется, прежде всего, тем, что распределение облачности существенно зависит от размера площади, которая использована при определении количества облаков. Если количество облаков определяется для очень малой площади (теоретически — в точке), то могут наблюдаться только два состояния: полная облачность (10) или ясно (0). С другой стороны, если площадь,

охваченная наблюдением, велика, количество облаков во всех случаях будет близко к его среднему значению (4—6).

Повторяемость (в процентах) различных значений количества облаков зимой и летом на Европейской части СССР (по наблюдениям с декабря 1979 г. по январь 1981 г.) следующая:

Размер квадрата	Количество облаков, баллы										
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
					Зима						
0	33	—	—	—	—	—	—	—	—	—	67
0,5×0,5°	17	6	5	2	3	2	4	4	4	16	37
1×1°	11	7	5	5	4	2	4	6	8	18	29
6×6°	2	3	5	8	8	6	10	14	17	20	6
10×10°	1	2	3	9	10	8	12	19	18	17	2
					Лето						
0	74	—	—	—	—	—	—	—	—	—	26
0,5×0,5°	50	12	10	2	1	0	1	2	2	9	11
1×1°	39	18	9	6	2	1	2	2	3	9	9
6×6°	5	25	18	15	10	5	4	5	6	6	0
10×10°	2	16	19	23	12	8	6	6	7	2	0

Из приведенных данных видно, что при малых размерах квадрата распределение облачности носит U-образный характер: наибольшая повторяемость приходится на малые (0—2) и большие (8—10) значения количества облаков. По мере увеличения площади осреднения (размера квадрата) повторяемость малых и больших значений облачности уменьшается, а промежуточных — растет. В результате в квадрате 10×10° максимумы повторяемости облачности (19 и 23 %) приходятся на 7 зимой и на 3 летом, т. е. распределение облачности в случае большой площади осреднения носит уже не U-образный, а куполообразный характер — максимум повторяемости вблизи среднего значения.

Поскольку площадь небосвода, по которой определяется облачность при наблюдении с поверхности земли, мала, то становится понятным, почему по данным наземных наблюдений преобладают во всех районах Земли U-образные распределения количества облаков.

Кроме того, распределение облачности зимой и летом, наряду с общими закономерностями, обладает и некоторыми существенными особенностями: при малых площадях осреднения зимой главный максимум приходится на сплошную облачность, летом — на ясную погоду. Средние значения количества обла-

ков (при определении их по квадрату 10×10°) равны 6,4 зимой и 3,6 летом. Эти данные согласуются с результатами определения количества облаков на рассматриваемой территории за 10-летний период.

Объясняется такой годовой ход облачности тем, что на Европейской части СССР зимой усилена циклоническая деятельность, сопровождающаяся образованием слоистообразной облачности. Летом эта деятельность ослаблена, а конвективная облачность, развивающаяся летом на материках, не компенсирует (в данном районе) убыли слоистообразной. В целом же на материках, как это указано выше, количество облаков летом большее, чем зимой.

22. Продолжительность солнечного сияния

1. *Продолжительностью солнечного сияния* называется время, в течение которого прямые солнечные лучи освещают земную поверхность. На метеорологических станциях она измеряется *гелиографами*, основанными обычно на том, что под действием фокусированных солнечных лучей остается либо прожог на специальной бумажной ленте, либо след на фотобумаге.

Продолжительность солнечного сияния является немаловажным элементом климата. Она зависит от длины дня, определяемой географической широтой и временем года, а также от облачности, которая не пропускает прямую радиацию.

Продолжительность солнечного сияния можно выражать либо в часах, либо в процентах от наибольшей возможной продолжительности, т. е. от долготы дня (относительная продолжительность). В последнем случае особенно хорошо видно, насколько облачность уменьшает продолжительность солнечного сияния.

2. Продолжительность солнечного сияния как в часах, так и в процентах от возможного возрастает от полярных широт к тропикам. В Арктике относительная продолжительность не превышает 25 %, в Северной Европе около 40 %, в Италии 50 %, в Мадриде 65 %. Продолжительность солнечного сияния достигает максимума в субтропических пустынях. Например, в шт. Аризона она составляет в среднем годовом 88 %, а в июне даже 97 %. В дождливых областях вблизи экватора она снижена до 35 %. Очень велика относительная продолжительность солнечного сияния в Восточной Антарктиде.

Годовая сумма солнечного сияния в часах в Европе изменяется от 1000—1200 ч в северной Шотландии и на северных берегах СССР до 2900 ч в Мадриде. В Москве она равна 1600 ч, в Феодосии 2200 ч, в Средней Азии 3000 ч.

В умеренных широтах северного полушария (кроме муссонных районов) в годовом ходе максимум относительной про-

должительности приходится на июль и август, минимум — на декабрь. В пустынях северного полушария в большинстве случаев наблюдаются два максимума — в июне и сентябре. В тропиках, особенно в муссонных районах, экстремумы приходятся на дождливый и сухой периоды.

Дни вовсе без солнечного сияния наблюдаются в Европе главным образом зимой.

В горах продолжительность солнечного сияния в среднем меньше, чем на равнинах, вследствие сильного развития облаков конвекции на горных склонах, особенно в тропиках. Однако зимой в высокогорных районах продолжительность может быть больше, чем на равнинах и в долинах, так как высокогорные районы находятся выше уровня низких слоистых облаков. Это является важным преимуществом некоторых горных курортов.

3. Максимум солнечного сияния в центральных районах Европы в среднем годовом приходится на 12—13 ч; летом — на 10—11 ч, зимой на 13—14 ч. На горных вершинах он отмечается на два часа раньше, а в тропиках приходится на 8—9 ч.

В больших городах из-за загрязнения воздуха продолжительность солнечного сияния иногда на 20 % меньше, чем за городом.

23. Дымка, туман, мгла

1. Воздух часто представляется замутненным вследствие наличия в нем различных примесей и мельчайших продуктов конденсации. Эти примеси рассеивают проходящий свет и приводят к ухудшению видимости.

Если помутнение воздуха невелико (дальность видимости 1—10 км), оно называется *дымкой*. Частицы примеси в этом случае представляют собой микроскопические капли (или кристаллы) и пылинки.

Обычно дымка наблюдается у земной поверхности. Она распространяется от нее на более или менее значительную высоту. При этом дымка ослабляет краски ландшафта и уменьшает дальность видимости, т. е. расстояние, на котором различимы очертания предметов.

Если рассеивающие частицы меньше, чем длины световых волн, т. е. радиусом в десятые доли микрометра, то дымка окрашивает отдаленные предметы в синий цвет, как бы обволакивает их голубой вуалью. Белым или светящимся отдаленным предметам (диск солнца, облака, снежные горы) она придает желтоватую окраску. Такое помутнение называется опалесцирующим. При более значительных размерах рассеивающих частиц дымка принимает белесоватый или сероватый оттенок.

2. При более крупных продуктах конденсации и при большей их концентрации у земной поверхности дальность види-

мости может стать менее 1 км. Скопление продуктов конденсации (капель, кристаллов или тех и других) у земной поверхности и связанное с ним сильное помутнение воздуха называют *туманом*. При сильном тумане дальность видимости может уменьшиться до нескольких метров.

При положительных температурах туман состоит из капель. При небольших отрицательных температурах он также состоит из капель, но уже переохлажденных. Только при температурах —10 °С и ниже в тумане наряду с каплями появляются кристаллы, и он становится смешанным, подобно смешанным облакам.

При очень низких температурах туман полностью становится кристаллическим. Однако наблюдались случаи жидкокапельного тумана даже при температуре ниже —30 °С.

3. Если сильное помутнение вызвано не продуктами конденсации, а твердыми частицами, то оно называется *мглой*. Мгла особенно часто возникает в результате эрозии почвы и пыльных бурь в пустынных и степных районах, а также в результате задымления воздуха при лесных пожарах и над промышленными городами. При мгле относительная влажность может быть небольшой, этим она отличается от тумана. Дальность видимости при сильной мгле может уменьшаться так же значительно, как и при тумане.

24. Условия образования туманов

1. Туман возникает в том случае, когда у земной поверхности создаются благоприятные условия для конденсации водяного пара. Нужные для этого ядра конденсации существуют в воздухе всегда.

Вследствие гигроскопичности ядер конденсации образование тумана начинается при относительной влажности меньше 100 % (около 90—95 %), т. е. еще до достижения точки росы. Известно, что при температурах около —10 °С туман может быть смешанным, а при более низких температурах даже и чисто кристаллическим. Существование тумана при таких температурах возможно при значениях относительной влажности меньше 100 %. Такая влажность указывает на отсутствие насыщения по отношению к жидкой воде, но для ледяных кристаллов она будет соответствовать насыщению.

Приближение к состоянию насыщения происходит преимущественно в результате охлаждения воздуха. Второстепенную роль играет увеличение влажности воздуха вследствие испарения с теплой поверхности в холодный воздух.

В зависимости от этих причин образования туманы делят на два основных класса: *туманы охлаждения* и *туманы испарения*. Первый из этих классов абсолютно преобладает.

2. Охлаждение воздуха у земной поверхности происходит при разных условиях. Во-первых, при перемещении воздуха с более теплой подстилающей поверхности на более холодную. Туманы, которые при этом возникают, называются *адвективными*. Во-вторых, при радиационном охлаждении подстилающей поверхности. Воздух в этом случае охлаждается главным образом от земной поверхности. Возникающие при этом туманы называют *радиационными*. В-третьих, при влиянии обоих факторов. Туманы, возникающие в этом случае, называют адвективно-радиационными.

3. *Адвективные* туманы возникают в теплых воздушных массах, перемещающихся над более холодной поверхностью, т. е. при перемещении воздушных масс из низких широт в высокие или зимой с теплого моря на холодную сушу, летом с теплой суши на холодное море, а также с теплых участков морской поверхности на холодные (например, у Ньюфаундленда при переносе воздуха из области Гольфстрима в область Лабрадорского течения).

На суше адвективные туманы наблюдаются чаще всего осенью и зимой, когда существуют особенно значительные различия в температуре между низкими и высокими широтами, а также между сушей и морем. На море они наблюдаются чаще весной и летом.

Адвективные туманы простираются в высоту на сотни метров. Возникают они при значительных скоростях ветра, поэтому в них может происходить коагуляция капель, и они принимают моросящий характер: наиболее крупные капельки из них выпадают.

4. *Радиационные* туманы различаются двух типов: поземные и высокие. *Поземные* туманы наблюдаются только над сушей в ясные и тихие ночи. Они связаны с ночным радиационным выхолаживанием почвы или снежного покрова. Вверх они распространяются лишь на десятки метров. Распределение их носит локальный характер: возникают пятнами, особенно в низинах, вблизи болот, на лесных полянах. Над большими реками они не возникают вследствие конвекции над теплой (в ночные часы) водой.

Поземные туманы образуются в тихую погоду, но не при штиле — небольшая скорость ветра необходима для возникновения турбулентности, обусловливающей распространение охлаждения и туманообразования вверх. Эти туманы возникают в слое приземной инверсии и после восхода солнца исчезают вместе с ней.

Высокие радиационные туманы могут наблюдаться на суше и на море до высоты нескольких сотен метров в устойчивых антициклонах в холодное время года. Это результат постепенного, день за днем, выхолаживания воздуха в нижних слоях

антициклона. Такой туман может сохраняться неделями над большими районами, сплошь их захватывая.

5. *Туманы испарения* возникают чаще всего осенью и зимой в холодном воздухе над более теплой открытой водой. Над реками и озерами в глубине материков они появляются вечером или ночью, куда стекает воздух, охлажденный над соседними участками почвы. Туманы испарения могут возникать также вечером во время или после дождя, когда почва сырая и сильно испаряет, а температура воздуха падает. Над арктическими морями туманы испарения возникают над полыньями или открытой водой у кромки льда, куда переносится более холодный воздух с ледяного покрова или материка. Над внутренними морями такими, как Балтийское и Черное, они наблюдаются зимой при переносе на них холодных воздушных масс с суши. Туман испарения обычно клубится и быстро рассеивается, так как нагревается снизу от теплой воды. Но если причина туманообразования длительно сохраняется, то туман может наблюдаться подолгу.

Туманы перечисленных типов являются *внутримассовыми*, т. е. возникают внутри воздушных масс, независимо от фронтов. Однако наблюдаются и туманы, связанные с фронтами. К ним относится один из видов туманов испарения — *предфронтальный туман*. Выпадающие фронтальные осадки увлажняют почву. В результате усиленного испарения как с почвы, так и с падающих капель дождя, воздух у земной поверхности достигает насыщения и в нем образуется туман. Такой туман наблюдается сплошной полосой перед фронтом вместе с дождем.

6. Можно предвидеть появление поземного радиационного тумана в ближайшую ночь, основываясь на состоянии погоды с вечера. Если погода тихая и ясная и в вечерний срок наблюдений температура близка к точке росы, то с большей или меньшей уверенностью можно предсказать появление ночью поземного тумана. Для этой цели на основе многолетних наблюдений строят графики или выводят эмпирические формулы, которые позволяют определить ночное понижение температуры в данной местности по значениям метеорологических величин за вечерний срок. Если ночной минимум температуры достигнет точки росы, можно ожидать начала туманообразования. Однако интенсивный туман возникает лишь в том случае, если ночной минимум температуры будет значительно ниже, чем точка росы, определенная по вечерним наблюдениям. Только при этом условии сконденсируется достаточное количество водяного пара.

7. В суточном ходе туманы на равнине имеют максимум интенсивности и повторяемости утром. На высоких уровнях в горах туманы распределяются в течение суток равномерно или имеют слабый максимум в послеполуденные часы. Причина заключается в особых условиях туманообразования в горах.

Горный туман, по существу, представляет собой облако, возникающее в связи с восходящим движением воздуха по горным склонам. Этот туман, связанный с адиабатическим охлаждением воздуха, может быть выделен в особый тип тумана склонов.

25. Географическое распределение туманов

На карте XXIII представлено в самых общих чертах годовое число дней с туманом. Особенно часты туманы в Арктике: число дней с туманом в Арктическом бассейне превышает 80. Причиной является, с одной стороны, перенос теплых воздушных масс на холодную поверхность льда, а с другой — перемещение холодного воздуха со льда или с холодной суши на открытую воду. Высока повторяемость туманов и над водами Южного океана в высоких широтах.

В умеренных широтах северного полушария наиболее часто (до 80 дней и более) туманы наблюдаются в районе Ньюфаундленда. Здесь они связаны с переносом воздуха с теплых вод Гольфстрима на холодные воды Лабрадорского течения. В субтропических широтах южного полушария наибольшая повторяемость туманов (также до 80 дней и более) отмечается в прибрежных районах Южной Африки и Южной Америки и омывающих их водах. Теплый воздух здесь распространяется на холодные океанические течения.

Увеличена повторяемость туманов также в Средней Европе, на берегах Калифорнии, на Атлантическом побережье Южной Америки, на Мадагаскаре. Здесь объяснить это можно термическими особенностями подстилающей поверхности, над которой проходят преобладающие воздушные течения.

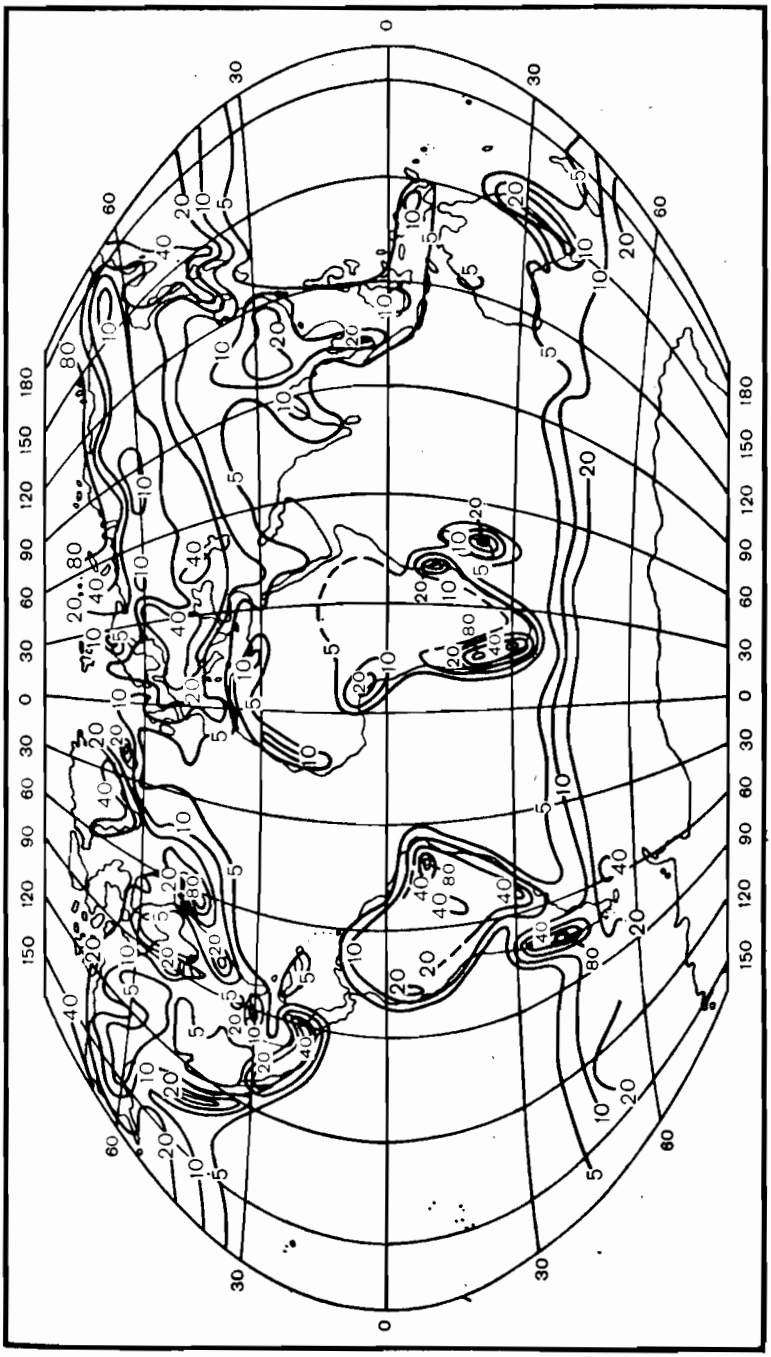
Небольшая повторяемость туманов отмечается во внутренних частях материков, особенно в пустынях, где содержание водяного пара в воздухе небольшое, а температуры высокие. Мало туманов в Сибири и Канаде. Здесь в теплое лето воздух далек от насыщения, а в холодную зиму влагосодержание воздуха настолько мало, что даже при насыщении туманы редко образуются. Их интенсивность и повторяемость увеличиваются зимой в населенных пунктах.

26. Классификация осадков

При определенных условиях из облаков выпадают осадки, т. е. капли или кристаллы достаточно крупных размеров, которые не могут удерживаться в атмосфере во взвешенном состоянии.

В зависимости от *физических условий образования* (по генетическому признаку) осадки подразделяются на три вида.

1. Из облаков восходящего движения (слоисто-дождевых и высоко-слоистых), связанных с фронтами, выпадают *обложные*



Карта XXIII. Среднее годовое число дней с туманом.

осадки. Это осадки средней интенсивности. Они выпадают сразу на больших площадях (порядка сотен тысяч квадратных километров), распространяются сравнительно равномерно и продолжаются достаточно длительное время (порядка десятков часов). Наибольший процент в общем количестве осадков в умеренных широтах составляют именно обложные осадки.

2. Из кучево-дождевых облаков, связанных с конвекцией, выпадают интенсивные, но малопродолжительные *ливневые осадки.* Их сравнительно небольшая продолжительность объясняется тем, что они связаны с отдельными облаками или с узкими зонами облаков. В холодной воздушной массе, движущейся над теплой земной поверхностью, ливневый дождь в каждом конкретном пункте иногда продолжается всего несколько минут. При местной конвекции летом над сушей, когда кучево-дождевые облака особенно обширны, или при прохождении фронтов ливень иногда продолжается часами. По наблюдениям в США, средняя площадь, одновременно захватываемая одним и тем же ливневым дождем, составляет около 20 км^2.

Интенсивность ливневых осадков сильно колеблется. Даже в случае одного дождя количество осадков, выпавшее на расстоянии всего 1—2 км, может различаться на 50 мм. Ливневые осадки являются основным видом осадков в низких тропических и экваториальных широтах.

3. Кроме обложных и ливневых осадков, различают еще осадки *моросящие.* Это внутримассовые осадки, выпадающие из слоистых и слоисто-кучевых облаков, типичных для теплых или местных устойчивых воздушных масс. Вертикальная протяженность этих облаков невелика, поэтому в теплое время года осадки могут выпадать из них только в результате взаимного слияния капель. Выпадающие жидкие осадки — *морось* — состоят из очень мелких капель. Зимой при низких температурах указанные облака могут содержать кристаллы. Тогда вместо мороси из них выпадают мелкие снежинки и так называемые снежные зерна.

Как правило, за сутки выпадает небольшое количество моросящих осадков. Зимой они не увеличивают заметно снежного покрова. Только в особых условиях, например в горах, морось может быть более интенсивной и обильной.

По форме различают следующие виды осадков.

Дождь — жидкие осадки, состоящие из капель диаметром 0,5—8 мм. Капли более значительных размеров при падении разбиваются на части. В ливневых дождях диаметр капель больше, чем в обложных, особенно в начале дождя. При отрицательных температурах иногда могут выпадать переохлажденные капли. Соприкасаясь с земной поверхностью, они замерзают и покрывают ее ледяной коркой.

Морось — жидкие осадки, состоящие из капель диаметром

0,05—0,5 мм с очень малой скоростью падения. Они легко переносятся ветром в горизонтальном направлении.

Снег — твердые осадки, состоящие из сложных ледяных кристаллов (снежинок). Формы их очень разнообразны и зависят от условий образования. Основная форма снежных кристаллов — шестилучевая звезда. Звезды получаются из шестиугольных пластинок потому, что сублимация водяного пара наиболее быстро происходит на углах пластинок, где и нарастают лучи. На этих лучах в свою очередь создаются разветвления. Диаметры выпадающих снежинок имеют различные размеры (в среднем порядка нескольких миллиметров). Снежинки при падении часто слипаются в крупные *хлопья*. При температурах, близких к нулю и выше нуля, выпадает *мокрый снег* (или *снег с дождем*). Для него характерны крупные хлопья.

Из слоисто-дождевых и кучево-дождевых облаков при отрицательных температурах выпадает еще *крупа*, *снежная* и *ледяная* — осадки, состоящие из ледяных и сильно обзерненных снежинок диаметром более 1 мм. Чаще всего крупа наблюдается при температурах, близких к нулю, особенно осенью и весной. Снежные крупинки легко сжимаются пальцами, а ледяные раздавить трудно. Они имеют оледеневшую поверхность и при падении на землю подскакивают.

Из слоистых облаков зимой вместо мороси выпадают *снежные зерна* — маленькие крупинки диаметром менее 1 мм, напоминающие манную крупу.

Зимой при низких температурах из облаков нижнего или среднего ярусов иногда выпадают *ледяные иглы* — осадки, состоящие из ледяных кристаллов в виде шестиугольных призм и пластин без разветвлений. При значительных морозах такие кристаллы могут возникать в воздухе вблизи земной поверхности. Они особенно хорошо видны в солнечный день, когда сверкают своими гранями, отражая солнечные лучи. Из подобных ледяных игол состоят и облака верхнего яруса.

Особый характер имеет *ледяной дождь* — осадки, состоящие из прозрачных ледяных шариков (замерзших в воздухе капель дождя) диаметром 1—3 мм.

Летом, в достаточно жаркую погоду, из кучево-дождевых облаков при грозах и, как правило, вместе с ливневым дождем иногда выпадает *град* — осадки в виде кусочков льда шарообразной формы (градин) диаметром от нескольких миллиметров до 6 см и более. Масса градин в отдельных случаях превышает 300 г. Градины состоят из белого матового ядра и далее из последовательных прозрачных и мутных слоев льда.

Вид и размеры градин свидетельствуют о том, что они в течение своей «жизни» многократно увлекаются то вверх, то вниз сильными токами конвекции. При этом в результате столкновения с переохлажденными каплями градины наращивают свои

размеры. В нисходящих токах градины опускаются в слои с положительными температурами, где подтаивают сверху, затем в восходящих потоках они снова поднимаются вверх и замерзают с поверхности и т. д.

Для образования градин необходима большая водность облаков, поэтому град выпадает только в теплое время года при высоких температурах у земной поверхности. Наиболее часто град выпадает в умеренных широтах, а с наибольшей интенсивностью — в тропиках. В полярных широтах град не наблюдается. Отмечены случаи, когда град долго лежал на земле слоем в несколько десятков сантиметров. Град часто вредит посевам и даже уничтожает их (градобития). В отдельных случаях от него могут пострадать животные и даже люди.

27. Образование осадков

Осадки выпадают в том случае, если хотя бы часть элементов, составляющих облако (капель или кристаллов), по каким-то причинам укрупняется. Когда облачные элементы становятся настолько тяжелыми, что сопротивление воздуха и восходящие его движения больше не могут удерживать их во взвешенном состоянии, они выпадают из облака в виде осадков.

Укрупнение капель до нужных размеров не может происходить путем конденсации. В результате конденсации получаются только очень мелкие капли. Для образования более крупных капель процесс конденсации должен был бы продолжаться чрезмерно долго. Более крупные капли, выпадающие из облака в виде дождя, могут возникать различными путями.

Капли могут укрупняться в результате *взаимного их слияния*. Если капли заряжены разноименными электрическими зарядами, это благоприятствует их слиянию. Большое значение имеет также различие размеров капель. При разных размерах они падают с разной скоростью и потому легче сталкиваются между собой. Столкновениям капель способствует также турбулентность. В результате такого укрупнения капель из слоистых облаков иногда выпадает морось, а из мощных кучевых облаков — мелкий и малоинтенсивный дождь, особенно в тропиках, где содержание жидкой воды в облаках велико.

Но обильные осадки не могут возникнуть лишь при укрупнении капель путем их слияния. Для выпадения обильных осадков необходимо, чтобы облака были смешанными, т. е. чтобы в них находились переохлажденные капли и кристаллы. Смешанными облаками являются высоко-слоистые, слоисто-дождевые и кучево-дождевые. Если переохлажденные капли и кристаллы находятся во взаимном соседстве, условия влажности таковы, что для капель имеет место насыщение, а для кристаллов — пересыщение (см. п. I пятой главы). Но в этом случае

кристаллы будут быстро расти путем сублимации, количество водяного пара в воздухе уменьшится и для капель он станет ненасыщенным. Поэтому одновременно с ростом кристаллов будет происходить испарение капель, т. е. будет происходить перегонка водяного пара с капель на кристаллы.

Укрупнившиеся кристаллы начинают выпадать из верхней части облака, где они преимущественно находятся. По пути они продолжают укрупняться путем сублимации и, кроме того, путем сталкивания с переохлажденными каплями. Капли, замерзшие при соприкосновении с кристаллами, и обломки кристаллов во много раз увеличивают число частиц, на которых происходит кристаллизация.

Таким образом, в нижней части облака или облачного слоя появились крупные кристаллы. В одних сучаях, если в этой части облака температура выше нуля, кристаллы начинают таять и превращаться в капли, которые и выпадают из облака в виде дождя. При разной скорости падения капли могут коагулировать (сливаться) между собой. В других случаях, кристаллы начинают таять под основанием облака, и также образовавшиеся капли выпадают в виде дождя. Наконец, если температура под облаками отрицательная до самой земной поверхности, выпадают осадки в виде снега или крупы. Более сложные условия имеют место, если выпадают осадки в виде града или ледяного дождя, но существо явления такое же.

28. Искусственные воздействия на облака

Выпадение осадков не находится в прямой связи с вертикальной протяженностью и водностью облаков. Конечно, чем больше вертикальная протяженность облаков, тем больше вероятность того, что они достигнут уровня оледенения и из них будут выпадать осадки. Чем больше водность облаков, тем интенсивнее должны быть осадки. Однако облака могут получить сильное развитие, водность их также может быть большой, но если уровень оледенения лежит высоко, осадков все-таки не будет. В степной зоне летом и в тропических широтах часто развиваются мощные кучевые облака, которые, однако, не дают осадков из-за слишком высокого положения уровня оледенения.

Нельзя ли в таких случаях вызвать осадки из облака искусственным путем, как-то нарушив коллоидальное его равновесие? Эффективнее всего было бы вызвать состояние оледенения в переохлажденном жидкокапельном облаке. Такого рода опыты производятся сейчас в широких масштабах. Чаще всего в облаках рассеивают твердую углекислоту с очень низкой температурой, что вызывает замерзание некоторых капель. Таким образом, возникают те зародышевые ледяные ядра, которые

приводят к началу выпадения осадков. Дальше процесс развивается уже в виде цепной реакции.

Другой распространенный способ вызвать осадки состоит во введении в облака паров иодистого серебра (AgI), которые, охлаждаясь, образуют в воздухе ультрамикроскопические кристаллы. При температурах ниже —4 °С они являются в облаке ядрами кристаллизации: на них растут ледяные кристаллы. Есть и другие химические реагенты, приводящие к замерзанию облачных элементов, и как следствие к выпадению осадков.

Введение иодистого серебра и других реагентов в кучево-дождевые облака, угрожающие градом, приводит к быстрому выпадению из облака осадков в виде ливневого дождя или мелкого града и предотвращает образование крупных градин.

Такого рода мероприятия по защите посевов от градобитий с успехом проводятся в СССР. Учет результатов указанных опытов очень труден: не всегда ясно, выпали ли осадки вследствие искусственного воздействия или независимо от него. Но, во всяком случае, принципиальное решение проблемы искусственного вызывания осадков уже существует.

Таким же путем можно рассеивать туман у земной поверхности, вводя в него соответствующие реагенты, вызывающие укрупнение и осаждение частиц тумана. Опыты такого рода неоднократно приводили к успешным результатам.

29. Электричество облаков и осадков

Капли облаков и туманов, как и твердые элементы в них, чаще бывают электрически заряженными, чем нейтральными. В основном в туманах капли несут заряды одного знака, но примерно в 25 % случаев они заряжены разноименно. Средний заряд капель в туманах имеет порядок от десятков до тысяч элементарных зарядов (элементарным зарядом называют заряд электрона). К условиям в туманах, по-видимому, близки и условия в мелкокапельных облаках, не дающих осадков.

В кучево-дождевых облаках, содержащих крупные капли, а также и значительные по размерам кристаллы, возникают особенно сильные электрические заряды. О них можно судить по зарядам выпадающих осадков. Твердые элементы облаков и осадков заряжены так же, как капли, или еще сильнее.

Дожди значительно чаще выпадают на земную поверхность с положительными, чем с отрицательными зарядами. Со снегом дело обстоит менее определенно.

Разделение зарядов в кучево-дождевых облаках, т. е. скопление электричества одного знака в одной части облака и другого знака в другой, приводит к огромным значениям напряженности электрического поля атмосферы в облаках и между облаками и землей.

Причины электризации элементов облаков и осадков, а также разделения зарядов обоих знаков в облаках недостаточно ясны. Существует много различных теорий. Указывают такие причины, как захват ионов каплями и кристаллами, особенно при выпадении осадков; столкновение крупных и мелких капель; дробление (разбрызгивание) капель; сублимация, дробление и испарение кристаллов; замерзание переохлажденных капель на кристаллах и др.

30. Гроза

1. Типичное развитие кучево-дождевых облаков и выпадение из них осадков связано с мощными проявлениями атмосферного электричества, а именно с многократными электрическими разрядами в облаках или между облаками и землей. Такие разряды искрового характера называют *молниями*, а сопровождающие их звуки — *громом*. Весь процесс, часто сопровождаемый еще и кратковременными усилениями ветра — *шквалами* (см. главу седьмую, п. 36), называется *грозой*.

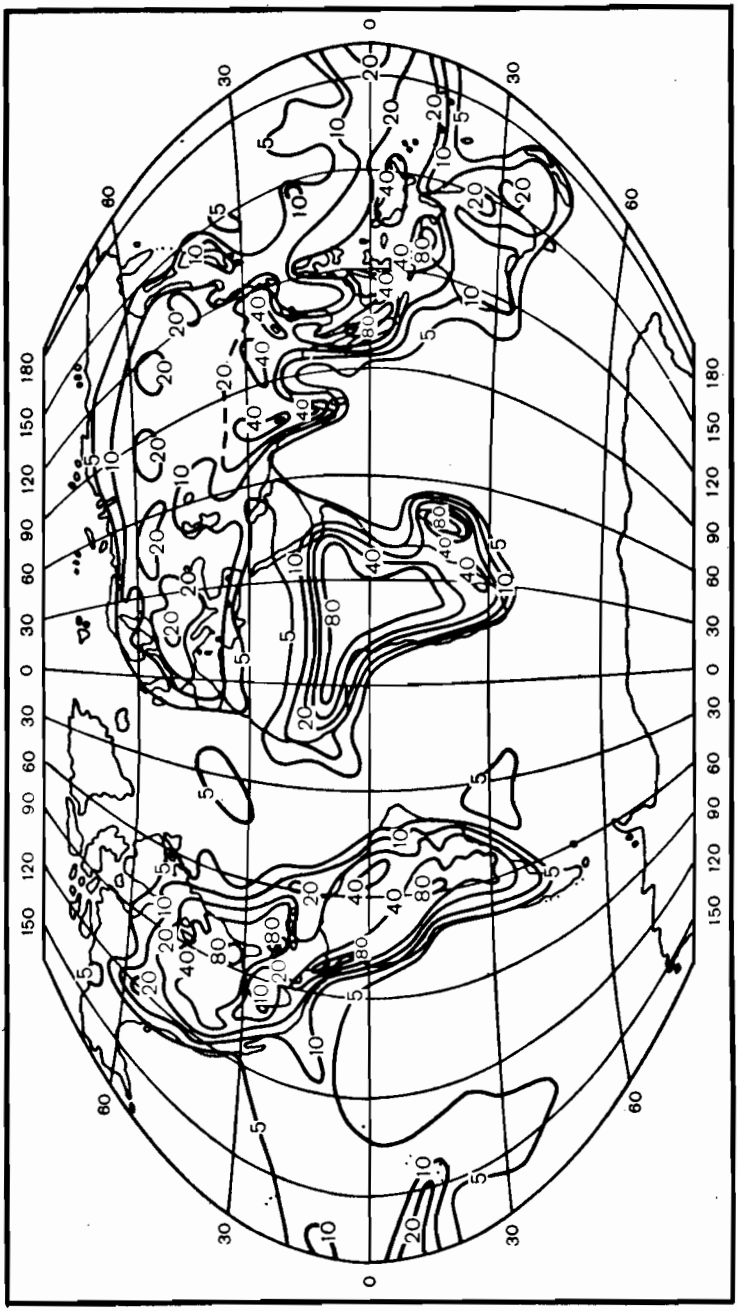
По происхождению грозы делятся на внутримассовые и фронтальные.

Внутримассовые грозы наблюдаются в холодных воздушных массах, перемещающихся на теплую земную поверхность, и над прогретой сушей летом (местные, или тепловые грозы). В обоих случаях развитие грозы связано с мощным развитием облаков конвекции, а следовательно, с сильной неустойчивостью стратификации атмосферы и с сильными вертикальными перемещениями воздуха.

Фронтальные грозы связаны главным образом с холодными фронтами (см. главу шестую, п. 31), где теплый воздух вытесняется вверх продвигающимся вперед холодым воздухом. Но летом над сушей они нередко связаны и с теплыми фронтами. Континентальный теплый воздух, поднимающийся летом над поверхностью теплого фронта, может оказаться очень неустойчиво стратифицированным, а потому над поверхностью фронта может возникнуть сильная конвекция.

Продолжительность грозы в каждом отдельном месте обычно невелика: от нескольких минут до нескольких часов. Число молний при сильной грозе измеряется десятками в 1 мин. Как правило, гроза сопровождается ливневыми осадками, иногда градом.

2. Грозы особенно часты над сушей в тропических широтах: здесь есть районы, где в году 100—150 дней и более с грозами. На океанах в этой зоне гроз гораздо меньше, примерно 10—30 дней в году. Тропические циклоны всегда сопровождаются жестокими грозами, однако сами эти возмущения наблюдаются редко (карта XXIV).



Карта XXIV. Среднее годовое число дней с грозами.

В субтропических широтах, где преобладает высокое давление, гроз гораздо меньше: над сушей 20—50 дней с грозами в году, над морем 5—20 дней. В умеренных широтах 10—30 дней с грозами над сушей и 5—10 дней над морем. В полярных широтах грозы — уже единичное явление.

Такое убывание гроз от низких широт к высоким понятно. Для осуществления грозы требуется не только большая неустойчивость стратификации и сильная конвекция, но и большая водность облаков; а водность облаков убывает с широтой вследствие убывания температуры.

В тропиках и субтропиках грозы чаще всего наблюдаются в дождливый период. В умеренных широтах над сушей наибольшая повторяемость гроз летом, когда сильно развивается конвекция в местных воздушных массах. Зимой грозы над сушей в умеренных широтах очень редки. Но над океаном грозы, возникающие в холодных воздушных массах, нагревающихся снизу от теплой воды, имеют максимум повторяемости зимой.

На крайнем западе Европы (Британские острова, побережье Норвегии) зимние грозы также часты.

Подсчитано, что на земном шаре одновременно происходит 1800 гроз и возникает примерно 100 молний в каждую секунду. В горах грозы наблюдаются чаще, чем на равнинах.

31. Молния и гром

1. Необходимым условием грозы является возникновение *очень больших разностей электрического потенциала* в облаках, или между облаками, или между облаками и земной поверхностью. Это возможно при сильной электризации облаков. Облачные элементы по тем или иным причинам получают электрические заряды разного знака, и происходит разделение этих зарядов: заряды одного знака накапливаются в одной части облака, заряды другого знака — в другой. В кучево-дождевых облаках этот процесс настолько интенсивен, что создаются огромные разности потенциалов. При этом напряженность поля, т. е. разность потенциалов на единицу длины, иногда измеряется сотнями тысяч вольт на каждый метр.

Так как электропроводность воздуха вообще очень мала, то быстро возникающие разности потенциалов не выравниваются постепенно, путем тока проводимости. Когда напряженность поля достигает некоторого критического значения, равного $(25 \div 50)\ 10^3$/В/м и более, разности потенциалов выравниваются посредством *искровых разрядов — молний* — между разноименно заряженными облаками или частями облаков или между облаком и землей. На пути в несколько километров (обычная длина молнии) разность потенциалов может достигать сотен миллионов вольт, а сила тока в молнии будет порядка десятков тысяч

ампер. Одна молния переносит за доли секунды несколько кулонов электричества (по некоторым данным, в среднем около 30 Кл).

2. Молния состоит из нескольких, иногда многих последовательных разрядов (*импульсов*), следующих по одному и тому же пути, называемому *каналом молнии*. Этот канал извилистый и разветвленный, потому что разряды происходят в области наименьшего электрического сопротивления в атмосфере, а следовательно, там, где плотность атмосферных ионов особенно велика. Канал молнии виден потому, что воздух в нем раскаляется до ослепительного розово-фиолетового свечения. Температура в канале достигает 25000—30000 °С. Интервалы между отдельными импульсами составляют примерно 0,05 с, а продолжительность всей молнии — десятые доли секунды.

Каждый разряд начинается с *лидера*, т. е. с предварительного разряда, который как бы прокладывает канал молнии, увеличивая в нем плотность ионов и тем самым повышая его проводимость. Этот процесс происходит по типу электронной лавины. Относительно небольшое сначала число свободных электронов, распространяясь от облака (или соответствующей его части с большим отрицательным зарядом), ионизирует на своем пути молекулы воздуха. Вследствие этого создаются все новые свободные электроны, в свою очередь увеличивающие ионизацию канала. Сразу же после того, как канал проложен, по нему происходит сильный *главный разряд*. Повторные разряды бывают слабее.

При разрядах между облаками и землей (к ним относится примерно 40 % молний) к земле переносится преимущественно отрицательное электричество. Причина состоит в том, что в нижней части грозового облака обычно накапливаются отрицательные заряды, а земная поверхность под облаком заряжается при этом положительно путем индукции. При грозовом разряде происходит, таким образом, пополнение общего отрицательного заряда земной поверхности (см. главу вторую, п. 9).

3. Быстрое и сильное нагревание и, следовательно, быстрое расширение воздуха в канале молнии производит взрывную волну, которая создает звуковой эффект — *гром*. Так как звук от различных точек пути молнии доходит до наблюдателя неодновременно, а также вследствие отражения звука от облаков и от земли, гром имеет характер длительных раскатов.

Освещение облаков невидимыми молниями при отдаленной грозе (когда не слышен и гром) носит название *зарниц*.

32. Шаровая молния. Огни Святого Эльма

1. *Шаровая молния* — светящийся шар диаметром в десятки сантиметров, перемещающийся вместе с ветром или вообще с током воздуха (если попадает внутрь помещения). При со-

прикосновении с наземными предметами он может взорваться, что сопровождается разрушениями и ожогами (бывают и человеческие жертвы). Явление шаровой молнии еще недостаточно изучено. Возможно, что она возникает в раскаленном воздухе канала обычной молнии и состоит из неустойчивых соединений азота и кислорода, образование которых сопровождается поглощением большого количества тепла. При охлаждении до некоторой критической температуры вещество шаровой молнии мгновенно распадается на азот и кислород с выделением всей поглощенной энергии, что и создает взрыв.

2. При наличии достаточно больших разностей потенциалов в атмосфере, кроме искровых разрядов, наблюдается истечение электричества с остроконечных предметов (с остриев), которое иногда сопровождается свечением. Эти *тихие* (или сопровождающиеся слабым треском) *разряды* называют *огнями Святого Эльма*. Они могут наблюдаться и в отсутствии грозовых облаков, особенно при метелях и пыльных бурях, наиболее часто в горах. Объясняются они следующим образом.

Если напряженность поля вообще велика, то над выдающимися и остроконечными предметами она может стать еще больше. Тогда непосредственно возле остриев напряженность может приблизиться к критической. В таких случаях воздух в непосредственной близости к острям становится проводящим, и с них происходит заметное истечение электричества. При особенно сильной напряженности это истечение становится видимым, как светящиеся нити, кистями расходящиеся от острия вверх (*кистевые разряды*).

Истечение электричества с остриев играет роль в сохранении отрицательного заряда Земли. Наблюдения показывают, что в результате такого истечения земная поверхность чаще отдает положительные заряды.

33. Наземные гидрометеоры

Кроме конденсации в атмосфере, возможна еще конденсация на земной поверхности и наземных предметах. Водяной пар конденсируется при соприкосновении влажного воздуха с холодными поверхностями, и образующаяся жидкая вода или лед покрывает эти поверхности. Продукты конденсации такого типа называются *наземными гидрометеорами*. Они разделяются на виды, в зависимости от условий, в которых происходит конденсация.

К жидким продуктам наземной конденсации относятся: *роса* и *жидкий налет*. К твердым наземным гидрометеорам относятся: *иней*, *твердый налет* и *изморозь*. Кроме того, различают *гололед* и *обледенение самолетов*. Последнее уже не у земной поверхности, а в свободной атмосфере. Однако в случае голо-

леда или обледенения, как правило, происходит не непосредственное выделение льда на поверхностях предметов, а замерзание переохлажденной воды облаков или осадков.

1. Наиболее распространенным видом наземных гидрометеоров является *роса*. Росой называются мельчайшие капли воды, образовавшиеся в процессе конденсации на земной поверхности, особенно на траве, а также на горизонтальных поверхностях предметов, вечером и ночью в теплое время года. Роса возникает на самой поверхности предметов при отсутствии тумана в нижних слоях воздуха. На листьях с несмачиваемой поверхностью (например, ландыша) капли росы сливаются между собой в более крупные.

Причина выделения (неправильно говорят — выпадения) росы состоит в том, что поверхность почвы и особенно растительности (трава, листья) охлаждается путем ночного излучения до точки росы. Поэтому и воздух, непосредственно соприкасающийся с такой поверхностью, охлаждается. Если температура его падает ниже точки росы, то происходит выделение жидкой воды на поверхности. Понятно, что условием, необходимым для выделения росы, является ясная и тихая погода, при которой ночное излучение особенно велико.

По наблюдениям в Англии, роса в равнинной местности может дать за год 10—30 мм осадков. Близкие к этому значения — в среднем за год 10 мм — получены для Средней Европы. В южной части Африки роса может дать свыше 40 мм в год. Но по оценкам в СССР можно говорить лишь о немногих миллиметрах за лето. В теплых и влажных тропических областях, где влагосодержание воздуха велико, роса может быть очень обильной и может стекать с деревьев и крыш.

2. *Жидким налетом* называется пленка воды, возникающая на холодных, преимущественно вертикальных, поверхностях в пасмурную и ветреную погоду. Причина осаждения состоит уже не в ночном излучении, а в адвекции сравнительно теплого и влажного воздуха после холодной погоды. Поверхности, о которых идет речь (стены, заборы, стволы деревьев), охлаждены во время предшествующей холодной погоды. Соприкасаясь с ними, влажный воздух охлаждается, и часть водяного пара, содержащегося в нем, конденсируется. Понятно, что этот процесс происходит преимущественно на наветренных поверхностях, которые при этом покрываются мельчайшими каплями (запотевают).

Хорошо известен еще искусственный вид подобного налета: в отапливаемых жилых помещениях в холодное время года таким образом часто запотевают изнутри оконные стекла.

3. *Инеем* называют ледяные кристаллы различной формы, длиной порядка нескольких миллиметров, возникающие на траве, почве и различных горизонтальных поверхностях при та-

ких же условиях, как и роса, но только при отрицательных температурах подстилающей поверхности. Водяной пар из воздуха, непосредственно соприкасающегося с холодной поверхностью, сублимируется на ней в виде кристаллов. Иней возникает и на поверхности снежного покрова.

4. *Твердый налет* возникает на вертикальных поверхностях, особенно каменных (стены, цоколи зданий), с наветренной стороны при таких же условиях, как жидкий налет, но при температурах ниже нуля. Следовательно, его образование связано с притоком теплого влажного воздуха (часто при тумане), причем температура все же остается отрицательной. В отдельных случаях потепление может сопровождаться оттепелью, но поверхность, на которой возникает налет, должна сохранять отрицательную температуру. Твердый налет чаще всего образуется в виде мелких кристалликов, густо и плотно сидящих на поверхности, но он может образоваться и в виде тонкого слоя гладкого прозрачного льда.

5. *Изморозью* называют рыхлые белые кристаллы, нарастающие на ветвях деревьев, на хвое, проводах, проволочных изгородях и других тонких предметах. Эти кристаллы образуют длинные, легко осыпающиеся нити. Изморозь нарастает при значительных морозах и, как правило, при тумане. Переохлажденные капли тумана, замерзшие при соприкосновении с предметами, дают начало дальнейшему образованию кристаллов. Нарастание изморози происходит преимущественно с наветренной стороны предметов. Достаточно сильный ветер легко сдувает возникшую изморозь. Осаждение изморози может быть очень значительным, особенно в горных лесах.

Изморозь часто называют инеем. Между тем это два совершенно разных явления и по условиям образования, и по форме.

Явления, подобные твердому налету, инею и изморози, могут наблюдаться и в искусственно созданных условиях: на оконных стеклах (морозные узоры), на стенах и потолках в плохо отапливаемых жилых помещениях, погребах, складах, а также в пещерах.

34. Гололед и обледенение самолетов

1. Образование слоя плотного льда на земной поверхности и на предметах в результате намерзания капель переохлажденного дождя, мороси или обильного тумана называется *гололедом*. Гололед, таким образом, не выделяется из воздуха путем непосредственной сублимации на наземных предметах, как рассмотренные выше виды твердых гидрометеоров. Для его образования необходимо выпадение переохлажденных капель, возникших в атмосфере.

Гололед возникает при не слишком низких отрицательных температурах (от 0 до —15 °С). Осадки при этом выпадают в виде переохлажденных капель, но при соприкосновении с земной поверхностью или предметами замерзают, покрывая их ледяным слоем.

Различают гололед *прозрачный* и *мутный* (матовый). Последний возникает при более мелких каплях (мороси) и при более низких температурах. Корка намерзшего льда может достигать толщины нескольких сантиметров и вызывать поломку сучьев и обрыв проводов. Под тяжестью льда, осевшего на проводах, могут ломаться даже телеграфные столбы. Покрытые гололедом улицы и дороги могут превратиться в сплошные катки, а если в горных лесах — бесформенные глыбы.

Наиболее обильный гололед отмечается в горах в морском климате. Зимой он часто наблюдается на юге Европейской части СССР.

2. Образование гололеда (как и твердого налета) может происходить также на самолетах. Это — явление *обледенения самолетов*. Ледяная корка возникает в особенности на лобовой части фюзеляжа, на винтах, ребрах крыльев, вообще на выступающих частях самолета. Под действием обледенения могут значительно ухудшаться аэродинамические качества самолета, возникать опасные вибрации и пр. Обледенение неоднократно приводило к авариям самолетов и дирижаблей.

Процесс обледенения происходит в переохлажденных водяных облаках, чаще всего при температурах от 0 до —10 °С. При соприкосновении с самолетом капли растекаются по поверхности и замерзают. К ним примерзают также и содержащиеся в облаке снежинки. Обледенение может происходить также при полете под облаками в зоне переохлажденного дождя. Причины обледенения здесь те же самые. Менее значительное обледенение, в виде твердого налета, может происходить вне облаков и осадков.

Особенно опасное обледенение бывает в слоисто-дождевых фронтальных облаках: эти облака всегда смешанные, а их горизонтальные и вертикальные размеры велики.

35. Характеристика режима осадков

1. Измерение осадков на метеорологических станциях производится простыми приборами — *дождемерами (осадкомерами)*. Они собирают осадки, выпадающие на верхнюю, открытую (приемную) поверхность сосуда (ведра) определенной площади. Количество накопленных осадков измеряется особым градуированным стаканом, который показывает толщину слоя выпавших осадков в миллиметрах.

В зимнее время точность показаний дождемера недостаточна. Турбулентные завихрения, образующиеся около прибора, могут препятствовать попаданию снежинок в дождемерное ведро или даже «выдувать» снег из него. С другой стороны, при ветре в ведро может попадать снег, поднятый с поверхности снежного покрова. Для уменьшения выдувания осадков из дождемера применяются различные защиты, окружающие дождемерное ведро.

Существуют и самопишущие приборы — *плювиографы*, непрерывно регистрирующие прирост осадков, а также *суммарные дождемеры*, приспособленные для накопления осадков в течение длительного времени.

Таким образом, количество осадков, выпавших в том или ином месте за определенное время, выражается в миллиметрах слоя выпавшей воды. Утверждение, что выпало 68 мм осадков, означает, что если бы вода осадков не стекала, не испарялась и не впитывалась почвой, она покрыла бы подстилающую поверхность слоем толщиной 68 мм.

Твердые осадки (снег и др.) также выражаются толщиной слоя воды, который они образовали бы растаяв.

Количество осадков 1 мм соответствует 1 кг выпавшей воды на площадь 1 м^2 (или 10^3 т на 1 км^2).

3. Для характеристики климата подсчитывают многолетние средние количества (суммы) осадков по месяцам и за год. Иногда подсчитывают осадки по десятидневкам и пятидневкам. Для выяснения суточного хода осадков определяют их средние часовые суммы по записям самописцев. По многолетним средним месячным суммам осадков определяют их годовой ход.

Большой интерес представляет *изменчивость осадков*. По отклонениям месячных и годовых сумм в отдельные годы от многолетних средних величин вычисляют среднюю изменчивость и крайние отклонения. Вычисляют, кроме того, *среднее число дней с осадками* за месяц и за год, среднюю месячную и годовую продолжительность осадков в часах, общую или в течение дня с осадками, а также *вероятность осадков*, т. е. отношение числа часов с осадками к общему числу часов в месяце или в году, и вероятность осадков для различных градаций их количества.

Определяют еще среднюю интенсивность осадков (в миллиметрах) за сутки с осадками, а также интенсивность осадков (в миллиметрах) за минуту или за час для осадков различной продолжительности.

При всех этих подсчетах за день с осадками принимают день, когда выпало измеримое количество осадков, т. е. по крайней мере 0,1 мм. Отдельно подсчитывается число дней с осадками больше или меньше 1 мм.

Например, для Парижа получены следующие значения характеристик осадков:

Сумма, мм	574
Число дней с осадками	169,5
Интенсивность, мм/сут	3,4
Число часов с осадками	654
Средняя интенсивность, мм/ч	0,9
Число часов с осадками в дождливый день	3,8
Вероятность осадков за год	0,075

36. Суточный ход осадков

1. Для определения суточного хода количества осадков выражаются осадки, выпавшие за определенный часовой интервал суток, в процентах от общего суточного их количества. При этом исключаются абсолютные значения осадков, сильно варьирующие от одного места к другому и затрудняющие сравнение.

Суточный ход осадков очень сложен — даже по многолетним средним значениям часто нельзя обнаружить какую-либо закономерность.

На суше различают два основных типа суточного хода осадков — *континентальный и береговой*, которыми, однако, не ограничивается все разнообразие явлений. В связи с местными условиями наблюдаются многочисленные отступления от этих типов и их усложнения.

2. В *континентальном* типе главный максимум осадков отмечается после полудня и слабый вторичный максимум — рано утром; главный минимум отмечается после полуночи и вторичный минимум — перед полуднем. Главный максимум связан с дневным возрастанием конвекции, вторичный — с ночным образованием слоистых облаков. Летом главный миксимум выражен резче, чем зимой, что объясняется годовым ходом конвекции.

Этот тип суточного хода наиболее характереи для тропиков, так как здесь дневная конвекция развивается сильнее, а повторяемость фронтальных облаков (не имеющих существенного суточного хода) меньше.

3. В *береговом* типе единственный максимум осадков приходится на ночь и утро, а единственный минимум — на послеполуденные часы.

Этот тип суточного хода выражен лучше летом, чем зимой. Некоторые плоские побережья в дневные часы летом отличаются особенно малой облачностью и, стало быть, уменьшенными осадками. Дело в том, что при переходе воздуха с моря на нагретую сушу в дневные часы относительная влажность в нем падает и развитие облаков затрудняется. Но дальше

в глубь материка облачность и осадки возрастают вследствие увеличения неустойчивости стратификации.

В некоторых районах суточный ход осадков зимой относится к береговому типу, а летом — к континентальному (например, в Париже).

4. Суточный ход *повторяемости* осадков над сушей совпадает с суточным ходом количества осадков. Интенсивность осадков на суше наименьшая до полудня, наибольшая после полудня и вечером. Так, летом в Потсдаме в дни с осадками утром выпадает осадков в среднем 1,13 мм/ч, а после полудня 2,54 мм/ч. Зимой различие гораздо меньше.

В средних широтах максимальная интенсивность осадков приходится на 14—16 ч, минимум — на 4—6 ч.

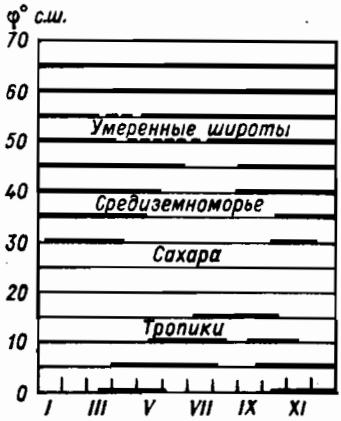


Рис. 50. Распределение сезонов с осадками в различных широтах северного полушария.

37. Годовой ход осадков

Годовой ход осадков зависит как от общей циркуляции атмосферы, так и от местных физико-географических условий. Ниже мы укажем основные его типы, не покрывающие всех возможных вариантов (рис. 50).

1. *Экваториальный тип.* Вблизи экватора (примерно до 10° широты в каждом полушарии) в году имеются *два дождливых сезона,* разделенные сравнительно сухими сезонами. Дождливые сезоны приходятся на время после равноденствий, когда внутритропическая зона конвергенции (тропический фронт) близка к экватору и конвекция получает наибольшее развитие. Главный минимум приходится на лето северного полушария, когда внутритропическая зона конвергенции наиболее удалена от экватора. Например, здесь суммы осадков в миллиметрах равны: на ст. Либревиль (0,5° с. ш., 9,5° в. д.) — февраль 220, март 340, июль 3, ноябрь 380, год 2410; на ст. Богота (4,5° с. ш., 74° з. д.) — январь 60, апрель 140, июль 50, октябрь 160, год 1060; на о. Занзибар (6,2° ю. ш., 39,2° в. д.) — февраль 60, апрель 360, август 40, ноябрь 190, год 1540.

2. *Тропический тип.* По мере приближения к внешним границам тропического пояса два максимума в годовом ходе температуры сливаются в один — летний. Вместе с этим и два дождливых периода объединяются в *один летний дождливый период,* наблюдаемый при наивысшем стоянии солнца. Вблизи тропика примерно четыре месяца в году характеризуются обильными дождями и восемь месяцев — сухие. Например,

здесь суммы осадков в миллиметрах равны: на ст. Сан-Сальвадор (13,7° с. ш., 89,2° з. д.) — январь 10, июнь 320, год 1800; на ст. Сан-Паулу (23,5° ю. ш., 46,6° з. д.) — июль 40, февраль 220, год 1430.

3. *Тип тропических муссонов.* В тех районах тропиков, где хорошо выражена муссоная циркуляция (например, Индия, юго-восток Китая, район Гвинейского залива, северная часть Австралии), годовой ход осадков такой же, как при типе 2, с максимумом летом и минимумом зимой, но с большей амплитудой. Например, здесь суммы осадков в миллиметрах равны: на ст. Фритуан (8,5° с. ш., 13,1° з. д.) — февраль 10, август 930, год 3990; на ст. Дакар (14,7° с. ш., 17,4° з. д.) — с января по май по 0—1 в месяц, август 251, год 520; на ст. Бомбей (18,9° с. ш., 72,9° в. д.) — декабрь 1, июль 610, год 1840; на ст. Порт-Дарвин (12,5° ю. ш., 130,8° в. д.) — июль и август по 2, январь 400, год 1570.

Влияние орографии может весьма значительно увеличивать летние муссоные осадки и тем самым делать годовой ход осадков исключительно резким. Например, на ст. Черрапунджи (25,3° с. ш., 91,8° в. д.) — декабрь 10, июль 2730, год 11020.

3. *Средиземноморский тип.* В субтропических широтах на островах и в западных частях материков также наблюдается различие (иногда очень резкое) между влажным и сухим сезонами. *Максимум осадков* приходится, однако, не на лето, а на зиму или осень. Сухое лето связано здесь с влиянием субтропических антициклонов, обусловливающих малооблачную погоду. Зимой антициклоны смещаются в более низкие широты и циклоническая деятельность из умеренных широт распространяется в субтропики. Влажный и сухой сезоны длятся примерно по полгода. Особенно резко этот тип годового хода осадков выражен в средиземноморских странах, а также в Калифорнии, на юге Африки и на юге Австралии, где имеются сходные условия атмосферной циркуляции. К этому типу относятся и осадки Южного берега Крыма, наиболее северной окраины средиземноморского климата, а также осадки в пустынях Средней Азии. Например, здесь суммы осадков в миллиметрах равны: на ст. Гибралтар (36,1° с. ш., 5,4° з. д.) — июль 1, ноябрь 160, год 910; на ст. Афины (38,0° с. ш., 23,7° в. д.) — июль 5, ноябрь 70, год 390; на ст. Сан-Франциско (37,8° с. ш., 122,5° з. д.) — июль и август по 1, январь 120, год 570; на ст. Кейптаун (33,9° ю. ш., 18,5° в. д.) — февраль 15, июнь 120, год 640; на ст. Перт (32,0° ю. ш., 115,8° в. д.) — январь 10, июнь 180, год 870; в Ялте (44,5° с. ш., 34,2° в. д.) — январь 80, август 30, год 600; в Ташкенте (41,3° с. ш., 68,3° в. д.) — август 1, март 60, год 350.

5. *Внутриматериковый тип умеренных широт.* Внутри материков в умеренных широтах максимум осадков приходится *на*

лето, а минимум — *на зиму*, при преобладании антициклонов. В Азии этот годовой ход выражен особенно резко, так как зимой здесь господствуют очень мощные антициклоны с сухой погодой. Такой тип годового хода существует также в Европе и Северной Америке. Например, здесь сумма осадков в миллиметрах равна: в Вене (48,2° с. ш., 16,4° в. д.) — январь 40, июль 80, год 640; в Москве (55,8° с. ш., 37,6° в. д.) — февраль 30, июль 80, год 600; в Тобольске (58,2° с. ш., 68,2° в. д.) — февраль 15, июль 80, год 440; в Чикаго (41,9° с. ш., 97,6° з. д.) — январь и февраль по 50, июль 90, год 840.

6. *Морской тип умеренных широт.* В умеренных широтах в западных частях материков циклоны чаще бывают зимой, чем летом. Поэтому там преобладают *зимние осадки* или распределение осадков в течение года достаточно равномерное. Так, в прибрежных районах Западной Европы максимум осадков приходится на осень и зиму, минимум на весну и раннее лето. Такой же годовой ход в этих широтах наблюдается и над океанами. Например, сумма осадков в миллиметрах равна: на ст. Валенсия (51,8° с. ш., 10,2° з. д.) — май 80, декабрь 160, год 1430; на ст. Ситка (57,1° с. ш., 135,3° з. д.) — июнь 90, октябрь 310, год 2160.

7. *Муссонный тип умеренных широт.* В муссонных районах умеренных широт, преимущественно на востоке Азиатского материка, *максимум осадков* приходится *на лето*, как и внутри материка, а минимум — на зиму. Но годовой ход в муссонных районах еще более резкий: амплитуда больше, чем во внутриматериковых районах, особенно за счет обильных летних осадков. Например, сумма осадков в миллиметрах равна: на ст. Владивосток (43,1° с. ш., 131,9° в. д.) — январь 10, сентябрь 110, год 570; на ст. Мукден (41,8° с. ш., 123,5° в. д.) — декабрь и январь по 5, июль 150, год 630.

8. *Полярный тип.* Годовой ход осадков полярного типа над материками характеризуется *летним максимумом,* так как летом влажность воздуха выше, чем зимой, а интенсивность циклонической деятельности не очень сильно изменяется в течение года. Например, сумма осадков в миллиметрах равна на ст. Нижнеколымск (68,6° с. ш., 161,1° в. д.) — с февраля по май 5—6 в месяц, июнь 40, год 170.

Однако в прибрежных районах Арктики и Антарктики максимум может приходиться на зиму вследствие более сильной циклонической деятельности. Например, сумма осадков в миллиметрах равна на ст. Грин-Харбор, Шпицберген (78,0° с. ш., 14,2° в. д.) — июнь 10, декабрь 40, год 320; на ст. Мирный (66,5° ю. ш., 93,0° в. д.) — январь 4, июль 106, год 626.

38. Показатель неравномерности осадков

Степень неравномерности в годовом распределении осадков можно охарактеризовать некоторым числовым индексом — *показателем неравномерности* (или показателем периодичности):

$$W = \frac{\sum \left| m_i - \frac{P}{12} \right|}{P} \cdot 100\%, \qquad (5)$$

где P — годовая сумма осадков, $\Sigma |m_i - P/12|$ — сумма абсолютных значений разностей между количеством осадков каждого месяца и 1/12 частью годовой суммы осадков.

При вполне равномерном распределении осадков по месяцам показатель W получился бы равным нулю. Чем больше отличаются одна от другой месячные суммы осадков, тем больше должен получиться W. В муссонных областях и тропических пустынях он равен 125 % и более, в Южной и Центральной Азии и северной части Австралии — 75—100 %, в экваториальных областях — только 50 % и ниже. От западных берегов Европы в глубь Евразии этот показатель возрастает от 25 до 100 % и выше.

39. Изменчивость сумм осадков. Засухи

1. Изменчивость месячных и годовых сумм осадков весьма значительна, особенно в условиях континентального климата. Изменчивость месячных сумм больше, чем годовых (карта XXV).

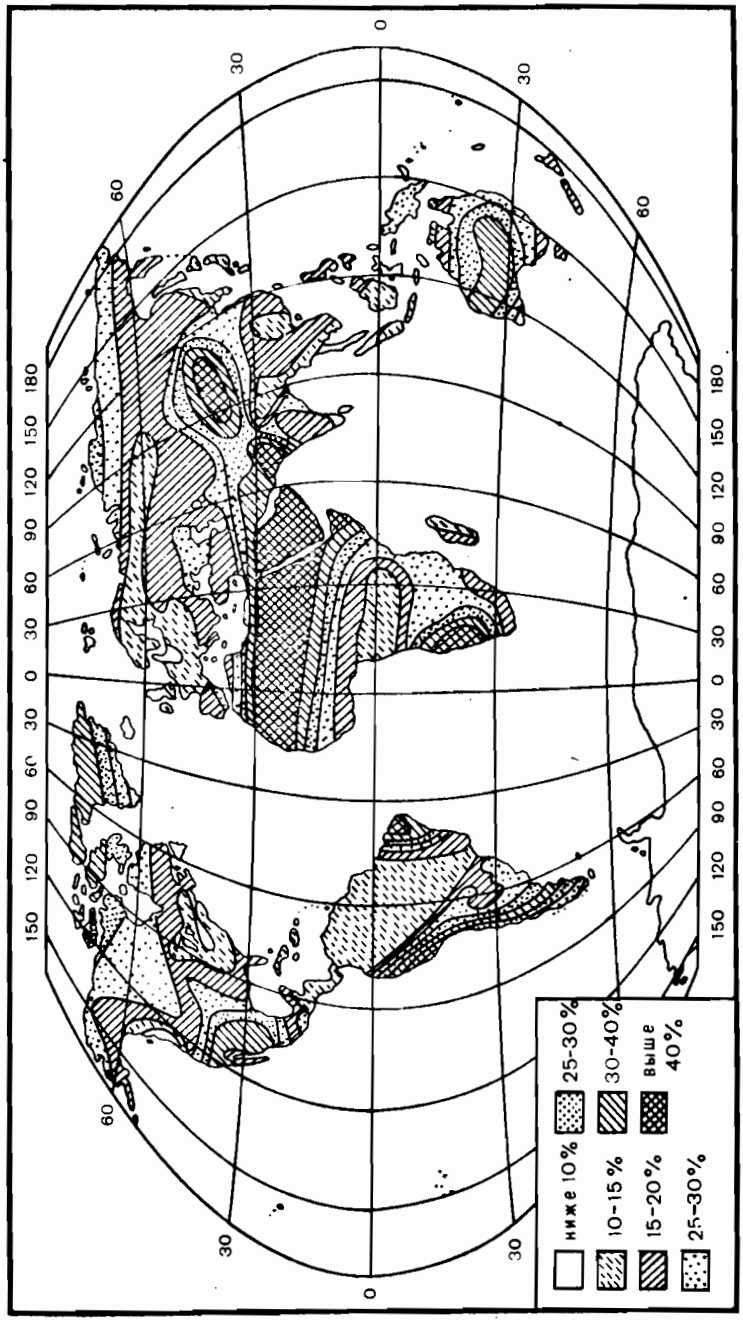
Изменчивость годовых сумм осадков (т. е. среднее их отклонение от нормы в процентах) на большей части Евразии и Северной Америки составляет 10—20 %, на севере обоих материков — 20—30 %, пустынях — более 30 %. Велика изменчивость осадков и в пустынях других материков.

В самый дождливый год на берегах Норвежского моря выпадает в 1,5—2 раза больше осадков, чем в самый сухой; в Средней Европе — в 3 раза, в СССР — в 2,5—3 раза, и в Италии — в 4 раза больше.

Изменчивость месячных сумм осадков в Средней Европе составляет около 25 % нормы, в Южной Европе 50—60 %, на севере Европейской части СССР и в Сибири — 40—50 %, на юге СССР — 50—70 %, а в Астрахани в июне — 90 %.

В Сан-Сальвадоре (Центральная Америка) в апреле 1954 г. выпало 510 мм осадков, а в апреле 1955 г. — только 30 мм.

2. В степной зоне СССР годовая изменчивость осадков больше, чем в более северных районах. В летние месяцы изменчивость здесь особенно велика. Большая изменчивость осадков в степной зоне при весьма ограниченном их среднем коли-



Карта XXV. Изменчивость годовых сумм осадков.
Отклонения от среднего годового значения (проценты).

честве приводит к тому, что в некоторые годы осадков не хватает и возникают *засухи*. Это *зона неустойчивого увлажнения*. В отдельные годы в степной зоне СССР число дней (подряд) без дождя в большом районе составляло 60—70. Летом при длительном отсутствии дождей и высоких температурах запасы влаги в почве иссякают вследствие испарения. Создаются неблагоприятные условия для нормального развития растений, а урожай полевых культур снижается или гибнет. Вредное влияние засушливой погоды в течение вегетационного периода может быть смягчено достаточно большим запасом влаги, сохранившимся в почве с весны в результате таяния снежного покрова. Поэтому важное значение имеют средства борьбы с засухой, как снегозадержание и задержка весеннего стока полезащитными лесными полосами.

Засухи с неблагоприятными последствиями для урожая характерны для степной зоны СССР (Южная Украина, Нижнее Поволжье, Северный Казахстан, другие районы) и США. Реже засухи распространяются на лесостепную зону. Один-два раза в 100 лет засухи бывают даже в Финляндии и Швеции.

40. Продолжительность и интенсивность осадков

1. *Число дней с осадками за месяц или за год* наряду с суммами осадков является существенным климатическим элементом. Для растительности небезразлично, выпало ли то или иное количество осадков в течение всего нескольких дней месяца или осадки выпадали часто и распределялись сравнительно равномерно от начала до конца месяца. В степной зоне летом даже значительный ливень мало может улучшить засушливое положение, если он оказывается единственным.

В Европейской части СССР число дней с осадками в году 200—220 на севере, 180—190 на западе и 120—140 на востоке средней полосы, 70—100 на юге Украины и в северном Крыму, 120—140 на Черноморском побережье Кавказа и на Южном берегу Крыма, 50—60 в Прикаспийской низменности. В Москве в году 187 дней с осадками.

2. *Годовая продолжительность осадков в часах* в Европейской части СССР составляет от 1200—1500 ч на севере до 600—900 ч на юге. Она особенно велика в северном Предуралье и на западе Северного Казахстана (более 2000 ч), а наименьшая в Нижнем Поволжье и на Прикаспийской низменности (менее 400—500 ч). В Москве годовое число часов с осадками 1330.

В средних широтах летом продолжительность осадков в часах наименьшая, зимой наибольшая, несмотря на то что месячные суммы осадков летом больше. В Ленинграде в январе средняя месячная сумма осадков невелика — 30 мм, но число

дней с осадками 21, а средняя продолжительность осадков в день с осадками 11,3 ч. Понятно, что такие частые и продолжительные осадки имеют малую интенсивность. С другой стороны, в степях на юге Европейской части СССР летом в дождливый день число часов с осадками не более 1,5—2,0, т. е. осадки выпадают в виде сравнительно интенсивных ливней.

3. Средняя суточная интенсивность осадков вычисляется как среднее количество осадков, выпавшее в день с осадками. На побережье Норвежского моря в среднем за год она составляет 10 мм, в Средней Европе 4—8 мм, в Джакарте 12 мм, в Черрапунджи 65 мм (а летом 106 мм).

Отдельные дожди могут иметь значительно большую интенсивность. При этом наибольшую интенсивность имеют короткие ливневые дожди. В Европе при продолжительности дождя 1—5 мин наибольшая его интенсивность 3—4 мм/мин, а при 2—3-часовом дожде — только 0,5 мм/мин. Был, однако, случай, когда в Словакии выпало 228 мм за 65 мин, т. е. средняя интенсивность составила 3,5 мм/мин. Рекордным в мировом масштабе был ливень в штате Айова в июле 1955 г., когда за 1 мин 24 с интенсивность достигла 17,5 мм/мин.

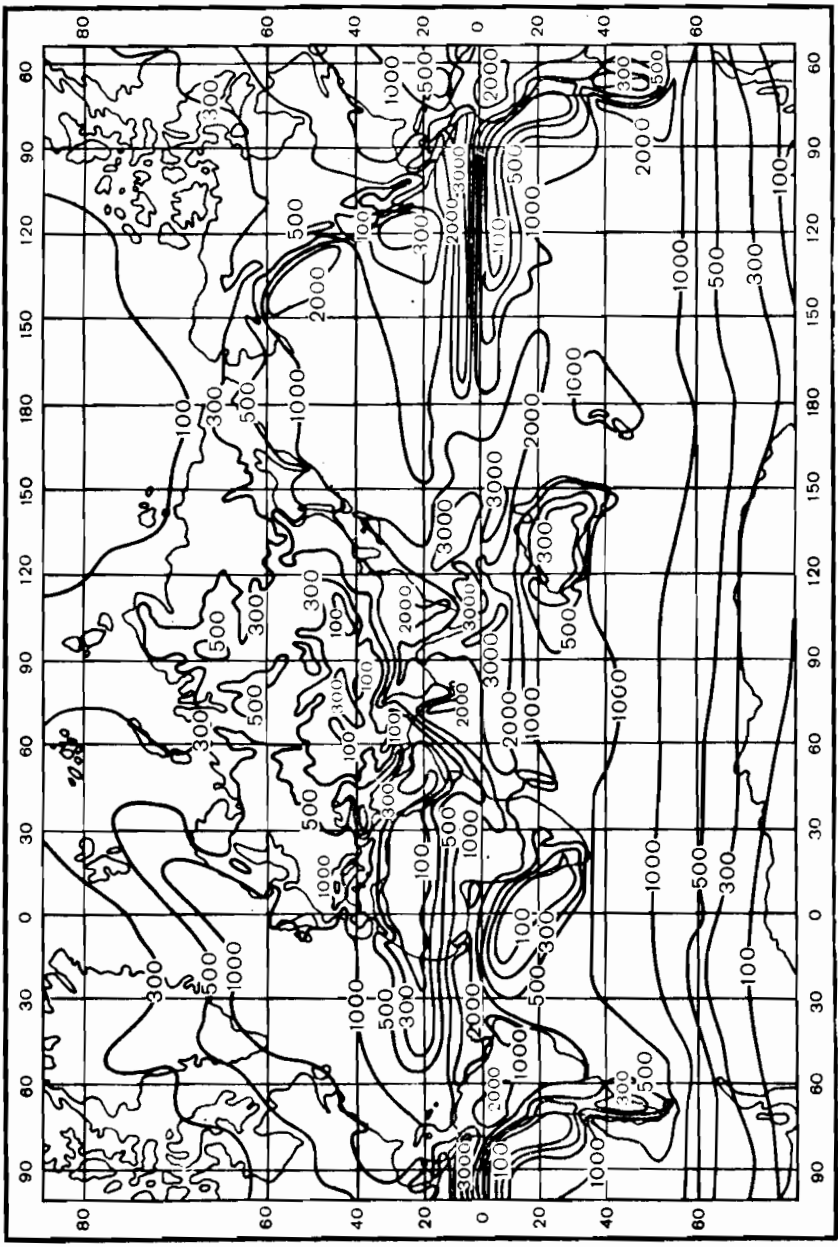
4. *Суточные максимумы осадков* могут достигать в Средней Европе 350 мм, на юго-западе Европейской части СССР — 210 мм, в центре ее — 120 мм. Наибольшие суточные максимумы в тропиках превышают 1000 мм (Черрапунджи, Филиппины, о. Реюньон).

41. Географическое распределение осадков

1. Распределение осадков по земной поверхности (карта XXVI) зависит от ряда причин. Непосредственной причиной является *распределение облаков*. Однако играет роль не только степень покрытия неба облаками, но еще и *водность облаков*, и наличие в них *твердой фазы*. То и другое зависит от температурных условий.

В высоких широтах даже при большой облачности выпадает немного осадков, потому что влажность воздуха, а следовательно, и водность облаков там при низких температурах малы. В более низких широтах водность облаков больше. Но если они при этом также не достигают уровня оледенения, осадков из них выпадает немного. Такие условия создаются в областях пассатов над тропическими океанами.

Итак, распределение осадков связано с распределением облачности и температуры и, следовательно, также обладает зональностью (рис. 51). Однако эта зональность еще более, чем у температуры и облачности, перекрывается действием незональных факторов, таких, как распределение суши и моря и орография.



Карта XXVI. Распределение средних годовых сумм осадков (мм/год).

На суше распределение осадков крайне неравномерно. Оно очень сильно зависит от местных условий, особенно от рельефа (даже в малом масштабе). Поэтому, представленное на карте распределение осадков очень сильно сглажено, т. е. не учтены местные особенности.

На океанах определение сумм осадков возможно лишь с небольшой точностью. Приходится делать косвенные заключения о количестве осадков на океанах из наблюдений над их повторяемостью, экстраполируя их интенсивность из наблюдений на побережьях материков и на островах.

2. В тропиках при высоких температурах влажность воздуха велика и может развиваться сильная конвекция. Поэтому количества осадков здесь вообще значительны, в среднем 1000 мм в год и более. На суше они больше, в открытом море меньше, так как здесь, в областях пассатов, облака менее развиты по вертикали и реже достигают уровня оледенения.

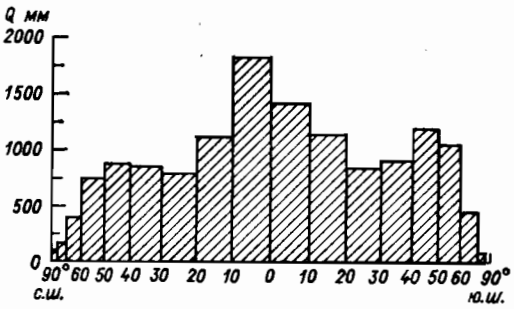


Рис. 51. Распределение средних зональных годовых сумм осадков Q с географической широтой.

Наибольшие количества осадков в тропиках (2000—3000 мм и более) выпадают в сравнительно узкой внутритропической зоне конвергенции, где сближаются линии тока пассатов двух полушарий. Эта зона не всегда лежит вблизи экватора: для нее характерно сезонное перемещение. Сходимость линий тока вызывает здесь особенно сильные восходящие движения воздуха. Поэтому здесь наблюдается наибольшее облакообразование и облачность достигает таких высот, на которых возможно появление в облаках твердой фазы.

Особенно богаты осадками Центральная Америка, бассейн Амазонки, берега Гвинейского залива, о-ва Индонезии. На некоторых станциях Центральной Америки выпадает осадков 6500 мм в год, в Колумбии — до 7000 мм и более, в Западной Африке — до 5000 мм, а в Дебундже, на юго-западном склоне пика Камерун,— даже свыше 9000 мм. До 7000 мм осадков выпадает и на некоторых станциях Индонезии.

Очень большие суммы осадков отмечаются на тропических островах там, где имеются благоприятные орографические условия, т. е. где поток пассата поднимается по горным склонам. На Гавайских островах есть горные станции, где осадков выпадает свыше 9000 мм в год.

Сильно развитая муссонная циркуляция в бассейне Индийского океана приводит к перемещению зоны наибольших осадков в более высокие широты обоих полушарий: к Индии и Мадагаскару. В Индии и Бирме осадки достигают 3000 мм в год и более, а на многих станциях даже свыше 7000 мм. В Индии в предгорьях Гималаев на высоте около 1300 м находится самый дождливый район земного шара — Черрапунджи (25,3° с. ш., 91,8° в. д.). Здесь выпадает осадков в среднем более 11 000 мм в год.

Наибольшая годовая сумма осадков в Черрапунджи достигала почти 23 000 мм, наименьшая — превышала 7000 мм. Главной причиной выпадения таких обильных осадков является подъем воздуха летнего юго-западного муссона по крутым склонам.

3. В субтропиках обоих полушарий, в областях высокого атмосферного давления, облачность мала и осадки резко убывают. В пустынях этой зоны среднее годовое количество осадков меньше 250 мм, а во многих местах не превышает 100 мм. Есть и такие места, например упоминавшийся уже Асуан, где годовые суммы осадков равны нулю или нескольким миллиметрам. Малы осадки в этой зоне и над океанами.

Почти такие же небольшие осадки наблюдаются во внутриматериковых пустынях на юге умеренных широт северного полушария, где летом при высоких температурах и зимой при высоком атмосферном давлении отмечается высокая небольшая облачность. Так, в Средней Азии за год выпадает осадков: в Ташкенте 350 мм, в Термезе, Казалинске и Байрам-Али 120—125 мм, в Турткуле 80 мм. В 1903 г. в Байрам-Али с июня по ноябрь вообще не было дождей. Пустыни — это зоны недостаточного увлажнения, где испаряемость много больше осадков и земледелие возможно только при искусственном орошении.

4. От субтропиков к умеренным широтам осадки вообще увеличиваются. В умеренных широтах хорошо развита циклоническая деятельность, облачность достаточно велика, облака обладают значительной мощностью и часто достигают уровня оледенения. В степной зоне, где годовые суммы осадков 300—500 мм, осадков все-таки выпадает меньше, чем может испаряться. Здесь бывают засушливые годы, когда осадков недостаточно для нормального развития сельскохозяйственных культур. Степная зона — зона неустойчивого увлажнения.

В лесной зоне годовые суммы осадков составляют 500—1000 мм. Здесь испарение в общем меньше осадков. Это зона избыточного увлажнения. Избыток осадков удаляется здесь путем речного стока. При этом осадки на материках убывают в направлении с запада на восток, по мере удаления от

океана, с которого происходит основной перенос влаги на материк западными ветрами. Так, в большей части Европы выпадает 500—1000 мм осадков и более, тогда как в Восточной Сибири с ее зимним режимом высокого давления — менее 500 мм, а в некоторых районах — даже менее 250 мм. Однако там, где в восточных частях материков существует муссонная циркуляция, осадки снова увеличиваются за счет обильных летних дождей. Так, например, годовая сумма осадков в Иркутске 440 мм, в Минусинске 310 мм, но во Владивостоке уже 570 мм. В Петропавловске-Камчатском, где осадки значительны и зимой, их выпадает свыше 1000 мм.

В умеренных широтах существенное влияние на осадки оказывают горные хребты. На наветренных склонах в горах как фронтальные, так и конвективные осадки вообще возрастают вследствие усиления вертикальных движений при вынужденном восхождении воздуха по склонам. На подветренных склонах, наоборот, осадки убывают. На Атлантическом побережье Норвегии (в Бергене) наблюдается 1730 мм осадков в год, тогда как в Осло (за хребтом) — только 560 мм. Резкий контраст в осадках существует между Тихоокеанским побережьем Северной Америки и материком к востоку от Скалистых гор. Резко увеличены осадки на западных берегах в сравнении с восточными на юге Южной Америки и в Новой Зеландии, что также объясняется орографией. Даже такие невысокие горы, как Урал, оказывают значительное влияние на распределение осадков: в Уфе выпадает за год в среднем 600 мм, а в Челябинске 370 мм.

В Европе наибольшее количество осадков выпадает: на горных станциях в Шотландии и Уэлсе — 4000—5000 мм, на горных станциях Адриатического побережья Югославии — 3500—5000 мм, в Альпах — 4000 мм и более, на побережье Норвегии — 2000 мм и более. В Советском Союзе наибольшее количество осадков — более 3000 мм в год — выпадает на обращенных к Черному морю склонах Кавказских гор. На вершине Цисхара в Аджарии в среднем выпадает осадков почти 3900 мм в год. На Черноморском побережье от Сочи до Батуми осадки достигают 2500—2800 мм.

5. От умеренных широт к высоким осадки снова убывают вследствие уменьшения влагосодержания атмосферы, а с ним и водности облаков, а в Антарктике также вследствие малой облачности над материком. В зоне тундры выпадает осадков в общем менее 300 мм в год, а в тундре Восточной Сибири — даже менее 200 мм в год, несмотря на большое число дней с осадками. Однако тундра является зоной избыточного увлажнения, так как испарение в ней меньше, чем осадки. Еще меньше выпадает осадков в Арктическом бассейне.

В южном полушарии осадки убывают примерно от 1000 мм на 40-й параллели до 250 мм на полярном круге. В глубине материка Антарктиды осадки измеряются десятками миллиметров в год.

42. Характеристики увлажнения

1. Количество выпадающих осадков само по себе еще не определяет условий увлажнения почвы. Примерно одинаковые суммы осадков выпадают и в полупустыне Прикаспийской низменности, и в тундре. Но в первом случае недостаток увлажнения приводит к типичной ксерофильной растительности, а во втором случае создается избыточное увлажнение и заболачивание.

Таким образом, для оценки условий увлажнения нужно учитывать не только выпадающие осадки, но и возможность их испарения.

Известно, что испаряемостью называют испарение, возможное в данной местности при неограниченном запасе влаги. Она зависит от всего комплекса климатических условий местности, в первую очередь от температурных условий.

Естественно характеризовать условия увлажнения за год, за месяц или за сезон отношением суммы осадков r к испаряемости E за тот же период. Такое отношение

$$k = r/E \tag{6}$$

называют *коэффициентом увлажнения.*

Коэффициет k показывает, в какой доле выпадающие осадки в состоянии возместить потерю влаги. Если осадки больше испаряемости, то запас влаги в почве увеличивается и можно говорить об избыточном увлажнений. Если осадки меньше испаряемости, увлажнение недостаточное и почва теряет влагу.

По Н. Н. Иванову, при коэффициенте увлажнения k во все месяцы года больше 100 % местность имеет *постоянно влажный климат,* при k меньше 100 % в течение части месяцев — *непостоянно влажный климат,* при k между 25 и 100 % во все месяцы — *постоянно умеренно влажный климат*, при k меньше 25 % в части месяцев — *непостоянно засушливый климат* и при k меньше 25 % во все месяцы — *постоянно засушливый климат.* Возможно также, что часть месяцев будет относиться к влажным, а другая часть — к засушливым. Тогда получим засушливо-влажный или влажно-засушливый климат, смотря по тому, будет ли влажный период продолжительнее или короче засушливого.

Степень засушливости климата вместе с его температурными условиями определяет тип растительности и всего географического ландшафта в данной местности.

2. М. И. Будыко показал, что на годовую испаряемость в данном месте должно затрачиваться количество тепла, равное годовому радиационному балансу избыточно увлажненной подстилающей поверхности в этом месте. При этом предполагается, что в сумме за год обмен теплом между почвой и воздухом путем теплопроводности так мал, что им можно пренебречь. Отсюда *радиационный индекс сухости* для целого года

$$K = R/Lr, \tag{7}$$

где R — годовой радиационный баланс, r — годовая сумма осадков и L — скрытая теплота парообразования. Радиационный индекс сухости K показывает, какая доля радиационного баланса тратится на испарение осадков.

При K менее 0,45 климат называется *избыточно влажным;* приход тепла к почве за счет радиационного баланса намного меньше, чем это нужно было бы для испарения выпавших осадков. При K от 0,45 до 1 климат называется *влажным*, при K от 1 до 3 — *недостаточно влажным,* при K больше 3—*сухим.*

Имеются и другие характеристики увлажнения.

43. Водный баланс на земном шаре

На всем земном шаре за год выпадает 511 тыс. км³ осадков, что дает среднюю высоту слоя осадков 1000 мм. Из них 403 тыс. км³ выпадают над Мировым океаном и дают среднюю высоту слоя воды 1120 мм, а 108 тыс. км³ — над сушей и дают среднюю высоту слоя воды 720 мм. Таким образом, 21 % всех осадков выпадает над сушей и 79 % над океаном, хотя он занимает лишь 71 % всей площади земной поверхности.

Почти половина всех осадков выпадает между 20° с. ш. и 20° ю. ш. На обе полярные зоны приходится только 4 % осадков.

Общее количество воды на земном шаре в современную геологическую эпоху остается постоянным. Постоянными остаются также средний уровень Мирового океана и влагосодержание атмосферы. Отсюда следует, что с земной поверхности должно испариться такое же количество воды, какое выпадает в виде осадков за то же время. Однако с поверхности суши испаряется меньше, чем на нее выпадает, так как часть выпавших осадков стекает в реки и затем в океан. Осадки, испарение и сток являются составляющими водного баланса на земной поверхности.

Речной сток оценивается в 47 тыс. км³, что дает в среднем на весь Мировой океан 130 мм воды. Таким образом, с поверхности океана испаряется за год 1120 мм + 130 мм = 1250 мм воды. С поверхности суши за то же время испаряется 410 мм и стекает 310 мм воды.

За год на земном шаре испаряется воды в 7 раз больше, чем ее содержится в Черном море, а речной сток составляет примерно половину воды, содержащейся в Черном море.

Как видно из приведенных данных, хотя на всем земном шаре в целом испарение равно осадкам, однако на суше и на океане по отдельности испарение не равно осадкам: на океане испарение в общем больше, чем осадки, а на суше меньше. Кроме того, в одних широтных зонах испарение больше, в других меньше, чем осадки. На рис. 52 представлено распределение по широте составляющих водного баланса: осадков, испарения и стока. Осадки превышают испарение в экваториальной зоне, примерно от 12° с. ш. до 8° ю. ш., а также к северу от 35-й параллели в северном полушарии и к югу от 45-й параллели в южном полушарии.

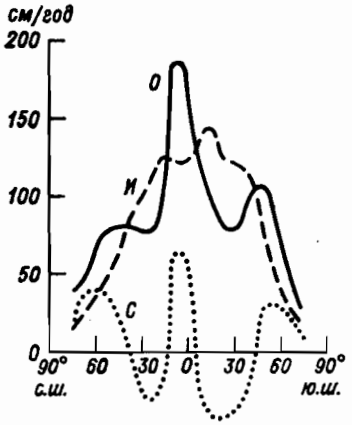


Рис. 52. Распределение средних зональных составляющих водного баланса с широтой.
О — осадки, *И* — испарение, *С* — сток.

Приведенные выше данные основаны на не вполне еще достаточных и надежных измерениях и расчетах осадков, стока и испарения. Они уже подвергались изменениям и в дальнейшем могут быть уточнены. Однако они дают правильное представление о порядке величин и соотношениях составляющих водного баланса Земли.

44. Внешний и внутренний влагооборот

Вода, испаряющаяся с поверхности моря, выпадает в виде осадков, конечно, не только над морем. Воздушными течениями водяной пар частично переносится на сушу, затем также частично конденсируется и выпадает над сушей. Следовательно, лишь часть осадков, выпадающих на суше, происходит из воды, испарившейся с самой поверхности суши. Другая их часть происходит из воды, испарившейся с океанов. Таким образом, вода, испарившаяся с поверхности суши, также выпадает не только над сушей, но и над морем.

Если взять ограниченную территорию суши (материк, страну), то испарение воды с нее и выпадение осадков на ней называется *внутренним влагооборотом для данной территории.* Выпадение осадков из водяного пара, принесенного извне, называется *внешним влагооборотом.*

Подсчитано, что в Европейской части СССР в среднем за год только 10 % осадков выпадает за счет воды, испарив-

шейся с данной территории, т. е. выпадает в процессе внутреннего влагооборота. Остальные 90 % осадков выпадают за счет воды, попавшей в воздух за границами этой территории, в особенности над Атлантическим океаном. В 10 % оценивается и доля внутреннего влагооборота в бассейне Миссисипи. Это значит, что внутренний оборот, даже для значительной территории суши, ненамного увеличивает общее количество осадков. Отсюда следует, что всякие мероприятия, могущие повысить испарение с суши (например, образование искусственных водохранилищ), лишь в незначительной степени могут увеличить осадки, выпадающие на данной территории.

Если взять всю территорию СССР, то, конечно, доля осадков внутреннего влагооборота будет для нее больше. Но даже и на такой территории значительная доля осадков будет выпадать за счет воды, попавшей в воздух непосредственно над океаном.

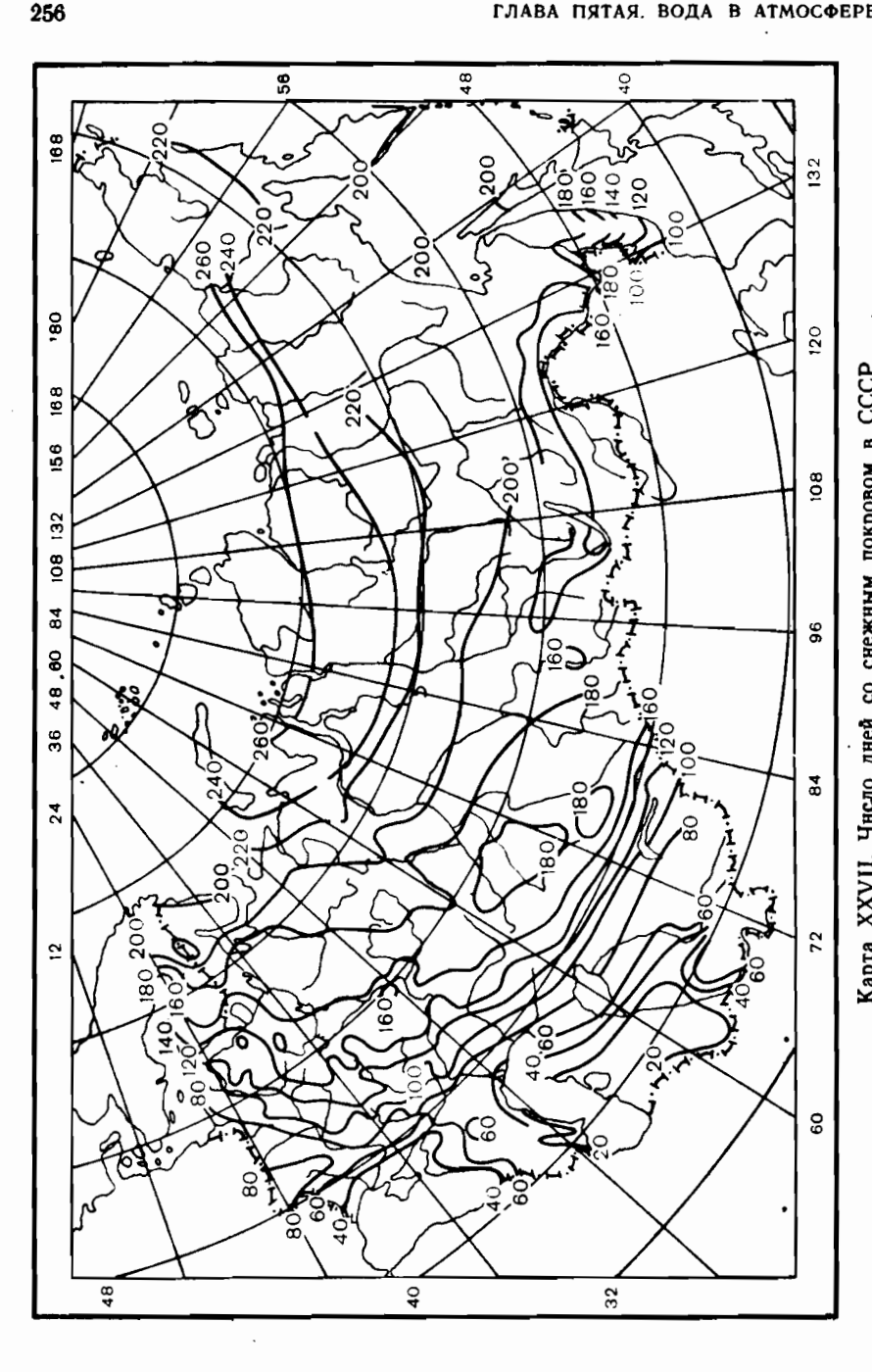
45. Снежный покров

1. При устойчивых отрицательных температурах воздуха снег, выпавший на земную поверхность, остается лежать на ней в виде снежного покрова (карта XXVII). В высоких полярных широтах (Антарктида, Гренландия, Арктический бассейн) снежный покров сохраняется круглый год. В умеренных и тропических широтах снег удерживается круглый год только на больших высотах в горах. На равнинах умеренных широт снежный покров стаивает весной и устанавливается вновь осенью.

В таянии снежного покрова основную роль играет перенос теплых воздушных масс с температурой выше нуля. Нагревание снега солнечной радиацией имеет второстепенное значение вследствие большого альбедо снега. Но загрязненный снег, например в городах, нагревается солнечными лучами больше и тает быстрее, чем чистый.

В снежном покрове содержится много воздуха, и плотность покрова очень мала: 1 м^3 снега весит 20—200 кг, т. е. плотность снега составляет всего 0,02—0,2 плотности воды. Такой рыхлый снежный покров обладает наименьшей теплопроводностью. За зиму снежный покров слеживается. Особенно увеличивается его плотность при оттепелях или весенних дождях. В Ленинграде средняя плотность снежного покрова увеличивается от 0,14 в ноябре до 0,32 в апреле. Если поверхность снега подтаивает, а затем снова подмерзает, образуется твердая ледяная корка — наст.

2. Снежный покров не так далеко распространяется в низкие широты, как само выпадение снега. В отдельные дни снег может выпадать и в очень низких широтах (до 20—25° с. ш.



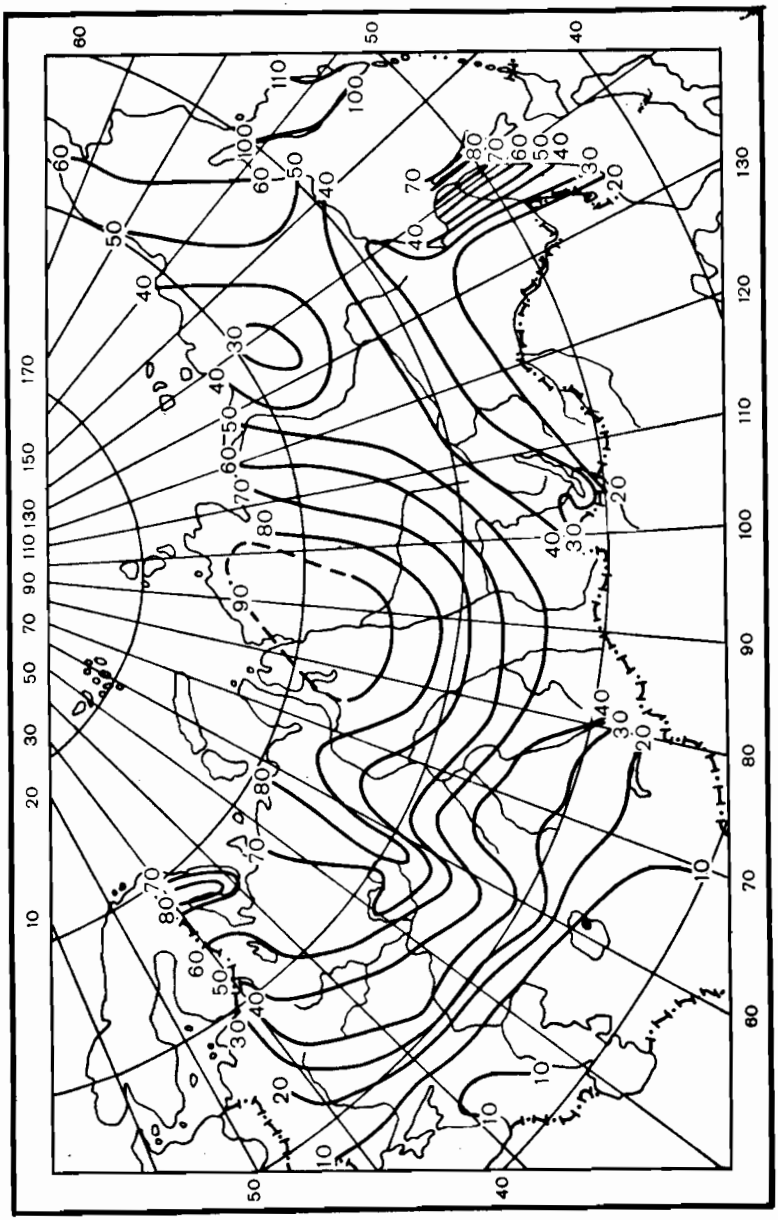
Карта XXVII. Число дней со снежным покровом в СССР.

на суше), но устойчивый снежный покров там, конечно, отсутствует. Выпадение снега в равнинных местностях наблюдается почти по всей Европе, кроме крайнего юго-запада. Но, например, в южной Италии за год бывает в среднем один день со снегом и снежный покров не устанавливается. На побережье Северной Африки, в Сирии и Палестине снег выпадает 1 раз в году или еще реже. На территории СССР снег выпадает повсеместно. В большей части страны снег составляет 25—30 % годовой суммы осадков. Однако на Южном берегу Крыма, в низинах Закавказья и на юге Туркменской ССР в отдельные годы снег не выпадал. Устойчивый снежный покров в этих районах либо не устанавливается вовсе, либо лежит очень недолго. В США снег не выпадает только на юге Флориды и на юге Калифорнии. На Мексиканском нагорье он выпадает почти до 19° с. ш., но южная граница снежного покрова и здесь лежит в более высоких широтах.

3. В СССР первый снежный покров появляется на Новосибирских островах в среднем в конце августа, на крайнем северо-востоке Европейской части СССР — в начале октября, в Ленинграде — в конце октября, в Москве — в начале ноября, а на Южном берегу Крыма и в Средней Азии — в первой декаде января. На возвышенностях снежный покров устанавливается раньше, чем в низменностях. Колебания в дате первого появления снежного покрова в отдельных местах возможны от 35 до 85 дней. Но устойчивый снежный покров обычно не устанавливается сразу. Вскоре по появлении покров может сойти при оттепелях, затем устанавливается снова и т. д. Устойчивый покров, сохраняющийся до весны, удерживается на почве в среднем от одного месяца на юго-западе Европейской части СССР до семи месяцев на северо-востоке. На южных островах Северной Земли он удерживается свыше девяти месяцев. На Южном берегу Крыма снег лежит менее 10 дней, на юго-восточном побережье Каспия — менее 4 дней (см. карту XXVII).

Наибольшей высоты снежный покров достигает на юге Европейской части СССР к началу февраля; затем начинается его сход. На крайнем северо-востоке Европейской части СССР наибольшая высота достигается только к апрелю. К концу февраля на Южном берегу Крыма и в Туркмении снега уже не остается, а на Северной Земле он лежит до начала июля.

4. Высота снежного покрова (карта XXVIII) тем больше, чем больше осадков выпадает при отрицательных температурах и чем меньше в зимний период оттепелей. В многолетнем среднем в СССР очень высокий снежный покров внутри Камчатки (до 100 см) и еще больше на ее юго-восточном побережье (до 150 см в защищенных местах, а в горах и до 300 см). Так же высок снежный покров и на Сахалине. Снежный по-



Карта XXVIII. Высота снежного покрова в СССР (см).

кров до 90 см и более наблюдается на Северном Урале и в западных предгорьях Среднесибирского плоскогорья. К югу и западу от этого района высота снежного покрова убывает. В большинстве районов Европейской части СССР она свыше 50 см. В Москве снежный покров достигает к первой декаде марта 60 см, в Ленинграде — 50 см. К югу высота снежного покрова убывает. На северных берегах Черного, Азовского и Каспийского морей она менее 10 см.

В особенно снежные годы снежный покров на западе страны в 4 раза больше многолетнего среднего, на северо-востоке — в 1,5—2 раза.

5. Распределение снежного покрова в сильной степени зависит от топографии и орографии местности. В низких местах рельефа снежный покров имеет бóльшую высоту, так как снег наносится туда ветром. На возвышенностях снежный покров, наоборот, тоньше из-за ветрового сноса. При переносе ветром особенно много снега накапливается у препятствий (заборов, лесных посадок и пр.), где высота покрова возрастает. На этом основаны мероприятия по задержанию снега на полях и по защите железных дорог от снега. Очень высокий снежный покров на наветренных склонах гор и на перевалах. В районе горы Ачишхо (Закавказье) снежный покров к концу зимы достигает в среднем 4—5 м, а в отдельные годы 7—8 м.

46. Климатическое значение снежного покрова

1. Снежный покров является продуктом атмосферных процессов и, следовательно, климата, но в то же время он сам влияет на климат, как и на другие составляющие географического ландшафта. Температура на поверхности снежного покрова ниже, чем на поверхности почвы, не покрытой снегом, так как снег обладает исключительно высоким альбедо (80—90 %). В то же время шероховатая поверхность снега сильно излучает. Малая теплопроводность снега приводит к тому, что потеря тепла с поверхности снежного покрова не покрывается притоком тепла из более глубоких его слоев и из почвы. Поэтому почва, покрытая снегом, сохраняет зимой достаточно высокую температуру. На этом основано и озимое земледелие: снежный покров предохраняет всходы от вымерзания. По наблюдениям в Ленинграде, поверхность почвы под снегом в январе в среднем на 15 °С теплее, а за зиму на 5—7 °С теплее, чем поверхность почвы, искусственно обнаженная от снега. Даже на глубине в несколько десятков сантиметров почва под снегом теплее, чем обнаженная почва.

Чем тоньше снежный покров зимой, тем сильнее промерзание почвы при прочих равных условиях. В Восточной Сибири и Забайкалье снежный покров очень невелик (в Забайкалье

менее 20 см) вследствие господствующего там зимой высокого атмосферного давления; но температуры на поверхности снега зимой очень низкие. Поэтому в Иркутске, например, почва промерзает под снегом в среднем до глубины 177 см. В то же время в лесах Московской области почва под снегом обычно не промерзает вовсе.

2. Снежный покров охлаждает воздух. Над ним образуются значительные приземные радиационные инверсии температуры. Весной, при таянии снежного покрова, приток тепла идет на таяние снега и температура воздуха остается близкой к нулю до тех пор, пока снег не стает. В теплом воздухе, перемещающемся над тающим снежным покровом, могут возникать так называемые весенние инверсии температуры (см. главу четвертую, п. 33).

3. Запасы воды, накапливаемые за зиму в снежном покрове, примерно на 50 % обеспечивают питание рек Советского Союза. С весенним таянием снега связаны половодья на его равнинных реках. Высота половодья зависит не только от накопленных за зиму запасов снега, но и от быстроты его таяния и от свойств поверхности почвы. Особенно высоки половодья, если снег осенью выпадает на замерзшую почву: весной талые воды вследствие этого не впитываются в почву, а стекают.

4. Наличие снежного покрова сильно повышает освещенность. Рассеянная радиация увеличивается вследствие отражения как прямой, так и рассеянной радиации от снежного покрова и вторичного ее рассеяния; поэтому повышается и освещенность. Сильное отражение и рассеяние света снегом в горах может вызвать временную слепоту у альпинистов. Особое значение имеет «снежная» добавка к рассеянной радиации в Арктике и Антарктике летом.

47. Снеговая линия

Снеговой линией (снеговой границей) называют границу в горах, выше которой круглый год сохраняется снежный покров (в многолетнем среднем). Это значит, что годовой приход твердых атмосферных осадков выше этой линии равен их расходу путем таяния и путем сползания ледников.

Снеговая линия зависит как от температурного режима, так и от количества осадков, выпадающих в твердом виде. В полярных широтах она очень низкая, так как даже летом отрицательные температуры начинаются там на небольшой высоте или на самом уровне моря. На Маточкином Шаре (76° с. ш.) высота снеговой линии равна 700 м, на Шпицбергене — 300—500 м, на севере Земли Франца-Иосифа — 50—100 м. В южном полушарии с его более холодным летом снеговая линия лежит ниже: на о. Южная Георгия (54° ю. ш.) уже на

высоте 500 м, а Южные Шетландские острова (62° ю. ш.) всегда покрыты снегом.

По мере приближения к тропикам снеговая линия повышается: вблизи тропика она в среднем достигает 5300 м, а в отдельных горных системах — почти 6000 м. Еще ближе к экватору, где осадки возрастают, снеговая линия снижается в среднем до 4600 м.

С увеличением континентальности климата, т. е. повышением летних температур и с общим уменьшением осадков, снеговая линия повышается. В Альпах ее высота 2500—3200 м, на Кавказе 2700—3900 м, на Памире 4500—5500 м, на Каракоруме 5600—5900 м. На Кавказе снеговая линия быстро повышается в направлении с запада на восток, по мере удаления от Черного моря и уменьшения осадков. На западе Кавказа она лежит на высоте 2700—2900 м, а в Дагестане поднимается до 3500—3650 м.

На южных склонах снеговая линия вообще лежит выше, чем на северных. Так, на Алтае на северных склонах гор она проходит на высоте около 4000 м, а на южных — около 4800 м.

Однако если на южных склонах больше осадков, чем на северных, то снеговая линия на них может лежать ниже. Например, на южном склоне Эльбруса она проходит на высоте 3500—3600 м, а на северном — около 3850 м.

В умеренных широтах особенно богаты осадками западные склоны гор, открытые действию преобладающих ветров. Снеговая линия проходит на них наиболее низко. В тропиках, наоборот, более влажными склонами могут быть восточные, и снеговая линия на них снижается. Внутри горной системы снеговая линия поднимается вследствие более сильного дневного нагревания, на периферии она понижается. В затененных местах (в каровых углублениях и отрицательных формах рельефа) снега и ледники могут опускаться значительно ниже среднего положения снеговой линии.

Указанные данные относятся к снеговой линии, т. е. к наиболее высокому за год положению границы снега в горах. Кромка снега в горах все время изменяется в течение года: зимой она удаляется от снеговой линии, а летом приближается к ней.

48. Метели

Метелью называют атмосферное явление, состоящее в переносе снега более или менее сильным ветром. Различают несколько типов метелей.

1. *Низовая метель,* при которой снег поднимается ветром с поверхности снежного покрова. В случае если перенос снега ветром ограничивается самым нижним слоем атмосферы, не-

посредственно над снежным покровом (несколько сантиметров или дециметров), явление называют *поземком*.

2. *Общая метель*, когда при достаточно сильном ветре происходит выпадение снега и практически нельзя различить, в какой мере ветер переносит выпадающий снег и в какой мере снег срывается ветром с поверхности снежного покрова.

Метели могут приводить к перераспределению снежного покрова в горизонтальном направлении, к накапливанию сугробов у препятствий, к снежным заносам на дорогах и пр. Особенно сильны они в Советском Союзе (*пурга*, *буран*), в Северной Америке (где сильные метели носят название *близзардов*), в Арктике и Антарктике. На окраинах Антарктического материка, где скорости ветра очень велики и снежный покров зимой сухой и рыхлый, метели достигают особенно большой силы.

Для низовой метели, помимо скорости ветра, важно состояние снежного покрова. Если температуры близки к нулю и снежный покров слежавшийся и влажный, срыв снега ветром с поверхности покрова затруднен или невозможен. Особенно неблагоприятно для развития метели образование наста на поверхности снежного покрова. Таким образом, низовая метель наиболее вероятна при свежевыпавшем снеге и при достаточно низких температурах воздуха.

Для общей метели необходимо сочетание достаточно сильного ветра со снегопадом, в особенности обложным. При ливневом снеге метель может быть сильной, но непродолжительной.

Глава шестая
БАРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ И ВЕТЕР

1. Барическое поле

1. В главе второй говорилось об атмосферном давлении, о единицах, в которых оно выражается, и о его изменении с высотой. В этой главе мы остановимся на горизонтальном распределении давления и на его изменениях во времени. То и другое тесно связано с режимом ветра.

Распределение атмосферного давления называют *барическим полем*. Атмосферное давление есть величина скалярная: в каждой точке атмосферы оно характеризуется одним числовым значением, выраженным в гектопаскалях. Следовательно, и барическое поле есть скалярное поле. Как всякое скалярное поле, его можно наглядно представить в пространстве поверхностями равных значений данного скаляра, а на плоскости —

линиями равных значений. В случае барического поля это будут изобарические поверхности и изобары.

Всю атмосферу можно представить пронизанной семейством изобарических поверхностей, огибающих земной шар. Эти поверхности пересекаются с поверхностями уровня под очень малыми углами, порядка угловых минут.

Изобарическая поверхность со значением 1000 гПа проходит вблизи уровня моря. Изобарическая поверхность 700 гПа располагается на высотах примерно 3 км, поверхность 500 гПа — на высотах 5 км, поверхности 300 и 200 гПа — соответственно на высотах около 9 и 12 км, т. е. вблизи тропопаузы, поверхность 100 гПа — около 16 км.

2. Точки пересечения изобарической поверхности с поверхностями уровня в каждый момент находятся на различных высотах над уровнем моря.

Например, изобарическая поверхность 500 гПа над одними районами может располагаться на высоте около 6000 м, а над другими — на высоте около 5000 м. Это зависит, во-первых, от распределения давления на уровне моря в каждый момент времени; во-вторых, от средней температуры атмосферного столба в разных местах. Из главы второй известно, что чем ниже температура воздуха, тем быстрее давление падает с высотой. Если даже на уровне моря давление везде одинаковое, то вышележащие изобарические поверхности будут снижены в холодных участках атмосферы и, напротив, приподняты в теплых.

2. Карты барической топографии

1. Пространственное распределение атмосферного давления непрерывно меняется с течением времени, т. е. меняется расположение изобарических поверхностей в атмосфере. Чтобы следить за изменениями барического, а также и термического поля, в практике службы погоды ежедневно по аэрологическим наблюдениям составляют карты топографии изобарических поверхностей — *карты барической топографии.*

На карту *абсолютной* барической топографии наносят высоты определенной изобарической поверхности над уровнем моря на разных станциях в определенный момент времени, например поверхности 500 гПа в 6 часов 1 января 1967 г. Точки с равными высотами соединяют линиями равных высот — *изогипсами (абсолютными изогипсами)*. По изогипсам можно судить о распределении давления в тех слоях атмосферы, в которых располагается данная изобарическая поверхность.

В атмосфере всегда существуют области, в которых давление выше или ниже по сравнению с окружающими областями. Расположение областей все время меняется. В областях пони-

женного давления — циклонах или депрессиях — давление на каждом уровне самое низкое в центре области, а к периферии растет. Давление, кроме того, всегда понижается с высотой; поэтому изобарические поверхности в циклоне прогнуты в виде воронок, снижаясь от периферии к центру (рис. 53). Следовательно, на карте абсолютной топографии циклон будет очерчиваться изогипсами со значениями высоты, уменьшающимися

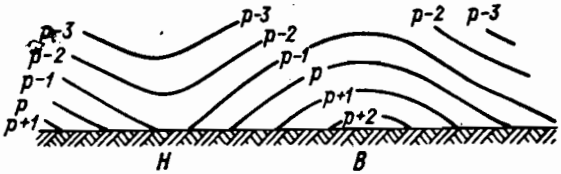


Рис. 53. Изобарические поверхности в циклоне (*H*) и в антициклоне (*B*) в вертикальном разрезе.

к центру (рис. 54). В области повышенного давления — антициклоне, напротив, на каждом уровне будет наивысшее давление; поэтому изобарические поверхности в антициклоне будут иметь форму куполов. На карте абсолютной барической топо-

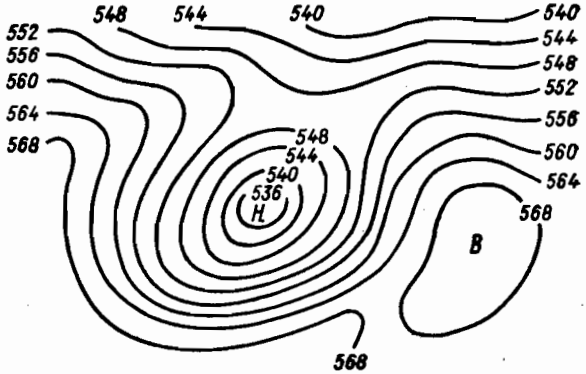


Рис. 54. Циклон (*H*) и антициклон (*B*) на карте абсолютной топографии изобарической поверхности 500 гПа.

Цифры — высоты в геопотенциальных декаметрах. В циклоне изобарическая поверхность лежит ближе к уровню моря, чем в антициклоне.

графии к центру антициклона значения изогипс увеличиваются (см. рис. 53 и 54).

2. На карту *относительной* барической топографии наносят высоты определенной изобарической поверхности, но отсчитанные не от уровня моря (как на картах абсолютной барической топографии), а от нижележащей изобарической поверхности. Например, можно составить карту высот поверхности 500 гПа над поверхностью 1000 гПа и т. д. Такие высоты называются *относительными,* а проведенные по ним изогипсы — *относительными изогипсами.*

Относительная высота одной изобарической поверхности над другой зависит от средней температуры воздуха между этими двумя поверхностями (рис. 55). Из главы второй известно, что

барическая ступень зависит от температуры. Но барическая ступень, т. е. расстояние между двумя уровнями с давлением, различающимся на единицу, в сущности и есть относительная высота одной изобарической поверхности над другой. Отсюда следует, что по распределению на карте относительных высот можно судить о распределении средних температур в слое воздуха между двумя изобарическими поверхностями. Чем больше относительная высота, тем выше температура слоя. Следовательно, карты относительной топографии показывают распределение температуры в атмосфере (рис. 56). Иногда говорят, что карты абсолютной и относительной топографии вместе представляют *термобарическое поле* атмосферы.

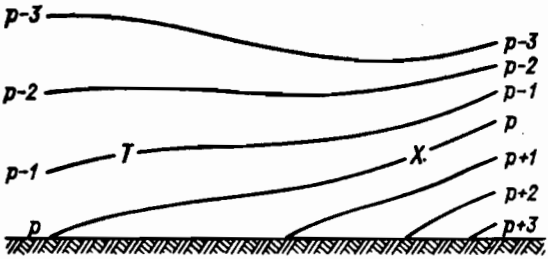


Рис. 55. Изобарические поверхности в областях тепла (*T*) и холода (*X*) в вертикальном разрезе.

В области тепла они раздвинуты, в области холода — сближены.

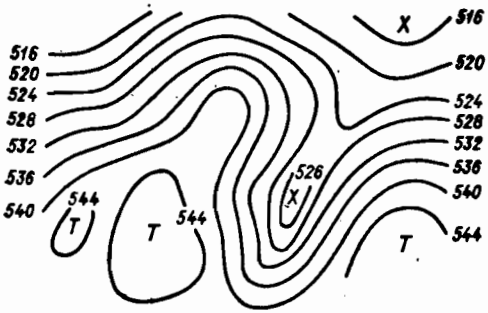


Рис. 56. Области тепла (*T*) и холода (*X*) на карте относительной топографии изобарической поверхности 500 гПа над поверхностью 1000 гПа.

В областях тепла толщина атмосферного слоя между двумя поверхностями увеличена, в областях холода — уменьшена.

В службе погоды карты абсолютной топографии обычно составляются для изобарических поверхностей 1000, 850, 700, 500, 300, 200, 100, 50, 25 гПа, а карты относительной топографии — для поверхности 500 над 1000 гПа. Составляют карты барической топографии и по осредненным данным за промежутки времени от нескольких дней до месяца. Для климатологических целей применяются карты барической топографии, составленные по многолетним средним данным.

3. На карты барической топографии, строго говоря, наносят не высоты изобарических поверхностей, а их геопотенциалы.

Геопотенциалом (абсолютным) называется потенциальная энергия единицы массы в поле силы тяжести. Иначе говоря, геопотенциал изобарической поверхности в каждой ее точке есть работа, которую нужно затратить против силы тяжести, чтобы поднять единицу массы от уровня моря в данную точку. По определению геопотенциал в каждой точке атмосферы равен $\Phi = gz$ $\left(\text{точнее, } \Phi = \int_0^z g dz\right)$, где z — высота точки над уровнем моря, а g — ускорение свободного падения. Итак, в любой точке изобарической поверхности под данной широтой при данном значении силы тяжести имеется определенный геопотенциал, пропорциональный высоте этой точки над уровнем моря. Поэтому применение геопотенциала вместо высоты вполне возможно и имеет определенные теоретические и технические преимущества. Геопотенциал выражают в единицах (геопотенциальных метрах), при которых он численно близок к высоте, выраженной в метрах (и в точности равен ей на уровне моря под широтой 45°). В связи с этим геопотенциал называют еще *динамической* или *геопотенциальной высотой*.

Относительный геопотенциал равен разности абсолютных геопотенциалов двух точек, лежащих на одной вертикали.

3. Изобары

Карты абсолютной барической топографии для нескольких изобарических поверхностей в своей совокупности наглядно представляют барическое поле атмосферы в тех слоях, в которых располагаются эти изобарические поверхности. Но, кроме того, с давних пор принято изображать барическое поле на уровне моря с помощью линий равного давления — *изобар*.

Для этого на географическую карту наносят значения атмосферного давления, измеренные в один и тот же момент на уровне моря или приведенные к этому уровню, и точки с одинаковым давлением соединяют изобарами. Каждая изобара является следом пересечения какой-то изобарической поверхности с уровнем моря. На карте, охватывающей тот или иной географический район, можно для любого момента времени провести целое семейство изобар (рис. 57). Проводят их обычно так, что каждая изобара отличается от соседних на 5 гПа. Например, изобары могут иметь значения 990, 995, 1000, 1005, 1010 гПа и т. д. Разумеется, можно проводить изобары и через 10, и через 2 гПа и т. д.

Изобары можно построить не только для уровня моря, но и для любого вышележащего уровня. Однако в службе погоды составляют для свободной атмосферы не карты изобар, а описанные выше карты барической топографии.

На карте изобар также обнаруживаются уже упоминавшиеся области пониженного и повышенного давления — циклоны и антициклоны. На картах изобар для уровня моря, как и картах барической топографии, обнаруживается постоянное перемещение этих областей и изменение их интенсивности, а следовательно, и постоянные изменения барического поля.

В практике службы погоды не применяются отдельные карты изобар. Составляют комплексные синоптические карты, на которые, кроме давления на уровне моря, наносят и другие

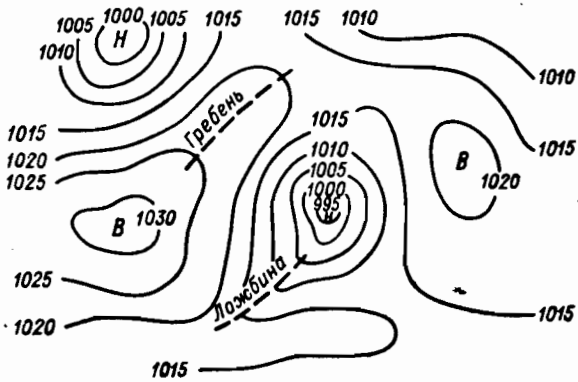


Рис. 57. Изобары на уровне моря в гектопаскалях в циклоне (*H*) и антициклоне (*B*).

метеорологические величины по наземным наблюдениям. На этих картах и проводят изобары.

В климатологии применяются карты изобар для уровня моря, составленные по многолетним средним данным.

4. Горизонтальный барический градиент

1. Рассматривая изобары на синоптической карте, мы замечаем, что в одних местах изобары проходят гуще, в других — реже. Очевидно, что в первых местах атмосферное давление меняется в горизонтальном направлении сильнее, во вторых — слабее. Говорят еще: «быстрее» и «медленнее», но не следует смешивать изменения в пространстве, о которых идет речь, с изменениями во времени.

Точно выразить, как меняется атмосферное давление в горизонтальном направлении, можно с помощью так называемого горизонтального барического градиента, или горизонтального градиента давления. В главе четвертой говорилось о горизонтальном градиенте температуры. Подобно этому *горизонтальным градиентом давления* называют изменение давления на единицу расстояния в горизонтальной плоскости (точнее, на поверхности уровня). При этом расстояние берется по тому направлению, в котором давление убывает всего сильнее,

а таким направлением в каждой точке является направление по нормали к изобаре в данной точке.

Таким образом, *горизонтальный барический градиент* есть вектор, направление которого совпадает с направлением нормали к изобаре в сторону уменьшения давления, а числовое значение равно производной от давления по этому направлению. Обозначим этот вектор символом $-\nabla p$, а числовое его значение (модуль) $-\partial p/\partial n$, где n — нормаль к изобаре.

Как всякий вектор, горизонтальный барический градиент можно графически представить стрелкой, в данном случае стрелкой, направленной по нормали к изобаре в сторону убывания давления. Длина стрелки должна быть пропорциональна числовому значению градиента (рис. 58).

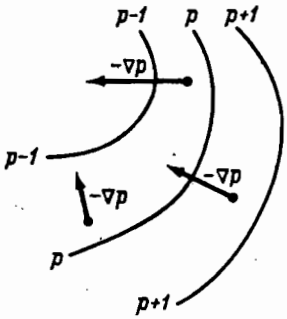


Рис. 58. Изобары и горизонтальный барический градиент (стрелки) в трех точках барического поля.

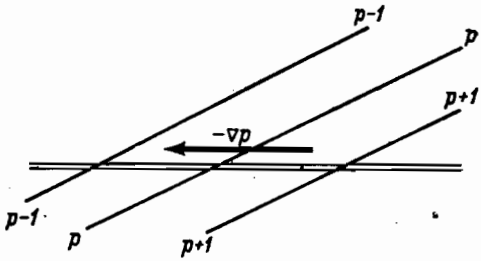


Рис. 59. Изобарические поверхности в вертикальном разрезе и направление горизонтального барического градиента. Двойная линия — поверхность уровня.

В разных точках барического поля направление и модуль барического градиента будут, конечно, разными. Там, где изобары сгущены, изменение давления на единицу расстояния по нормали к изобаре больше; там, где изобары раздвинуты, оно меньше. Иначе говоря, модуль горизонтального барического градиента обратно пропорционален расстоянию между изобарами.

Если в атмосфере есть горизонтальный барический градиент, значит, изобарические поверхности в данном участке атмосферы наклонены к поверхности уровня и, стало быть, пересекаются с нею, образуя изобары. Изобарические поверхности наклонены всегда в направлении градиента, т. е. туда, куда давление убывает (рис. 59).

2. Горизонтальный барический градиент является горизонтальной составляющей полного барического градиента. Последний представляется пространственным вектором, который в каждой точке изобарической поверхности направлен по нор-

мали к этой поверхности в сторону поверхности с меньшим значением давления. Модуль этого вектора равен $-\partial p/\partial n$, но здесь n — нормаль к изобарической поверхности. Полный барический градиент можно разложить на вертикальную и горизонтальную составляющие, или на вертикальный и горизонтальный градиенты. Можно разложить его и на три составляющие по осям прямоугольных координат X, Y, Z.

Давление меняется с высотой гораздо сильнее, чем в горизонтальном направлении. Поэтому вертикальный барический градиент в десятки тысяч раз больше горизонтального. Он уравновешивается или почти уравновешивается направленной противоположно ему силой тяжести, как это вытекает из основного уравнения статики атмосферы. На горизонтальное движение воздуха вертикальный барический градиент не влияет. Дальше в этой главе мы будем говорить только о горизонтальном барическом градиенте, называя его просто барическим градиентом.

3. На практике измеряют на синоптических картах средний барический градиент для того или иного участка барического поля. Именно, измеряют расстояние Δn между двумя соседними изобарами в данном участке по прямой, которая достаточно близка к нормалям обеих изобар. Затем разность давлений между изобарами Δp (обычно 5 гПа) делят на это расстояние, выраженное в крупных единицах — сотнях километров или градусах меридиана (111 км). Средний барический градиент представится отношением конечных разностей $\Delta p/\Delta n$ гПа/градус меридиана. Вместо градуса меридиана теперь чаще берут 100 км. Определить барический градиент в свободной атмосфере можно по расстоянию между изогипсами на картах барической топографии. В действительных условиях атмосферы у земной поверхности горизонтальные барические градиенты имеют порядок величины в несколько гектопаскалей (обычно 1—3) на каждый градус меридиана.

5. Изменение барического градиента с высотой

1. С высотой барическое поле атмосферы меняется. Это значит, что меняются форма изобар и их взаимное расположение, а стало быть, меняются модуль и направление барических градиентов. Эти изменения связаны с неравномерным распределением температуры.

Представим себе, что в некоторой области на уровне моря барический градиент равен нулю, т. е. давление во всех точках одинаковое (рис. 60). Но при этом температура распределяется неравномерно: в одной части рассматриваемой области она выше, в другой ниже. Следовательно, существует горизонтальный температурный (термический) градиент $-\nabla T$, направ-

ленный по нормали к изотерме в ту сторону, куда температура убывает. Мы знаем, что в холодном воздухе барическая ступень меньше, чем в теплом: давление падает с высотой тем быстрее, чем ниже температура воздуха. Отсюда следует, что изобарические поверхности выше уровня моря не могут быть горизонтальными. Если даже нижняя, приземная изобарическая поверхность горизонтальна (как на рис. 60), то каждая вышележащая поверхность будет приподнята над нижележащей поверхностью в холодном воздухе меньше, в теплом воздухе больше. Следовательно, вышележащие поверхности будут наклонены от теплого воздуха к холодному, притом наклонены тем больше, чем выше лежит данная поверхность. А это значит, что, хотя на уровне моря горизонтальный барический градиент и равен нулю, в вышележащих слоях такой градиент отличен от нуля.

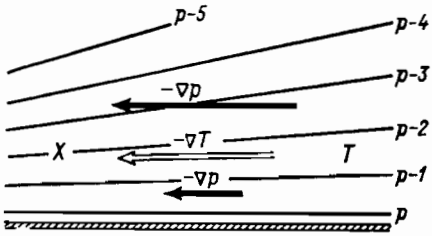


Рис. 60. Связь между горизонтальными градиентами температуры и давления.

Обобщая это рассуждение, можно сказать, что, каков бы ни был горизонтальный барический градиент на уровне моря, с высотой он будет приближаться к горизонтальному температурному градиенту. Иначе говоря, он получает дополнительную составляющую, пропорциональную горизонтальному градиенту температуры и направленную по нему. Чем больше высота, тем больше будет дополнительная составляющая. Поэтому на достаточно большой высоте горизонтальный барический градиент будет близко совпадать по направлению с горизонтальным градиентом средней температуры в слое воздуха от нижнего уровня до верхнего. Это значит, что в теплых областях атмосферное давление на высоте будет повышенным, а в холодных областях пониженным. Изобарические поверхности будут при этом наклонены в сторону температурного градиента, т. е. от высоких температур к низким.

Барический градиент в разных случаях будет меняться с высотой по-разному. Допустим, например, что барический градиент внизу направлен противоположно температурному градиенту. Тогда с высотой, получая дополнительную составляющую противоположного направления, он будет убывать, на какой-то высоте обратится в нуль и дальше, изменив направление на противоположное, будет возрастать. В других случаях барический градиент возрастает от самого уровня моря.

2. Для уточнения изложенного добавим, что горизонтальный барический градиент на верхнем уровне $-\partial p_2/\partial n$ с доста-

точным приближением выражается уравнением, которое можно получить из основного уравнения статики (для того случая, когда направления горизонтальных градиентов давления и средней температуры совпадают):

$$-\frac{\partial p_2}{\partial n} = -\frac{p_2}{p_1}\frac{\partial p_1}{\partial n} - \frac{g\rho_m(z_2 - z_1)}{RT_m}\frac{\partial T_m}{\partial n}.$$

Здесь $-\partial p_1/\partial n$ — горизонтальный барический градиент на нижнем уровне, p_1 и p_2 — давление на нижнем и верхнем уровнях, T_m и ρ_m — средняя температура и средняя плотность слоя воздуха между уровнями, $-\partial T_m/\partial n$ — горизонтальный градиент средней температуры слоя.

Если градиент температуры отсутствует ($-\partial T_m/\partial n=0$), то второй член правой части обращается в нуль; остается первый член, говорящий о том, что барический градиент на верхнем уровне $-\partial p_2/\partial n$ будет совпадать по направлению с барическим градиентом на нижнем уровне $-\partial p_1/\partial n$, а по модулю будет меньше его в p_2/p_1 раз, т. е. во столько, во сколько давление вверху меньше давления внизу. Если же горизонтальный градиент температуры существует, то барический градиент получает с высотой еще дополнительную составляющую, пропорциональную градиенту температуры. Она также пропорциональна разности высот (z_2-z_1), и, стало быть, с возрастанием высоты барический градиент будет все более приближаться к температурному градиенту по направлению.

6. Барические системы

Области пониженного и повышенного давления, на которые постоянно расчленяется барическое поле атмосферы, называют *барическими системами* (рис. 61). Барические системы основных типов — циклон и антициклон — на приземных синоптических картах обрисовываются замкнутыми концентрическими изобарами неправильной, в общем округлой или овальной формы. Горизонтальные барические градиенты в циклоне направлены от периферии к центру, а в антициклоне — от центра к периферии. Размеры циклонов и антициклонов очень велики; их поперечники измеряются тысячами километров (в так называемых тропических циклонах — сотнями километров).

Кроме описанных барических систем с замкнутыми изобарами, различают еще барические системы с незамкнутыми изобарами. К ним относятся ложбина и гребень.

Ложбина — это полоса пониженного давления между двумя областями повышенного давления. Изобары в ней либо близки к параллельным прямым, либо имеют вид латинской буквы V (в последнем случае ложбина является вытянутой периферий-

ной частью циклона). Изобарические поверхности в ложбине напоминают желоба с ребром, обращенным вниз. Центра в ложбине нет, но есть ось, т. е. линия, на которой давление имеет минимальное значение или (если изобары имеют вид буквы V) на которой изобары резко меняют направление. На каждом уровне ось совпадает с ребром изобарического желоба. Барические градиенты в ложбине направлены от периферии к оси.

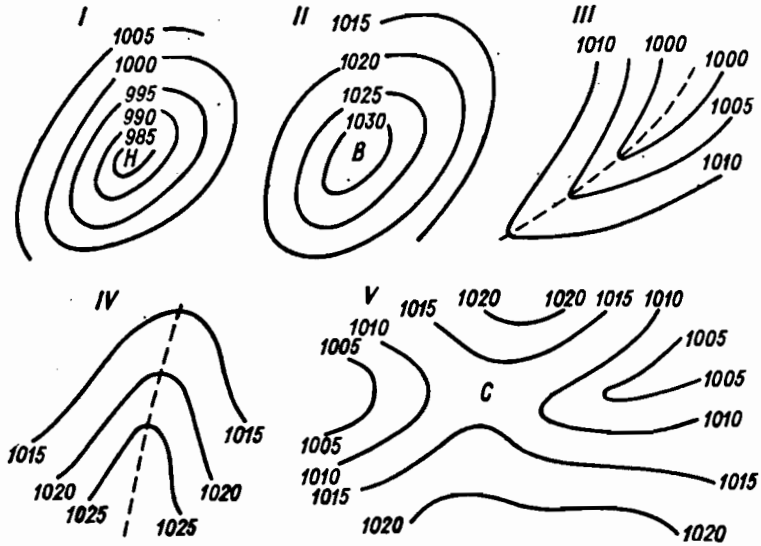


Рис. 61. Изобары на уровне моря в различных типах барических систем.

I — циклон, *II* — антициклон, *III* — ложбина, *IV* — гребень, *V* — седловина.

Гребень представляет собой полосу повышенного давления между двумя областями пониженного давления. Изобары в гребне либо напоминают параллельные прямые, либо имеют форму латинской буквы U. В последнем случае гребень является периферийной частью антициклона. Изобарические поверхности в гребне имеют вид желобов, обращенных выпуклостью вверх. Гребень имеет ось, на которой давление максимальное и на которой изобары сравнительно резко меняют направление. Барические градиенты в гребне направлены от оси к периферии.

Различают еще *седловину* — участок барического поля между двумя циклонами (или ложбинами) и двумя антициклонами (или гребнями), расположенными крест-накрест. Изобарические поверхности в седловине имеют характерную форму

седла: они поднимаются в направлении к антициклонам и опускаются в направлении к циклонам. Точка в центре седловины называется *точкой седловины.*

7. Изменение барического поля с высотой в циклонах и антициклонах

1. Поскольку барические градиенты с высотой приближаются к температурным градиентам, то и изобары с высотой приближаются по направлению к изотермам. Но изотермы в циклонах и антициклонах, вообще говоря, обнаруживают несимметричное

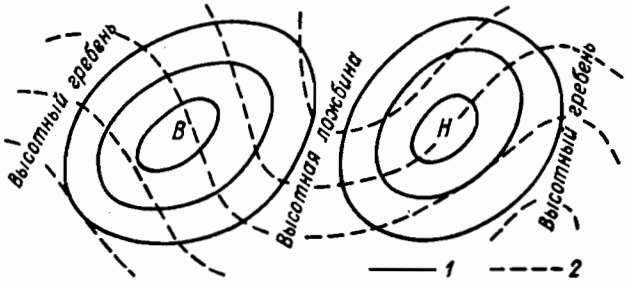


Рис. 62. Изобары в циклоне *(Н)* и антициклоне *(В)* на уровне моря *(1)* и на более высоком уровне *(2)*.

распределение температуры. Именно, в восточной (обычно передней) части циклона, где ветры направлены из низких широт, температура выше, в западной (обычно тыловой) части, где ветры направлены из высоких широт, она ниже. В антициклонах будет наоборот. Следовательно, изотермы имеют волнообразную форму: в передней части циклона они продвинуты к высоким широтам, в тыловой части — к низким широтам, в антициклоне — наоборот. А стало быть, и изобары на высотах, принимая форму, близкую к форме изотерм, на некоторой высоте размыкаются и становятся такими же волнообразными (рис. 62). При этом над передней (восточной) частью приземного циклона в средней или верхней тропосфере располагается гребень, совпадающий с языком теплого воздуха, а над тыловой (западной) частью — ложбина, совпадающая с языком холодного воздуха. Над передней частью приземного антициклона располагается ложбина, связанная с низкими температурами, а над тыловой частью — гребень, связанный с высокими температурами.

2. В некоторых случаях температура в области циклона или антициклона распределяется достаточно равномерно, т. е. горизонтальные градиенты температуры малы. Тогда изобары

остаются замкнутыми до больших высот. Но характер изменения барического поля с высотой при этом зависит от того, какая температура наблюдается в области данной барической системы: более высокая или более низкая, чем вне ее.

Если циклон существует в холодном воздухе и самая низкая температура в его центральной части, то с высотой барические градиенты мало меняют направление и замкнутые изобары с низким давлением в центре обнаруживаются до больших высот тропосферы. Следовательно, холодный циклон

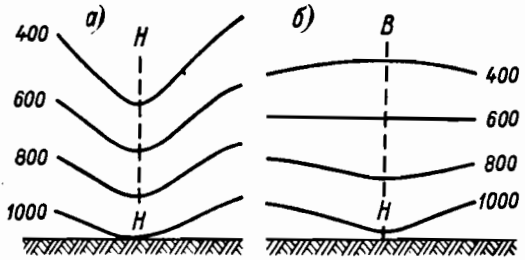


Рис. 63. Высокий (холодный) (*а*) и низкий (теплый) (*б*) циклоны. Изобарические поверхности в вертикальном разрезе.

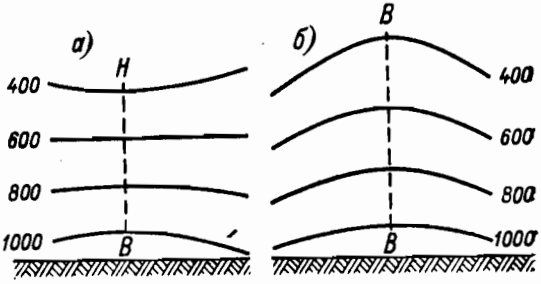


Рис. 64. Низкий (холодный) (*а*) и высокий (теплый) (*б*) антициклоны. Изобарические поверхности в вертикальном разрезе.

является высоким (рис. 63*а*). Напротив, если циклон совпадает с теплой воздушной массой и температура в центре циклона наивысшая, такой циклон быстро исчезает с высотой, так как в нем дополнительный барический градиент, связанный с градиентом температуры, противоположен нижнему градиенту. Теплый циклон является низким. В вышележащих слоях над таким циклоном будет располагаться антициклон (рис. 63*б*). Наоборот, холодные антициклоны являются низкими, а теплые — высокими (рис. 64).

8. Колебания давления

1. Атмосферное давление в каждой точке земной поверхности или в любой точке свободной атмосферы все время меняется, т. е. либо растет, либо падает. Эти изменения давления в ос-

новном непериодического характера. В умеренных и высоких широтах они значительно сильнее, чем в тропических (зато в тропических широтах ярче выражен суточный ход давления). Иногда за одни сутки давление в данном пункте меняется на 20—30 гПа. Даже за 3 ч давление может измениться на 5 гПа и больше. Запись хода давления на барограмме имеет вид волнообразной неправильной кривой: давление в течение некоторого времени (порядка часов или десятков часов) то медленно, то быстро падает, затем растет, затем снова падает и т. д. Поэтому изменения давления называют еще *колебаниями* давления.

При метеорологических наблюдениях отмечают изменение давления Δp за последние 3 ч перед сроком наблюдений. Эта величина называется *барической тенденцией*.

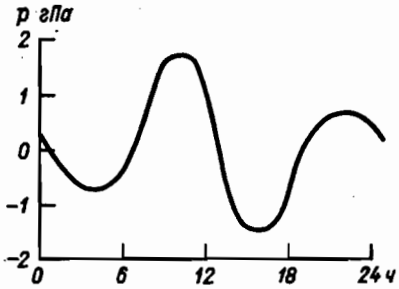


Рис. 65. Средний суточный ход атмосферного давления в Индийском океане.

2. Изменения давления частично имеют периодический характер суточного хода. При этом суточное колебание давления двойное: максимальные значения наблюдаются дважды в сутки — перед полуднем и перед полуночью (около 9—10 и 21—22 ч по местному времени), а минимальные — рано утром и после полудня (около 3—4 и 15—16 ч) (см. рис. 65).

Суточный ход давления хорошо выражен в тропиках, где его амплитуда, т. е. разность между наибольшим и наименьшим значениями в течение суток, может достигать 3—4 гПа. От тропиков к полюсам амплитуда суточных колебаний убывает. Под 60-й параллелью она измеряется только десятыми долями гектопаскаля, и суточные колебания здесь перекрываются и маскируются несравненно более значительными непериодическими колебаниями. Таким образом, суточный ход давления во внетропических широтах не имеет никакого значения и даже не может быть обнаружен непосредственным наблюдением; его можно установить только путем статистической обработки наблюдений.

Причинами суточного хода давления являются: суточный ход температуры воздуха; собственные упругие колебания атмосферы, возбуждаемые суточными колебаниями температуры; приливные волны в атмосфере, усиливаемые резонансом с ее собственными колебаниями.

9. Междусуточная изменчивость давления. Крайние значения

1. Мы уже знаем, что в атмосфере постоянно возникают, эволюционируют и перемещаются крупномасштабные барические системы — циклоны и антициклоны. Особенно сильны и часты они во внетропических широтах. Вследствие этой так называемой *циклонической деятельности* и получаются непериодические колебания давления, достигающие, как сказано выше, очень больших значений.

Общую характеристику непериодических изменений давления можно дать с помощью *междусуточной изменчивости давления.* Так мы будем называть среднее многолетнее изменение давления за сутки, например по утренним наблюдениям, независимо от знака изменения, т. е. независимо от того, растет давление или падает.

У земной поверхности в умеренных широтах средняя междусуточная изменчивость давления 3—10 гПа; больше всего она в северных частях океанов северного полушария. Зимой, когда циклоническая деятельность развита сильнее, изменчивость больше, чем летом. В тропиках мужду суточная изменчивость давления равна лишь десятым долям гектопаскаля, т. е. значительно меньше амплитуды суточного хода.

Междусуточная изменчивость давления в умеренных широтах остается значительной во всей толще тропосферы. На уровне 10 км она мало чем отличается от изменчивости у земной поверхности, и даже на высоте 15 км она еще около 2,5 гПа. Это показывает, что циклоническая деятельность не ограничивается нижней тропосферой, а захватывает и значительно более высокие слои, даже стратосферу. Карты топографии высоких изобарических поверхностей вполне это подтверждают.

2. В каких пределах колеблется давление в данном месте в течение месяца или года? Это зависит от интенсивности циклонической деятельности, размах колебаний давления возрастает с географической широтой. Под 60° с. ш. колебания давления в течение месяца зимой достигают над морем 60 гПа и над сушей 40 гПа. Под 10° с. ш. соответствующие значения только 5 и 10 гПа.

В течение года колебания давления еще больше. В Ленинграде, например, колебания давления за год в среднем составляют 76 гПа, в Джакарте, под экватором, уменьшаются до 12 гПа.

Еще больше абсолютная амплитуда давления в данном месте, т. е. разность между самым высоким и самым низким из когда-либо наблюдавшихся здесь значений давления. В Москве за 35 лет давление колебалось от 1037 до 994 гПа.

Если же рассматривать весь земной шар в целом за длительное время, то давление на уровне моря варьирует в пределах почти 200 гПа. В Барнауле в январе 1900 г. наблюдалось давление, которое после приведения к уровню моря оказалось равным 1080 гПа, а в центре тайфуна над Японией в сентябре 1934 г. было отмечено давление на уровне моря 884 гПа.

10. Области изменения давления

Так как непериодические изменения давления связаны с циклонической деятельностью, то изменения одного знака, т. е. падение или рост, происходят сразу на большой площади. Если нанести на карту изменения давления, происшедшие в разных пунктах за один и тот же промежуток времени, например за 12 или 24 часа, то на карте выявляются большие области, где давление за это время падало, и другие области, где оно росло. Соединив на карте изолиниями точки с одинаковыми изменениями давления, мы получим систему *изаллобар*, т. е. линий равного изменения давления во времени.

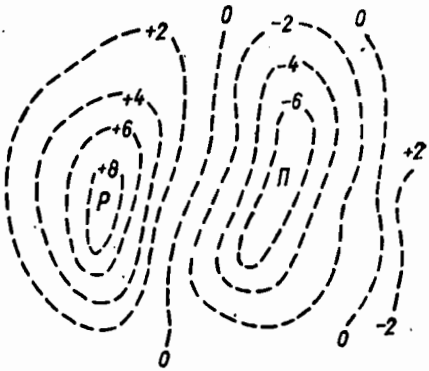


Рис. 66. Области падения (*П*) и роста (*Р*) давления на карте изаллобар.

Изаллобары имеют форму неправильных замкнутых кривых, приближающихся к овалам, и очерчивают на карте области падения давления и области роста давления (рис. 66). В области падения давления на центр области приходится наибольшее падение, в области роста давления — наибольший рост. Области падения и роста давления вместе называют *областями изменения давления* или *изаллобарическими областями.*

Строя карты изаллобар за последовательные промежутки времени, можно видеть, что изаллобарические области меняют свое положение на карте, перемещаются. Это перемещение, так же как и перемещение циклонов и антициклонов, происходит приблизительно в направлении воздушных течений в средней тропосфере, а скорость его несколько меньше скорости ветра на этих высотах.

11. Годовой ход давления

Циклоническая деятельность испытывает определенные годовые изменения. Над океанами умеренных широт циклоны зимой глубже, чем летом. Над материками зимой преобладают

сильные антициклоны, а летом — области пониженного давления. Над субтропическими частями океанов круглый год господствуют антициклоны, но в северном полушарии они сильнее выражены летом, чем зимой, и т. д.

В связи с сезонными изменениями в циклонической деятельности атмосферное давление обнаруживает годовой ход, в разных областях Земли разный. В отдельные годы годовой ход давления может более или менее сильно различаться. Но все же в нем есть определенные особенности, свойственные данному месту, которые хорошо отображены в многолетних средних значениях.

Типы годового хода давления разнообразны. Наиболее прост он над материками, где максимум приходится на зиму и минимум на лето, а годовая амплитуда растет с удалением от океанов. Так, в Москве среднее давление в январе 1020 гПа, в июле 1011 гПа, годовая амплитуда 9 гПа (все значения давления здесь и дальше в этом параграфе приведены к уровню моря). В Ташкенте в январе 1026 гПа, в июле 1004 гПа, годовая амплитуда 22 гПа. В пустыне Гоби годовая амплитуда близка к 40 гПа.

Хорошо выражен годовой ход того же типа и на окраинах материков в муссонных областях. Например, в Токио максимум в ноябре и минимум в июне; годовая амплитуда 9 гПа. Во Владивостоке максимум в январе и минимум в июле, годовая амплитуда почти 14 гПа. В Бомбее максимум в январе и минимум в июне, годовая амплитуда 10 гПа.

В высоких широтах океанов максимум наблюдается ранним летом и минимум зимой; например, на Ян-Майене 1020 гПа в мае и 1001 гПа в январе (амплитуда 19 гПа). В средних широтах океанов нередок двойной ход давления — с максимумами летом и зимой и с минимумами весной и осенью, причем амплитуда очень невелика. В тропических океанах годовой ход давления выражен слабо.

12. Месячные и годовые аномалии давления

1. Средние месячные значения давления за один и тот же календарный месяц в разные годы различны. Они могут существенно отличаться от многолетнего среднего этого месяца, т. е. от его климатической нормы.

Отклонение среднего значения давления в отдельный месяц определенного года от многолетнего среднего того же месяца называют *месячной аномалией давления*. Месячные аномалии особенно велики зимой (в 2—3 раза больше, чем летом), причем на океанах они больше, чем на материках, и в высоких широтах больше, чем в низких. Это значит, что режим атмосферного давления на материках менее изменчив от года к году,

чем на океанах, а в тропиках менее изменчив, чем в средних и высоких широтах.

Средние месячные аномалии давления над Европой и Атлантикой в субполярных широтах 5—6 гПа зимой и 2—3 гПа летом. В средних широтах они составляют 3—4 гПа зимой и 1—2 гПа летом, в тропиках Атлантического океана — около 1 гПа в оба сезона. На суше аномалии давления несколько меньше, чем на море.

С удалением в глубь материка месячные аномалии давления убывают. Так, в Ленинграде средняя месячная аномалия давления в зимние месяцы 6 гПа, в Свердловске 5 гПа, в Барнауле 3 гПа, в Нерчинске 2,5 гПа. Точно так же и в более низких широтах: на Азорских островах 3 гПа, в Палермо 2 гПа, в Тбилиси 1,5 гПа.

Выше приведены средние месячные аномалии. В отдельные годы месячные аномалии, конечно, могут быть значительно больше. Так, в Исландии наблюдались отклонения среднего месячного давления от многолетней нормы на 42 гПа, в Париже — на 27 гПа, на Азорских островах — на 14 гПа.

Средние годовые значения давления в отдельные годы также отклоняются от многолетнего среднего, создавая *годовые аномалии*. Последние меньше, чем месячные аномалии. Средняя годовая аномалия давления в высоких широтах около 1,5—2 гПа, в средних широтах 1 гПа, в низких — менее 0,5 гПа. В отдельные годы годовые аномалии могут быть гораздо больше.

В Исландии наблюдались годовые аномалии до 9 гПа, в Париже — до 5 гПа, в Барнауле — до 6 гПа, в Тбилиси — до 3 гПа.

Месячные аномалии давления имеют один и тот же знак над обширными площадями земной поверхности. Если в каком-нибудь пункте среднее месячное давление было, например, ниже нормы, то и в соседних местах, хотя бы и не по всем направлениям от данного места, оно было также ниже нормы. Иначе говоря, аномалии давления имеют пространственное протяжение, так как они связаны с такими особенностями циклонической деятельности, которые наблюдаются на больших пространствах.

2. Географическое распределение атмосферного давления рассмотрим в главе седьмой в связи с общей циркуляцией атмосферы. Дело в том, что распределение атмосферного давления и распределение воздушных течений над земным шаром находятся в самой тесной связи, и потому целесообразно рассматривать их совместно.

Теперь же мы обратимся к общим вопросам, связанным с ветром, т. е. с переносом воздуха относительно земной поверхности.

13. Скорость ветра

1. Как нам уже известно из главы второй, *ветром* называют движение воздуха относительно земной поверхности, причем, как правило, имеется в виду горизонтальная составляющая этого движения. Однако иногда говорят о восходящем или нисходящем ветре, учитывая вертикальную составляющую.

Ветер характеризуется вектором скорости. На практике под *скоростью ветра* подразумевается только числовое ее значение. Направление вектора скорости называется *направлением ветра.*

Скорость ветра выражается в метрах в секунду, километрах в час (в особенности при обслуживании авиации) и в узлах (морских милях в час). Чтобы перевести скорость из метров в секунду в узлы, достаточно умножить число метров в секунду на 2.

Существует еще оценка скорости ветра в баллах, так называемая *шкала Бофорта,* по которой весь интервал возможных скоростей ветра делится на 12 градаций. Эта шкала связывает скорость ветра с различными его эффектами, такими, как степень волнения на море, качание ветвей и деревьев, распространение дыма из труб и т. п. Каждая градация по шкале Бофорта носит определенное название. Так, нулю шкалы Бофорта соответствует штиль, т. е. полное отсутствие ветра. Ветер в 4 балла по Бофорту называется умеренным и соответствует скорости 5—7 м/с; в 7 баллов — сильным, со скоростью 12—15 м/с; в 9 баллов — штормом, со скоростью 18—21 м/с; наконец, ветер в 12 баллов по Бофорту — это уже ураган, со скоростью свыше 29 м/с.

2. Различают *сглаженную* скорость ветра за некоторый небольшой промежуток времени, в течение которого производятся наблюдения, и *мгновенную* скорость ветра, которая сильно колеблется и временами может быть значительно ниже или выше сглаженной скорости. Анемометры обычно дают значения сглаженной скорости ветра, и в дальнейшем речь будет идти о ней.

У земной поверхности чаще всего приходится иметь дело с ветрами, скорости которых редко превышают 12—15 м/с. Но все же в штормах и ураганах умеренных широт скорости могут превышать 30 м/с, а в отдельных порывах достигать 60 м/с. В тропических ураганах скорости ветра доходят до 65 м/с, а отдельные порывы — до 100 м/с. В мелкомасштабных вихрях (смерчи, тромбы) возможны скорости и более 100 м/с. В так называемых струйных течениях в верхней тропосфере и нижней стратосфере средняя скорость ветра на большой площади может доходить до 70—100 м/с.

3. Скорость ветра у земной поверхности измеряется *анемометрами* разной конструкции. Чаще всего они основаны на том, что давление ветра приводит во вращение приемную часть при-

бора (чашечный анемометр, мельничный анемометр и пр.) или отклоняет ее от положения равновесия (*доска Вильда*). По скорости вращения или по отклонению можно определить скорость ветра. Есть конструкции, основанные на манометрическом принципе (трубка Пито). Имеется ряд конструкций самопишущих приборов — *анемографов* и (если измеряется также и направление ветра) *анеморумбографов*. Приборы для измерения ветра на наземных станциях устанавливаются на высоте 10—12 м над земной поверхностью. Измеренный ими ветер и называется *ветром у земной поверхности*.

Об измерении ветра в высоких слоях атмосферы говорилось в главе первой.

14. Направление ветра

1. Нужно хорошо запомнить, что, говоря о направлении ветра, имеют в виду направление, откуда он дует. Указать это направление можно, назвав либо точку горизонта, откуда дует ветер, либо угол, образуемый направлением ветра с меридианом места, т. е. его азимут. В первом случае различают 8 основных румбов горизонта: север, северо-восток, восток, юго-восток, юг, юго-запад, запад, северо-запад — и 8 промежуточных румбов между ними: северо-северо-восток, востоко-северо-восток, востоко-юго-восток, юго-юго-восток, юго-юго-запад, западо-юго-запад, западо-северо-запад, северо-северо-запад (рис. 67). 16 румбов, указывающих направление, откуда дует ветер, имеют следующие сокращенные обозначения (русские и международные):

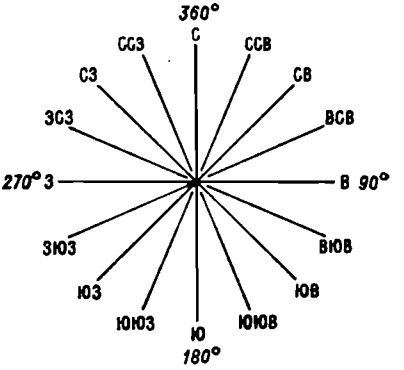


Рис. 67. Румбы горизонта.

С	N	В	E	Ю	S	З	W
ССВ	NNE	ВЮВ	ESE	ЮЮЗ	SSW	ЗСЗ	WNW
СВ	NE	ЮВ	SE	ЮЗ	SW	СЗ	NW
ВСВ	ENE	ЮЮВ	SSE	ЗЮЗ	WSW	ССЗ	NNW

Произносится: N — норд, E — ост, S — зюйд, W — вест.

Если направление ветра характеризуется углом его с меридианом, то отсчет ведется от севера по часовой стрелке. Таким образом, северу будет соответствовать 0° (360°), северо-востоку — 45°, востоку — 90°, югу — 180°, западу — 270°. При наблюдениях за ветром в высоких слоях атмосферы направление его, как правило, указывается в *градусах*, а при наблюдениях на наземных метеорологических станциях — в *румбах* горизонта.

Направление ветра определяется с помощью *флюгера*, вращающегося около вертикальной оси. Под действием ветра флюгер принимает положение по направлению ветра. Флюгер обычно соединяется с доской Вильда.

2. Так же как и для скорости, различают *мгновенное* и *сглаженное* направления ветра. Мгновенные направления ветра значительно колеблются около некоторого среднего (сглаженного) направления, которое определяется при наблюдениях по флюгеру. Однако и сглаженное направление ветра в каждом данном месте Земли непрерывно меняется, в разных местах в одно и то же время оно также различно. В одних местах ветры различных направлений имеют за длительное время почти равную повторяемость, в других — хорошо выраженное преобладание одних направлений ветра над другими в течение всего сезона или года. Это зависит от условий общей циркуляции атмосферы и отчасти от местных топографических условий.

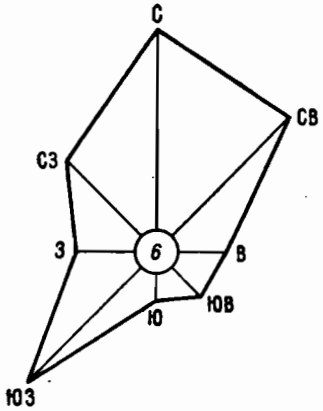


Рис. 68. Роза ветров.

3. При климатологической обработке наблюдений за ветром можно для каждого данного пункта построить диаграмму, представляющую собой распределение повторяемости направлений ветра по основным румбам, в виде так называемой *розы ветров* (рис. 68). От начала полярных координат откладываются направления по румбам горизонта (8 или 16) отрезками, длины которых пропорциональны повторяемости ветров данного направления. Концы отрезков можно соединить ломаной линией. Повторяемость штилей указывается числом в центре диаграммы (в начале координат). При построении розы ветров можно учесть еще и среднюю скорость ветра по каждому направлению, умножив на нее повторяемость данного направления. Тогда график покажет в условных единицах количество воздуха, переносимого ветрами каждого направления.

4. Для представления на климатических картах направление ветра обобщают разными способами. Можно нанести на карту в разных местах *розы ветров*. Можно определить *равнодействующую* всех скоростей ветра (рассматриваемых как векторы) в данном месте за тот или иной календарный месяц в течение многолетнего периода и затем взять направление этой равнодействующей в качестве среднего направления ветра. Но чаще определяется *преобладающее направление* ветра. Для этого

определяется квадрант с наибольшей повторяемостью. Средняя линия квадранта принимается за преобладающее направление.

15. Линии тока

1. Ветер, как всякий вектор, можно изобразить стрелкой, причем длина стрелки должна характеризовать числовое значение скорости, а направление — то направление, куда ветер дует.

Рис. 69. Линии тока.

Рис. 70. Точки сходимости и расходимости (*а*) и линии сходимости и расходимости (*б*).

Например, в случае северо-восточного ветра стрелка должна быть направлена на юго-запад.

Пространственное распределение ветра, стало быть, является векторным полем. Его можно представить графически разными способами. Наиболее наглядно ветер представляется с помощью *линий тока*, аналогичных, например, силовым линиям в магнитном поле. В каждой точке поля, в которой ветер известен, его наносят стрелкой, имеющей то направление, куда дует ветер. Затем на карте проводят линии тока так, чтобы направление ветра в каждой точке поля совпадало с направлением касательной к линии тока, проходящей через эту точку. Линии тока проводят тем ближе друг к другу, чем больше скорость ветра на данном участке поля. Таким образом, на карте получается система линий тока (рис. 69), при первом взгляде на которую можно заключить, как именно течет воздух в данной области в данный момент.

Нужно помнить, что линии тока для определенного срока наблюдений представляют собой именно моментальный снимок с поля ветра. Не следует смешивать их с путями (траекториями) воздушных частиц. Дело в том, что с течением времени поле ветра изменяется и, стало быть, меняется распределение линий тока. Каждая воздушная частица за некоторое время проделывает свой путь в меняющемся поле ветра, и поэтому ее путь не совпадает с линиями тока, построенными для одного определенного момента. Только если поле ветра установившееся, т. е. если с течением времени распределение скоростей в поле не меняется, линии тока и траектории воздушных частиц будут совпадать. Для этого необходимо, как будет показано дальше, чтобы и барическое поле с течением времени не менялось.

Линии тока можно строить и для средних условий, например по преобладающим направлениям ветра или по равнодействующим ветра за многолетний период.

Рис. 71. Односторонняя линия сходимости.

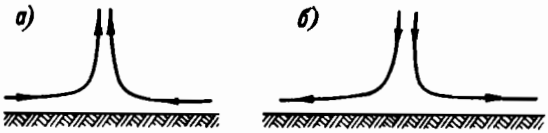


Рис. 72. Связь сходимости *(а)* и расходимости *(б)* с вертикальными движениями (вертикальный разрез).

2. В одних местах на карте линии тока сближаются, сходятся, в других — расходятся. Бывает, что линии тока сходятся в одной точке — *точке сходимости,* как бы вливаясь в нее с разных сторон, или, наоборот, они расходятся по всем направлениям от одной точки — *точки расходимости.* В некоторых случаях линии тока вливаются в одну линию — *линию сходимости* — или, напротив, расходятся от одной линии — *линии расходимости* (рис. 70).

Если на поле с линией сходимости налагается переносное движение, то может получиться, что линии тока направлены к линиям сходимости только с одной стороны, а с другой выходят из этой линии, как показано на рис. 71. Такую линию сходимости называют односторонней.

Легко понять, что сходимость линий тока должна сопровождаться восходящим движением стекающегося воздуха, а расходимость, напротив, нисходящим движением растекающегося воздуха (рис. 72). Сходимость или расходимость может

быть присуща полю ветра в силу распределения давления. Частично линии тока могут сходиться или расходиться вследствие влияния трения на движущийся воздух (см. дальше). Кроме того, сходимость или расходимость может быть связана с топографией или орографией подстилающей поверхности. Если воздух течет по суживающемуся руслу, например между горными хребтами, линии тока сходятся, если по расширяющемуся руслу — расходятся.

16. Порывистость ветра

Ветер постоянно и быстро меняется по скорости и направлению, колеблясь около каких-то средних значений. Причиной этих колебаний (пульсаций, или флуктуаций) ветра является турбулентность, о которой говорилось в главе второй. Колебания ветра можно регистрировать чувствительными самопишущими приборами. Ветер, обладающий резко выраженными колебаниями скорости и направления, называют *порывистым*. При особенно сильной порывистости говорят о *шквалистом* ветре.

При обычных станционных наблюдениях за ветром определяют среднее (сглаженное) направление и среднюю его скорость за промежуток времени порядка нескольких минут. При наблюдениях по флюгеру Вильда наблюдатель должен в течение двух минут следить за колебаниями флюгарки и доски Вильда и в результате определить среднее (сглаженное) направление и среднюю (сглаженную) скорость за это время. Чашечный анемометр дает возможность определить среднюю скорость ветра за любой конечный промежуток времени.

Однако представляет интерес также и изучение порывистости ветра. Порывистость можно характеризовать отношением амплитуды колебаний скорости ветра за некоторый промежуток времени к средней скорости за то же время, при этом берется либо средняя, либо наиболее часто встречающаяся амплитуда. Под амплитудой подразумевается разность между последовательными максимумом и минимумом мгновенной скорости. Есть и другие характеристики изменчивости, в том числе и направления ветра.

Порывистость тем больше, чем больше турбулентность. Следовательно, она сильнее выражена над сушей, чем над морем; особенно велика в районах со сложным рельефом местности; больше летом, чем зимой; имеет послеполуденный максимум в суточном ходе.

В свободной атмосфере турбулентность может приводить к болтанке самолетов. Болтанка особенно велика в сильно развитых облаках конвекции. Но она резко возрастает и при отсутствии облаков в зонах так называемых струйных течений (см. п. 32 этой главы).

17. Влияние препятствий на ветер

1. Всякое препятствие, стоящее на пути ветра, возмущает поле ветра. Такие препятствия могут быть крупномасштабными, как горные хребты, и мелкомасштабными, как здания, деревья, лесные полосы и т. д. Воздушное течение либо огибает препятствие с боков, либо переваливает через него сверху. Чаще происходит горизонтальное обтекание. Перетекание происходит тем легче, чем неустойчивее стратификация воздуха, т. е. чем больше вертикальные градиенты температуры в атмосфере. Перетекание воздуха через препятствия приводит к очень важным следствиям, таким, как увеличение облаков и осадков на наветренном склоне горы при восходящем движении воздуха и, наоборот, рассеяние облачности на подветренном склоне при нисходящем движении.

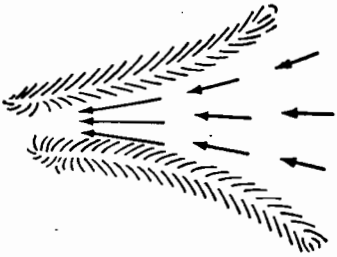


Рис. 73. Орографическое усиление ветра.

Обтекая препятствие, ветер перед ним ослабевает, но с боковых сторон усиливается, особенно у выступов препятствий (углы зданий, мысы береговой линии и пр.). Линии тока в таких местах сгущаются. За препятствием скорость ветра уменьшается, там имеется ветровая тень.

Очень существенно усиление ветра при попадании его в суживающееся орографическое ложе, например между двумя горными хребтами. При продвижении воздушного потока его поперечное сечение уменьшается. Так как сквозь уменьшающееся сечение должно пройти столько же воздуха, то скорость возрастает (рис. 73). Этим объясняются сильные ветры в некоторых районах. Например, северные ветры во Владивостоке сильнее, чем в районах, расположенных севернее его. Тем же объясняется и усиление ветра в проливах между высокими островами и даже на городских улицах.

Перед препятствием и за ним иногда создаются так называемые наветренные и подветренные вихри.

2. Влияние полезащитных лесных полос на микроклиматические условия полей связано в первую очередь с ослаблением ветра в приземных слоях воздуха, которое создают лесные полосы. Воздух перетекает поверх лесной полосы и, кроме того, скорость его ослабевает при просачивании его сквозь просветы в полосе. Поэтому непосредственно за полосой скорость ветра резко уменьшается. С удалением от полосы скорость ветра увеличивается. Однако первоначальная, неослабленная скорость ветра восстанавливается только на расстоянии, равном

40—50-кратной высоте деревьев полосы, если полоса ажурная (несплошная). Влияние сплошной полосы распространяется на расстояние, равное 20—30-кратной высоте деревьев и меньше.

18. Ускорение воздуха под действием барического градиента

1. Ветер возникает в связи с неравномерным распределением атмосферного давления, т. е. в связи с наличием горизонтальных разностей давления. Если бы давление воздуха в каждой горизонтальной плоскости (на каждой поверхности уровня) было во всех точках одинаково, ветра не было бы. При неравномерном распределении атмосферного давления воздух стремится перемещаться из мест с более высоким давлением в места с более низким давлением.

Мерой неравномерности распределения давления является *горизонтальный барический градиент* — $\partial p/\partial n$. Воздух стремится двигаться от высокого давления к низкому по наиболее короткому пути; это и есть направление барического градиента. При этом воздух получает ускорение тем больше, чем больше барический градиент. Следовательно, барический градиент есть сила, сообщающая воздуху ускорение, т. е. вызывающая ветер и меняющая его скорость.

Горизонтальный барический градиент есть равнодействующая сил давления, действующая в горизонтальном направлении на единицу объема воздуха (подобно тому как вертикальный барический градиент, о котором мы говорили в главе второй, есть равнодействующая сил давления, действующих на единицу объема по вертикали). Следовательно, он является силой, отнесенной к единице объема:

$$[\partial p/\partial n] = [p/l] = [F/l^2 l] = [F/l^3].$$

Для того чтобы получить силу барического градиента, действующую на единицу массы, нужно градиент разделить на плотность воздуха. Тогда мы получим для силы горизонтального барического градиента выражение $-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial n}$. По направлению эта сила в каждой точке барического поля совпадает с направлением нормали к изобаре в сторону убывания давления. Только сила барического градиента приводит воздух в движение и увеличивает его скорость. Все другие силы, проявляющиеся при движении воздуха, могут лишь тормозить движение и отклонять его от направления градиента.

2. Сила, рассчитанная на единицу массы, равна ускорению, сообщаемому этой силой. Следовательно, выражение $-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial n}$ представляет собой ускорение, которое получает воздух под действием барического градиента. Найдем порядок величины этого ускорения.

Стандартное значение для плотности воздуха при температуре 0 °С и давлении 1000 гПа равно 1,273 кг/м^3, возьмем округленно 1 кг/м^3. Барический градиент примем равным 1 гПа на 100 км. 1 гПа $= 10^2$ Н/м$^2 = 10^2$ кг/(м · с^2). Подставив все эти числовые значения в выражение $-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial n}$, получим с достаточным приближением 10^{-3} м/с^2.

Таким образом, градиент в 1 гПа на 100 км создает ускорение примерно в 0,001 м/с^2; градиент в 3 гПа на 100 км — примерно в 0,003 м/с^2. Это очень небольшие значения, но и остальные силы, действующие на воздух в горизонтальном направлении, того же порядка.

3. Если бы на воздух действовала только сила барического градиента, то движение воздуха под действием этой силы было бы равномерно ускоренным. Хотя ускорение, сообщаемое воздуху силой градиента, невелико, при более или менее длительном действии этой силы воздух получил бы очень большие и притом неограниченно растущие скорости. В действительности этого не бывает. Воздух движется, как правило, со скоростью несколько метров и очень редко — несколько десятков метров в секунду, причем обычно скорость ветра медленно меняется во времени. Это значит, что, кроме силы градиента, на движущийся воздух действуют другие силы, более или менее уравновешивающие силу градиента.

19. Отклоняющая сила вращения Земли

1. Мы уже знаем, что под ветром имеется в виду движение воздуха относительно земной поверхности, т. е. относительно системы координат, вращающейся вместе с Землей. В механике доказывается, что при движении любого тела во вращающейся системе координат возникает отклонение от первоначального направления движения относительно этой системы. Иными словами, тело, движущееся во вращающейся системе координат, получает относительно этой системы так называемое *поворотное ускорение,* или *ускорение Кориолиса,* направленное под прямым углом к скорости. Таким образом, поворотное ускорение не меняет модуль скорости, а только меняет направление движения.

Будем под вращающейся системой координат подразумевать поверхность вращающейся Земли, а под телом — воздух. На вращающейся Земле поворотное ускорение (здесь и дальше речь идет о его горизонтальной составляющей) направлено в северном полушарии вправо от скорости, в южном — влево.

Поворотное ускорение объясняется не тем, что есть какая-то внешняя сила, отклоняющая воздух от первоначального направления движения. На самом деле воздух стремится сохранить

по инерции свое первоначальное направление движения, но не относительно вращающейся Земли, а относительно мирового пространства, относительно неподвижной системы координат. Система же координат, связанная с земной поверхностью, к которой относят ветер, поворачивается под движущимся воздухом в процессе суточного вращения Земли. Таким образом, не воздух отклоняется от первоначального направления относительно Земли, а Земля с ее параллелями и меридианами поворачивается под движущимся воздухом в противоположную сторону.

Поворотное ускорение на Земле имеет вид

$$A = 2\omega \sin \varphi v,$$

где ω — угловая скорость вращения Земли, φ — географическая широта и v — скорость движения (ветра). Повторим, что речь идет только о горизонтальной составляющей поворотного ускорения.

Условно поворотное ускорение можно назвать *отклоняющей силой вращения Земли* (отнесенной к единице массы) или *кориолисовой силой.*

2. Отклоняющая сила вращения Земли обращается в нуль у экватора и принимает наибольшее значение $2\omega v$ на полюсе. Она также пропорциональна скорости ветра v и обращается в нуль при скорости, равной нулю. Если тело неподвижно, то никакого ускорения относительно Земли оно получить не может.

Найдем значение кориолисовой силы $2\omega v$ на полюсе, например, для $v = 10$ м/с. Так как полный оборот Земли вокруг оси продолжается 24 часа, т. е. 86 400 с, то угловая скорость вращения Земли $\omega = 2\pi : 86\,400\ \text{с}^{-1} = 7{,}29 \cdot 10^{-5}\ \text{с}^{-1}$. Взяв удвоенное значение этой величины и умножив его на 10 м/с, получим ускорение, сообщаемое воздуху отклоняющей силой вращения Земли на полюсе при ветре 10 м/с. Оно равно $1{,}5 \cdot 10^{-3}$ м/с^2 и, таким образом, оказывается величиной того же порядка, что и ускорение, создаваемое в атмосфере барическими градиентами. Это очень важное обстоятельство: отклоняющая сила вращения Земли при движении воздуха может уравновесить силу барического градиента.

20. Геострофический ветер

1. Простейший вид движения воздуха, который можно представить теоретически,— это прямолинейное равномерное движение без трения. Такое движение при отклоняющей силе, отличной от нуля, называют *геострофическим ветром.*

При геострофическом ветре, кроме движущей силы градиента $G = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial n}$, на воздух действует еще отклоняющая сила

вращения Земли $A=2\omega \sin\varphi\, v_g$. Поскольку движение предполагается равномерным, обе силы уравновешиваются, т. е. равны по модулю и направлены взаимно противоположно. Отклоняющая сила вращения Земли в северном полушарии направлена под прямым углом к скорости движения вправо. Отсюда следует, что сила градиента, равная ей по величине, должна быть направлена под прямым углом к скорости влево. А так как под прямым углом к градиенту лежит изобара, то это значит, что геострофический ветер дует вдоль изобар, оставляя низкое давление слева (рис. 74). В южном полушарии, где отклоняющая сила вращения Земли направлена влево, геострофический ветер должен дуть, оставляя низкое давление справа. Скорость геострофического ветра легко найдем, написав условие равновесия действующих сил:

$$-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial n}=2\omega \sin\varphi\, v_g, \qquad (1)$$

откуда для скорости геострофического ветра получаем выражение

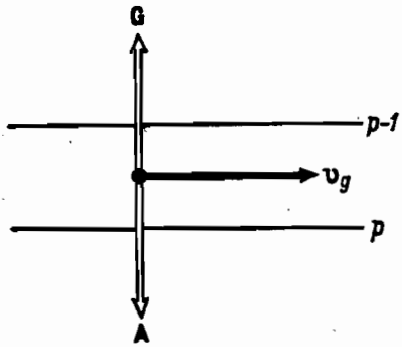


Рис. 74. Геострофический ветер.
G — сила барического градиента, A — отклоняющая сила вращения Земли, v_g — скорость геострофического ветра.

$$v_g=-\frac{1}{2\omega\rho \sin\varphi}\frac{\partial p}{\partial n}. \qquad (2)$$

Это значит, что скорость геострофического ветра прямо пропорциональна самому барическому градиенту. Чем больше градиент, т. е. чем гуще проходят изобары, тем сильнее ветер.

2. Подставим в формулу (2) числовые значения для плотности воздуха при стандартных условиях давления и температуры на уровне моря и для угловой скорости вращения Земли; выразим скорость ветра в метрах в секунду, а барический градиент — в гектопаскалях на 100 км. Тогда получим формулу (2) в рабочем виде, удобном для определения скорости геострофического ветра (на уровне моря):

$$v_g=-\frac{5{,}4}{\sin\varphi}\frac{\Delta p}{\Delta n}. \qquad (3)$$

Например, при барическом градиенте 1 гПа/100 км под широтой 55° получим $v_g=5{,}8$ м/с, при градиенте 2 гПа/100 км — вдвое больше и т. д.

3. Ветер у земной поверхности всегда отличается от геострофического ветра по скорости и по направлению. Это происхо-

дит потому, что у земной поверхности достаточно велика сила трения, которая для геострофического ветра предполагается равной нулю. Но в свободной атмосфере, примерно начиная с 1000 м, действительный ветер уже близок к геострофическому, т. е. дует приблизительно по изобарам со скоростью, определяемой формулой (2). Сила трения на этой высоте и на более высоких уровнях так мала, что ею можно пренебречь. Кривизна траектории воздуха в большинстве случаев там также мала, т. е. движение воздуха близко к прямолинейному. Наконец, хотя действительный ветер, как правило, не является

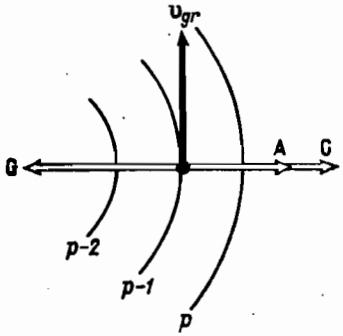


Рис. 75. Градиентный ветер в циклоне.

G — сила барического градиента, A — отклоняющая сила вращения Земли, C — центробежная сила, v_{gr} — скорость градиентного ветра.

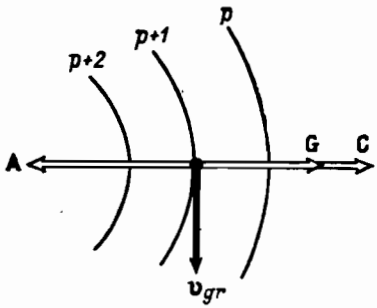


Рис. 76. Градиентный ветер в антициклоне.

Усл. обозначения см. рис. 75.

вполне равномерным движением, все же ускорения в атмосфере обычно невелики.

В действительностн ветер в свободной атмосфере отклоняется от изобар в ту или иную сторону, но на очень небольшой угол, часто на несколько градусов. Скорость его хотя и близка к скорости геострофического ветра, но не в точности равна ей. Тем не менее близость действительного ветра в свободной атмосфере к геострофическому ветру дает возможность с достаточным приближением определять скорость и направление действительного ветра на высотах по распределению давления.

21. Градиентный ветер

Если движение воздуха происходит без действия силы трения, но криволинейно, то это значит, что, кроме силы градиента и отклоняющей силы вращения Земли, появляется еще центробежная сила, выражающаяся как $C=v^2/r$, где v — скорость, а r — радиус кривизны траектории движущегося воздуха.

Направлена центробежная сила по радиусу кривизны траектории наружу, в сторону выпуклости траектории. Тогда в случае равномерного движения должны уравновешиваться уже три силы, действующие на воздух,— градиента, отклоняющая и центробежная.

Допустим, что траектории движения являются окружностями (рис. 75, 76). Скорость в любой точке траектории направлена по касательной к окружности в этой точке. Отклоняющая сила направлена под прямым углом к скорости, стало быть, по радиусу окружности вправо (в северном полушарии). Центробежная сила также направлена по радиусу кривизны круговой траектории всегда в сторону ее выпуклости. Сила градиента должна уравновешивать геометрическую сумму этих двух сил и лежать на одной прямой с ними, т. е. на радиусе окружности. Значит, барический градиент направлен под прямым углом к скорости. Поскольку под прямым углом к градиенту лежит касательная к изобаре, то, стало быть, ветер направлен по изобаре. Такой теоретический случай равномерного движения воздуха по круговым траекториям без влияния трения называют *градиентным ветром*.

Из изложенного видно, что траектории в случае градиентного ветра совпадают с изобарами. Градиентный ветер, так же как и геострофический, направлен по изобарам, но не прямолинейным, а круговым.

В понятие градиентного ветра часто включают и геострофический ветер, как предельный случай градиентного ветра при радиусе кривизны изобар, равном бесконечности.

22. Градиентный ветер в циклоне и антициклоне

1. Для градиентного ветра возможны два случая:

а) В барической системе с концентрическими круговыми изобарами градиенты направлены по радиусам от периферии к центру (см. рис. 75). Это значит, что в центре системы давление самое низкое, а к периферии оно растет. Такая барическая система с низким давлением в центре и с концентрическими круговыми изобарами представляет собой простейший вид циклона. Центробежная сила в циклоне направлена всегда наружу, в сторону выпуклости траектории (изобары), т. е. в данном случае против силы градиента.

Как правило, центробежная сила в действительных атмосферных условиях меньше силы градиента. Поэтому для равновесия действующих сил нужно, чтобы отклоняющая сила вращения Земли была направлена так же, как и центробежная сила, и чтобы они вместе уравновешивали силу градиента. Значит, и отклоняющая сила должна быть направлена наружу, от центра циклона. Скорость же ветра должна отклоняться на

прямой угол от отклоняющей силы (в северном полушарии влево). Стало быть, ветер будет дуть по круговым изобарам циклона против часовой стрелки, отклоняясь от барического градиента вправо.

б) В центре барической системы давление самое высокое, к периферии оно убывает. Следовательно, барические градиенты направлены от центра к периферии (см. рис. 76). Это случай области высокого давления, антициклона. Центробежная сила в антициклоне направлена наружу, в сторону выпуклости изобар, т. е. одинаково с силой градиента. Отсюда следует, что отклоняющая сила вращения Земли должна быть направлена внутрь антициклона, чтобы уравновешивать две одинаково направленные силы — градиента и центробежную. Если отклоняющая сила направлена к центру, то скорость, отклоняющаяся от нее на прямой угол (в северном полушарии влево), должна быть направлена так, чтобы ветер дул по круговым изобарам антициклона по часовой стрелке.

2. В обоих случаях, как и в случае геострофического ветра, скорость градиентного ветра отклоняется от барического градиента вправо в северном полушарии. В южном полушарии, где отклоняющая сила вращения Земли направлена влево от скорости, градиентный ветер будет отклоняться от градиента влево. Поэтому в южном полушарии движение воздуха по изобарам в циклоне происходит по часовой стрелке, а в антициклоне — против часовой стрелки. В дальнейшем мы будем рассматривать только условия северного полушария.

3. Скорость градиентного ветра v_{gr} определяется из квадратного уравнения

$$\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial n} + 2\omega \sin\varphi v_{gr} \pm \frac{v_{gr}^2}{r} = 0, \qquad (4)$$

смысл которого в том, что все три силы (градиента, отклоняющая и центробежная) уравновешиваются. Знак плюс соответствует градиентному ветру в циклоне, а знак минус — в антициклоне.

Отсюда легко заключить, что при одном и том же градиенте скорость градиентного ветра в циклоне меньше, а в антициклоне больше, чем при прямолинейных изобарах, т. е. больше, чем скорость геострофического ветра. Это видно и из рис. 75 и 76. Скорость ветра пропорциональна отклоняющей силе. Но в случае антициклона отклоняющая сила больше, а в случае циклона меньше, чем сила градиента. Поэтому одному и тому же градиенту соответствует в антициклоне большая скорость ветра, чем в циклоне.

Действительный ветер в циклонах и антициклонах в свободной атмосфере ближе к градиентному ветру, чем к геостро-

фическому. Но в слоях, близких к земной поверхности, действительный ветер вследствие трения сильно отличается и от того, и от другого.

23. Термический ветер

Геострофический, или градиентный, ветер направлен, как мы уже знаем, по изобарам. Приблизительно по изобарам направлен и действительный ветер в свободной атмосфере. Но если с высотой меняется направление изобар, то должно меняться и направление ветра. В соответствии с изменением барического градиента будет меняться с высотой и скорость ветра.

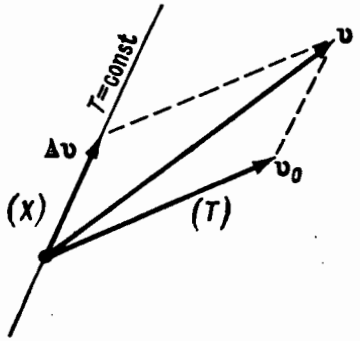


Рис. 77. Термический ветер.
v_0 — ветер на нижнем уровне, Δv — термический ветер, v — ветер на верхнем уровне, T=const — изотерма средней температуры.

Из параграфа 5 этой главы нам уже известно, что барический градиент получает с высотой дополнительную составляющую, направленную по температурному градиенту и пропорциональную ему, а также приросту высоты. Следовательно, и градиентный ветер получает с высотой дополнительную составляющую скорости, направленную по изотерме (имеется в виду средняя изотерма всего рассматриваемого слоя атмосферы). Эту дополнительную составляющую Δv называют *термическим ветром*. Ее нужно прибавить к градиентному ветру на нижнем уровне v_0, чтобы получить градиентный ветер на верхнем уровне v (рис. 77).

Если барический градиент на нижнем уровне совпадает по направлению с температурным градиентом в вышележащей атмосфере, то он с высотой возрастает, не меняя направления. В этом случае изобары на всех уровнях будут совпадать по направлению с изотермами, а термический ветер будет совпадать по направленню с ветром на нижнем уровне. Ветер при этом возрастает с высотой, не меняя своего направления.

Если барический градиент на нижнем уровне противоположен по направлению температурному градиенту, то он будет убывать с высотой. Вместе с ним, не меняя направления, будет убывать и ветер до тех пор, пока он не обратится в нуль и не

изменит направление на противоположное. Если же градиенты барический и температурный образуют между собой угол, меньший 180°, то термический ветер будет направлен вправо или влево относительно ветра на нижнем уровне, смотря по тому, в какую сторону барический градиент отклоняется от температурного. Поэтому с высотой ветер, приближаясь к изотерме, вращается либо вправо, либо влево.

В восточной (передней) части циклона, где барический градиент направлен приблизительно к западу, а температурный — к северу, ветер приближаясь к изотерме, с высотой вращается вправо; в тыловой (западной) части циклона — влево. В антициклоне будет наоборот.

Теория термического ветра относится, строго говоря, к градиентному ветру. Но установленные закономерности вполне оправдываются и для действительных условий в атмосфере.

24. Сила трения

Трение в атмосфере также является силой, которая сообщает уже существующему движению воздуха отрицательное ускорение, т. е. замедляет движение, а также меняет его направление.

В первом приближении силу трения в атмосфере можно считать направленной противоположно скорости. Сила трения наиболее велика у самой земной поверхности. С высотой она убывает и на уровне около 1000 м становится незначительной по сравнению с другими силами, действующими на движение воздуха. Поэтому начиная с этой высоты ею можно пренебречь. Высота, на которой сила трения практически исчезает (от 500 до 1500 м, в среднем около 1000 м), называется *уровнем трения*.

Нижний слой тропосферы от земной поверхности до уровня трения называется *слоем трения* или *планетарным пограничным слоем*. Сила трения в этом слое вызывается тем, что воздух течет над шероховатой земной поверхностью и скорость воздушных частиц, непосредственно соприкасающихся с земной поверхностью, замедляется. Частицы с уменьшенной скоростью в процессе турбулентного обмена передаются в вышележащие слои, а сверху взамен их поступают частицы с большей скоростью, которые в свою очередь замедляются при соприкосновении с земной поверхностью. Таким образом, вследствие турбулентности уменьшение скорости передается вверх на более или менее мощный слой атмосферы. Это и будет слой трения.

При неустойчивой стратификации атмосферы в дополнение к динамической турбулентности развивается термическая турбулентность — конвекция, особенно сильно перемешивающая воздух по вертикали (см. главу четвертую). В результате

при неустойчивой стратификации (что над сушей особенно часто бывает летом) замедляющее влияние трения распространяется на более мощный слой воздуха и уровень трения располагается выше, чем при устойчивой стратификации (особенно частой зимой). Но зато у земной поверхности влияние трения на скорость и направление ветра при неустойчивой стратификации будет меньше, чем при устойчивой.

25. Влияние трения на скорость и направление ветра

1. Скорость ветра уменьшается вследствие трения настолько, что у земной поверхности (на высоте флюгера) над сушей она примерно вдвое меньше, чем скорость геострофического ветра,

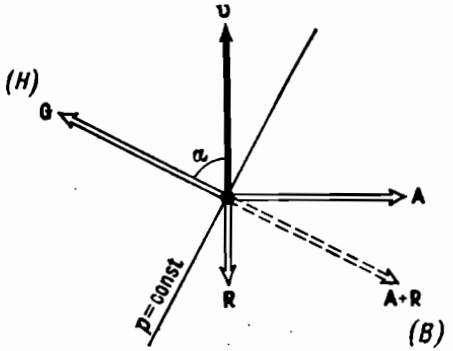


Рис. 78. Ветер в слое трения (равномерное прямолинейное движение воздуха при наличии силы трения).

G — сила барического градиента, A — отклоняющая сила вращения Земли, R — сила трения, v — скорость ветра.

рассчитанная для того же барического градиента. Например, в Берлине средняя годовая скорость ветра у земной поверхности 4,8 м/с, а средняя скорость геострофического ветра, вычисленного по приземным барическим градиентам, 9,5 м/с. Над морем скорость действительного ветра составляет около $^2/_3$ скорости геострофического ветра.

С высотой сила трения убывает и скорость ветра поэтому возрастает, пока на высоте около 1000 м не станет близкой к скорости геострофического ветра. В Берлине средняя годовая скорость ветра на высоте 1000 м равна 10,2 м/с, т. е. немногим больше, чем приземная скорость геострофического ветра.

2. Сила трения влияет на направление ветра.

Представим себе равномерное прямолинейное движение воздуха при наличии силы трения. Это значит, что должны уравновешиваться три силы: градиента, отклоняющая и трения (рис. 78). Так как сила трения противоположна вектору скорости, то она не лежит на одной прямой с отклоняющей силой вращения Земли. Поэтому и сила градиента, уравновешивающая сумму двух остальных сил, не может лежать на одной прямой с отклоняющей силой. Как видно из рис. 78, она будет

составлять со скоростью ветра не прямой, а острый угол. Иными словами, скорость ветра будет направлена не по изобарам, а будет пересекать их, отклоняясь при этом от градиента вправо (в северном полушарии) на угол меньше прямого. Скорость ветра в этом случае можно разложить на две составляющие — по изобаре и по градиенту.

3. Если представить себе равномерное движение воздуха при круговых изобарах и при наличии силы трения, мы придем к аналогичному выводу. И в этом случае сила трения не совпадает по направлению с отклоняющей силой, поэтому сила барического градиента не лежит на одной прямой с отклоняющей силой. Скорость ветра также будет отклоняться от изобар, имея составляющую, направленную по барическому градиенту.

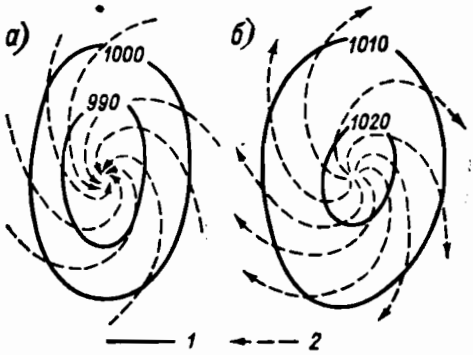


Рис. 79. Изобары (*1*) и линии тока (*2*) в нижних частях циклона (*а*) и антициклона (*б*).

При этом в циклоне, где градиенты направлены от периферии к центру, ветер будет иметь составляющую, направленную к центру. Она присоединяется к составляющей, направленной по изобарам против часовой стрелки. Поэтому в нижних слоях циклона ветер будет дуть против часовой стрелки, оттекая от периферии к центру. В антициклоне же составляющая по изобарам будет направлена по часовой стрелке, к ней присоединяется составляющая, направленная по градиенту наружу, от центра антициклона к периферии. Ветер в нижних слоях антициклона будет дуть по часовой стрелке, одновременно вынося воздух изнутри антициклона к периферии.

Проведя линии тока в нижних слоях циклона, мы увидим, что они представляют собой спирали, закручивающиеся против часовой стрелки и сходящиеся к центру циклона. Центр циклона является для линий тока точкой сходимости. В нижних слоях антициклона линиии тока представляют собой спирали, расходящиеся по часовой стрелке от центра антициклона. Последний является для линий тока точкой расходимости (рис. 79).

Понятно, что в южном полушарии спиралеобразные линии тока будут направлены в циклоне по часовой стрелке и в антициклоне — против часовой стрелки. Но составляющая скорости ветра, нормальная к изобарам, будет и там в циклоне направлена внутрь, а в антициклоне наружу.

26. Угол отклонения ветра от градиента

1. Угол, который вектор скорости ветра составляет с барическим градиентом, у земной поверхности имеет среднее значение около 60°. Угол между скоростью ветра (линией тока) и изобарой имеет дополнительное до прямого угла значение около 30°. Однако в разных условиях этот угол разный. Над морем ветер может отклоняться от градиента на 70—80°, так что становится очень близким к изобарам; над сушей угол отклонения ветра от градиента меньше, 40—50°. Он меняется также в зависимости от скорости ветра и от вертикальной стратификации атмосферы.

2. С высотой угол отклонения ветра от градиента возрастает и на уровне трения становится близким к 90°. Это значит, что ветер там будет иметь направление, близкое к направлению градиентного ветра, т. е. к изобарам. В отдельных случаях, когда ветер имеет значительное ускорение, стало быть, сильно отличается от градиентного, он и на уровне трения будет существенно отклоняться от изобар.

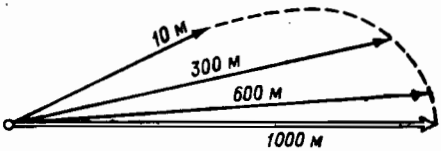


Рис. 80. Годограф скорости ветра в слое трения (спираль Экмана).

Векторы скорости ветра на различных высотах над земной поверхностью.

Так как ветер у земной поверхности отклоняется от изобар влево, то с высотой, приближаясь к изобаре, он меняет направление, вращаясь вправо, по часовой стрелке. Таким образом, слой трения характеризуется правым вращением ветра с высотой. Только в том случае, если направление самих изобар с высотой очень быстро меняется, обнаруживается либо левое вращение ветра в слое трения, либо неизменность направления ветра по высоте.

Одновременно скорость ветра в слое трения растет с высотой. Изменения скорости и направления ветра с высотой в этом слое можно представить *годографом*, т. е. кривой, соединяющей концы векторов, изображающих ветер на разных высотах и проведенных из одного начала (рис. 80). Эта кривая называется *спиралью Экмана*.

27. Суточный ход ветра

1. В слое трения обнаруживается суточный ход скорости ветра, часто хорошо заметный не только при осреднении данных наблюдений, но и в отдельные дни. У земной поверхности над сушей максимум скорости ветра наблюдается около 14 часов, минимум — ночью или утром. Начиная примерно с высоты 500 м

суточный ход обратный: с максимум ночью и минимумом днем. Амплитуда суточного хода скорости ветра над сушей — около половины среднего суточного значения скорости. Особенно велика она летом в ясную погоду.

Над морем суточный ход скорости ветра незначителен. Суточный ход часто перекрывается непериодическими изменениями ветра, связанными с циклонической деятельностью.

2. Причина суточного хода скорости ветра — в суточном ходе турбулентного обмена. При развитии конвекции в первую половину дня вертикальное перемешивание между приземным слоем и вышележащими слоями воздуха усиливается, во второй половине дня и ночью оно ослабевает. Усиленное дневное перемешивание приводит к выравниванию скоростей ветра между приземным слоем и вышележащей частью слоя трения. Воздух сверху, с увеличенными скоростями, поступает в процессе обмена вниз, так что общая скорость ветра внизу днем повышается. В то же время приземный воздух, замедленный трением, перемещается вверх, и в верхней части слоя трения происходит уменьшение скорости. Ночью, при ослабленном вертикальном перемешивании, скорость внизу будет меньше, чем днем, а вверху больше. Над морем некоторое усиление конвекции приходится на ночь (см. главу четвертую, п. 30), а потому и суточный максимум ветра наблюдается ночью.

3. Суточный ход обнаруживается и в направлении ветра. Возрастание скорости утром и днем в приземном слое над сушей сопровождается вращением ветра вправо, по часовой стрелке, убывание скорости вечером и ночью — вращением влево. В более высоких слоях происходит обратное: левое вращение при усилении скорости и правое при ослаблении. В южном полушарии вращение происходит в обратном направлении.

Причина суточного изменения направления ветра та же — суточный ход турбулентного обмена. При дневном усилении обмена направление ветра в приземном слое приближается к направлению ветра в верхней части слоя трения, т. е. к направлению изобар; отсюда и правое вращение. При ночном ослаблении обмена ветер приземного слоя в меньшей степени выравнивается с ветром более высоких слоев; поэтому ночью происходит удаление приземного ветра от изобар, т. е. левое его вращение. В верхней части слоя трения условия будут обратными.

На горных вершинах суточный ход ветра в общем такой же, как в свободной атмосфере: с максимумом скорости ночью и минимумом днем. Однако в деталях это явление в горах более сложно, чем в свободной атмосфере.

28. Барический закон ветра

1. Опыт подтверждает, что ветер у земной поверхности всегда (за исключением широт, близких к экватору) отклоняется от барического градиента на некоторый угол меньше прямого в северном полушарии вправо, в южном влево. Отсюда следует такое положение: если встать спиной к ветру, а лицом туда, куда дует ветер, то наиболее низкое давление окажется слева и несколько впереди, а наиболее высокое давление — справа и несколько сзади. Это положение было найдено эмпирически еще в первой половине XIX в. и носит название *барического закона ветра*, или *закона Бейс-Балло*. Точно так же действительный ветер в свободной атмосфере всегда дует почти по изобарам, оставляя (в северном полушарии) низкое давление слева, т. е. отклоняясь от барического градиента вправо на угол, близкий к прямому. Это положение можно считать распространением барического закона ветра на свободную атмосферу.

2. Барический закон ветра, очевидно, описывает свойства действительного ветра. Таким образом, закономерности движения воздуха, о которых говорилось выше для упрощенных теоретических условий, в основном оправдываются и в более сложных действительных условиях. Вместе с этим хотя линии тока в приземном слое циклона или антициклона не являются геометрически правильными спиралями, однако характер их все же спиралеобразный и в циклонах они сходятся к центру, а в антициклонах расходятся от центра. В свободной атмосфере, несмотря на неправильную форму изобар и линий тока и на наличие в движении воздуха ускорений, ветер достаточно близок по направлению к изобарам, а скорость его близка к скорости геострофического ветра.

29. Связь ветра с изменениями давления

Как ни малы отклонения действительного ветра в свободной атмосфере от градиентного, именно они имеют решающее значение для изменений атмосферного давления.

Атмосферное давление на каждом уровне равно весу вышележащего столба воздуха, т. е. пропорционально массе воздуха в этом столбе. Уменьшение массы воздуха в атмосферном столбе над тем или иным пунктом приводит к падению давления, увеличение массы воздуха — к росту давления.

Над любым уровнем в свободной атмосфере масса воздуха может меняться вследствие вертикальных движений воздуха. При нисходящем движении часть воздуха уходит ниже данного уровня, и давление на этом уровне убывает. В случае восходящего движения наблюдается обратное. Однако основной причиной изменения давления на любом уровне, а у земной поверх-

ности — единственной причиной являются горизонтальные движения воздуха.

Горизонтальное перемещение воздуха не всегда может приводить к изменениям давления. Если, например, допустить, что ветер геострофический и дует в широтном направлении, а температура воздуха везде одинаковая, то давление вовсе не будет изменяться. Но при движении воздуха из одних широт в другие даже и при градиентном ветре были бы небольшие изменения давления.

В действительности давление все время меняется и подчас очень сильно. Изменяется оно за счет отклонений действительного ветра от градиентного. В результате в одних местах происходит заполнение циклонов и ослабление антициклонов, в других наблюдается углубление циклонов и усиление антициклонов. Эти изменения в барическом поле происходят в первую очередь за счет таких отклонений действительного ветра от градиентного в свободной атмосфере, при которых имеются составляющие ветра, направленные против градиентов.

30. Фронты в атмосфере

1. В атмосфере постоянно создаются такие условия, когда две воздушные массы с разными свойствами располагаются одна подле другой и при этом разделены узкой переходной зоной — *фронтом*. В зоне фронта, при переходе от одной воздушной массы к другой, температура, ветер и влажность воздуха более или менее резко меняются.

В главе второй говорилось о главных фронтах в атмосфере, разделяющих воздушные массы основных географических типов. Рассмотрим теперь основные свойства фронтов.

Ширина фронта в горизонтальном направлении и толщина его по вертикали невелики в сравнении с размерами разделяемых им воздушных масс. Поэтому, идеализируя действительные условия, можно представлять фронт как *поверхность раздела* между воздушными массами. В пересечении с земной поверхностью фронтальная поверхность образует *линию* фронта, которую также кратко называют фронтом. При такой идеализации можно рассматривать фронт также и как *поверхность разрыва*, потому что температура и некоторые другие метеорологические величины резко меняются в зоне фронта.

2. Фронтальные поверхности проходят в атмосфере наклонно (рис. 81). Если бы обе воздушные массы были неподвижными, то поверхность фронта между ними была бы горизонтальна, параллельна горизонтальным изобарическим поверхностям, теплый воздух располагался бы над холодным. Но, поскольку воздушные массы движутся, поверхность фронта может существовать и сохраняться только при условии, что она наклонена

к поверхности уровня и, стало быть, к уровню моря. Угол наклона зависит от скоростей, ускорений и температур воздушных масс, а также от географической широты и от ускорения свободного падения.

Теория и опыт показывают, что углы наклона фронтальных поверхностей к земной поверхности очень малы, порядка угловых минут. Тангенс угла наклона называют просто *наклоном фронта*. Он имеет порядок от 0,01 до 0,001. Таким образом, фронты проходят в атмосфере очень полого. При удалении от линии фронта на несколько сотен километров фронтальная поверхность окажется всего на высоте нескольких километров. Важно, что воздушные массы, разделяемые такой поверхностью, располагаются не только одна рядом с другой, но и одна над другой. При этом холодный воздух лежит под теплым воздухом в виде узкого клина.

Рис. 81. Поверхность фронта в вертикальном разрезе.

На чертежах угол наклона фронтальной поверхности по необходимости приходится преувеличивать.

3. С обеих сторон от поверхности фронта давление одинаково. Но при переходе из одной воздушной массы в другую, с другими температурами и скоростями, изобарические поверхности меняют свое направление, «ломаются». Это значит, что на поверхности фронта испытывают разрыв барические градиенты. Если иметь в виду основное уравнение статики, из которого следует, что барическая ступень в теплом воздухе больше, чем в холодном (и стало быть, больше вертикальные расстояния между изобарическими поверхностями), то при геострофическом ветре в обеих воздушных массах возможны три основных типа распределения давления и ветра около поверхности фронта (рис. 82 и 83).

Из рис. 82 видно, что, пересекая поверхности фронта, изобарические поверхности прогибаются, принимая вид желобов, открытых вверх. Это распределение давления представляет собой ложбину в барическом поле — явную (случай I) или замаскированную (случаи II и III). Легко убедиться, что при этом скорости воздушных течений по обе стороны от линии фронта распределяются следующим образом (рис. 83). Если холодный воздух находится на севере, а теплый на юге и, следовательно, поверхность фронта наклонена к югу, то трем случаям распределения давления соответствуют три случая распределения ветра: 1) западное течение в теплом воздухе и восточное в холодном; 2) западное течение в обеих воздушных массах, причем

в теплом воздухе более сильное; 3) восточное течение в обеих воздушных массах, причем в холодном воздухе более сильное.

4. Фронты в атмосфере не существуют постоянно. Они возникают заново, обостряются, размываются, исчезают. Но условия для их образования всегда существуют в тех или иных частях атмосферы, и потому фронты являются не редкой случайностью, а постоянной, повседневной особенностью атмосферы.

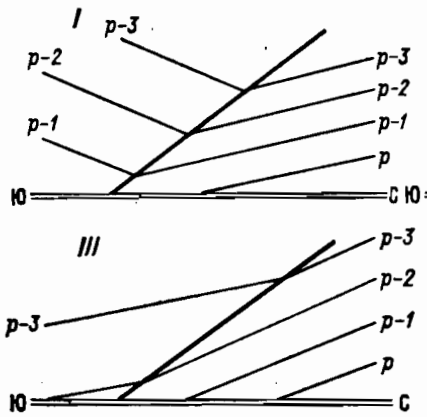


Рис. 82. Типы распределения давления вблизи фронтальной поверхности в вертикальном разрезе.

Тонкие линии — изобарические поверхности, жирная линия — фронтальная поверхность.

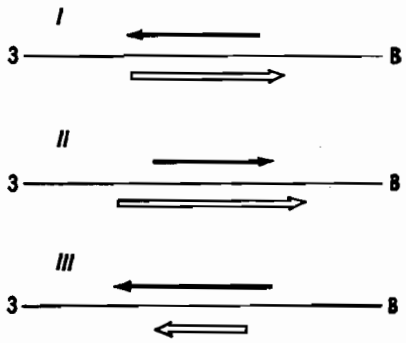


Рис. 83. Типы распределения ветра по обе стороны фронта в горизонтальной плоскости, соответствующие типам распределения давления на рис. 82.

Обычный механизм образования фронтов (фронтогенеза) в атмосфере — это кинематический механизм: фронты возникают под влиянием таких полей движения воздуха, которые сближают между собой воздушные частицы с различной температурой (и другими свойствами). В определенной зоне горизонтальные градиенты температуры растут, что приводит к образованию резкого фронта вместо постепенного перехода между воздушными массами. Аналогично уже существующие фронты могут размываться, т. е. превращаться в широкие переходные зоны и сглаживаться.

В некоторых случаях возникают фронты и под непосредственным тепловым влиянием подстилающей поверхности, например вдоль кромки льдов или на границе снежного покрова. Но этот механизм образования фронтов имеет меньшее значение в сравнении с кинематическим фронтогенезом.

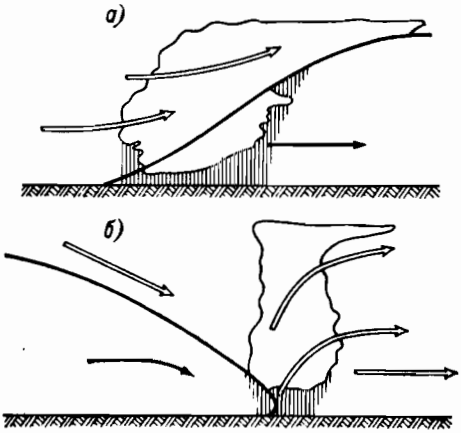


Рис. 84. Теплый (*а*) и холодный (*б*) фронты (вертикальный разрез).

31. Типы фронтов

1. В действительных условиях фронты, как правило, не параллельны воздушным течениям. Ветер по обе стороны фронта имеет составляющие, нормальные к фронту; поэтому сами фронты не остаются в неизменном положении, а перемещаются.

Фронт может перемещаться либо в сторону более холодного воздуха, либо в сторону более теплого воздуха. Если линия фронта

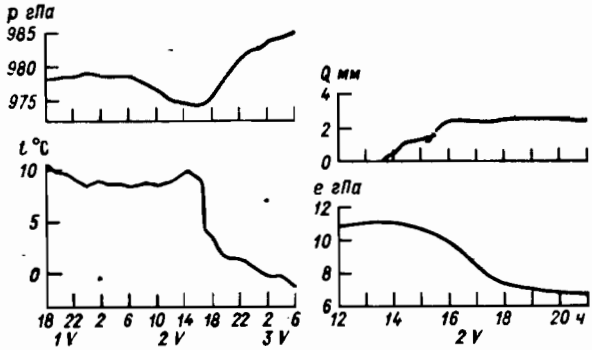


Рис. 85. Изменение метеорологических величин в случае прохождения холодного фронта в Москве.

перемещается у земли в сторону более холодного воздуха, это значит, что клин холодного воздуха отступает и освобождаемое им место занимает теплый воздух. Такой фронт называют теплым фронтом (рис. 84 *а*). Прохождение его через место наблюдения приводит к смене холодной воздушной массы теплой, а следовательно, к повышению температуры и к определенным изменениям других метеорологических величин.

Если линия фронта перемещается в сторону теплого воздуха, это значит, что клин холодного воздуха продвигается вперед и теплый воздух перед ним отступает либо вытесняется вверх наступающим холодным клином. Такой фронт называют холодным фронтом (рис. 84 *б*). При его прохождении теплая воздушная масса сменяется холодной, температура понижается и резко изменяются другие метеорологические величины (рис. 85).

2. В зонах фронтов (или, как обычно говорят, на фронтальных поверхностях) возникают вертикальные составляющие скорости движения воздуха. Наиболее важен тот особенно частый случай, когда теплый воздух находится в состоянии восходящего движения, т. е. когда одновременно с горизонтальным движением он еще перемещается вверх над клином холодного воздуха. Именно с этим связано развитие над фронтальной поверхностью облачной системы, из которой выпадают осадки.

В случае теплого фронта восходящее движение охватывает мощные слои теплого воздуха над всей фронтальной поверхностью и возникает обширная система высоко-слоистых — слоисто-дождевых облаков с обложными осадками. В случае холодного фронта восходящее движение теплого воздуха ограничено более узкой зоной и особенно сильно перед холодным клином, где теплый воздух вытесняется холодным. Здесь будут преобладать кучево-дождевые облака с ливневыми осадками и грозами.

В атмосфере при эволюции циклонов возникают и более сложные комплексные фронты, представляющие собой объединение двух или нескольких фронтальных поверхностей. Это — *фронты окклюзии.* Они также связаны с облачными системами.

3. Очень существенно, что все фронты связаны с ложбинами в барическом поле. В случае стационарного фронта изобары в такой ложбине параллельны самому фронту. Но в случаях теплого и холодного фронта изобары имеют форму латинской буквы V, пересекаясь с фронтом, лежащим на оси ложбины.

В связи с этим при прохождении фронта ветер в данном месте будет менять свое направление по часовой стрелке. Например, если перед фронтом ветер юго-восточный, то за фронтом он изменится на южный, юго-западный или западный.

32. Фронт и струйное течение

В предшествующем изложении фронт схематически рассматривался как геометрическая поверхность разрыва. В действительности фронт есть переходная зона между теплой и холодной воздушными массами. Температура на фронте не испытывает разрыва, а быстро меняется внутри зоны фронта. Это значит, что фронт характеризуется увеличенными горизонтальными градиентами температуры. Только внутри тропиков разности температур на фронте малы и главным признаком фронта становится сходимость линий тока.

Мы уже знаем, что если есть горизонтальный градиент температуры, достаточно точно совпадающий с горизонтальным барическим градиентом, последний с высотой растет, а с ним растет и скорость ветра. Отсюда следует, что во фронтальной зоне между холодным и теплым воздухом, где горизонтальный градиент температуры особенно велик, барический градиент сильно растет с высотой, соответственно и скорость ветра достигает очень больших значений.

В случае резко выраженного фронта над ним в верхней тропосфере и нижней стратосфере наблюдается в общем параллель-

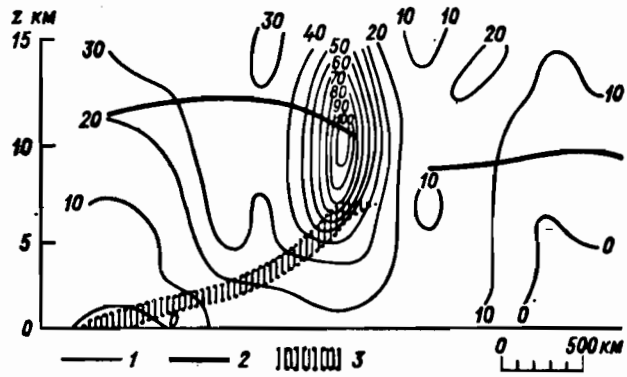


Рис. 86. Вертикальный разрез через струйное течение.
1 — изолинии западной составляющей скорости ветра в м/с; 2 — тропопауза в холодном и теплом воздухе; 3 — зона фронта.

ное фронту сильное воздушное течение в несколько сотен километров шириной, со скоростями до 150—300 км/ч. Выше, в стратосфере, где горизонтальный температурный градиент меняется на обратный, барический градиент уменьшается с высотой и скорость ветра ослабевает. Максимальная скорость ветра наблюдается на оси струйного течения вблизи тропопаузы; она может превышать 100 м/с (рис. 86).

Указанные сильные воздушные течения вблизи тропопаузы называют *струйными течениями*. В случае арктического фронта струйные течения обнаруживаются на более низких уровнях. При определенных условиях струйные течения наблюдаются и в стратосфере.

Главные фронты тропосферы — полярные, арктические — проходят в основном в широтном направлении, причем холодный воздух располагается в более высоких широтах. Поэтому связанные с ними струйные течения чаще всего направлены с запада на восток. Но при резком отклонении главного фронта

от широтного направления такое же отклонеиие имеет и струйное течение.

Струйное течение, встречное по отношению к самолету, будет уменьшать скорость полета; попутное струйное течение будет, напротив, ее увеличивать, иногда существенно. Кроме того, в зоне струйного течения может развиваться сильная турбулентность. Поэтому учет струйных течений важен для обеспечения воздушного транспорта.

Глава седьмая

АТМОСФЕРНАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ

1. Общая циркуляция атмосферы

Общей циркуляцией атмосферы называют систему крупномасштабных воздушных течений на Земле, т. е. таких течений, которые по своим размерам соизмеримы с большими частями материков и океанов. От общей циркуляции атмосферы отличают *местные* циркуляции, такие, как бризы на побережьях морей, горно-долинные ветры, ледниковые ветры и др. Эти местные циркуляции временами и в определенных районах налагаются на течения общей циркуляции.

На ежедневных синоптических картах погоды видно, как в каждый данный момент распределяются течения общей циркуляции над большими площадями Земли или над всем земным шаром и как непрерывно меняется это распределение. Разнообразие проявлений общей циркуляции атмосферы в первую очередь зависит от постоянно возникающих в атмосфере огромных волн и вихрей, перемещающихся с различной скоростью. Это образование атмосферных возмущений — циклонов и антициклонов — является наиболее характерной чертой общей циркуляции атмосферы.

Однако в общей циркуляции атмосферы при всем разнообразии ее непрерывных изменений можно подметить и некоторые устойчивые особенности, повторяющиеся из года в год. Такие особенности лучше всего выявляются с помощью статистического осреднения, при котором ежедневные возмущения циркуляции более или менее сглаживаются.

В дальнейшем, говоря о самых общих свойствах атмосферной циркуляции, мы будем опираться именно на многолетние средние карты. Для ветра это будут карты либо преобладающих направлений, либо равнодействующих. Кроме того, как это следует из барического закона ветра, важную информацию об общей циркуляции атмосферы мы можем получить и из карт многолетнего среднего распределения давления.

2. Квазигеострофичность течений общей циркуляции

Течения общей циркуляции в большей части атмосферы являются *квазигеострофическими*. Это значит, что они достаточно приближаются к геострофическому ветру, т. е. направлены почти по изобарам. Только в слое трения течения существенно отличаются от геострофического ветра и значительно отклоняются от изобар; однако, приняв известный из опыта средний угол отклонения, мы и в этом случае можем по полю давления восстановить поле ветра.

Конечно, строго геострофическими течения не будут и над слоем трения. Как правило, они и там имеют ускорения и направлены не строго по изобарам, отчего изменяется барическое поле. Но все же в свободной атмосфере, где отклонения течений общей циркуляции от геострофического ветра невелики, течения можно называть квазигеострофическими.

Условие квазигеострофичности не выполняется также на экваторе и вблизи него как у земной поверхности, так и в свободной атмосфере; отклоняющая сила вращения Земли здесь равна нулю или ничтожно мала и не может уравновешивать силу барического градиента.

3. Зональность в распределении давления и ветра

Наиболее устойчивая особенность в распределении как ветра, так и связанного с ним атмосферного давления над земным шаром — зональность этого распределения. На отдельных синоптических картах она в значительной мере замаскирована циклонической деятельностью и даже на многолетних средних картах несколько замаскирована различием влияний суши и моря на циклоническую деятельность. Причина этой зональности — зональность в распределении температуры, а также некоторые особенности самого механизма общей циркуляции атмосферы.

Зональность циркуляции проявляется в преобладании меридиональных барических градиентов над широтными, а стало быть, и в преобладании широтных составляющих ветра (восточной или западной) над меридиональными составляющими. При этом составляющая того или другого направления (западная или восточная) преобладает одновременно или постоянно в значительной по широте зоне земного шара.

Степень преобладания зональных составляющих над меридиональными может быть различной. Над тропическими океанами преобладание восточных составляющих в переносе воздуха в нижней части тропосферы выражено очень резко и легко различимо даже на отдельных синоптических картах, т. е. в отдельные дни. В общем меридиональные составляющие в тропиках, по крайней мере, в 10 раз меньше зональных. Хорошо вы-

ражено и преобладание западных ветров в умеренной зоне южного полушария. В то же время во многих районах умеренных широт северного полушария ветер часто и резко меняется по направлению и преобладание западного переноса можно подметить только из статистического анализа большого материала наблюдений. Есть, наконец, и такие районы, например восток Азии, где преобладающие направления ветра в нижней тропосфере ближе к меридиональным, чем к зональным.

4. Меридиональные составляющие общей циркуляции

Меридиональные составляющие переноса воздуха в общей циркуляции атмосферы, хотя они и меньше по сравнению с зональными, имеют очень большое значение. Именно они обусловливают обмен воздуха между различными широтами Земли.

Прежде существовало представление, что меридиональные составляющие в нижних и в более высоких слоях атмосферы противоположны по направлению. Таким образом, в разных зонах Земли эти противоположно направленные составляющие вместе с вертикальными — восходящими и нисходящими — движениями должны были бы создавать кольца с замкнутой циркуляцией воздуха. Например, в тропиках это был бы перенос воздуха внизу к экватору, его подъем над экватором, перенос к субтропическим широтам вверху, там опускание воздуха и обратное движение к экватору внизу. Подобно этому представлялись и условия общей циркуляции в других зонах Земли.

Такое представление слишком упрощено. Оно еще до известной степени применимо к циркуляции в тропиках (пассатной). Но во внетропических широтах с их сильно развитой циклонической деятельностью воздух перемещается из одних широт в другие не в виде таких замкнутых циркуляций, а с помощью меридиональных составляющих, направление которых чередуется на одном и том же уровне.

В самом деле, в каждом циклоне создается перенос воздуха к высоким широтам в передней части и к низким широтам в тыловой части, в антициклонах наоборот. Отсюда следует, что в каждый данный момент на одном и том же уровне под одними меридианами господствуют меридиональные составляющие, направленные к северу, а под соседними — направленные к югу. Так будет и на многолетних средних картах, где, конечно, меридиональные составляющие меньше, чем в индивидуальных положениях: при осреднении составляющие, направленные по данному меридиану в разное время к северу и к югу, будут в некоторой степени взаимно погашаться.

Следует указать, что при условии квазигеострофичности меридиональные составляющие вообще не могут иметь одно и то же направление вдоль всего широтного круга. Для этого нужна

была бы зональная составляющая барического градиента, направленная в одну сторону на всем широтном круге. Но это невозможно, так как предполагало бы наличие разрыва в давлении в какой-то точке широтного круга, чего быть не может.

5. Зоны давления и ветра в верхней тропосфере и в стратосфере

1. Зональность в распределении давления и ветра более четко выражена не у земной поверхности, а в верхней тропосфере и в стратосфере.

Как нам уже известно, высокое давление здесь более или менее близко совпадает с высокой температурой, а низкое давление — с низкой температурой. Поскольку температура в тропосфере в среднем падает от низких широт к высоким, то и меридиональный барический градиент направлен, начиная с высоты 4—5 км, также в общем из низких широт в высокие. В связи с этим, например, изобарическая поверхность 300 гПа проходит зимой над экватором на высоте около 9700 м, над Северным полюсом на высоте около 8400 м, а над Южным полюсом даже на высоте около 8100 м. Летом разности высот меньше, но все-таки значительны.

Геострофический ветер при таком градиенте должен быть направлен с запада на восток. Так будет в обоих полушариях: в северном градиент будет направлен к северу, а ветер, отклоняясь от него на прямой угол вправо,— с запада на восток; в южном полушарии градиент будет направлен к югу, а ветер, отклоняясь от него влево,— опять-таки с запада на восток. Это относится не только к геострофическому ветру, но с достаточной точностью и к действительному ветру, поскольку он является квазигеострофическим.

Таким образом, в верхней тропосфере и нижней стратосфере (рис. 87) мы имеем западный перенос воздуха вокруг полюса, где давление наиболее низкое,— своего рода планетарный циклонический вихрь над каждым из полушарий: против часовой стрелки над северным и по часовой стрелке над южным. Исключением являются самые низкие широты. Дело в том, что самое высокое давление в верхней тропосфере обнаруживается не над экватором. Субтропические зоны высокого давления (о них дальше) смещаются с высотой в направлении к экватору, однако их оси в верхней тропосфере все-таки располагаются на некотором расстоянии от экватора. Отсюда следует, что в сравнительно узкой зоне вблизи экватора, расположенной главным образом в летнем полушарии, барический градиент в верхней тропосфере будет направлен к экватору. Значит, в верхней тропосфере и в нижней стратосфере здесь господствует восточный перенос.

2. В стратосфере среднее распределение температуры по меридиану летом противоположно тропосферному. Полярная стратосфера летом намного теплее тропической. Начиная с уровня 12—14 км самые низкие температуры отмечаются над экватором и самые высокие — над полюсом. Поэтому меридиональный градиент давления в стратосфере летом также меняется с высотою на противоположный, направленный от полюса к экватору. Но это изменение происходит не от самой тропопаузы.

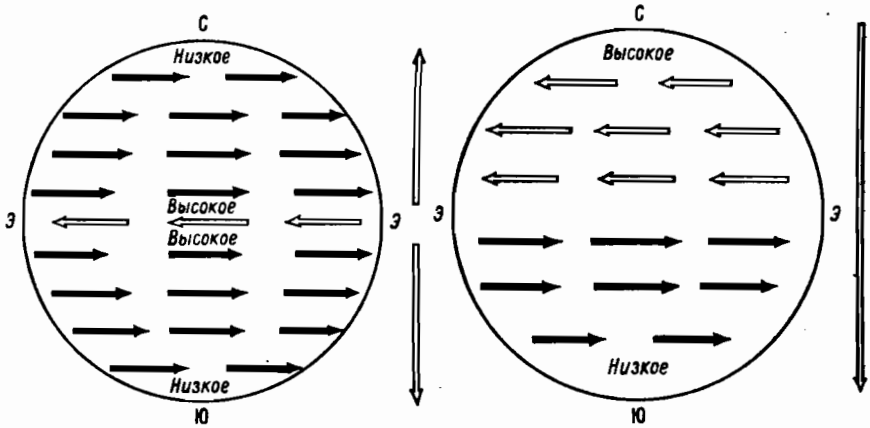


Рис. 87. Зональное распределение давления и потоков воздуха в верхней тропосфере и в нижней стратосфере.

Справа — направление барических градиентов вдоль меридиана в соответствующих зонах.

Рис. 88. Зональное распределение давления и потоков воздуха выше 20—25 км северным летом (схема).

Справа — направление барического градиента вдоль меридиана.

Сначала меридиональный градиент давления ослабевает под влиянием изменившегося градиента температуры и только на высотах 20—25 км меняется на обратный. Возникает околополярный антициклон и, следовательно, восточный перенос воздуха на уровнях выше 20—25 км над летним полушарием. Это явление получило название *стратосферного обращения ветра.*

Зимой распределение температуры в стратосфере сложнее, чем летом. Зимняя стратосфера в полярных широтах почти так же холодна, как над тропиками. Правда, от экватора к средним широтам температура растет, а от средних широт к полярным снова падает. В результате направление барического градиента верхней тропосферы, как и западное направление зонального переноса, сохраняется зимой во всей толще стратосферы.

Эти условия представлены на рис. 88.

3. Западный перенос особенно силен в верхней части тропосферы, на широтах 30—35° в каждом полушарии. Скорость ветра на высотах около 12 км даже в многолетнем среднем здесь более 35 м/с. Это находит отражение на многолетней средней карте струйных течений (см. главу шестую, параграф 32), которые наблюдаются не только в указанных широтах, но обладают в них наибольшей повторяемостью. Можно сказать, что мы имеем здесь на многолетних картах субтропическое струйное течение.

В западном переносе наблюдаются огромные волны, длиною в несколько тысяч километров, наиболее хорошо различимые в верхней тропосфере и особенно на картах, осредненных за несколько суток. Вокруг земного шара их укладывается в каждый момент 4—6. Воздух в этих длинных волнах получает в дополнение к западному переносу меридиональные составляющие скорости, направленные попеременно к высоким и низким широтам. Длинные волны перемещаются с запада на восток, но медленнее, чем сам западный поток.

Кроме того, на общий западный перенос налагаются в большом количестве циклоны и антициклоны. Они также перемещаются в направлении общего западного переноса. Ниже они будут рассмотрены подробнее.

6. Зоны давления и ветра у земной поверхности и в нижней тропосфере

1. У земной поверхности и в нижней тропосфере зональное распределение давления и ветра сложнее, чем в вышележащих слоях.

Сначала мы рассмотрим многолетние средние зональные значения давления воздуха. Представление о них дает рис. 89, на котором приведены зональные значения давления на уровне моря в январе и июле.

Мы видим, что имеется зона пониженного давления по обе стороны экватора — зона экваториальной депрессии. В этой зоне в январе между 15° с. ш. и 25° ю. ш., а в июле между 35° с. ш. и 5° ю. ш. давление ниже 1013 гПа. Параллель с самым низким давлением приходится в январе на 5—10° ю. ш., а в июле — на 15° с. ш. Таким образом, указанная зона больше распространяется на то полушарие, в котором в данном сезоне лето. В направлении к высоким широтам от этой зоны давление в каждом полушарии растет, и максимальные значения давления приходятся в январе на широту 30—32°, а в июле — на 33—37° с. ш. и 26—30° ю. ш. Обе субтропические зоны повышенного давления от января к июлю несколько смещаются к северу, а от июля к январю — к югу.

От субтропиков к еще более высоким широтам давление падает, особенно сильно в южном полушарии. На 75—65° с. ш. и на 60—65° ю. ш. наблюдается минимальное давление в двух субполярных зонах низкого давления, а еще дальше в направлении к полюсам давление снова растет.

В среднем годовом получаем следующее зональное распределение давления на уровне моря:

Широта	80° с.		60		30		10			
Давление, гПа	1014		1012		1019		1012			
Направление ветра		СВ		ЮЗ		СВ		ВСВ		
Широта	0		10		30		60		80° ю	
Давление, гПа	1010		1012		1018		989		991	
Направление ветра		ВЮВ		ЮВ		СЗ		ЮВ		

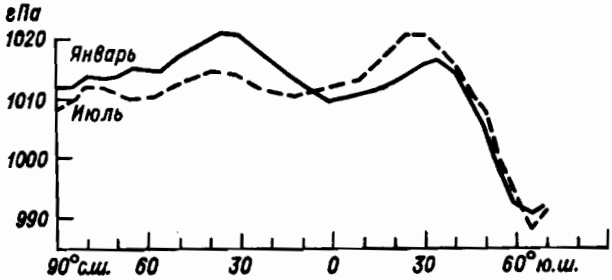


Рис. 89. Распределение среднего зонального давления воздуха с широтой в январе и в июле

В нижней строке приведены преобладающие направления ветра у земной поверхности в указанных широтных зонах. Меридиональные составляющие из них не исключены.

Итак, распределение зонального давления на уровне моря (и в нижней тропосфере) сложнее, чем распределение температуры. Температура воздуха у земной поверхности непрерывно понижается от низких широт к высоким (если отвлечься от возмущений, вносимых распределением суши и моря). Давление же от экваториальной зоны сначала растет к субтропикам, затем падает к субполярным широтам и снова растет к полюсам. При этом меридиональный барический градиент направлен от субтропиков к экватору, от субтропиков к субполярным широтам и от полюса к субполярным широтам; направление барического градиента, таким образом, несколько раз меняется вдоль меридиана (рис. 90). С этим согласуется и зональное распределение ветра, о чем будет сказано ниже.

2. Причины образования зон высокого давления в субтропиках и зон низкого давления в субполярных широтах заключаются в особенностях циклонической деятельности. Здесь кратко укажем, что антициклоны, возникающие в общем западном потоке умеренных широт, при своем движении с запада на восток

в то же время смещаются к более низким широтам и там усиливаются. В каждом полушарии они и образуют субтропическую зону высокого давления с осью около 35-й параллели. Напротив, циклоны, возникающие в тех же средних широтах, при своем движении к востоку отклоняются к более высоким широтам и сосредоточиваются там, образуя субполярную зону низкого давления около 60—65-й параллели. Такая сепарация циклонов от антициклонов зависит от изменения отклоняющей силы вращения Земли с широтой.

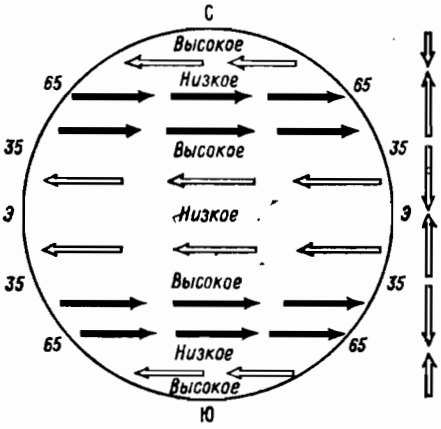


Рис. 90. Зональное распределение давления и потоков воздуха у земной поверхности и в нижней тропосфере (схема).

Справа — направление барических градиентов вдоль меридиана в соответствующих зонах.

3. По обращенной к полюсу периферии субтропической зоны в средних широтах создается западный перенос; он простирается до оси субполярной зоны низкого давления, т. е. до 60—65° широты. Таким образом, в средних широтах западный перенос характерен не только для верхней тропосферы, но и для нижней тропосферы и для земной поверхности (если отвлечься от меридиональных составляющих, создаваемых трением). Правда, повторяемость западных ветров вблизи земной поверхности все-таки значительно меньше, чем в высоких слоях; с высотою она растет. Наиболее хорошо западный перенос у земной поверхности выражен над океанами, особенно в южном полушарии.

По периферии же субтропической зоны высокого давления, обращенной к экватору, т. е. в тропиках, барический градиент у земной поверхности и в нижней тропосфере в среднем направлен к экватору, что и создает здесь восточный перенос, в общем охватывающий всю тропическую зону. Это так называемые *пассаты* — тропические восточные ветры.

Наиболее низкое давление у земной поверхности и в нижней тропосфере обнаруживается в субполярных широтах, вблизи 60—65-й параллели. Отсюда в направлении к полюсу давление растет. Следовательно, средний барический градиент в нижней тропосфере направлен от полюса к субполярным широтам, что создает в полярном районе также восточный перенос воздуха. В Арктике восточные направления ветра в нижних

слоях лишь незначительно преобладают над западными, но в Антарктиде по окраине материка наблюдаются устойчивые, а в Восточной Антарктиде — даже постоянные восточные ветры.

Среднее распределение зональных составляющих ветра в вертикальном разрезе над северным полушарием представлено на рис. 91 и 92.

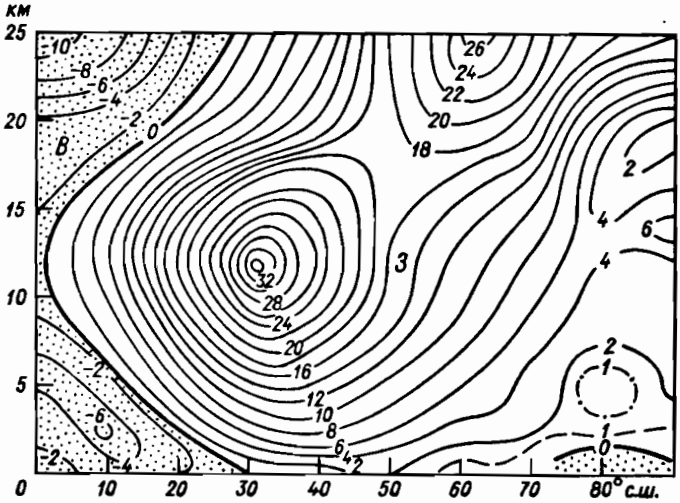


Рис. 91. Распределение средней зональной составляющей скорости ветра (м/с) в северном полушарии в январе.

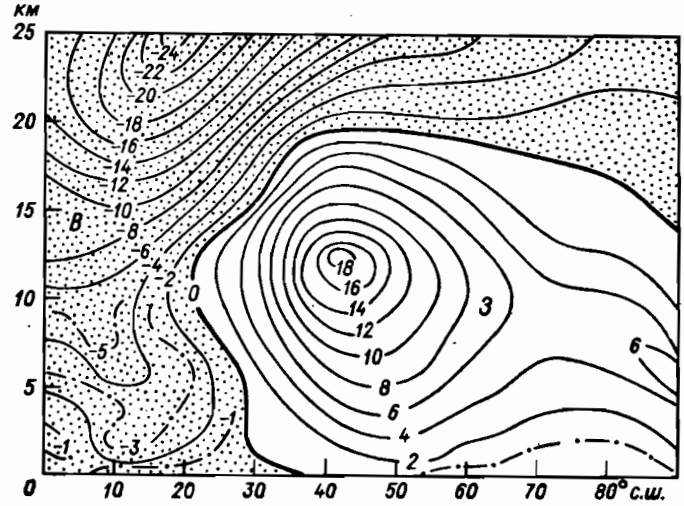


Рис. 92. Распределение средней зональной составляющей скорости ветра (м/с) в северном полушарии в июле.

7. Географическое распределение давления. Центры действия атмосферы

1. Рассмотрим теперь карты многолетнего среднего давления на уровне моря в январе и в июле. Зональные особенности в распределении давления можно легко заметить и на этих картах. Однако влияние неравномерного распределения суши и моря приводит к тому, что в каждой зоне барическое поле распадается на отдельные ячейки, на области повышенного и пониженного давления с замкнутыми изобарами. Эти области носят название *центров действия атмосферы.* Одни центры действия можно найти на климатологических картах всех месяцев года; эти центры называются *перманентными.* Другие обнаруживаются на картах только зимних или только летних месяцев; их называют *сезонными центрами действия.*

2. Январь. На карте XXIX хорошо различается экваториальная депрессия с давлением ниже 1015 гПа. Внутри этой депрессии имеются три отдельные области пониженного давления с замкнутыми изобарами: над Южной Америкой, Южной Африкой и Австралией и Индонезией. Давление в центрах всех областей ниже 1010 гПа. Области с наиболее низким давлением в экваториальной депрессии расположены в январе не на самом экваторе, а достаточно далеко от него: примерно на 15° ю. ш., над прогретыми (здесь лето!) материками южного полушария.

По обе стороны от экваториальной депрессии обнаруживаются субтропические зоны высокого давления, которые состоят из нескольких антициклонов с замкнутыми изобарами. Особенно хорошо выражены такие антициклоны над всеми тремя океанами южного полушария (с центрами на 30—35° ю. ш. и с давлением в центре выше 1020 гПа); над материками же, более теплыми, чем океаны, они заменяются пониженным давлением. В северном полушарии субтропические антициклоны обнаруживаются над Атлантическим и Тихим океанами (замкнутые изобары 1020 гПа), где их центры также располагаются на 30—35° широты. Антициклон над северным Атлантическим океаном носит название азорского, над северным Тихим океаном — гонолульского, или гавайского.

Над Азией в субтропических и тропических широтах давление также повышено. Однако здесь нет самостоятельного субтропического антициклона: Южная Азия занята южной частью огромного азиатского зимнего антициклона с центром в Монголии.

В умеренных и субполярных широтах южного полушария, к югу от субтропических антициклонов, находится почти сплошная зона низкого давления, в которой, однако, можно выделить несколько центров. В соответствующих широтах северного полушария низкое давление обнаруживается только над океанами.

Это две океанические депрессии: исландская на севере Атлантического океана и алеутская на севере Тихого океана с давлением в центре ниже 1000 гПа. Над материками Азия и Северная Америка они заменяются зимними антициклонами: азиатским, о котором уже говорилось, и канадским. В азиатском антициклоне давление в центре выше 1035 гПа, в канадском — выше 1020 гПа.

В полярных широтах давление повышено по сравнению с субполярными широтами. Особенно хорошо выражена область высокого давления над Антарктидой: антарктический антициклон. В северном полушарии повышение давления в Арктическом бассейне незначительно. Только над ледяной Гренландией видна замкнутая изобара со значением 1000 гПа, обрисовывающая область сравнительно высокого давления.

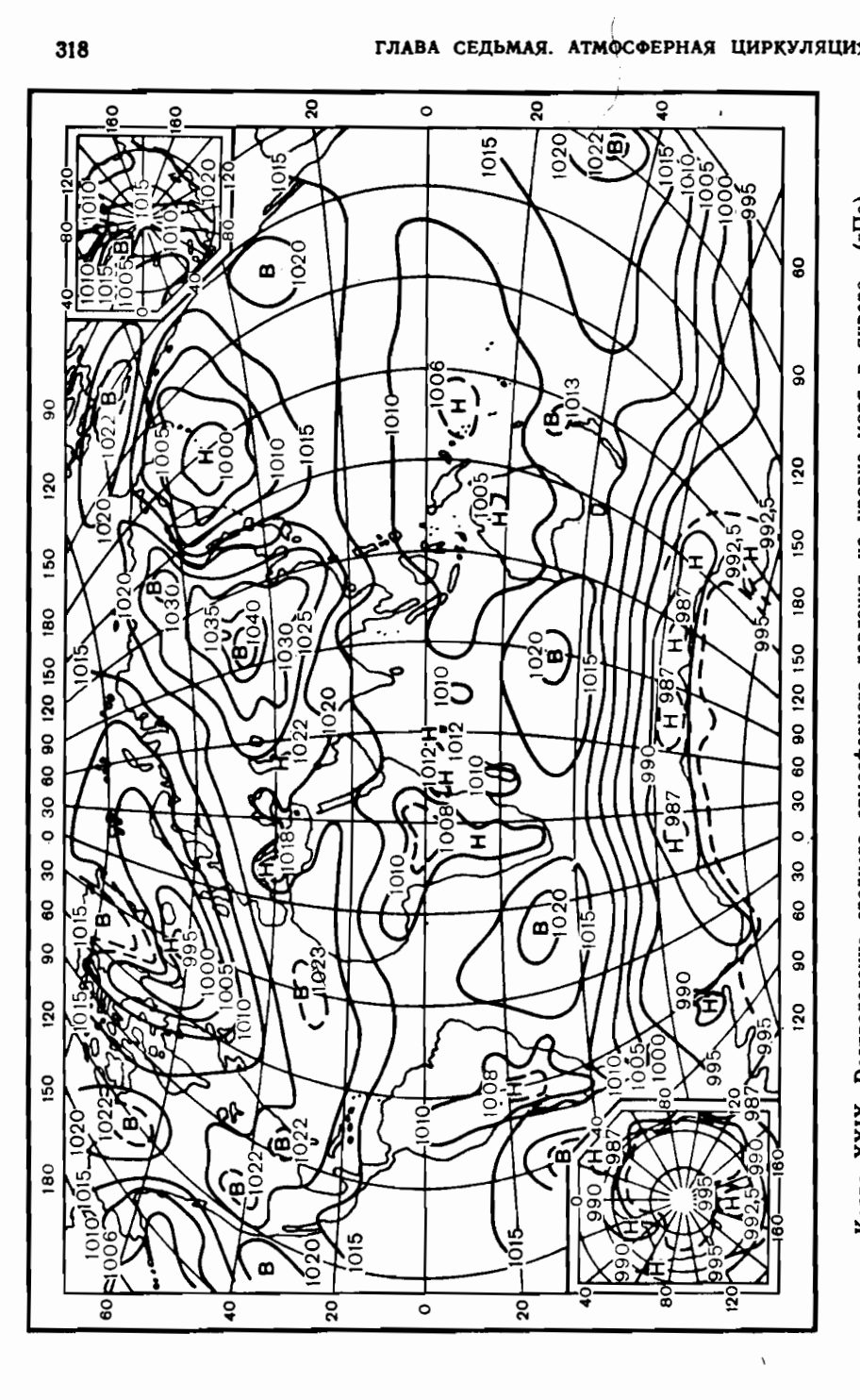
3. Июль. На карте XXX видно, что экваториальная депрессия в июле сместилась к северу и самое низкое давление в ней уже не в южном, а в северном полушарии, где теперь лето. Центры низкого давления над нагретыми материками северного полушария особенно далеко сместились на север: они располагаются примерно на 30-й параллели как в Азии, так и в Северной Америке. Эти части экваториальной депрессии, вышедшие над нагретыми материками даже за пределы тропиков, называются летними депрессиями: южноазиатской и мексиканской.

Зоны высокого давления в субтропиках также различимы. В южном полушарии, где в июле зима, субтропические антициклоны захватывают в субтропиках и тропиках не только три океана, но и материки, которые теперь холодны. Но в летнем северном полушарии антициклоны остаются только над двумя океанами (причем они, как видно из карт, смещаются дальше на север и даже усиливаются). Над материками же субтропических широт давление, в противоположность январю, как мы видели, понижено.

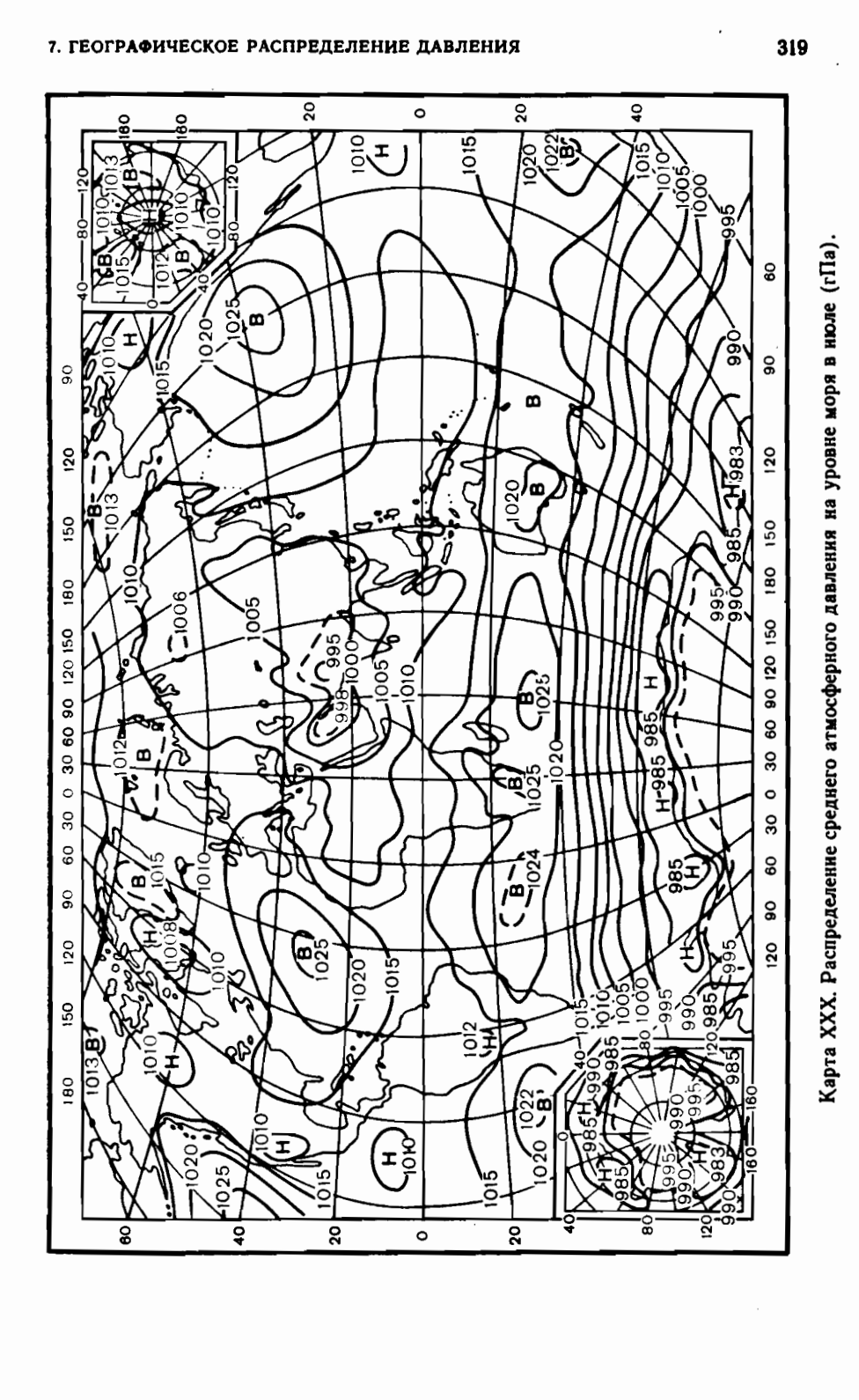
Оно остается пониженным и в более высоких широтах. Таким образом, в умеренных и субполярных широтах северного полушария океанические депрессии (гораздо менее глубокие, чем зимой) и депрессии над материками образуют непрерывную субполярную зону низкого давления вокруг всего полушария. На север от нее давление незначительно растет.

В южном полушарии в июле, как и в январе, различают зону низкого давления в субполярных широтах и антициклон над Антарктическим материком.

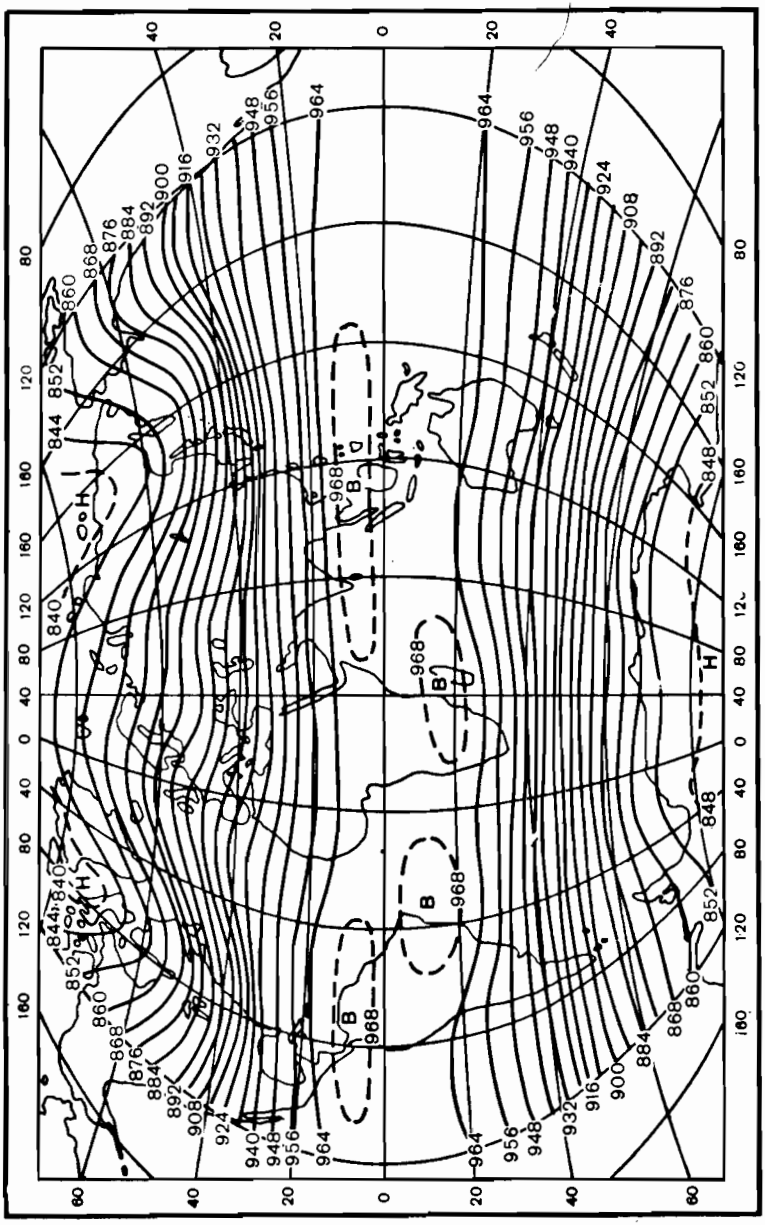
Итак, зональность в распределении давления нарушается тем, что давление над материками повышается зимой и понижается летом. Зимой над материками высокое давление обнаруживается даже в умеренных и субполярных широтах, где оно вообще понижено. Летом над материками давление понижается даже в субтропических зонах, где оно вообще повышено.



Карта XXIX. Распределение среднего атмосферного давления на уровне моря в январе (гПа).

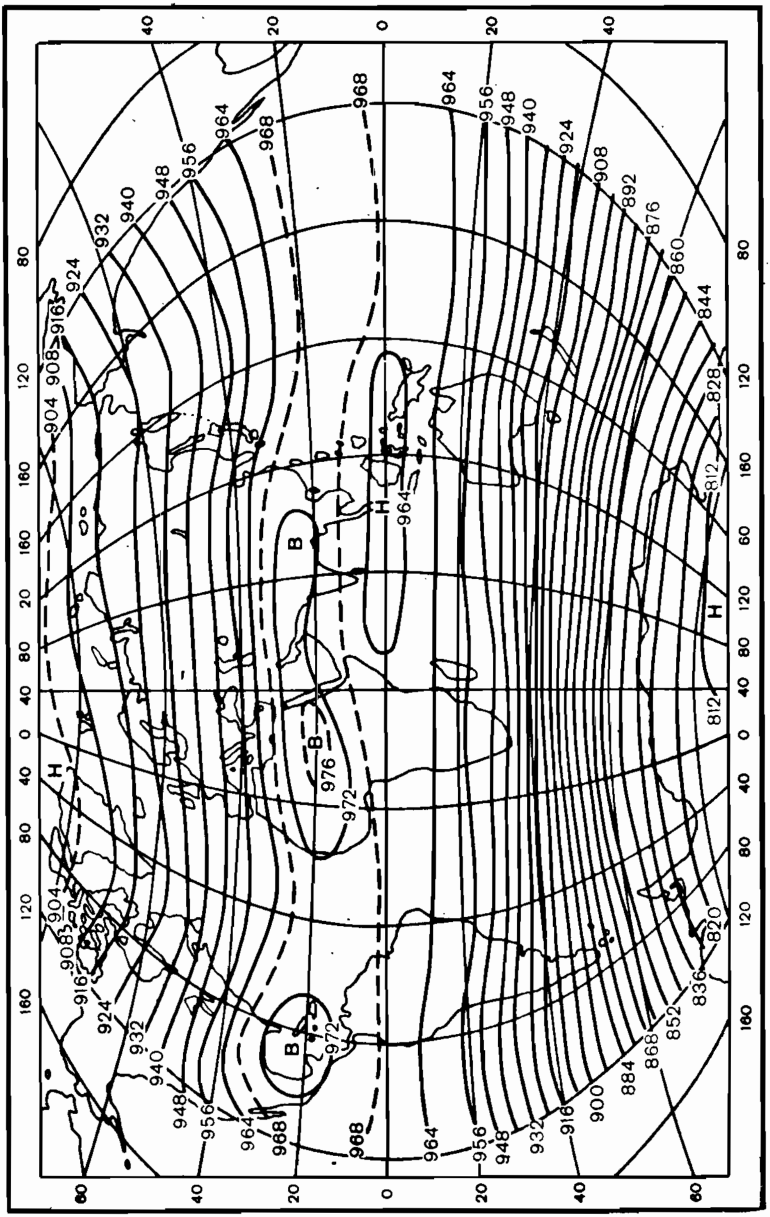


Карта XXX. Распределение среднего атмосферного давления на уровне моря в июле (гПа).



Карта XXXI. Средняя абсолютная высота изобарической поверхности 300 гПа в декабре—феврале.

Высоты в геопотенциальных декаметрах.



Карта XXXII. Средняя абсолютная высота изобарической поверхности 300 гПа в июне—августе.

Высоты в геопотенциальных декаметрах.

11 Заказ № 1780

4. Наличие центров действия на многолетних средних картах свидетельствует о том, что в тех или иных местах Земли круглый год или весь сезон располагается один и тот же устойчивый циклон или антициклон. В действительности циклоны и антициклоны в атмосфере достаточно быстро сменяются. Из климатологических карт следует, что в одних местах Земли циклоны преобладают над антициклонами, и потому там на картах обрисовываются центры действия с пониженным давлением (как, например, на севере Атлантического океана — исландская депрессия). В других местах антициклоны наблюдаются значительно чаще, чем циклоны, и потому на картах обозначаются центры действия с повышенным давлением (как азорский антициклон в субтропиках Атлантического океана). В действительности в тот или иной момент, например, над северным Атлантическим океаном можно одновременно наблюдать не один, а два субтропических антициклона, а над северным Тихим океаном — даже три.

5. Прежде полагали, что в полярных областях антициклоны держатся почти постоянно или, во всяком случае, настолько преобладают над циклонами, что на многолетних средних картах там должны быть достаточно сильные центры действия с высоким давлением — полярные антициклоны. Теперь известно, что в Арктике преобладание антициклонов над циклонами совсем невелико, и потому на многолетних средних картах арктический антициклон обрисовывается очень слабо. И над Антарктидой антициклоны не обладают таким исключительным постоянством. Но все же антарктический антициклон в среднем выражен значительно лучше, чем антициклон арктический. Особую сложность в вопрос вносит большая высота самого материка Антарктида над уровнем моря при очень низких приземных температурах воздуха над ледяной поверхностью. Приведение давления к уровню моря дает завышенные результаты, несравнимые со значениями давления на уровне моря для океана и низменностей. Для того чтобы видеть, насколько давление над Антарктидой выше, чем над окружающим океаном, нужно составлять карты не для уровня моря, а для уровня 3—4 км, близкого к поверхности материка (для изобарической поверхности 700 гПа). Средние месячные карты для поверхности 700 гПа обнаруживают наличие антициклона над Восточной Антарктидой во все месяцы года.

6. На многолетних средних картах барической топографии для поверхностей 700, 500, 300 гПа и т. д. видно, что с высотой становится все меньше замкнутых изогипс, обрисовывающих отдельные центры действия, и распределение давления становится все более зональным (карты XXXI, XXXII). Это понятно, так как с высотой влияние распределения суши и моря на температуру, а следовательно, и на давление ослабевает. В верхней

тропосфере и в нижней стратосфере абсолютные изогипсы на средних картах, а значит, и изобары огибают весь земной шар, конечно не совпадая вполне точно с широтными кругами; при этом они несколько прогибаются к низким широтам над теплыми материками. Только вблизи экватора еще обнаруживаются отдельные антициклоны даже и в верхней тропосфере. Итак, наиболее высокое давление будет вблизи экватора, наиболее низкое — над полярным районом. Правда, зимой в северном полушарии наиболее низкое давление смещено от полюса к особенно холодным северо-восточным частям Азии и Северной Америки.

В слоях выше 20—25 км летом распределение давления коренным образом меняется в связи с изменением меридионального распределения температуры. Над полюсом давление становится повышенным, т. е. околополюсная депрессия заменяется антициклоном.

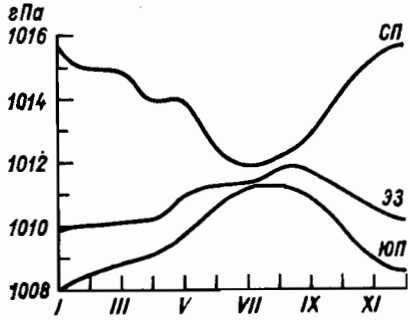


Рис. 93. Годовой ход среднего давления воздуха в северном полушарии (СП), в экваториальной зоне между 2,5° с. ш. и 2,5° ю. ш. (ЭЗ) и в южном полушарии (ЮП).

8. Средние значения давления для земного шара и полушарий

Среднее значение атмосферного давления на уровне моря для всего земного шара, определенное с помощью многолетних средних карт, близко к 1013 гПа, а на уровне местности (учитывая возвышение материков над уровнем моря) — к 982 гПа. Зная это среднее значение, а также площадь Земли, можно вычислить общую массу атмосферы, указанную в главе второй.

Из рис. 93 видно, что среднее значение давления над каждым полушарием понижается от зимнего полугодия к летнему. От января к июлю оно понижается над северным полушарием на несколько гектопаскалей, в южном полушарии происходит обратное изменение. Атмосферное давление равно весу столба воздуха, а значит, пропорционально массе воздуха. Таким образом, определенная масса воздуха перетекает из летнего полушария в зимнее, т. е. происходит сезонный обмен воздуха между полушариями.

За год из северного полушария в южное и обратно переносится около 10^{13} т воздуха, что составляет примерно $^1/_{500}$ всей массы атмосферы.

9. Преобладающие направления ветра

1. Поскольку существуют центры действия, то и распределение ветра даже на многолетних средних картах отклоняется от зонального.

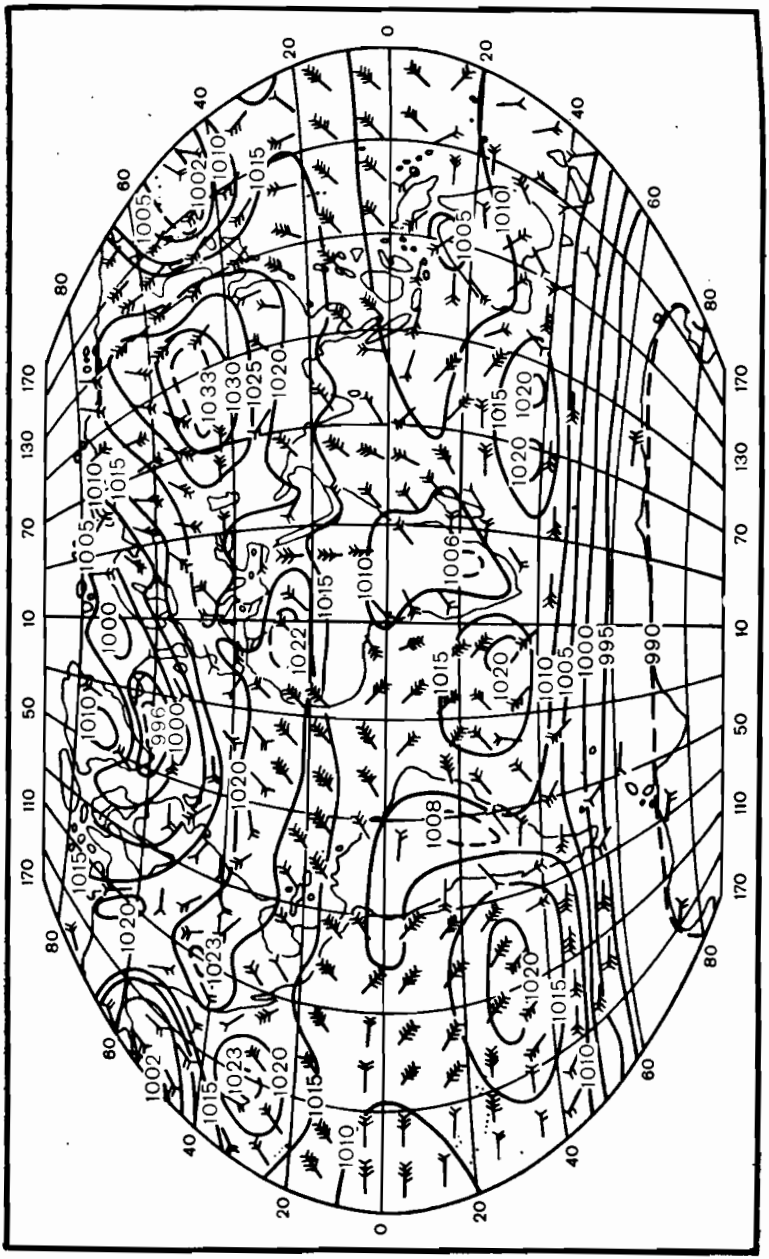
На картах XXXIII—XXXIV представлены по многолетним данным преобладающие направления ветра у земной поверхности в январе и в июле. Оперение стрелок указывает на степень повторяемости данного направления в данном месте: каждое перо соответствует 10 % повторяемости. Представленное климатологическое распределение ветра дает, конечно, очень упрощенную картину, поскольку число точек, для которых даны направления ветра, невелико. Из рассмотренного ясно, что климатологическое распределение много проще, чем реальные распределения в отдельные дни. Но им все же можно воспользоваться для первоначального представления о течениях общей циркуляции атмосферы.

На картах нанесено и многолетнее среднее распределение давления на уровне моря, чтобы читатель мог сопоставить его с распределением ветра. Это распределение давления несколько отличается в деталях от распределения на картах XXIX—XXX.

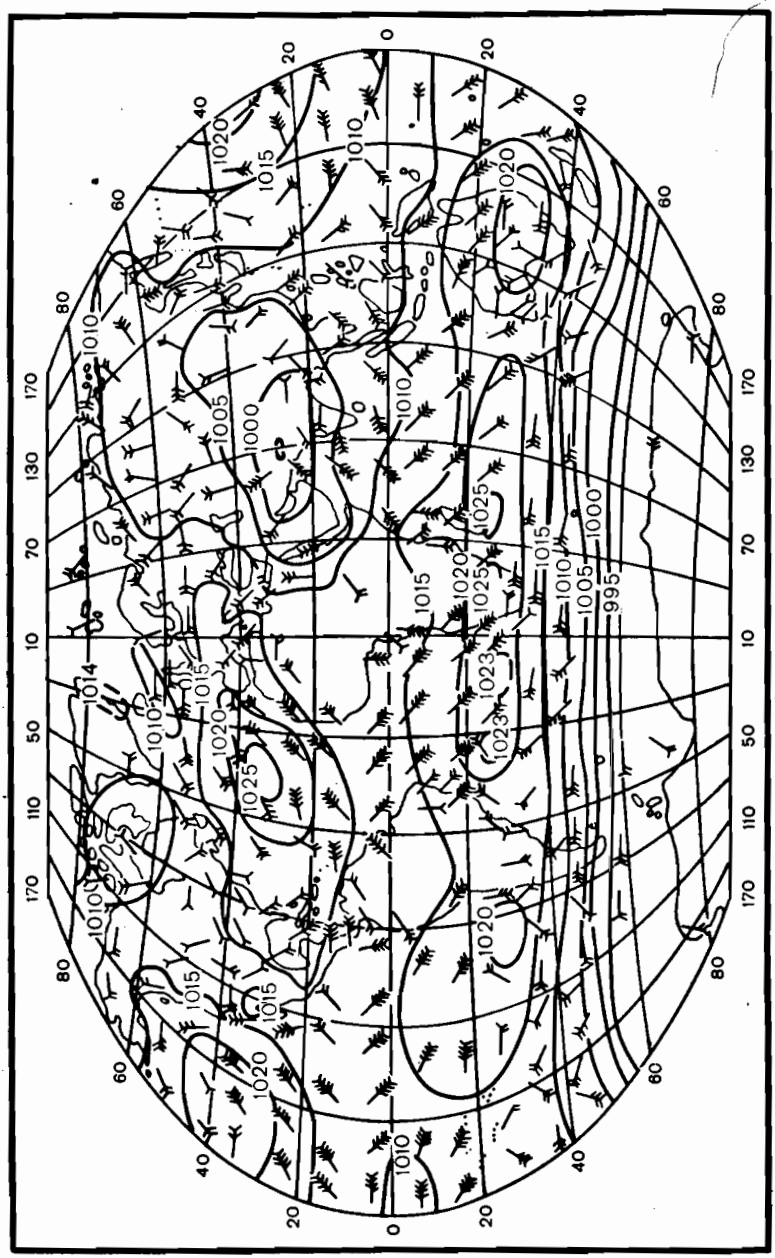
2. На картах прежде всего хорошо различимы обладающие высокой повторяемостью северо-восточные и юго-восточные ветры в тропиках над Атлантическим, Тихим и южным Индийским океанами. Это пассаты, у земной поверхности отклоняющиеся от основного, восточного направления. Выделяются ветры западной четверти над океанами в 40—60-х широтах южного полушария. Это самая устойчивая часть западного переноса в умеренных широтах. В северном полушарии преобладание ветров западной четверти постоянно выражено в умеренных широтах только над океанами; над материками режим ветра изменчивее и сложнее, хотя все же ветры западной четверти преобладают над восточными. Восточные ветры высоких широт намечены на картах лишь по окраинам Антарктиды; по новейшим данным можно было бы представить их более отчетливо. Наконец, на юге, востоке и севере Азии и в некоторых других районах видно резкое изменение направления преобладающих ветров от января к июлю. Это районы муссонов.

Подробнее о воздушных течениях в разных широтах и областях Земли будет сказано в последующем изложении этой главы.

3. В более высоких слоях тропосферы и нижней стратосфере распределение ветра ближе к зональному, чем у земной поверхности; это вытекает из рассмотренных в главе шестой изменений барического поля Земли с высотой. Климатологические карты ветра на высотах здесь не приводятся, однако судить о распределении ветра в средней тропосфере можно по картам



Карта XXXIII. Преобладающие направления ветра в январе.
Каждое перо на стрелке означает 10 % повторяемости данного направления.



Карта XXXIV. Преобладающие направления ветра в июле.
Каждое перо на стрелке означает 10 % повторяемости данного направления.

барической топографии, приведенным выше (см. карты XXXI и XXXII). Ветры в свободной атмосфере дуют почти по изобарам или по изогипсам абсолютной барической топографии, оставляя низкое давление в северном полушарии слева и в южном справа.

10. Климатологические фронты

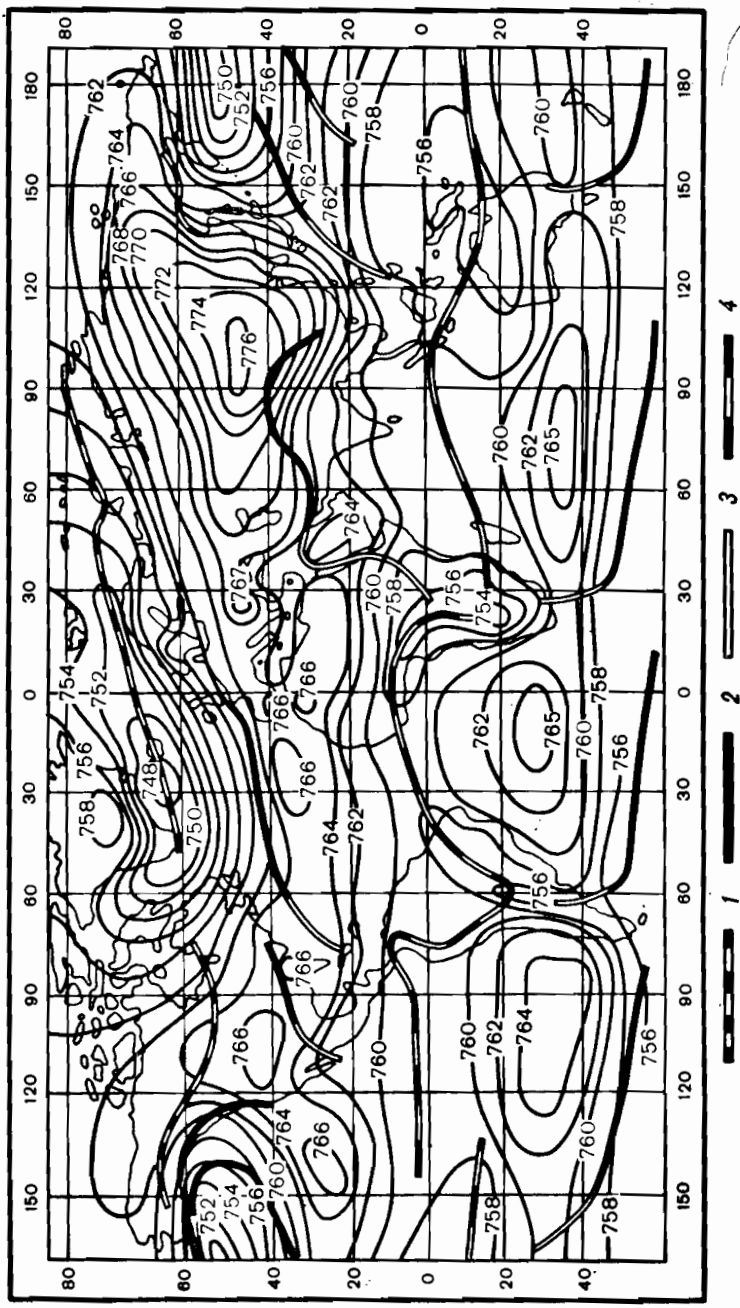
1. Постоянное расчленение барического поля Земли на циклоны и антициклоны приводит к тому, что и воздух тропосферы всегда расчленяется на воздушные массы, разделенные фронтами.

Многолетние средние положения главных фронтов в разные сезоны будем называть *климатологическими фронтами.* Их можно выявить на многолетних средних картах, подобно центрам действия атмосферы.

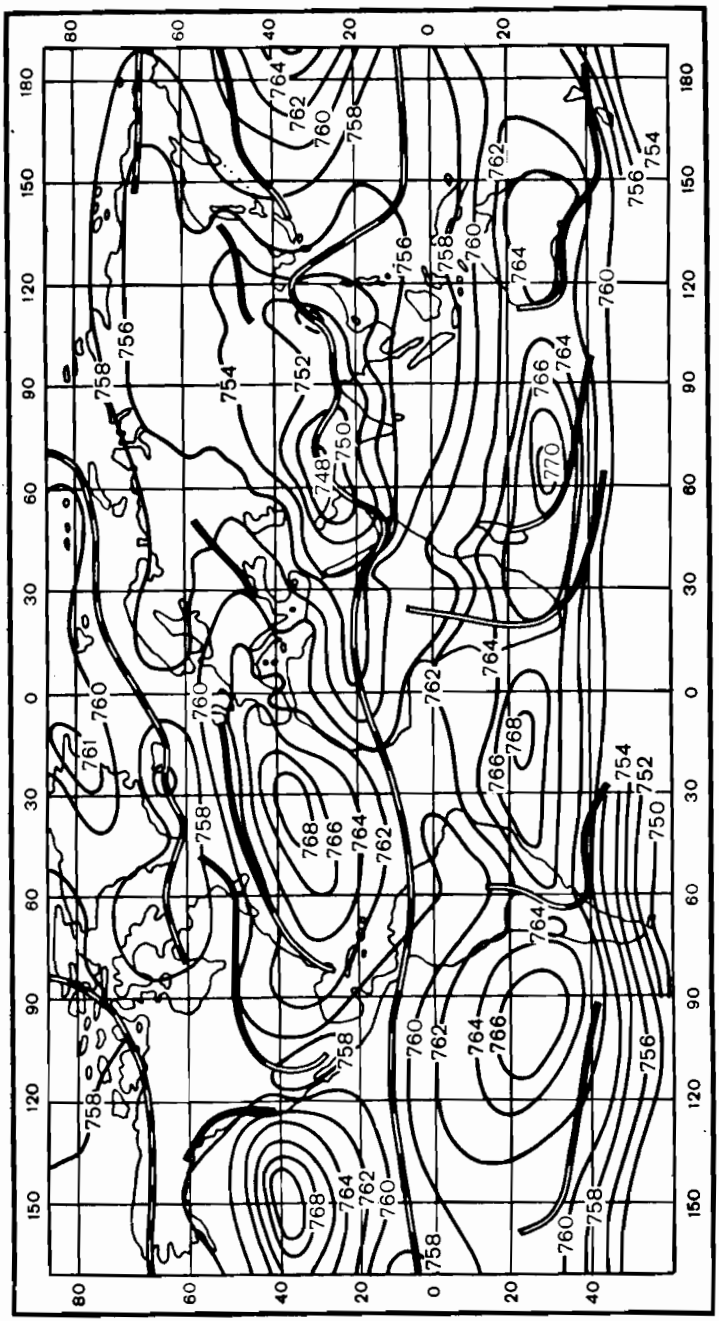
В действительности (а значит, на синоптических картах) положение и число фронтов могут резко отличаться от многолетнего среднего распределения. Фронты возникают, перемещаются и размываются в связи с циклонической деятельностью. Но сейчас следует рассмотреть среднее положение фронтов, важное для понимания распределения на Земле климатических условий.

2. В январе в северном полушарии на средней карте (карта XXXV) обнаруживаются две значительные ветви арктического фронта, или, иначе говоря, два арктических фронта: один — на севере Атлантического океана и на севере Евразии, другой — на севере Северо-Американского материка и над архипелагом арктического сектора Америки. Возможно, что более спорадически существуют и другие арктические фронты. Области к северу от арктических фронтов заняты преимущественно арктическим воздухом. Однако в отдельных случаях арктические фронты могут занимать положение, далеко отличное от среднего. При возникновении на них циклонов и антициклонов фронты перемещаются и вместе с вторжениями арктического воздуха могут проникать далеко к югу.

В более низких широтах, между 30 и 50° с. ш., обнаруживается цепь полярных фронтов, отделяющих области преобладания воздуха умеренных широт от областей тропического воздуха. Полярные фронты проходят над Атлантическим океаном по южной периферии исландской депрессии; над Средиземным морем; в Азии примерно вдоль северной границы Тибетского нагорья; над Тихим океаном (два фронта); над югом США. Среднее положение полярных фронтов указывает на южную границу преобладания воздуха умеренных широт и на северную границу преобладания тропического воздуха. В отдельных случаях полярные фронты не будут, конечно, совпадать со средним положением. Разрывы между арктическими и поляр-



Карта XXXV. Климатологические фронты в январе (по С. П. Хромову).
1 — арктический, *2* — полярный, *3* — пассатный, *4* — тропический.



Карта XXXVI. Климатологические фронты в июле (по С. П. Хромову).

Условные обозначения см. карту XXXV.

ными фронтами на картах свидетельствуют о размыве фронтов. Это происходит в районах, где воздух чаще всего проникает в более высокие или в более низкие широты.

Аналогично в южном полушарии обнаруживаются антарктические фронты, окружающие материк Антарктиды (на карте их нет), и четыре полярных фронта на 40—50° ю. ш. над океанами.

Концы полярных фронтов, проникающих далеко в глубь тропиков, называются пассатными фронтами. Они разделяют в тропиках уже не воздух умеренных широт и тропический, а разные массы тропического воздуха — более свежие и более старые, относящиеся к разным субтропическим антициклонам.

Внутри тропиков обнаруживаются тропические фронты, которые на климатологических картах сливаются или почти сливаются в один общий фронт. В январе он проходит больше над южным полушарием, чем над северным, особенно далеко отходя к югу вместе с ответвлениями экваториальной депрессии над нагретыми материками южного полушария. Нередко тропический фронт называют *внутритропической зоной конвергенции*, хотя эти понятия и не вполне идентичны.

3. В июле (карта XXXVI) арктические и антарктические фронты занимают положения, близкие к январским. По-видимому, антарктические фронты в июле (зимой) проходят несколько дальше от Антарктиды, чем летом, а арктические в июле (летом) смещаются в более высокие широты. Полярные фронты в северном полушарии несколько смещены к северу в сравнении с январем, особенно над нагретыми материками; их среднее положение теперь около 50-й параллели. Полярные фронты над южным полушарием несколько смещены к экватору и проходят вдоль 30—40° ю. ш. Наконец, тропические фронты в июле смещены в северное полушарие, особенно далеко на север над Индией (до гребня Гималаев) и над низовьями р. Янцзы. На средней карте они также объединяются в один общий фронт.

Таким образом, от января к июлю все климатологические фронты более или менее смещаются к северу, а от июля к январю — к югу.

4. Положение фронта на средних картах указывает на то, какого типа воздушные массы преобладают в течение года в различных областях Земли и как они меняются от сезона к сезону.

Это является основным критерием для генетической классификации климатов по Б. П. Алисову, о которой будет сказано в главе девятой.

Переходим теперь к более детальному рассмотрению общей циркуляции по зонам.

11. Пассаты

1. *Пассаты* — это устойчивые в общем восточные ветры умеренной скорости (в среднем 5—8 м/с у земной поверхности), дующие в каждом полушарии на обращенной к экватору стороне субтропической зоны высокого давления. Однако субтропические зоны даже на средних картах (а тем более на картах ежедневных) распадаются на отдельные антициклоны. Таким образом, пассаты — это ветры в обращенных к экватору частях субтропических антициклонов.

Субтропические антициклоны вытянуты по широте. Поэтому на их обращенной к экватору периферии изобары проходят па-

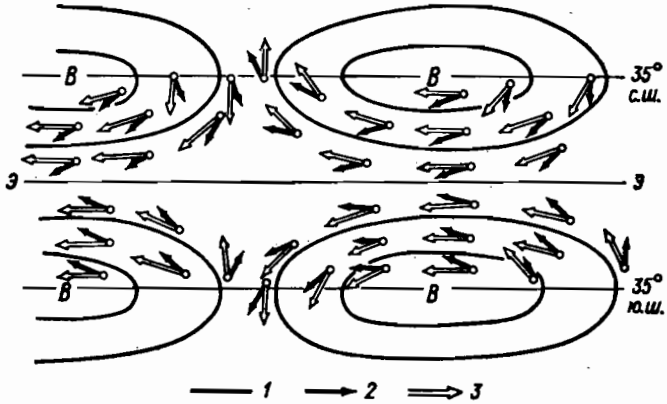


Рис. 94. Схема потоков воздуха в зоне пассатов.
1 — изобары субтропических антициклонов, *2* — ветры вблизи земной поверхности, *3* — ветры над уровнем трения.

раллельно широтным кругам, и, следовательно, пассаты над уровнем трения должны иметь восточное направление (рис. 94). Однако на востоке каждого антициклона к восточной составляющей ветра присоединяется еще направленная к экватору составляющая (вспомним, как дуют ветры в антициклоне!), а на западе — составляющая, направленная от экватора.

В общем же меридиональные составляющие в пассатном потоке малы по сравнению с восточной составляющей.

В слоях, близких к земной поверхности, где действует сила трения, ветер отклоняется от изобар на некоторый угол в сторону низкого давления. Это значит, что на южной периферии субтропического антициклона в северном полушарии у земной поверхности вместо восточных ветров наблюдаются северо-восточные; аналогично на северной периферии субтропического антициклона в южном полушарии у земной поверхности наблюдаются юго-восточные ветры. Иначе говоря, вследствие трения

пассаты получают дополнительные составляющие, направленные к экватору. Пассаты северного полушария часто называют поэтому северо-восточными, а пассаты южного полушария — юго-восточными. Однако нужно помнить, что эти направления пассатов характерны только вблизи земной поверхности и то не для всей области пассатов, а только там, где изобары субтропического антициклона вытянуты по широте.

2. Субтропические антициклоны над океанами очень хорошо выражены на многолетних средних картах. На ежедневных картах видно, однако, что это вовсе не постоянно существующие антициклоны. На самом деле антициклоны здесь возникают заново, перемещаются, исчезают. Но при этом повторяемость антициклонов в субтропиках значительно преобладает над повторяемостью циклонов. Поэтому на многолетних средних картах и создаются субтропические центры действия с высоким давлением.

Заметим еще, что на климатологических картах над каждым океаном в каждом полушарии расположено по одному антициклону. На ежедневных же картах их больше — часто два, иногда три над каждым океаном, над южным Тихим океаном — до четырех.

Распределение давления в тропиках день ото дня меняется мало. Поэтому пассаты обладают большой устойчивостью направления. Но все же, поскольку субтропические антициклоны день ото дня перемещаются, направления пассатных ветров также в общем подвержены некоторым изменениям. Допустим, например, что над океаном располагается не один, а два субтропических антициклона или более. При их перемещении с запада на восток место наблюдения переходит сначала в тыл первого антициклона, потом в переднюю часть второго. При этом пассат меняет северо-восточное направление на восточное и юго-восточное, затем снова на северо-восточное. Кроме того, внутри пассатов возникают атмосферные волны, которые также могут приводить к изменениям направления пассатов.

12. Погода пассатов

В нижнем слое пассатов воздух вследствие влияния трения течет с составляющей, направленной к экватору. На восточной периферии каждого субтропического антициклона эта составляющая, направленная к экватору, значительно усиливается уже независимо от трения. Поэтому, смещаясь на более теплую поверхность моря, пассатное течение в нижних слоях приобретает неустойчивую стратификацию. Устанавливаются большие вертикальные градиенты температуры, часто превышающие сухоадиабатический в нижних сотнях метров, и развивается

оживленная конвекция со скоростями восходящих токов 2,5—4 м/с и с образованием кучевых облаков.

Но конвекция не достигает больших высот. Уже на высотах 1200—2000 м в области пассатов обнаруживается задерживающий слой толщиной в несколько сотен метров, с инверсией температуры или, по крайней мере, с уменьшенным вертикальным градиентом температуры (рис. 95). Эта пассатная инверсия образуется под влиянием нисходящего движения воздуха, характерного для всякого хорошо развитого антициклона не только в тропиках. Инверсия и задерживает развитие конвекции на сравнительно низком уровне. Облака не получают большого

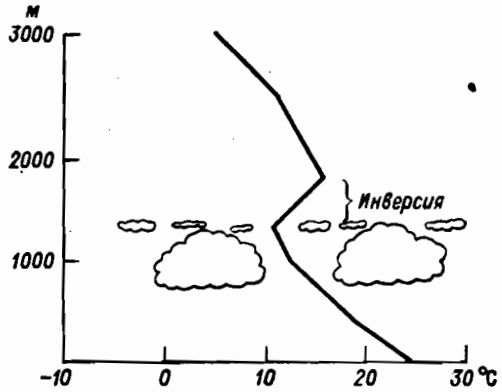


Рис. 95. Типичное распределение температуры воздуха с высотой в зоне пассатов.

вертикального развития, нередко принимают характер слоисто-кучевых и, во всяком случае, не достигают уровня оледенения, который в тропиках лежит выше 5 км. Поэтому из облаков или вовсе не выпадают осадки, или выпадают незначительные кратковременные и мелкокапельные дожди, обусловленные взаимным слиянием капель, без посредства ледяной фазы.

13. Антипассаты

Вертикальная мощность пассатов увеличивается к экватору. Под 20-й параллелью она 2—4 км. Вблизи экватора, особенно в летнем полушарии, восточные ветры захватывают уже всю тропосферу и стратосферу.

Там, где пассаты простираются не на всю тропосферу, над ними преобладают западные ветры, как в средней и верхней тропосфере во внетропических широтах.

Западные ветры над пассатами называются *антипассатами*. Прежде считали, что они дуют противоположно приземному направлению пассатов, т. е. в северном полушарии с юго-запада и в южном — с северо-запада. Наблюдения этого не подтвер-

дили. Антипассаты — вообще западные ветры, такие же, как и в более высоких широтах на тех же уровнях. Меридиональные составляющие в них малы и могут быть различны по направлению. Однако преобладают все же составляющие, направленные от экватора к высоким широтам.

14. Внутритропическая зона конвергенции

1. Пассаты обоих полушарий разделены переходной зоной с неравномерными, часто слабыми, но иногда и довольно сильными шквалистыми ветрами. В этой зоне в общем наблюдается

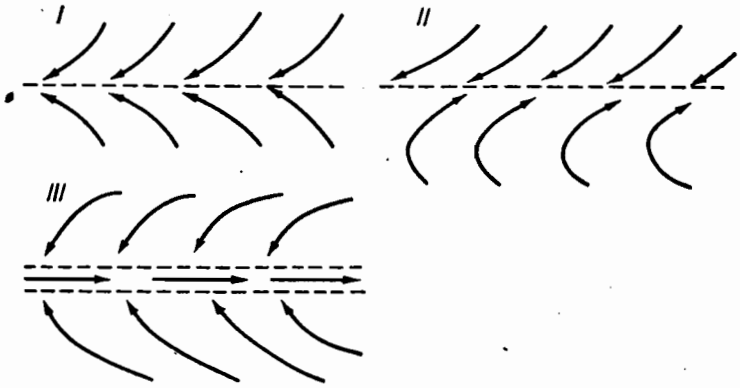


Рис. 96. Основные типы потоков воздуха во внутритропической зоне конвергенции.

I — сходимость у тропического фронта вблизи экватора; *II* — сходимость пассатов на большем расстоянии от экватора (летний экваториальный муссон); *III* — экваториальная зона западных ветров.

сходимость воздушных течений, почему она и называется *внутритропической зоной конвергенции* (рис. 96). Вследствие сходимости воздушных течений конвекция в этой зоне резко усилена и развивается до больших высот по сравнению с зонами пассатов. Облака превращаются в мощные кучевые и кучево-дождевые, и из последних выпадают обильные осадки ливневого характера. Положение внутритропической зоны конвергенции на отдельных ее участках изо дня в день меняется и иногда значительно.

Нередко внутритропическая зона конвергенции обостряется в узкий тропический фронт, на котором пассат одного полушария непосредственно сменяется пассатом другого полушария. Тропический фронт проходит в таком случае по оси экваториальной депрессии.

При хорошо выраженной сходимости течений тропические фронты мало выражены в поле температуры, которая в обоих

пассатах довольно близка. Больше могут быть различия во влажности.

2. В некоторых частях океанов (например, на востоке Индийского и на западе Тихого океанов) во внутритропической зоне конвергенции дуют временами довольно сильные (5—10 м/с) западные ветры, более или менее резко отграниченные от обоих пассатов двумя параллельными тропическими фронтами. Эти экваториальные западные ветры (см. рис. 96 *III*) захватывают слой от земной поверхности до высоты в несколько километров.

В переходные сезоны экваториальная зона западных ветров над Индийским океаном шириной всего несколько градусов широты располагается симметрично относительно экватора.

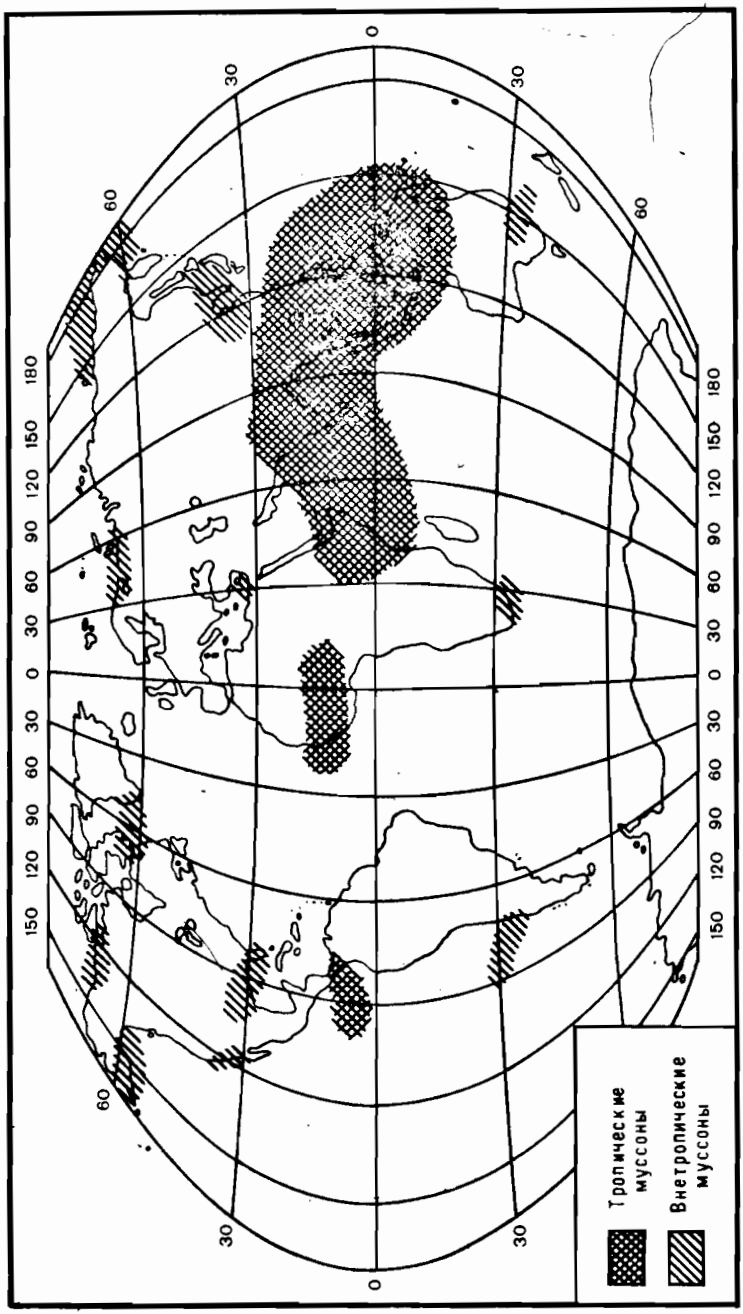
Летом данного полушария экваториальная зона западных ветров расширяется, захватывая более высокие широты и создавая там летний муссон (см. параграф 15), в общем уже квазигеострофический. При этом один из двух тропических фронтов, ограничивающих зону западных ветров, остается вблизи экватора, а другой смещается к северу или к югу вместе с продвигающимся муссоном.

15. О муссонах вообще

1. *Муссоны* — это устойчивые сезонные режимы воздушных течений с резким изменением преобладающего направления ветра от зимы к лету и от лета к зиме (карта XXXVII). В каждом месте области муссонов в течение каждого из двух основных сезонов существует режим ветра с резко выраженным преобладанием одного направления (квадранта или октанта) над другими, причем в следующем сезоне преобладающее направление ветра будет противоположным или близким к противоположному. Таким образом, в каждой муссонной области есть зимний муссон и летний муссон с взаимно противоположными или, по крайней мере, с резко различными преобладающими направлениями.

Конечно, кроме ветров преобладающего направления, в каждом сезоне наблюдаются и ветры других направлений: муссон испытывает перебои. В переходные сезоны, весной и осенью, когда происходит смена муссонов, устойчивость режима ветра нарушается.

Устойчивость муссонов связана с устойчивым распределением атмосферного давления в течение каждого сезона, а их сезонная смена — с коренными изменениями в распределении давления от сезона к сезону. Преобладающие барические градиенты резко меняют направление от сезона к сезону, а соответственно меняется и направление ветра.



Карта XXXVII. Распределение муссонных областей по земному шару.

2. В случае муссонов, как и в случае пассатов, устойчивость распределения вовсе не означает, что в течение сезона над данным районом удерживается один и тот же антициклон или одна и та же депрессия. Например, зимою над Восточной Азией последовательно сменяется несколько антициклонов. Каждый из них сохраняется относительно долго, а число дней с антициклонами значительно превышает число дней с циклонами. В результате антициклон получается и на многолетней средней климатологической карте. Северные направления ветра, связанные с восточными периферия́ми антициклонов, преобладают над всеми другими направлениями; это и есть зимний восточноазиатский муссон. Итак, муссоны наблюдаются в тех районах, где циклоны и антициклоны обладают достаточной устойчивостью и резким сезонным преобладанием одних над другими. В тех же областях Земли, где циклоны и антициклоны быстро сменяют друг друга и одни незначительно преобладают над другими, режим ветра изменчив и не похож на муссонный. Так обстоит дело в большей части Европы.

16. Тропические муссоны

1. Особенно резко выраженные и устойчивые муссоны наблюдаются в тропических широтах. В Тихом и Атлантическом океанах тропические муссоны развиты мало, за исключением западной части Тихого океана и смежных с нею районов Восточной Азии и Индонезии. Над этими океанами в тропиках преобладают пассаты, устойчиво сохраняющие преобладающее восточное направление в течение всего года. Зато в бассейне Индийского океана муссонная циркуляция наблюдается на обширных пространствах внутри тропиков: почти над всем северным Индийским океаном, Индостаном, Индокитаем, южным Китаем, Индонезией, низкими широтами южного Индийского океана вплоть до Мадагаскара и северной Австралии, а также над большими площадями в Экваториальной Африке, особенно в ее восточной части.

Сильное развитие муссонов в указанной области связано со своеобразием ее географических условий, именно с наличием к северу от Индийского океана огромного материка Азия, а также с расположением Африканского материка в обоих полушариях.

Непосредственной причиной тропических муссонов является сезонное изменение положения субтропических антициклонов и экваториальной депрессии. В июле экваториальная депрессия смещается в более высокие широты северного полушария, особенно на материках, а в январе отодвигается в южное полушарие. Субтропические антициклоны соответственно смещаются к северу в июле и к югу в январе. Вследствие сезонного пере-

мещения барических центров в областях, прилегающих к экватору, происходит резкое сезонное изменение преобладающих барических градиентов и, следовательно, преобладающих ветров.

Зимний муссон имеет восточное направление и совпадает с пассатом. Он дует по обращенной к экватору периферии субтропического антициклона данного полушария. Направление летнего муссона, напротив, противоположно пассатному. Он дует по обращенной к экватору периферии депрессии, находящейся в данном полушарии. Сезонность тропических муссонов, вообще говоря, есть смена преобладающих восточных ветров в тропиках на западные или наоборот.

Другой причиной тропических муссонов является различие в нагревании полушарий в течение года. Если по обе стороны от экватора находится океан, то указанные сезонные смещения зон давления невелики и муссоны не получают особого развития. Над Африкой распределение давления меняется от января к июлю сильно. Над Сахарой летом преобладает пониженное давление, а зимой — отрог азорского антициклона, над Южной Африкой зимой — также антициклон, а летом — депрессия. В связи с этим направление барических градиентов над тропической Африкой от сезона к сезону резко меняется в широкой полосе, что и является здесь причиной муссона.

2. Особенно мощные тропические муссоны в бассейне Индийского океана (рис. 97) объясняются тем, что сезонные изменения температуры полушарий здесь усилены огромным материком Азия к северу от экватора, прогретым летом и охлажденным зимой. В связи с этим над Южной Азией происходит резкая сезонная смена низкого давления на высокое и обратно с соответствующей муссонной циркуляцией.

На южное полушарие муссоны Индийского океана распространяются меньше. Наиболее подвержена их действию северная Австралия, где сезонные изменения температуры материка также сильно влияют на распределение давления, и на западе океана, где муссоны захватывают северный Мадагаскар.

Зимний тропический муссон в бассейне северного Индийского океана принято называть северо-восточным, а летний — юго-западным, имея в виду преобладающие направления у земной поверхности. Эти направления в основном связаны с отклонениями ветра в нижних слоях от зонального вследствие трения. На востоке Китая изобары ближе к меридиональному направлению, чем к зональному, и зимой, и летом. Поэтому здесь зимний муссон — северный или северо-западный, а летний — южный или юго-восточный.

Преобладание переноса воздуха зимой с материка на океан и летом с океана на материк приводит к важным особенностям погоды и климата тропических муссонов. В типичных условиях

(из которых есть исключение) дождливый сезон совпадает с летним муссоном, а резко выраженный сухой сезон приходится на период зимнего муссона. Летние муссонные осадки связаны либо с фронтами, возникающими между различными ветвями мусонного течения, либо — с подъемом воздуха по орографическим препятствиям, либо — с конвекцией.

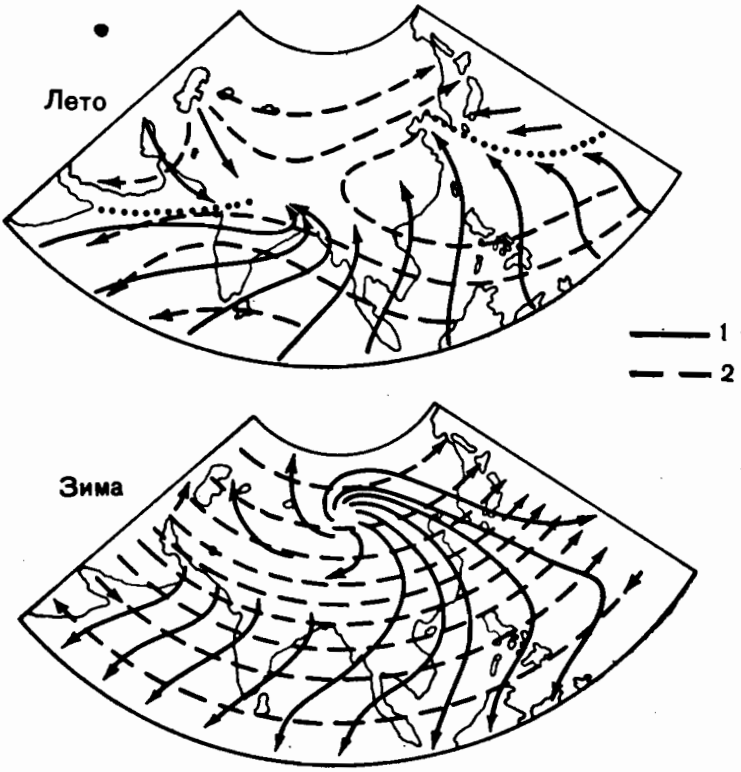


Рис. 97. Муссоны над Азией.
Схематическое распределение средних потоков воздуха летом и зимой у земной поверхности (*1*) и на высоте около 7 км (*2*).

Заметим еще, что в Индии и Китае под словом «муссон» часто подразумевают только летний муссон.

Долгое время считали бесспорным, что летний муссон есть пассат другого полушария, но изменивший направление под влиянием изменившегося барического поля и направления отклоняющей силы. По-видимому, это правильно для средней части сезона, но не повсюду.

17. Тропические циклоны, их возникновение и перемещение

1. Выше упоминалось о циклонической деятельности во внетропических широтах. Подробнее она будет рассмотрена дальше. Но атмосферные возмущения возникают и внутри тропиков. По большей части это слабые тропические депрессии, часто даже без замкнутых изобар, возникающие как волновые возмущения

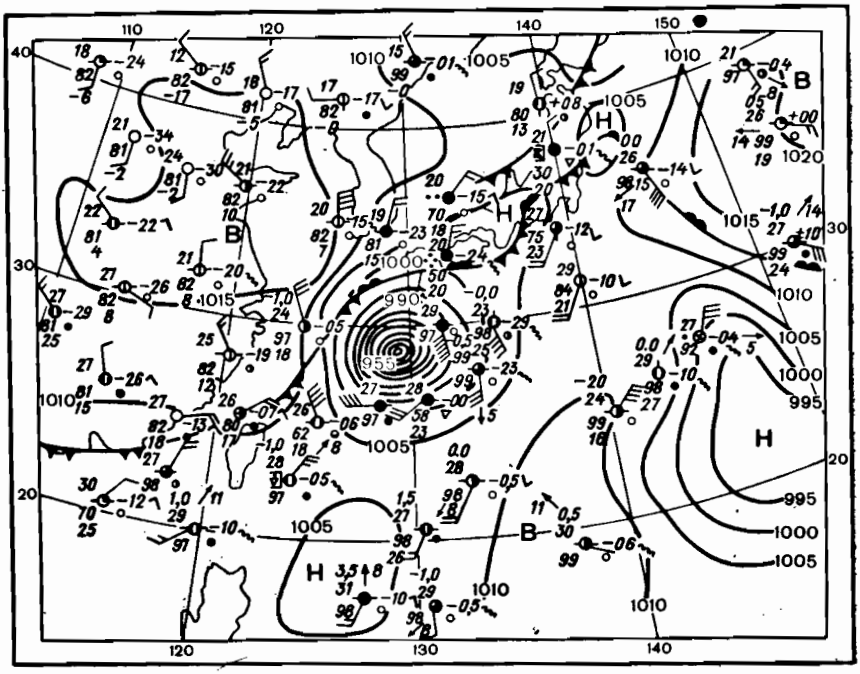


Рис. 98. Тропический циклон на синоптической карте.

во внутритропической зоне конвергенции (на тропическом фронте), а также на пассатных фронтах. Слабые волновые возмущения возникают и независимо от фронтов, внутри пассатного течения. Перемещаются эти тропические депрессии медленно, преимущественно с востока на запад.

В некоторых случаях (примерно в одном из десяти) тропические возмущения усиливаются настолько, что сила ветра в них достигает 20 м/с и более. Диаметр такого возмущения порядка нескольких сотен километров. Эти жестокие возмущения со штормовыми или ураганными ветрами называются *тропическими циклонами* (рис. 98, 99). В зависимости от скоростей ветра их называют *тропическими штормами* (скорость ветра 18—33 м/с) или *тропическими ураганами* (скорость ветра бо-

лее 33 м/с). Районы их возникновения лежат между 20 и 5° широты в каждом полушарии. Ближе 5° широты к экватору тропические циклоны наблюдаются редко, так как отклоняющая сила вращения Земли здесь слишком мала, чтобы могла развиться сильная циклоническая циркуляция.

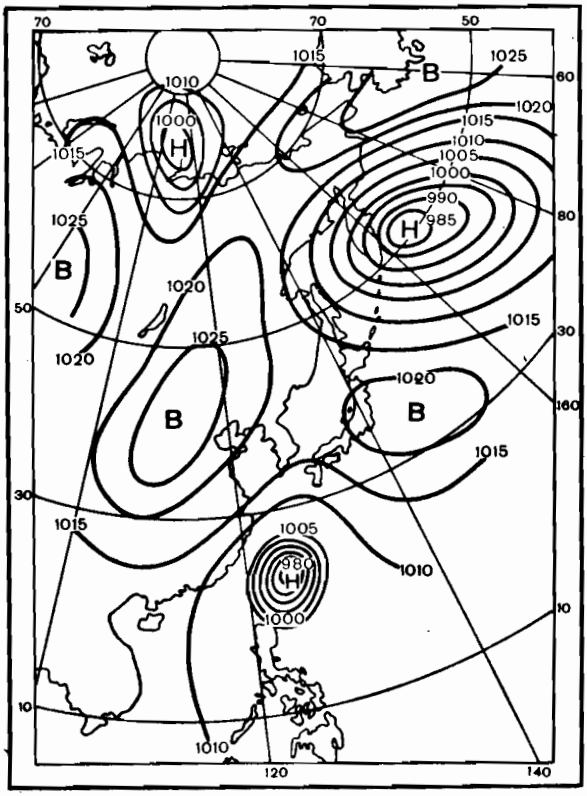


Рис. 99. Тайфун и внетропический циклон на синоптической карте.
На карте оставлены только изобары.

В указанных зонах тропические циклоны развиваются только над морем. Над сушей они не образуются, а если уже возникший циклон попадает на сушу, он быстро заполняется в связи с увеличением трения и соответствующим увеличением втока воздуха внутрь циклона в нижних слоях. Правда, по новейшим данным, полученным с помощью спутников, тропические циклоны Северной Атлантики могут возникать над Афри-

кой, но ветер в них усиливается до шторма или урагана уже над океаном.

Максимум повторяемости тропических циклонов приходится на лето и осень данного полушария, когда зона конвергенции не слишком близка к экватору, а поверхность океана нагрета до температуры не менее чем 27 °С. Только в северном Индийском океане среди лета наблюдается вторичный минимум, так как в это время тропический фронт находится над Южной Азией. Циклоны здесь развиваются весной и осенью.

Указанные условия — удаленность зоны конвергенции от экватора при высокой температуре воды — отсутствуют в южном Атлантическом океане и на востоке Тихого океана. Поэтому тропические циклоны здесь не возникают.

Для развития циклона из первоначальной слабой депрессии нужна большая энергия неустойчивости воздушных масс. Именно неустойчивость стратификации и связанный с нею подъем воздуха, особенно насыщенного, с выделением огромного количества теплоты конденсации, определяют кинетическую энергию циклона. Мощный подъем нагретого влажного воздуха над большой площадью океана в возникшем возмущении является главной причиной развития сильного тропического циклона. Для такого подъема воздуха необходимо еще, чтобы в верхней тропосфере над развивающимся циклоном существовала хорошо выраженная расходимость линий тока. Воздух в циклоне конвергирует и поднимается вверх, а в высоких слоях вытекает из циклона, что поддерживает в нем длительно существующий дефицит давления.

2. Тропический циклон сначала перемещается в западном направлении, т. е. в направлении общего переноса в тропической зоне. При этом он отклоняется к высоким широтам. Если циклон в результате попадает на материк (например, Северная Америка или Азия), оставаясь еще в тропиках, он быстро заполняется над сушей, как об этом было сказано выше. Но если циклон достигает широт, близких к тропикам (20—30°), оставаясь над океаном, он огибает с запада субтропический антициклон и выходит из тропиков, меняя направление движения с северо-западного на северо-восточное.

Точка траектории, в которой перемещение циклона меняется с северо-западного на северо-восточное, называется *точкой поворота*. Типичная траектория тропического циклона, перемещающегося сначала внутри тропиков, а затем выходящего во внетропические широты, будет, таким образом, напоминать параболу с вершиной, обращенной к западу. Конечно, в отдельных случаях пути циклонов бывают очень разнообразными.

Скорость перемещения тропических циклонов внутри тропиков мала: всего 10—20 км/ч (не следует смешивать ее со ско-

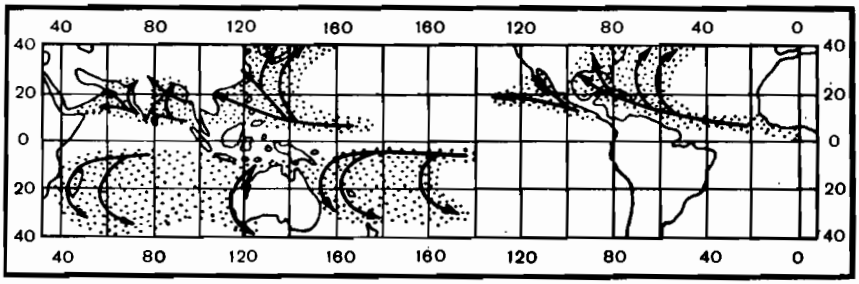
ростями ветра в циклоне!). При выходе циклона во внетропические широты скорость его возрастает до обычных скоростей внетропических циклонов.

18. Районы возникновения тропических циклонов

Районы возникновения тропических циклонов представлены на карте XXXVIII.

Северное полушарие:

1. В районе Желтого моря, Филиппинских островов и Тихого океана к востоку от них до 170° в. д. наблюдается наи-



Карта XXXVIII. Основные пути и районы распространения тропических циклонов.

большее количество тропических циклонов, в среднем за год 28, из них около половины с ураганной силой ветра (9—12 баллов). В отдельные годы их бывает до 50. Тропические циклоны этого района носят местное название *тайфунов*. Тайфуны движутся вначале на запад и северо-запад. Если они достигают берегов Китая, то быстро затухают над сушей. Но чаще они, не достигнув материка, поворачивают к северо-востоку и при этом нередко (в 15 % случаев) проходят через южные Японские острова или вблизи них. Изредка они могут достигать даже района Камчатки.

2. В районе Тихого океана к западу от Мексики в среднем за год возникает 6 тропических циклонов со штормовыми и сравнительно редко с ураганными ветрами.

3. В тропиках северного Атлантического океана, на западе — в Карибском море, районе Малых Антильских островов и Мексиканском заливе — и на востоке — у о-вов Зеленого Мыса в среднем за год возникает 10 тропических циклонов. Местное их название — *ураганы*.

Циклоны западной части океана нередко проходят над Большими Антильскими островами. Сильнейший ураган Флора проходил над Кубой в октябре 1963 г. Иногда циклоны

попадают на материк в районе Флориды и других юго-восточных штатов США. В других случаях циклоны, поворачивая к северо-востоку над океаном, могут проходить вблизи Атлантического побережья США. Несмотря на сравнительную редкость, ураганы причиняют хозяйству США большие убытки и не обходятся без человеческих жертв.

4. Над Бенгальским заливом в среднем за год возникает 6 циклонов. Попадая на сушу в Индии, они часто производят сильные опустошения, особенно страшны связанные с ними нагоны воды на плоские берега.

5. В Аравийском море в среднем за год возникает меньше двух циклонов, как и в Бенгальском заливе, обычно весной и осенью.

Южное полушарие:

1. Повторяемость циклонов в Тихом океане к востоку от Новой Гвинеи и северной Австралии (Квинсленда) до о-вов Самоа, а может быть, и дальше — семь циклонов в год; циклоны ураганной силы редки.

2. В Индийском океане между Мадагаскаром и Маскаренскими островами отмечается в среднем семь циклонов в год.

3. В Индийском океане между северо-западным побережьем Австралии и Кокосовыми островами циклоны очень редки, в среднем два в год. Местное название — вили-вили.

В южном Атлантическом океане тропические циклоны штормовой и ураганной силы не возникают.

Всего на земном шаре возникает за год в среднем около 70 тропических циклонов со штормовыми и ураганными ветрами. Максимум их, как правило, приходится на лето и осень данного полушария, когда тропический фронт наиболее удален от экватора. Зимой их почти не бывает.

19. Погода в тропическом циклоне

1. Вполне сформировавшийся тропический циклон представляет собой округлую, слегка растянутую область пониженного давления диаметром до 1000 км. Давление в центре такого циклона нередко падает, так же как и в глубоких циклонах внетропических широт, до 960—970 гПа (рис. 100). В отдельных случаях наблюдались рекордные падения до 885 гПа, каких во внетропических широтах не бывает. Вследствие малой площади и большой глубины циклона барические градиенты и скорости ветра в нем очень велики: максимальные градиенты доходят до 15 гПа на градус, а в отдельных случаях и больше. Скорости ветра достигают 30—50 м/с. Наблюдались скорости до 65 м/с, но, судя по разрушениям, они могут быть и больше; отдельные же порывы доходят до 100 м/с. Эта область больших градиентов и штормовых ветров резко отграничена от ок-

ружающего района с размытым барическим полем и слабыми ветрами.

Циклоническая циркуляция захватывает нижнюю половину тропосферы, но часто простирается и в верхнюю половину. В тайфуне Сара в марте 1956 г. циклоническая циркуляция наблюдалась до 12 км.

Облачность в тропическом циклоне представляет собой почти сплошное гигантское грозовое облако; выпадают сильные ливневые осадки; грозовые явления достигают большой интенсивности. В самом центре циклона обычно находится небольшая зона (десятки километров в диаметре), свободная от

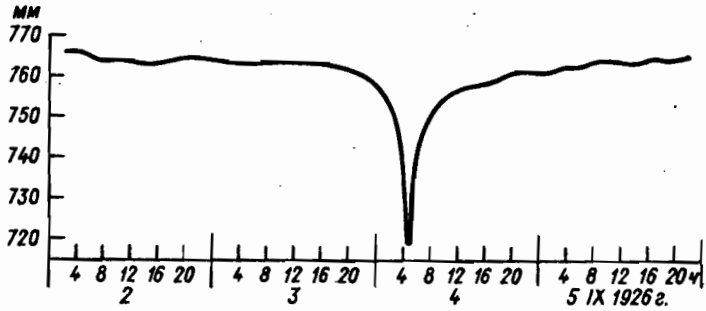


Рис. 100. Изменение давления при прохождении тайфуна 3—5 сентября 1926 г.

мощных облаков и со слабыми ветрами,— так называемый *глаз бури*, или *глаз циклона* (рис. 101). Сильные восходящие движения, господствующие в большей части тропического циклона, уступают в этой области место нисходящему движению воздуха, удаляющему его от конденсации. Облака циклона окружают «глаз» в виде амфитеатра огромного стадиона. В одном тайфуне облака возвышались до 14 км.

Температура воздуха в тропическом циклоне вообще выше по сравнению с окружающей атмосферой в связи с выделением огромного количества тепла конденсации. Распределение температуры равномерно и симметрично относительно центра, а вертикальная стратификация очень неустойчива. В глазе бури, однако, наблюдаются еще более высокие температуры, связанные с нисходящими движениями воздуха, и устойчивая стратификация атмосферы. В начале развития тропического циклона в нем можно обнаружить термическую асимметрию, являющуюся следствием того, что циклон возник на границе двух воздушных масс, на фронте. Но в последующем развитии эта асимметрия выравнивается штормовыми ветрами циклона.

2. При своем движении тропический циклон вызывает сильнейшее волнение в море, угрожающее катастрофой не только мелким судам, но и большим. Плоские берега, вблизи которых он проходит, иногда затапливаются гигантскими волнами высотой до 10—15 м. В Индии это приводило к огромным разрушениям и человеческим жертвам (1 января 1876 г. погибло 250 тыс. человек).

Ураганные ветры и наводнения, вызванные прохождением тропических циклонов, могут привести к опустошению многочисленных селений и целых городов, как это было, например, с Майами во Флориде в 1923 г. и часто случается в южной Японии. Тайфун Вера в 1959 г. со скоростями ветра до 90 м/с оставил без крова более полутора миллионов жителей Японии. Только один тропический циклон Одри отнюдь не исключитель-

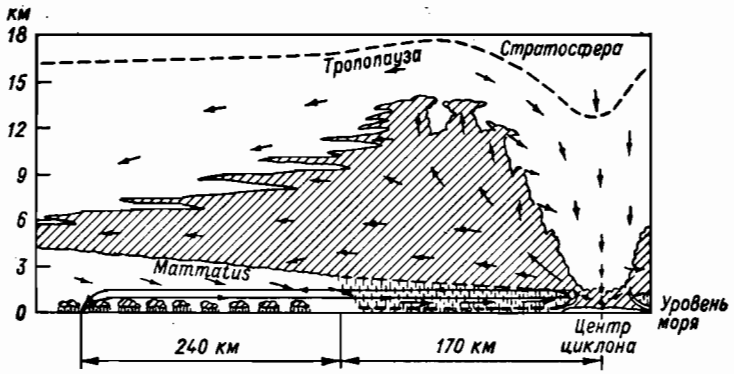


Рис. 101. Вертикальный разрез через тропический циклон.

ной силы, захватив прибрежную зону Техаса и Луизианы 27 ноября 1957 г., причинил убытки в 150—200 млн. дол. и унес около 400 человеческих жизней.

Но иногда (раз в 10 лет) ущерб от одного тропического циклона в США достигает 1 млрд. дол.; в одном случае ущерб достиг даже 2 млрд. дол.

В начале октября 1963 г. ураган Флора менял свое направление движения как раз над Кубой и задержался над островом на несколько суток. Восточные провинции Кубы были опустошены, погибло свыше 3000 человек, в основном в результате наводнения. Общие убытки на всех островах, попавших под влияние Флоры, составили полмиллиарда долларов.

Перейдя в умеренные широты и изменив направление, тропический циклон увеличивается по площади, градиенты в нем

становятся меньше и ветры слабее. Внедрение в его область полярного фронта приводит к появлению на нем температурного контраста между тропическим воздухом и вновь вошедшим в область циклона полярным воздухом. Циклон более или менее принимает характер внетропического циклона и в таком виде может проникать иногда в довольно высокие широты (вплоть до Исландии и Камчатки).

Прослеживание тропических циклонов и предупреждение о них — важнейшая задача службы погоды на Дальнем Востоке (особенно на Филиппинских островах), в США и других районах, подверженных тропическим циклонам. Вместе с тем прогноз тропических циклонов затруднен тем, что проходят они преимущественно над морями, а самые очаги их возникновения лежат на морях. Большие успехи достигнуты в последние десятилетия, когда для прослеживания тропических циклонов стали применять радиолокацию и метеорологические спутники Земли.

20. Внетропическая циркуляция

Выше сказано, что во внетропических широтах преобладает западный перенос воздуха, особенно хорошо выраженный в верхней тропосфере. Он представляет собой только статистический результат совокупного действия возникающих здесь атмосферных возмущений.

Основной особенностью атмосферной циркуляции во внетропических и особенно в средних широтах является именно интенсивная циклоническая деятельность. *Циклонической деятельностью* называют постоянное возникновение, развитие и перемещение в атмосфере внетропических широт крупномасштабных атмосферных возмущений с пониженным и повышенным давлением — циклонов и антициклонов. Все воздушные течения крупного масштаба связаны во внетропических широтах с этими атмосферными возмущениями.

В главе шестой были рассмотрены основные особенности распределения давления и ветра в циклонах и антициклонах у земной поверхности и в высоких слоях. Конечно, действительные условия в атмосфере много сложнее, чем рассмотренные здесь схемы. Так, например, изобары циклонов и антициклонов у земной поверхности в общем имеют округлую или овальную форму, но все же не являются плавными кривыми. Барические градиенты, скорости ветра, углы отклонений ветра от градиента различны в разных циклонах, в одном и том же циклоне в разных стадиях его развития, в разных частях одного и того же циклона. Однако те общие положения, которые были нами изложены, применимы ко всякому циклону или антициклону.

21. Внетропические циклоны

1. В течение года во внетропических широтах каждого полушария возникают сотни циклонов весьма значительных размеров. Хорошо развитый циклон может иметь в поперечнике 2—3 тыс. км. Это значит, что он может одновременно покрывать несколько областей Советского Союза или даже несколько западноевропейских стран и определять режим погоды на этой огромной территории.

Вертикальное распространение (вертикальная мощность) циклона меняется по мере его развития. Молодой циклон заметно выражен лишь в нижней части тропосферы. Распределение температуры в нем, как правило, асимметрично относительно центра. В передней части циклона, в связи с притоком воздуха из низких широт, температуры повышены, в тыловой, в связи с притоком воздуха из высоких широт, напротив, понижены. Поэтому с высотой изобары циклона размыкаются, как об этом уже говорилось в главе шестой: над теплой передней частью на высотах обнаруживается гребень повышенного давления, а над холодной тыловой — ложбина пониженного давления. С высотой это волнообразное искривление изобар или изогипс все более сглаживается.

При последующем развитии циклон становится высоким, т. е. замкнутые изобары обнаруживаются в нем и в верхней половине тропосферы. При этом температура воздуха в циклоне понижается, а температурный контраст между передней и тыловой частью более или менее сглаживается: высокий циклон является в общем холодной областью тропосферы. Возможно и проникновение циклона в стратосферу.

Тропопауза над хорошо развитым циклоном прогнута вниз в виде воронки. Сначала это понижение наблюдается над холодной тыловой (западной) частью циклона, а потом, когда циклон становится холодным во всей области, снижение тропопаузы наблюдается над всем циклоном. Температура нижней стратосферы над циклоном при этом повышена. Таким образом, в хорошо развитом высоком циклоне наблюдается над холодной тропосферой низко начинающаяся теплая стратосфера.

2. Температурные контрасты в области циклона объясняются тем, что циклон возникает и развивается на главном фронте (полярном или арктическом) между воздушными массами разной температуры. В циклоническую циркуляцию втягиваются обе эти массы.

В дальнейшем развитии циклона теплый воздух оттесняется в верхнюю часть тропосферы, над холодным воздухом, и сам подвергается там радиационному выхолаживанию. Горизонтальное распределение температуры в циклоне становится более равномерным, и циклон начинает затухать.

3. Давление в центре циклона (глубина циклона) в начале его развития ненамного отличается от среднего и составляет 1000—1010 гПа. Многие циклоны и не углубляются более чем до 1000—990 гПа. Сравнительно редко глубина циклона достигает 970 гПа. Только в особенно глубоких циклонах давление

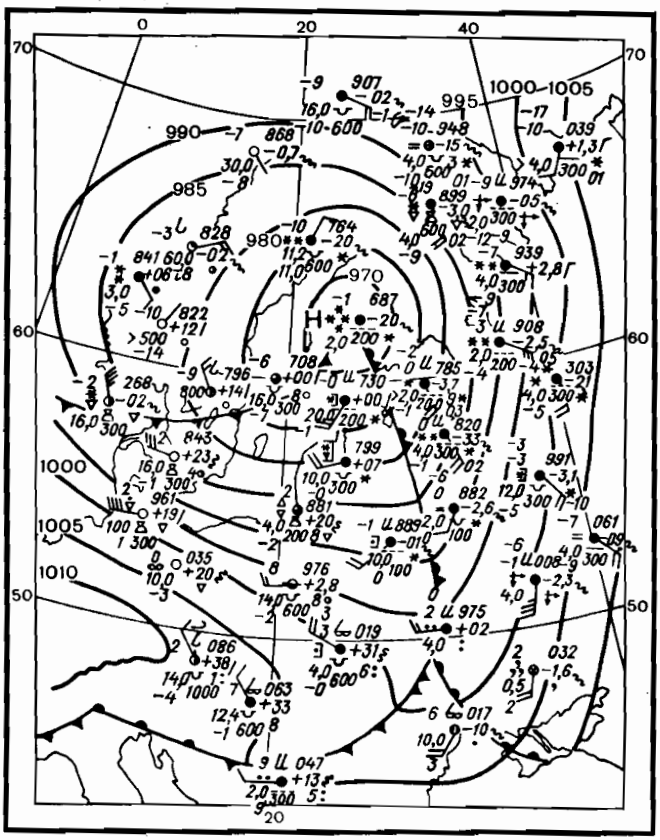


Рис. 102. Внетропический циклон на синоптической карте.

понижается до 960—950 гПа, а в отдельных случаях и до 930—940 гПа (на уровне моря), с минимумом 925 гПа в северном и 923 гПа в южном полушарии. Наиболее глубокие циклоны наблюдаются в высоких широтах. Над Беринговым морем, например, в одной трети всех случаев глубина циклонов зимой от 961 до 980 гПа.

Вместе с углублением циклона растут и занимаемая им площадь, и барические градиенты, и скорости ветра в нем. Ветры

в глубоких циклонах сильные, иногда достигают штормовых скоростей на больших территориях. В циклонах южного полушария это бывает особенно часто. Отдельные порывы ветра в циклонах могут достигать 60 м/с, как это было 12 декабря 1957 г. на Курильских островах. Пример внетропического циклона на синоптической карте дан на рис. 102.

4. Эволюция циклона продолжается несколько суток. В первой половине своего существования циклон углубляется, во второй — заполняется и, наконец, исчезает вовсе (затухает). В некоторых случаях существование циклона оказывается длительным, особенно если он объединяется с другими циклонами, образуя одну общую глубокую, обширную и малоподвижную область низкого давления, так называемый центральный циклон. Центральные циклоны в северном полушарии чаще всего образуются в северных частях Атлантического и Тихого океанов. На климатологических картах в этих районах отмечаются известные центры действия — исландская и алеутская депрессии.

Уже заполнившись в нижних слоях, циклон может еще некоторое время сохраняться в холодном воздухе верхних слоев тропосферы в виде высотного циклона.

22. Перемещение внетропических циклонов

1. Под перемещением циклона подразумевается перемещение его как целого, независимо от дующих в нем ветров, которые в разных частях циклона имеют разные скорости и направления.

Циклоны перемещаются в направлении общего переноса воздуха в средней и верхней тропосфере — в направлении ведущего потока. Такой перенос чаще всего происходит с запада на восток, поэтому и циклоны чаще всего перемещаются в восточном направлении.

Но бывает, что высокие малоподвижные циклоны и антициклоны, простирающиеся на всю толщу тропосферы, располагаются таким образом, что изобары и течения на высотах отклоняются от зонального направления. Тогда и подвижные циклоны, следуя этому незональному верхнему переносу, перемещаются с большой составляющей к югу или к северу. В редких случаях направление ведущего потока бывает даже восточным, тогда и циклон перемещается с востока на запад.

В отдельных случаях пути циклонов оказываются очень разнообразными и даже типовые пути над той или иной областью представляют собой довольно сложную картину. В среднем циклоны движутся с запада на восток с составляющей, направленной к высоким широтам. Поэтому наиболее глубокие циклоны наблюдаются, как сказано выше, в субполярных ши-

ротах: в северном полушарии — на севере Атлантического и Тихого океанов, в южном полушарии — вблизи Антарктиды.

2. Скорость перемещения циклона на 25—35 % меньше скорости ведущего потока. В среднем она равна 30—40 км/ч, а в отдельных случаях может достигать 80 км/ч и более. В стадии заполнения циклона скорость перемещения его уменьшается и иногда очень резко.

23. Погода в циклоне

Хотя скорости циклонов и невелики, но за несколько суток своего существования он может переместиться на значительное расстояние, порядка нескольких тысяч километров.

При прохождении циклона усиливается ветер и меняется его направление. Если циклон проходит через данное место своей южной периферией, ветер меняется с южного на юго-западный и северо-западный. Если циклон проходит своей северной периферией, ветер меняется с юго-восточного на восточный, северо-восточный и северный. Таким образом, в передней (восточной) части циклона наблюдаются ветры с южной составляющей, в тыловой (западной) части — с северной составляющей. С этим связаны и колебания температуры при прохождении циклона.

Циклонические области характеризуются увеличенной облачностью и осадками. В передней части циклона наблюдаются восходящие движения воздуха, обложные осадки, выпадающие из облаков теплого фронта или фронта окклюзии, в тыловой части — осадки ливневые из кучево-дождевых облаков, свойственные холодному фронту, но главным образом холодным воздушным массам, поступающим в тыл циклона. В южной части циклона, занятой теплой воздушной массой, иногда наблюдаются моросящие осадки.

Приближение циклона часто можно заметить по падению давления и по первым облакам, появляющимся на западной стороне горизонта. Это фронтальные перистые облака, движущиеся параллельными полосами. Вследствие перспективы эти полосы кажутся расходящимися от горизонта. За ними идут перисто-слоистые облака, затем более плотные высоко-слоистые и, наконец, слоисто-дождевые с сопровождающими их разорванно-дождевыми. В тылу циклона давление растет, а кучевые и кучево-дождевые облака часто сменяются прояснениями.

24. Антициклоны

Между циклонами возникают и развиваются подвижные антициклоны. Их размеры и скорости движения примерно такие же, но в поздней стадии развития (рис. 103) антициклоны чаще,

чем циклоны, становятся малоподвижными и сохраняются в таком виде по многу дней. Направление движения также в основном определяется направлением ведущего потока. Однако, в отличие от циклонов, в перемещении антициклонов преобладает составляющая, направленная к низким широтам (об этом уже говорилось выше). Поэтому происходит накопление анти-

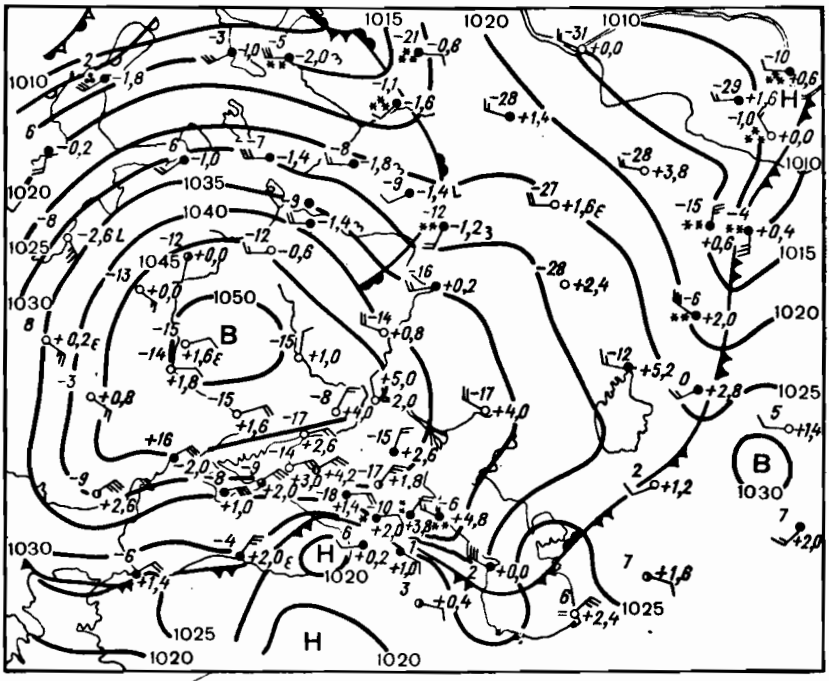


Рис. 103. Антициклон на синоптической карте.

циклонов в субтропических и тропических широтах, отражающееся на климатологических картах (субтропические зоны высокого давления). Зимой также происходит преимущественное развитие, накопление и усиление антициклонов над охлажденными материками умеренных широт, особенно над Азией.

В антициклонах фронтов нет и существует общая тенденция к нисходящему движению воздуха, связанная с противоградиентным вытеканием его в слое трения от периферии к центру. По мере развития антициклона мощные слои воздуха в нем медленно «оседают», что приводит к их динамическому нагреванию и возникновению инверсий температуры. В связи с этим воздух удаляется от состояния насыщения и в антициклоне устанавливается малооблачная и сухая погода. Только в ниж-

них слоях в холодное время суток и года возможно образование туманов и низких слоистых облаков, связанных с охлаждением от земной поверхности.

Возможно также образование волнистых облаков в более высоких слоях, под инверсиями. Но мощных облачных систем фронтального происхождения с выпадением обложных осадков в антициклонах не бывает.

С течением времени температура воздуха в тропосфере антициклона повышается. Хорошо развитый высокий антициклон является теплой областью тропосферы. Исключение составляют нижние слои антициклона зимой над сушей. При ясной погоде в антициклоне земная поверхность в это время года будет сильно выхолаживаться за счет излучения, а от нее будут охлаждаться и прилегающие к ней слои воздуха.

Тропопауза над высоким антициклоном на 2 км и более выше по сравнению со средним ее положением, а температура нижней стратосферы понижена. Таким образом, теплой тропосфере в высоком антициклоне соответствует высоко начинающаяся холодная стратосфера.

Барические градиенты и ветры во внутренних частях антициклонов слабы; у земной поверхности нередки штили. Но на периферии антициклона ветры могут быть достаточно сильными.

25. Возникновение внетропических возмущений

1. Синоптические карты показывают, что атмосферные возмущения внетропических широт возникают преимущественно на главных фронтах тропосферы, т. е. на фронтах между умеренным и тропическим воздухом или между арктическим и умеренным воздухом. Лишь незначительная часть циклонов и антициклонов, притом слаборазвитых и малоподвижных, возникает под непосредственным тепловым влиянием подстилающей поверхности, как, например, циклоны летом над пустынями Средней Азии. В большинстве случаев влияние подстилающей поверхности служит лишь дополнительным фактором при развитии атмосферных возмущений, само же их возникновение связано с наличием в тропосфере главных фронтов.

Процесс зарождения циклонов можно рассматривать как возникновение на поверхности главного фронта огромных *волн*, с длинами порядка 1000 км и более. В возникновении таких волн играют роль как разрыв температуры и ветра на фронте, так и отклоняющее действие вращения Земли на воздушные течения. Воздушные частицы по обе стороны фронта испытывают колебательное движение, распространяющееся вдоль фронта в виде волны. На главном фронте протяжением в несколько тысяч километров возникает обычно несколько

волн, перемещающихся по фронту чаще всего с запада на восток. При этом и сама поверхность фронта, и линия фронта у земной поверхности испытывают волнообразные деформации. На одних участках — в гребнях волн — фронт продвигается к низким широтам, на других — в долинах фронтальных волн — к высоким широтам. Воздушные течения вдоль фронта теряют зональный характер — возникают языки холодного и теплого воздуха.

В долинах фронтальных волн развивается циклоническое движение и давление падает — образуются циклоны. Центр каждого циклона лежит на фронте, который, таким образом,

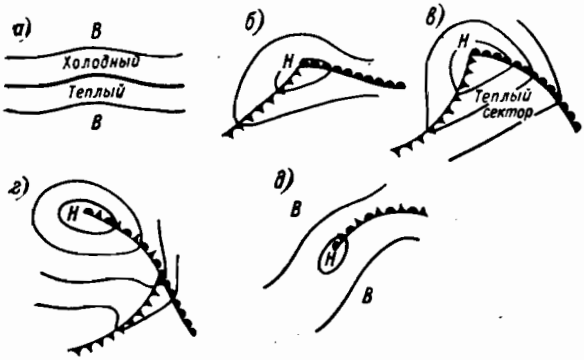


Рис. 104. Схема развития фронтального циклона.

а, б — начальные стадии; *в* — молодой циклон; *г, д* — окклюдированный циклон.

проходит через внутреннюю часть циклона (рис. 104). В передней части циклона фронт двигается к высоким широтам и имеет здесь характер теплого фронта. В тыловой части циклона фронт двигается к низким широтам и является холодным. Оба фронта являются участками единого главного фронта. Каждому фронту соответствует своя система облаков и осадков.

Фронты в циклоне обостряются вследствие существующей там сходимости воздушных течений. Язык теплого воздуха в циклоне между теплым и холодным фронтами называется *теплым сектором циклона*. Для него характерны самые высокие температуры у земной поверхности. Циклон в этой стадии развития (см. рис. 104 *в*) называется *молодым циклоном*. С течением времени он углубляется, т. е. давление в его центре падает. Сам циклон обычно перемещается в восточном направлении. При этом холодный фронт в области циклона постепенно нагоняет медленнее перемещающийся теплый фронт и, наконец, смыкается с ним. Происходит так называемая окклюзия циклона. В *окклюдированном циклоне* (см. рис. 104 *г*) теплого сектора у земной поверхности уже нет — теплый воздух оттеснен холодным воздухом в верхнюю часть тропосферы, где он

охлаждается путем излучения, а сам циклон становится холодным и высоким. Скорость его перемещения убывает, а давление в центре повышается — происходит затухание циклона.

Большинство циклонов развивается на полярных фронтах. При этом в теплом секторе молодого циклона будет тропический воздух, а остальная часть циклона будет занята умеренным воздухом. Сходным образом развиваются циклоны и на арктических фронтах, в них теплый сектор образован уже уме-

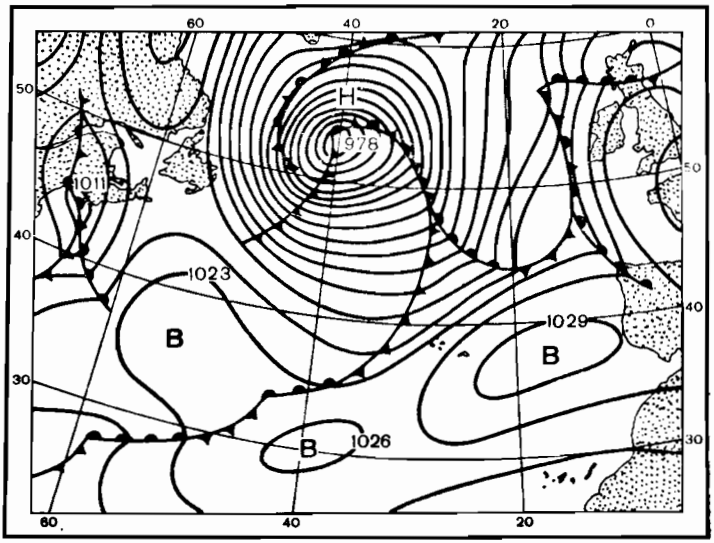


Рис. 105. Центральный циклон и субтропический антициклон на синоптической карте (на карте оставлены только изобары и фронты).

ренным воздухом. Дальше для простоты изложения мы будем говорить только о полярнофронтовых циклонах.

2. На каждом полярном фронте возникает обычно не один циклон, а серия циклонов, перемещающихся вдоль фронта один за другим. Вследствие уменьшения скорости перемещения циклона после окклюзии серии обычно нагоняют друг друга и могут в конце концов объединиться в одну обширную высокую и малоподвижную депрессию — центральный циклон (рис. 105). Так как циклоны перемещаются с составляющими, направленными к высоким широтам, центральный циклон образуется в довольно высоких широтах, субполярных или близких к субполярным. Обычная продолжительность су-

ществования серии циклонов около недели, но центральный циклон может существовать и дольше.

3. Между циклонами серии, в гребнях фронтальных волн, образуются *промежуточные антициклоны*, которые перемещаются вместе с циклонами и обычно отклоняются к низким широтам. Промежуточные антициклоны довольно слабы, часто они даже не имеют замкнутых изобар, а являются только гребнями большого субтропического антициклона, по периферии которого располагается полярный фронт. Центр каждого такого антициклона (или ось гребня) у земной поверхности лежит не на фронте, а внутри холодного языка. Таким образом, фронт через приземный центр антициклона не проходит, он располагается на его южной периферии. Это вместе с оседанием воздуха создает типичную для антициклона сухую малооблачную погоду.

К северу или к северо-западу от серии циклонов в умеренном воздухе развивается более обширный и интенсивный антициклон, так называемый *заключительный*. Смещаясь в юго-восточном направлении, он достигает субтропиков, где превращается в субтропический антициклон. На этом обрывается деятельность серии циклонов.

26. Роль серии циклонов в междуширотном обмене воздуха

При сильном развитии циклонов на фронте воздушные массы, как и разделяющий их фронт, далеко отклоняются от первоначального положения и больше к нему не возвращаются. В тылу каждого циклона серии холодный умеренный воздух проникает все дальше в низкие широты. Заключительный антициклон дает мощное вторжение умеренного воздуха в субтропическую зону. Умеренный воздух при этом прогревается как от земной поверхности, так и благодаря нисходящим движениям в антициклоне и трансформируется в тропический воздух. Сам же заключительный антициклон становится высоким и теплым субтропическим антициклоном.

В то же время тропический воздух продвигается в передней части развивающихся циклонов в высокие широты. Правда, он не проникает далеко на север в теплых секторах у земной поверхности. В процессе окклюзии циклонов он оттесняется от земной поверхности в верхнюю тропосферу, но и там продолжает движение к высоким широтам, проникая особенно далеко в центральном циклоне. При этом он охлаждается и в конце концов трансформируется в умеренный воздух.

Таким образом, при посредстве циклонов и антициклонов происходит обмен воздухом между низкими и высокими широтами Земли.

27. Использование спутниковой информации в синоптическом анализе [1]

Эволюция полей облаков в циклонах и других барических системах может быть прослежена на спутниковых фотографиях и строящихся на их основе фотомонтажах снимков, а также с помощью карт нефанализа (результатов дешифрирования спутниковых фотографий облачности).

Наряду с синоптическими картами, спутниковые фотографии и карты нефанализа в настоящее время широко используются при анализе и прогнозе погоды. С помощью спутников исследованы эволюция облачных полей в различных барических образованиях, структурные особенности этих полей — спиралеобразный характер распределения облаков в циклонах, гряды и ячеистая структура облаков, мезовихри и другие характеристики облачных полей.

Укажем сначала некоторые общие характеристики облачных полей, установленные с помощью спутниковых данных.

Массивы сплошной облачности, как правило, связаны с циклонами и фронтальными зонами, а в некоторых случаях — с устойчивыми воздушными массами (в теплый период года — над океанами, а в холодный — над континентами). Массивы значительной облачности характерны для холодных неустойчивых воздушных масс, вторичных и размытых фронтов. Районы малооблачной и ясной погоды типичны для антициклонов, гребней и размытых барических полей.

Значительные по площади зоны безоблачной погоды наблюдаются в летних антициклонах над континентами и в хорошо выраженных усиливающихся гребнях. Эти признаки могут быть использованы для приближенного определения или уточнения по спутниковым данным положения областей высокого и низкого давления, устойчивых и неустойчивых воздушных масс.

Полосы сплошной облачности в большинстве случаев соответствуют фронтальным зонам. Общее направление таких полос обычно параллельно линии фронта у поверхности земли. Фронтальные облачные полосы могут прослеживаться и внутри массивов сплошной и переменной облачности. С помощью полос сплошной облачности можно уточнить положение фронтов на синоптических картах или обнаружить фронты, которые не прослеживаются по данным наземных наблюдений.

Рассмотрим теперь эволюцию поля облаков в циклоне. Облачные системы внетропических циклонов, находящихся на различных стадиях развития, показаны на фототелевизионных снимках этих систем с метеорологических спутников (рис. 106). Для каждой стадии развития циклона характерно большое раз-

---

[1] Параграф написан канд. геогр. наук Н. И. Давыдовым.

нообразие структуры облачных полей, обусловленное свойствами взаимодействующих воздушных масс и подстилающей поверхности, интенсивностью циркуляции, временем года и другими факторами. Среди этого разнообразия определены такие четко выраженные особенности, которые позволяют установить или уточнить стадию развития циклона по спутниковым данным. Эти особенности можно проследить как по фототелевизионным изображениям облаков (рис. 106), так и по постро-

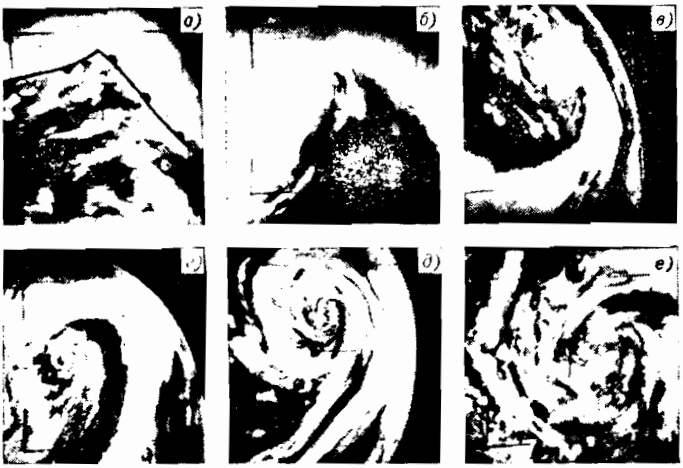


Рис. 106. Фототелевизионные снимки полей облаков со спутников на различных стадиях развития внетропического циклона.

а — стадия волны; *б* — молодой циклон; *в* — стадия наибольшего развития; *г* — окклюдированный циклон (через 1—2 сут после начала окклюдирования); *д, е* — окклюдированный циклон в начальной и заключительной стадии заполнения.

енным на их основе схемам облачных полей на картах нефанализа (рис. 107).

Характерные особенности каждой стадии развития циклона состоят в следующем:

для стадии волны (см. рис. 106 *а* и 107 *а*):

— увеличение размеров фронтальной облачной полосы в районе вершины волны;

— волнообразный изгиб границы между двумя прилегающими друг к другу и отличающимися по своим характеристикам облачными массивами;

— уплотнение облаков у вершины волны;

для стадии молодого циклона (см. рис. 106 *б* и 107 *б*):

— дальнейшее увеличение массива сплошной облачности в центральной и передней частях циклона;

— распространение в тыловую часть циклона значительной или сплошной облачности, обусловленное вихревым движением воздуха;

— дальнейшее уплотнение облаков в центральной части циклона;

для циклона, находящегося в стадии наибольшего развития (см. рис. 106 *в*, 107 *в*) и начала окклюдирования:

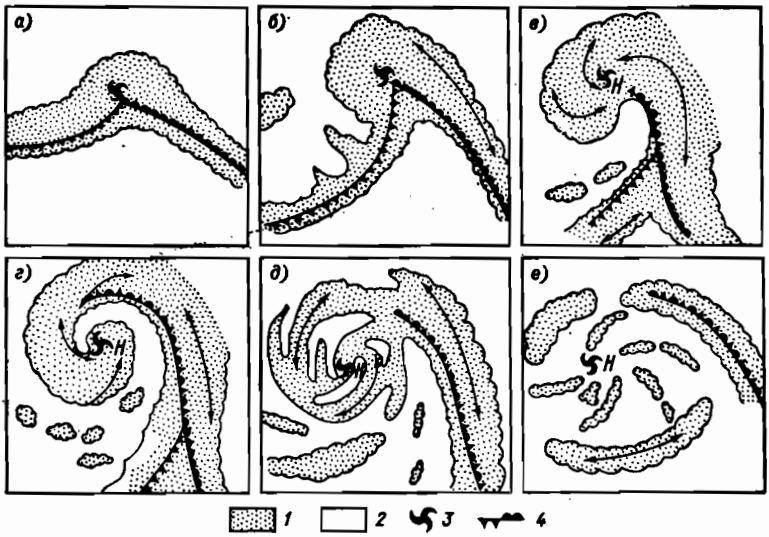


Рис. 107. Схемы строения облачных полей на картах нефанализа.
1 — сплошная облачность; *2* — незначительная облачность или безоблачно; *3* — центр сходимости облачных спиралей; *4* — фронты у земной поверхности.
Усл. обозначения *а* — *е* см. рис. 106.

— облачное поле, увлекаемое воздушными течениями, приобретает вид огромной спирали — смещается к его центру;

— облака вертикального развития в холодной воздушной массе над океаном в некоторых случаях «организуются» в ячейки или гряды;

— после начала окклюдирования в течение 1—2 сут интенсивность циклона часто сохраняется неизменной, холодный воздух продолжает огибать центр облачного вихря; а спиралеобразный характер распределения облаков становится все более четким (см. рис. 106 *г*, 107 *г*);

для окклюдированного циклона в начальной стадии заполнения (см. рис. 106 *д*, 107 *д*):

— в центральной части циклона вместо больших и однородных массивов облаков образуются меньшие по размерам полосы облаков;

— фронтальные облака смещаются на периферию циклона;

— спиралевидная структура облаков сохраняется;

для окклюдированных циклонов в конечной стадии заполнения (см. рис. 106 *е*, 107 *е*):

— сплошное облачное поле в центральной части циклона разбивается на отдельные облака;

— фронтальная облачная полоса уменьшается в размерах и перемещается на дальнюю периферию циклона;

— спиралеобразная структура облачного поля постепенно разрушается.

При использовании спутниковых фотографий облаков и карт нефанализа следует иметь в виду, что центр облачного вихря в молодых циклонах и циклонах, пространственная ось которых близка к вертикали, в большинстве случаев совпадает с центром циклона вблизи уровня моря, а в циклонах, пространственная ось которых имеет наклон, — с высотным центром циклона.

Естественно, что указанные выше особенности эволюции облачных полей в циклонах являются весьма схематичными и не могут отразить всего природного многообразия этого процесса, который в значительной мере зависит от географического положения района циклонической деятельности, сезона, свойств подстилающей поверхности, времени суток и других факторов. Достаточно указать, например, что при регенерации (вторичном углублении) циклонов возможна такая эволюция их облачных полей, при которой они снова приобретают вид, аналогичный полям молодых циклонов.

28. Энергия циклона

При развитии циклонов скорости ветра в них возрастают; следовательно, образуется большое количество кинетической энергии. Откуда берется эта энергия?

Отчасти это кинетическая энергия, которую воздушные течения имели еще до циклонообразования. В большей мере кинетическая энергия циклона возникает заново за счет потенциальной энергии положения воздушных масс, разделяемых фронтом, на котором происходит циклонообразование. В циклоне происходят изменения взаимного положения воздушных масс. В начале развития циклона массы теплого и холодного воздуха находятся у земной поверхности бок о бок, они разделяются наклонной поверхностью фронта. В результате эволюции циклона теплый воздух оттесняется от земной поверхности после окклюзии и оказывается весь над холодным воздухом. При таком перераспределении воздушных масс в циклоне общий центр тяжести системы двух воздушных масс понижается и, стало быть, потенциальная энергия системы убывает, а за счет ее рас-

тет кинетическая энергия. Кроме того, одновременно с переходом потенциальной энергии положения в кинетическую энергию происходит переход и внутренней энергии воздушных масс в кинетическую энергию: скорость ветра растет за счет понижения температуры воздушных масс в циклоне. Можно сказать, что основным условием прироста кинетической энергии циклона является температурный контраст воздушных масс на фронте: именно он определяет потенциальную энергию системы двух воздушных масс в циклоне. Известную роль, особенно значительную летом, играет также освобождение энергии неустойчивости вертикальной стратификации воздушных масс при восхождении воздуха в циклоне (включая освобождение теплоты фазовых переходов). Мы уже говорили, что в тропических циклонах это основной источник энергии.

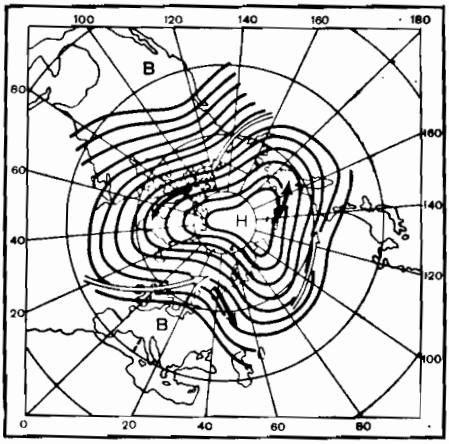


Рис. 108. Пример зонального типа циркуляции на карте абсолютной топографии поверхности 500 гПа.

29. Типы атмосферной циркуляции во внетропических широтах

1. В зависимости от непериодически меняющихся особенностей циклонической деятельности в каждом сезоне года можно различать во внетропических широтах разные типы атмосферной циркуляции. Такие типы циркуляции можно выделить как для определенных секторов земного шара, так и для целого полушария. Не останавливаясь на многочисленных работах в этом направлении, укажем здесь только на самое основное разделение: на зональный (широтный) и меридиональный типы циркуляции.

При *зональном* типе циркуляции (рис. 108) над значительной частью полушария или даже над всем полушарием господствует хорошо выраженный западный перенос воздуха. Это значит, что в крупномасштабном распределении давления высокое давление занимает низкие широты, а низкое давление — высокие широты. Общий перенос воздуха происходит с запада на восток, в этом же направлении достаточно быстро перемещаются и подвижные циклоны и антициклоны. На высотных картах барической топографии изогипсы в этом типе циркуляции в общем имеют зональное направление. Они обнаруживают волнообразные колебания соответственно прохождению под-

вижных циклонов и антициклонов у земной поверхности. Волны давления также перемещаются в восточном направлении, амплитуды их сравнительно невелики. Вторжения холодного воздуха в низкие широты в тыловых частях циклонов непродолжительны и не проникают далеко; поэтому междуширотный обмен теплом ослаблен.

2. При *меридиональном* типе циркуляции (рис. 109) во внетропических широтах имеются интенсивные высокие и малоподвижные циклоны и антициклоны, расположенные бок о бок. Это описанные выше холодные центральные циклоны и теплые так называемые *блокирующие* антициклоны. Они простираются до больших высот, поэтому западный перенос воздуха в тропосфере нарушается.

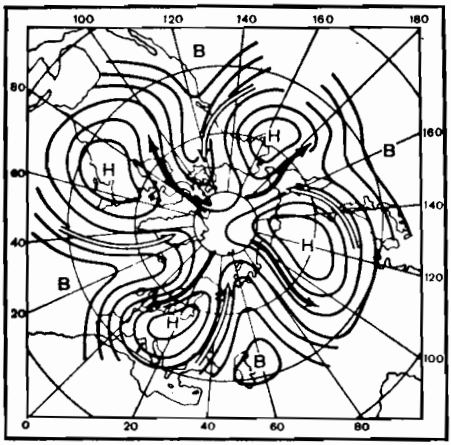


Рис. 109. Пример меридионального типа циркуляции на карте абсолютной топографии поверхности 500 гПа.

В верхней тропосфере на картах барической топографии в этом типе циркуляции видны малоподвижные волны давления с большой амплитудой; изогипсы образуют хорошо выраженные обширные ложбины, простирающиеся в низкие широты, и гребни, простирающиеся в высокие широты. Поэтому даже в высоких слоях тропосферы воздушные течения приобретают большие меридиональные составляющие. В передних частях циклонов и в тыловых частях антициклонов устанавливаются мощные воздушные течения, направленные из низких широт в высокие, а в тыловых частях циклонов и в передних частях антициклонов наоборот — из высоких широт в низкие. Обмен воздухом и теплом между высокими и низкими широтами Земли происходит в этом типе интенсивнее, чем в зональном типе.

3. Зональный тип циркуляции в Европе связан с адвекцией воздуха с Атлантического океана (следовательно, с теплой погодой зимою и прохладной летом и с циклоническими осадками в северной половине Европы). Меридиональный тип связан с глубокими проникновениями холодных масс арктического воздуха к югу и, напротив, теплых масс воздуха из субтропиков в высокие широты.

Каждый из описанных типов циркуляции обычно господствует над более или менее значительной частью полушария, иногда почти над всем полушарием. Вследствие особенностей ме-

ханизма циклонической деятельности оба типа переходят один в другой, т. е. в течение года много раз сменяются.

В южном полушарии широтный тип циркуляции наблюдается чаще и в большей степени преобладает над меридиональным типом, чем в северном полушарии. Это объясняется более однородной океанической подстилающей поверхностью южного полушария.

4. Как зональный, так и меридиональный тип циркуляции проявляется с разной степенью интенсивности в разных секторах Земли. Для числового выражения зональности или меридиональности циркуляции применяются различные цифровые показатели, так называемые *индексы циркуляции*. Простейший из них — это разность значений давления между двумя широтами, например 30-й и 60-й (осредненных по отрезкам широтных кругов). Чем больше эта разность, тем больше средний меридиональный барический градиент между указанными широтами и тем больше интенсивность зонального переноса воздуха. Можно взять в качестве зонального индекса непосредственно среднее значение зональной составляющей геострофического ветра.

30. Внетропические муссоны

1. На климатологических картах видно, что над материками внетропических широт области повышенного давления зимой сменяются областями пониженного давления летом. Субтропические антициклоны над океанами северного полушария перемещаются от января к июлю с юга на север и от июля к январю — обратно, а субполярные депрессии над океанами от зимы к лету частично заполняются. Все это может привести к тому, что в некоторых районах внетропических широт преобладающие барические градиенты резко меняют свое направление от зимы к лету.

Там, где распределение давления в течение сезона достаточно устойчиво и где оно резко меняется от сезона к сезону, сходные изменения должны происходить и в режиме ветра. В одном сезоне ветры определенного направления (квадранта или октанта горизонта) будут преобладать над ветрами всех других направлений. В противоположном сезоне преобладающее направление сменится на противоположное или близкое к нему. Такой режим ветра и называется *внетропическими муссонами*. Эти муссоны в общем сходны с описанными выше тропическими муссонами.

Муссонный режим ветра во внетропических широтах, как и в тропических, не ограничивается нижним слоем воздуха, а захватывает значительную толщу тропосферы. Еще выше господствует общий, в основном западный, перенос воздуха.

2. Внетропические муссоны особенно хорошо выражены на востоке СССР и северо-востоке Китая и над прилегающими морями. Зимою над Восточной Азией держатся устойчивые антициклоны. В соответствии с барическим полем воздушные течения над восточной окраиной Азии имеют в это время преимущественно северное или северо-восточное направление — *зимний муссон.* В ряде районов он создает вынос воздуха в нижних слоях атмосферы через береговую линию с суши на море.

Летом над Азией преобладает пониженное давление, а над прилегающими морями давление повышено. Поэтому над Дальним Востоком преобладают южные и юго-восточные течения с моря — *летний муссон.*

Сходные, но не столь резко выраженные условия на менее обширных площадях наблюдаются и в некоторых других районах внетропических широт.

3. Если зимний муссон имеет составляющую с суши на море (в некоторых районах этого может и не быть), он связан с холодной сухой погодой в полосе, охваченной муссонной циркуляцией. Если летний муссон направлен с моря на сушу (что тоже не строго обязательно), он связан с понижением температуры и значительными осадками в муссонном районе. Эти осадки преимущественно циклонические и в меньшей степени конвективные или орографические. Конечно, в любом муссонном районе в каждый сезон, кроме ветров преобладающего направления, могут (правда, реже) наблюдаться ветры и других направлений.

Не нужно думать, что внетропические муссоны связаны с неизменным наличием над тем или иным районом летом циклона, зимой антициклона или наоборот. Мы неоднократно отмечали, что такой неизменности в природе не существует. В действительности в муссонных районах имеется преобладание одних барических систем над другими. Например, при зимнем муссоне над Восточной Азией в течение зимы сменяется ряд антициклонов, которые более или менее регулярно частично или полностью «сползают» с материка на океан. В такие периоды, естественно, происходит перебой в режиме муссонов.

31. Местные ветры

Под *местными ветрами* понимают ветры, характерные только для определенных географических районов. Происхождение их различно.

Во-первых, местные ветры могут быть проявлением местных циркуляций, независимых от общей циркуляции атмосферы, налагающихся на нее. Таковы, например, *бризы* по берегам морей и больших озер. Различия в нагревании суши и воды днем

и ночью создают вдоль береговой линии местную циркуляцию. При этом в приземном слое атмосферы ветер дует днем с моря на более нагретую сушу, а ночью, наоборот, с охлажденной суши на море. Характер местной циркуляции имеют также *горно-долинные ветры* (подробнее см. п. 33).

Во-вторых, местные ветры могут представлять собой местные изменения (возмущения) течений общей циркуляции атмосферы под влиянием орографии или топографии местности. Таков, например, *фён* — теплый ветер, дующий по горным склонам в долины, возникающий при переваливании воздушной массы через горный хребет. При фёне происходит повышение температуры воздуха. Влиянием орографии объясняется и *бора* с различными ее разновидностями.

Рельеф местности может создавать усиление ветров в некоторых районах до скоростей, значительно превышающих скорости в соседних районах. Локальные усиления ветра того или иного направления известны в разных районах под разными названиями как местные ветры. Иногда особые свойства придает местному ветру прохождение воздуха над сильно нагретой и сухой поверхностью, например пустыни, или, напротив, над сильно испаряющей (водной) поверхностью.

В-третьих, местными ветрами называют и такие сильные или обладающие особыми свойствами ветры в некотором районе, которые, по существу, являются течениями общей циркуляции. Интенсивность их проявления и характерность для данного географического района являются следствием самого механизма общей циркуляции и географического распределения синоптических процессов. Таким местным ветром является, например, *сирокко* на Средиземном море.

Кроме сирокко, известны многочисленные местные ветры в различных местах Земли, носящие особые названия: *самум, хамсин, афганец* и пр. Упоминания о них можно найти в физико-географических или климатических характеристиках отдельных местностей.

32. Бризы

1. *Бризами* называют ветры у береговой линии морей и больших озер, имеющие резкую суточную смену направления. Днем *морской* бриз дует в направлении на берег, а ночью *береговой* бриз дует с берега на море. Скорость ветра при бризах 3—5 м/с, в тропиках и больше. Бризы отчетливо выражены в тех случаях, когда погода ясная и общий перенос воздуха слабый, как это бывает, например, во внутренних частях антициклонов. В противном случае общий перенос воздуха в определенном направлении маскирует бризы, как это всегда бывает при прохождении циклонов.

Особенно хорошо выраженная бризовая циркуляция наблюдается в субтропических антициклонах, например, на побережьях пустынь, где в течение суток происходит резкая смена температуры над сушей, а общие барические градиенты малы. Хорошо развитые бризы наблюдаются в теплое время года (с апреля по сентябрь) и на таких морях средних широт, как Черное, Азовское, Каспийское.

2. Бризы связаны с суточным ходом температуры поверхности суши. Днем суша нагрета и температура ее поверхности выше, чем поверхности моря. Поэтому изобарические поверхности над сушей несколько приподнимаются по сравнению с морем (рис. 110); на какой-то высоте создается горизонтальный

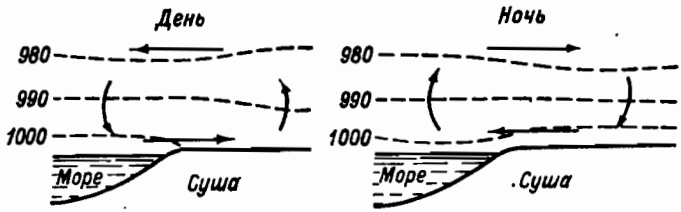


Рис. 110. Схема бризов.

барический градиент, направленный в сторону моря, и начинается отток воздуха в направлении к морю. Так как движение развивается в течение короткого времени, то отклоняющая сила вращения Земли не может уравновесить барический градиент. Движение остается неустановившимся и направлено не по изобарам, а пересекает их, т. е. не параллельно береговой линии, а с большой составляющей в направлении с суши на море. Такой отток воздуха на высоте приводит к падению давления у земной поверхности над сушей и к росту его над морем. Поэтому нижние изобарические поверхности приобретают обратный наклон — внизу устанавливается барический градиент, направленный с моря на сушу, а соответственно ему и перенос воздуха в нижнем слое. Этот нижний перенос воздуха и есть дневной морской бриз.

Противоположные условия будут ночью, когда суша охлаждается и становится холоднее моря. Тогда внизу создается перенос воздуха с берега на море — ночной береговой бриз, а над ним обратное течение. Вечером происходит смена морского бриза на береговой, а утром наоборот. Конечно, общий перенос воздуха может существенно исказить правильную картину бризов.

3. Бризы захватывают слой в несколько сотен метров, иногда до 1—2 км. Дневной бриз наблюдается в более мощном

слое, чем ночной. В тропиках мощность бризов больше, чем в высоких широтах. От береговой линии бризы распространяются в глубь суши или моря на десятки километров.

Морской бриз имеет общие черты с холодным фронтом. Дневной бриз несколько понижает температуру на суше и увеличивает относительную влажность; особенно резко это выражено в тропиках. В Мадрасе (Индия) морской бриз понижает температуру воздуха на побережье на 2—3 °С и повышает влажность на 10—20 %. В Западной Африке морской бриз, приходя на смену нагретому континентальному воздуху, может снизить температуру даже на 10 °С и более и повысить относительную влажность на 40 % и более.

Очень сильный климатический эффект производит морской бриз, дующий с большей регулярностью над районом Сан-Франциского залива. Так как морской воздух приходит на сушу из района холодного Калифорнийского течения, то средние температуры летних месяцев Сан-Франциско оказываются на 5—7 °С ниже, чем в Лос-Анджелесе, расположенном всего на 4° широты южнее. Зимние температуры в Сан-Франциско ниже на 2—3 °С.

Бризы наблюдаются также на побережьях озер Севан, Иссык-Куль, Ладожское, Онежское и других и на больших реках, например в низовьях Волги. Но здесь явление бриза имеет уже микроклиматический масштаб: скорости ветра при бризе, его вертикальная мощность и горизонтальное распространение значительно меньше, чем при бризах на берегах морей.

33. Горно-долинные ветры

1. В горных системах наблюдаются ветры с суточной периодичностью, схожие с бризами. Это — *горно-долинные ветры.* Днем долинный ветер дует из горла долины вверх по долине, а также вверх по горным склонам. Ночью горный ветер дует вниз по склону и вниз по долине, в сторону равнины.

Горно-долинные ветры хорошо выражены во многих долинах и котловинах Альп, Кавказа, Памира и в других горных странах, главным образом в теплое полугодие. Вертикальная мощность их значительна и измеряется километрами: ветры заполняют все поперечное сечение долины, вплоть до гребней ее боковых хребтов. Как правило, они не сильны, но иногда достигают 10 м/с и более.

Можно указать по крайней мере два независимо действующих фактора возникновения горно-долинных ветров. Один из них создает дневной подъем или ночное опускание воздуха по горным склонам — ветры склонов. При другом создается общий перенос воздуха вверх по долине днем и вниз ночью — горно-долинные ветры в тесном смысле слова.

2. Днем склоны гор теплее окружающего воздуха. Поэтому воздух в непосредственной близости к склону нагревается сильнее, чем воздух, расположенный дальше от склона, и в атмосфере устанавливается горизонтальный градиент температуры, направленный от склона в свободную атмосферу. Более теплый воздух у склона начинает подниматься по склону вверх, как при конвекции в свободной атмосфере. Такой подъем воздуха по склону приводит к усиленному образованию облаков. Ночью, при охлаждении склонов, условия меняются на противоположные и воздух стекает по склонам вниз.

К ветрам склонов присоединяется перенос воздуха в более крупном масштабе, между долиной в целом и прилегающей равниной (рис. 111). Днем температура воздуха в долине в це-

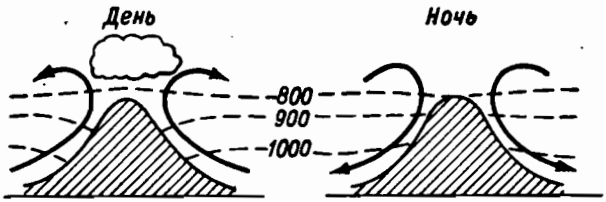


Рис. 111. Схема горно-долинных ветров.

лом выше, чем на соответствующих уровнях над равниной, так как на нее влияют прогретые склоны гор. Поэтому аналогично тому, как над берегом при морском бризе, давление в долинах до самого гребня хребта становится ниже, чем над равниной, а на больших высотах — выше. На рис. 111 это видно по наклону изобарических поверхностей. В результате днем ниже уровня гребня устанавливается поток воздуха с равнины в долину, а выше — обратный перенос. Ночью воздух в долине холоднее, чем над равниной, и внутри долины устанавливается более высокое давление; возникают барические градиенты, создающие перенос воздуха вниз по долине, на равнину. Над ним устанавливается обратный перенос в сторону гор.

34. Ледниковые ветры

Ледниковый ветер — ветер, дующий вниз по леднику в горах. Этот ветер не имеет суточной периодичности, так как температура поверхности ледника в течение всех суток ниже температуры воздуха. Надо льдом господствует инверсия температуры и холодный воздух стекает вниз. Над некоторыми ледниками Кавказа скорость ледникового ветра около 3—7 м/с. Вертикальная мощность потока ледникового ветра примерно не-

сколько десятков метров, в особых случаях — несколько сотен метров.

Явление ледниковых ветров в громадных размерах представлено над ледяным плато Антарктиды. Здесь, над постоянным ледяным покровом, на периферии материка возникают *стоковые ветры* (чаще всего юго-восточные) — перенос выхоложенного воздуха по наклону местности в сторону океана. Так как, кроме барического градиента, на этот перенос воздуха влияет сила тяжести, то по мере приближения воздуха к береговой линии в нижних 100—200 м могут развиваться очень большие скорости ветра, до 20 м/с и более, с резко выраженной порывистостью. Вместе с сильными ветрами, вызываемыми постоянным прохождением глубоких циклонов вокруг Антарктического материка, стоковые ветры делают многие районы побережья Антарктиды самыми ветренными местами на земном шаре.

35. Фён

1. *Фёном* называется теплый, сухой порывистый ветер, дующий временами с гор в долины. Температура воздуха при фёне резко повышается, а относительная влажность падает, иногда до очень малых значений. В начале фёна могут наблюдаться резкие и быстрые колебания температуры и влажности вследствие встречи теплого воздуха фёна с холодным воздухом, заполняющим долины. Порывистость фёна указывает на сильную турбулентность фёнового потока. Продолжительность фёна может быть от нескольких часов до нескольких суток, иногда с перерывами (паузами).

Фёны с давних времен известны в Альпах. Они очень часты на Западном Кавказе как на северных, так и на южных склонах хребта. Фёны наблюдаются и под обрывистой стеной Яйлы на Южном берегу Крыма, в горах Средней Азии и Алтая, в Якутии, западной Гренландии, на восточных склонах Скалистых гор и во многих других горных системах.

О повторяемости фёнов можно судить по средним климатологическим данным. Например, в Кутаиси в среднем за год насчитывается 114 дней, в Тбилиси 45, в Орджоникидзе 36, на Телецком озере до 150, в Инсбруке (Австрия) 75.

2. Фён может возникнуть в любой горной системе, если воздушное течение общей циркуляции пересекает хребет достаточной высоты. С подветренной стороны воздух оттекает от хребта, а в создавшееся разреженное пространство устремляется воздух вышележащих слоев (рис. 112).

Высокая температура воздуха при фёне обусловлена его адиабатическим нагреванием при нисходящем движении. Вертикальный градиент температуры в атмосфере почти всегда меньше сухоадиабатического, т. е. меньше 1 °С/100 м. Воздух,

опускающийся по горным склонам в долину, нагревается сухоадиабатически, т. е. на 1 °С на каждые 100 м спуска. Поэтому он поступает в долину, имея более высокую температуру, чем температура воздуха, ранее занимавшего долину. Температура фёнового воздуха будет тем выше, чем больше высота, с которой он опускается. Относительная влажность в нем будет понижаться по мере роста температуры.

Допустим, например, что гребень хребта возвышается над уровнем долины на 3000 м, температура воздуха в долине до начала фёна +10 °С, а средний градиент температуры 0,6 °С/100 м. На уровне гребня хребта температура будет, таким образом, $+10-(0{,}6\cdot 30)=-8$ °С. Опустившись в долину и нагревшись при этом на 30 °С (по одному градусу на каждые 100 м), воздух фёна будет иметь внизу температуру $-8+30=+22$ °С, т. е. температура в долине повысится в сравнении с первоначальной на 12 °С. Вместе с тем, если относительная влажность вверху была 100 %, то при той же массовой доле водяного пара, но при повышении температуры фёнового воздуха с —8 до +22 °С она понизится до 17 %.

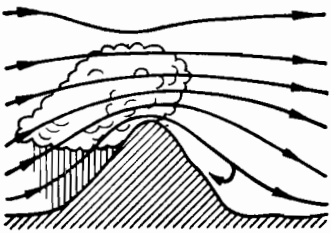


Рис. 112. Схема фёна.

3. При сильном развитии фёна на подветренной стороне хребта нередко на наветренной стороне наблюдается восходящее движение воздуха по горному склону. Если хребет высок, то этот восходящий воздух, достигнув уровня конденсации, будет охлаждаться уже не сухоадиабатически, а влажноадиабатически. При этом на наветренной стороне произойдет образование облаков и, стало быть, выделение теплоты конденсации.

Допустим, что на подветренном склоне воздух на столько же опустится вниз, на сколько он поднялся вверх на наветренном склоне. Облака в воздухе фёна будут при этом испаряться. Однако если часть продуктов конденсации выпала из воздуха в виде осадков при восхождении по наветренному склону, то воздух опустится в долину с более высокой температурой, чем была в начале процесса. Получим процесс, приближающийся к псевдоадиабатическому (см. главу вторую, параграф 23).

Если воздух сначала поднимается по наветренным склонам и в нем происходит облакообразование, то из долины на подветренной стороне можно наблюдать над гребнем хребта стену облаков. При опускании фёнового воздуха по подветренному склону содержащиеся в нем капли облака испаряются, на наветренном склоне они, напротив, все время образуются заново. В результате облачная масса в фёновом потоке — фёновая стена — кажется неподвижно прикрепленной к гребню хребта.

4. Бывает и так, что фён, особенно вначале, сводится к постепенному оседанию и динамическому нагреванию воздуха в антициклоне, занимающем горный район. По мере снижения инверсии высокие температуры захватывают все более низкие места, однако до самых низких долин потепление может и не дойти, они останутся занятыми холодным воздухом. При таком антициклоническом фёне скорости ветра невелики, а фёновое повышение температуры может происходить на обоих склонах хребта одновременно, как это много раз наблюдалось и на Кавказе, и в Альпах.

5. Особенно сильное повышение температуры при фёне бывает тогда, когда воздух, в котором развивается фён, с самого начала очень теплый, например когда через хребет перетекает тропический воздух за теплым фронтом. Высокая температура воздуха дополнительно повышается адиабатически при нисходящем движении. Так, в первых числах мая 1935 г. в северных предгорьях Кавказа южный фён приносил воздух с Армянского нагорья. При этом температура повышалась в Нальчике до 32 °С, в Моздоке до 40 °С, а относительная влажность опускалась до 13 %. Эффект повышения температуры особенно велик, если до фёна воздух в долине был сильно выхоложен излучением. В Монтане (Скалистые горы) однажды в декабре температура повысилась с —40 до 4 °С в течение 7 часов.

Продолжительный и интенсивный фён может привести к бурному таянию снега в горах, к повышению уровня и разливам горных рек и т. д. Летом фён вследствие своей высокой температуры и сухости может губительно действовать на растительность. В Закавказье (район Кутаиси) случается, что при летних фёнах листва деревьев высыхает и опадает.

Но фён может наблюдаться и в арктическом воздухе, когда последний, например, перетекает через Альпы или Кавказ и опускается по южным склонам. Даже в Гренландии стекание воздуха с 3-километровой высоты ледяного плато на фьорды создает очень сильные повышения температуры. В Исландии при фёнах наблюдались повышения температуры почти на 30 °С за несколько часов.

При переваливании хребта в воздушном течении могут возникать стоячие волны, так называемые фёновые волны с амплитудой примерно нескольких километров, иногда приводящие к образованию чечевицеобразных облаков. Эти волны распространяются вверх до высоты в несколько раз большей, чем высота хребта.

36. Бора

Борой называется сильный холодный и порывистый ветер, дующий с низких горных хребтов в сторону достаточно теплого моря. Бора с давних пор известна в районе Новороссийской

бухты на Черном море и на Адриатическом побережье Югославии в районе Триеста. Сходные явления обнаружены на Новой Земле и в некоторых других местах. К типу боры относится и *сарма* близ Ольхонских ворот на Байкале. Достаточное сходство с борой по происхождению и проявлениям имеют *норд* в районе Баку, *мистраль* на Средиземноморском побережье Франции, от Монпелье до Тулона, *нортсер* в Мексиканском заливе (Мексика, Техас).

Бора возникает в Новороссийске, как и на Адриатике, в тех случаях, когда холодный фронт подходит к прибрежному хребту с северо-востока. Холодный воздух сразу же переваливает невысокий хребет. Низвергаясь вниз по горному хребту под действием силы тяжести, воздух приобретает значительную скорость. В Новороссийске в январе скорость ветра при боре в среднем выше 20 м/с. Достигая поверхности воды, нисходящий ветер создает сильное волнение. При этом резко понижается температура воздуха, которая до начала боры была над теплым морем достаточно высокой.

Падая вниз, воздух боры адиабатически нагревается, как и при фёне. Но высота хребта невелика, а первоначальная температура воздуха низка в сравнении с температурой воздуха, ранее располагавшегося над морем. В результате температура в районе, куда вторгается бора, понижается. В Новороссийске случалось при боре понижение температуры на 25 °С и более.

Новороссийская бора затухает в море уже в нескольких километрах от города. Однако бора на Адриатике при некоторых синоптических положениях охватывает значительную часть моря.

За год в Новороссийске наблюдается в среднем 46 дней с борой, чаще всего с ноября по март. Продолжительность боры 1—3 суток, изредка до недели.

37. Шквалы

Иногда на ограниченных территориях наблюдаются резкие кратковременные усиления ветра, называемые *шквалами*. Скорость ветра при шквале внезапно, порывом, усиливается до 20 м/с и более. Усиление ветра продолжается несколько минут, а иногда повторяется на протяжении короткого времени. Более или менее резко меняется и направление ветра (рис. 113). Несмотря на кратковременность шквалов, они могут приводить к катастрофическим последствиям.

Шквалы в большинстве случаев связаны с кучево-дождевыми (грозовыми) облаками либо местной конвекции, либо холодного фронта. В первом случае они называются *внутримассовыми*, во втором — *фронтальными*.

Внутримассовый шквал обусловлен тем, что в передней части кучево-дождевого облака возникает сильное восходящее движение воздуха, а в центральной и тыловой частях — нисходящее, в частности создаваемое ливневыми осадками, увлекающими с собой воздух. В облаке и под ним возникает, таким образом, вихревое движение воздуха с горизонтальной осью, в которое вовлекается воздух из смежных районов (рис. 114). При приближении большого облака конвекции ощущается усиление ветра и поворот его к облаку. В резко выраженных случаях это явление принимает форму шквала.

Сходные условия будут и в случае фронтальных шквалов. Здесь также играет роль восходящее движение теплого воздуха перед приближающимся холодным фронтом и нисходящее движение в голове холодного воздуха за фронтом, принимающее форму резкого «обрушивания». Фронтальные шквалы наблюдаются вдоль фронта одновременно в ряде мест. Поэтому в XIX в., когда было установлено существование холодных фронтов, их называли *линиями шквалов*.

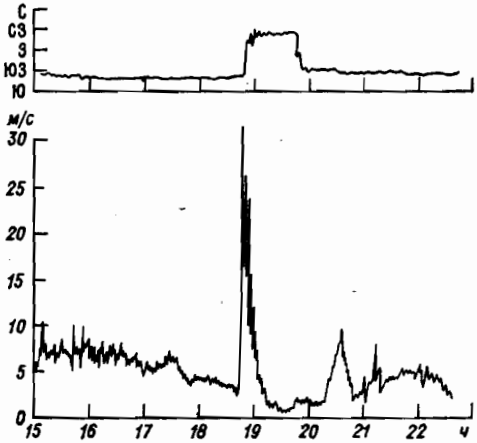


Рис. 113. Пример изменения скорости и направления ветра при шквале.

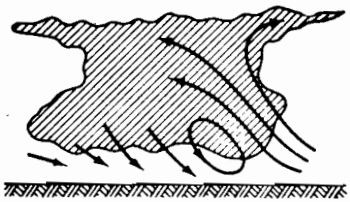


Рис. 114. Движение воздуха при шквале.

Шквал обычно связан с ливневыми осадками и грозой, иногда с градом. Лишь в условиях большой сухости воздуха возможны шквалы без образования кучевых облаков.

Атмосферное давление при шквале резко повышается в связи с бурным выпадением осадков, а затем снова падает (*грозовой нос*).

38. Маломасштабные вихри

1. В условиях большой неустойчивости атмосферной стратификации, кроме обычных грозовых шквалов, могут возникать еще особые вихри с вертикальной осью, напоминающие циклоны,

однако миниатюрных размеров. Во-первых, это совсем малые пыльные вихри, во множестве возникающие над перегретой почвой в пустынях (но не только в пустынях), особенно на границах, где резко меняются свойства подстилающей поверхности. В Сахаре на площади 10 км^2 таких вихрей наблюдалось иногда до 100 в день. Часты они летом на восточном Памире. Поперечник их от 1 до 100 м, высоты до 1 км, скорость перемещения 20—30 км/ч. В таком вихре наблюдается быстрое вращение воздуха при одновременном его подъеме вверх, так что попавшие в вихрь пыль, листья и другие предметы увлекаются по спиральным путям.

2. Большее значение имеют более крупные вихри, называемые над морем *смерчами,* а над сушей *тромбами.* В Северной Америке тромбы называют *торнадо* (рис. 115).

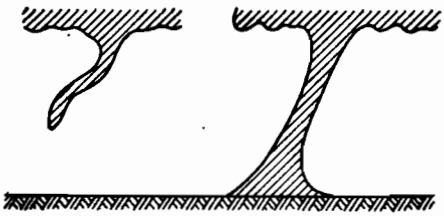


Рис. 115. Тромбы.

Вихрь возникает обычно в передней части грозового облака и проникает сверху до самой земной поверхности. У смерчей диаметр вихря порядка десятков метров, у тромбов — 100—200 м, а в американских торнадо и больше (это устанавливается по ширине полосы разрушений).

Тромб виден как темный столб между облаками и землей, расширяющийся кверху и книзу, или как хобот, свисающий из облака. Это объясняется тем, что вихрь втягивает сверху облако, а снизу пыль или воду; кроме того, при сильном падении давления внутри вихря происходит конденсация водяного пара.

Вихрь перемещается вместе с облаком чаще всего со скоростью 30—40 км/ч. Время существования смерчей измеряется минутами, тромбов — десятками минут, иногда несколькими часами. За это время вихрь может продвинуться над морем на несколько километров, а над сушей — на десятки, даже на сотни километров, все сметая на своем пути. Атмосферное давление в вихре сильно понижено, на десятки или даже на сотню гектопаскалей. Воздух вращается вокруг оси вихря, одновременно поднимаясь вверх. Скорости ветра в тромбах могут достигать 50—100 м/с, как это можно определить по разрушениям; очень велики и восходящие скорости. Ветер при тромбе срывает и разрушает легкие постройки, переносит на большие расстояния людей и животных, ломает и вырывает с корнем деревья, прокладывая в лесах просеки. Падение давления при прохождении тромба бывает настолько большим и быстрым, что наружное давление не успевает выравняться с давлением внутри

здания; давление внутри остается более высоким. Поэтому дома, попавшие в сферу действия тромба, иногда взрываются изнутри: с них слетает крыша, вылетают оконные рамы, даже разрушаются стены. Смерчи обладают меньшей разрушительной силой. Тромб сопровождается грозой, ливневым дождем, градом. Водяные смерчи реже связаны с грозами.

Тромбы проходят поодиночке, хотя торнадо изредка наблюдаются по два или по нескольку. Смерчи часто возникают сериями по нескольку вихрей.

3. В Европе тромбы сравнительно редки и наблюдаются преимущественно в жаркую летнюю погоду в послеполуденные часы в воздушных массах тропического происхождения с большими вертикальными градиентами температуры. В направлении к северу они отмечались до северной Шотландии, южной Норвегии, Швеции (до 60° с. ш.), Соловецких островов, в Сибири — до низовьев Оби. На европейской части СССР каждое лето в разных местах, и на юге, и в центре, отмечается несколько тромбов. Были случаи, когда они достигали особой катастрофической силы, как, например, московский тромб 29 июня 1904 г., сравнимый по интенсивности с американскими торнадо. По-видимому, на азиатской части СССР тромбы возникают значительно чаще, но, проходя в малонаселенных районах, отмечаются реже.

4. В США, между Скалистыми и Аппалачскими горами, особенно на юго-востоке, торнадо очень часты и обладают исключительной разрушительной силой. За год в США наблюдается в среднем свыше 200 торнадо, но в отдельные годы — свыше 800, преимущественно в теплое время года. Интенсивность их, конечно, разная. Но в общем их диаметры и скорости ветра в них (до 125 м/с и более) больше, чем в европейских тромбах, а причиняемые ими разрушения и убытки огромны. Случалось, что поднимались в воздух дома вместе с жителями. Полное разрушение домов происходит очень часто. В среднем за год насчитывается свыше 200 смертных случаев от торнадо, а при одном только торнадо 18 марта 1925 г. погибло почти 700 человек. Убытки от торнадо ежегодно исчисляются многими десятками миллионов долларов. Одно-единственное торнадо в Северной Дакоте 20 июня 1957 г. разрушило 500 домов на площади в 2 км^2 и причинило убытков на 15 млн. дол.

В тромбах наблюдается вращение ветра как в циклоническом, так и в антициклоническом направлении, хотя давление в тромбе всегда понижено. Антициклоническое вращение возможно, если центробежная сила настолько велика, что перекрывает силу градиента. Наиболее низкое давление, наблюдавшееся в центре торнадо, 912 гПа.

5. Тромбы (торнадо) наблюдаются в очень теплом и влажном неустойчиво стратифицированном воздухе, иногда вблизи

фронтов как холодных, так и теплых, но иногда и на значительном расстоянии от них. Очевидна их связь с грозовыми облаками. Поэтому можно думать, что тромб является особой; сравнительно редкой разновидностью обычного грозового шквала. Но при шквале в грозовом облаке наблюдается вихрь с горизонтальной осью, как описано выше. При тромбе направление оси вихря, по еще не выясненным причинам, между облаком и землей вертикальное. Возможно образование и двух тромбов, по обе стороны грозового облака.

Преобладание и увеличенную интенсивность торнадо в США по сравнению с тромбами в Европе можно объяснить тем, что в США летом часто господствует очень теплый, влажный и неустойчиво стратифицированный воздух с Мексиканского залива, благоприятный для образования гроз и торнадо. В Европе такие условия реже: тропический воздух попадает в Европу сравнительно редко (на Европейскую часть СССР чаще, а на Азиатскую — еще чаще).

39. Служба погоды

1. Непрерывно происходящие изменения в состоянии погоды связаны в первую очередь с процессами общей циркуляции атмосферы. Смена дня и ночи вносит в погоду достаточно простые и регулярные изменения в виде суточного хода метеорологических величин или в виде смены бризов и т. п. Но резкие и нерегулярные изменения, гораздо более характерные для погоды, являются результатом смены воздушных масс, прохождения разделяющих их фронтов, перемещения и эволюции циклонов и антициклонов. В тропиках эти изменения значительно меньше, чем во внутритропических широтах, потому что условия атмосферной циркуляции там более устойчивы и циклоническая деятельность слабее.

В связи с такой обусловленностью изменений погоды, в течение последнего столетия возникла так называемая служба погоды. В задачи ее входит своевременная информация населения, административных и хозяйственных организаций о существующих условиях погоды и составление прогнозов погоды.

Материальная база службы погоды состоит, во-первых, из сети *синоптических станций*, т. е. метеорологических станций, передающих результаты одновременных наблюдений в центры службы погоды. До 1920-х годов почти единственным средством связи служил телеграф; в настоящее время ведущая роль в службе погоды принадлежит радиосвязи. С помощью радиосвязи удалось распространить действие службы погоды фактически на весь земной шар. Однако до сих пор многие районы охвачены ею еще неудовлетворительно, в особенности океанические районы южного полушария.

В подавляющем большинстве государств мира существуют центральные, а в больших странах — также и областные учреждения службы погоды, чаще называемые *бюро погоды*. Небольшие учреждения такого рода существуют также при аэропортах, в морских портах и т. д. Ведущим учреждением в службе погоды СССР является Гидрометеорологический центр СССР.

2. Метеорологические сведения передаются со станций

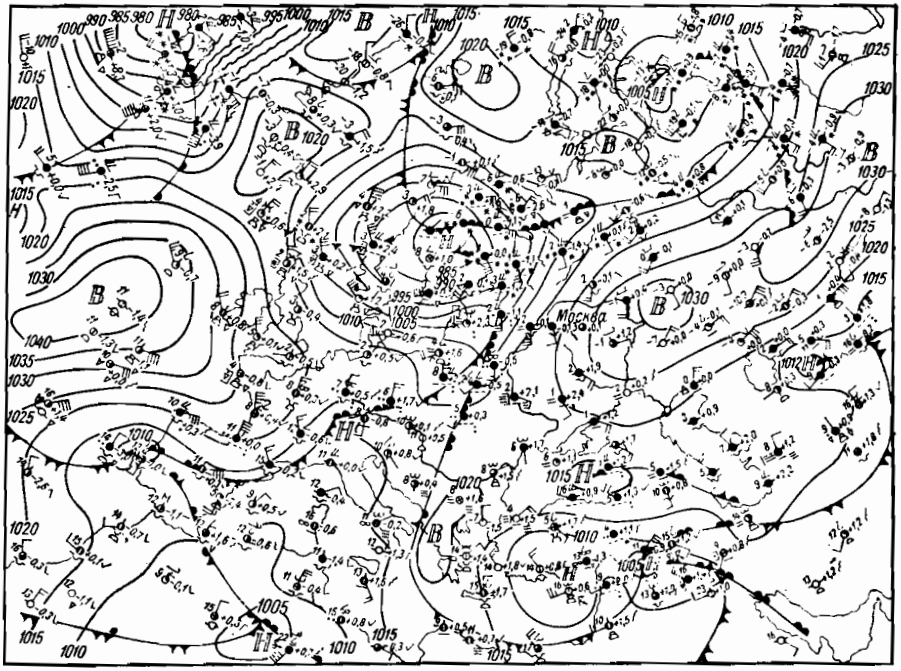


Рис. 116. Синоптическая карта.

в центры службы погоды зашифрованными с помощью особых цифровых кодов. Сроки и волны радиопередач согласованы в международном порядке. В учреждениях службы погоды эти сведения наносятся цифрами и условными знаками на *синоптические карты погоды* (рис. 116). В настоящее время, когда синоптические карты, на которые наносятся данные тысяч станций, могут охватывать все полушарие и даже весь земной шар и когда, кроме приземных карт, составляются также и высотные карты (барической топографии и др.), объем систематизированной информации об атмосферных условиях очень велик. В целях экономии усилий и средств в последнее время переходят на централизованную систему составления и анализа си-

ноптических карт в немногих центрах, откуда карты распространяются путем факсимильной передачи по проводам или по радио в органы службы погоды на местах. Прием синоптических карт по радио возможен и в воздухе, и на судах в открытом океане. В главе первой уже говорилось, что в настоящее время организована *Всемирная служба погоды,* в которой кооперация различных стран по производству наблюдений, распространению информации и даче прогнозов должна стать еще более тесной. В рамках Всемирной службы погоды особое внимание уделяется организации наблюдений с метеорологических спутников.

40. Синоптический анализ и прогноз

1. *Анализ* синоптических карт (и разных других вспомогательных материалов, как аэрологические диаграммы, вертикальные разрезы и пр.) состоит в следующем. По сведениям, нанесенным на карту, устанавливается *фактическое состояние* атмосферы в момент наблюдений: распределение и характер воздушных масс и фронтов, расположение и свойства барических систем, а также расположение и характер облачности и осадков, распределение температуры и пр.

Барические системы, фронты и воздушные массы, изучаемые с помощью синоптических карт, называются *синоптическими объектами.* Составляя карты от срока к сроку, можно следить по ним за изменениями состояния атмосферы, в частности за перемещением и эволюцией барических систем, перемещением, трансформацией и взаимодействием воздушных масс и пр. Представление атмосферных условий на синоптических картах дает удобную возможность и для информации о состоянии погоды.

Главная и более трудная задача состоит, однако, не в информации, а в прогнозе ожидаемых изменений погоды, прежде всего, на короткий срок (на 1—2 сут). Короче говоря, задача сводится к определению, как в следующие несколько десятков часов должны будут переместиться и измениться синоптические объекты — *прогноз синоптического положения.* Затем делают заключения о том, как в связи с этими перемещениями и изменениями должны меняться условия погоды в рассматриваемом районе. Именно последнее нужно потребителю прогнозов.

2. При прогнозе синоптического положения приходится пользоваться прежде всего экстраполяцией во времени, т. е. предполагать, что на некоторый промежуток времени атмосферные процессы будут происходить с теми же скоростями или ускорениями, с какими происходили до сих пор. Это, конечно, грубый прием, могущий привести к большим ошибкам, но в большинстве случаев применяемый с достаточным успехом. Он уточняется с помощью использования тех связей между атмосферными

процессами, которые установлены эмпирически за много лет анализа синоптических карт или которые вытекают из законов динамики и термодинамики атмосферы. Связи эти применяются преимущественно качественно, что более или менее обеспечивает правильный прогноз направления процесса, но может приводить к ошибкам в определении темпа и интенсивности процессов.

О погоде, связанной с будущим положением и свойствами синоптических объектов, судят по фактическим свойствам их, учитывая возможное изменение этих свойств.

При всей простоте приемов синоптического анализа их применение представляет собой нелегкую задачу и требует большого практического опыта у прогнозиста (синоптика). От ошибок, иногда даже грубых, современные краткосрочные прогнозы погоды не свободны. Однако в общем качество прогнозов оказывается удовлетворительным для многих потребностей практики, в особенности для обеспечения действий авиации. Без регулярного синоптического обслуживания современная авиация работать не может. Есть и ряд других областей народного хозяйства, для которых получение прогнозов погоды необходимо. Средства, затрачиваемые на службу погоды, во много раз перекрываются теми выгодами, которые она приносит.

3. Возможности улучшения качества прогнозов погоды в настоящее время видят в изыскании и введении в службу погоды *вычислительных методов прогноза*. Такие методы сводятся к численному интегрированию по времени (с помощью электронных вычислительных машин) уравнений динамики и термодинамики атмосферы при широком использовании в качестве начальных значений метеовеличин данных наземных и высотных наблюдений. Работа в этом направлении ведется очень интенсивно.

Правда, разработанные до сих пор методы относятся преимущественно к предвычислению барического поля, в меньшей степени — полей температуры, облачности и осадков. Переход от барического поля к погоде приходится производить еще прежними, качественными способами. Даже в предвычислении барического поля пока не достигнуто решающих практических успехов: оправдываемость прогнозов остается примерно такой же, что и оправдываемость прогнозов, составленных обычными синоптическими методами. Объясняется это исключительной сложностью атмосферных процессов для математической формулировки задачи. Состояние атмосферы и закономерности атмосферных процессов в вычислительных схемах приходится упрощать, что, конечно, отражается на соответствии результатов вычисления действительности. Однако можно надеяться, что в недалеком будущем задача вычислительного прогноза (и не только барического поля) будет решена с точностью, удовлетворяющей потребности практики.

41. Долгосрочные прогнозы

Еще сложнее задача долгосрочных прогнозов погоды (на декаду, месяц, сезон). Степень точности здесь неизбежно ниже, чем в краткосрочных прогнозах. Рациональная постановка задачи долгосрочного прогноза должна сводиться к определению некоторых общих характеристик погоды будущего: степени зональности или меридиональности циркуляции, средних месячных температур, отклонений осадков от нормы, самых общих черт в ходе температуры и т. д. Вряд ли когда-либо люди достигнут возможности ответить на вопрос: будет ли в таком-то месте дождь такого-то числа в будущем месяце? Сложный комплекс условий, которые будут определять такой дождь или его отсутствие, часто нельзя предвидеть даже накануне, тем более невозможно это сделать с большой заблаговременностью.

Но и задачи определения общих характеристик погоды на большой срок вперед еще далеки от удовлетворительного разрешения. Анализ ежедневных синоптических карт уже не подходит для этой цели. Приходится прибегать к способам обобщенного представления атмосферных условий, как сборные или средние карты за те или иные периоды времени. Попытки применения для долгосрочных прогнозов таких приемов, как учет инерции в ходе атмосферных процессов (т. е. сохранения знака аномалии погоды на некоторое время вперед), приводили к самым ограниченным успехам. Ограниченные результаты дали и многочисленные определения корреляционных связей между ходом метеорологических величин в разных местах и в разные периоды года, а также и попытки изыскания периодов и ритмов в ходе атмосферных процессов на значительных отрезках времени. Более плодотворным и распространенным является прием подбора аналогов, исходящий из предположения, что за сходными начальными условиями в разных случаях следует сходное дальнейшее развитие. Однако таким предположением следует пользоваться с очень большой осторожностью, потому, что уже небольшие различия в начальных условиях могут изменить весь дальнейший ход процессов.

Существенное значение для решения задачи долгосрочных прогнозов имеет сопоставление атмосферных процессов с процессами в Мировом океане, поскольку между двумя этими сферами Земли происходит взаимный обмен теплом и влагой.

На поиски рациональных методов долгосрочных прогнозов направлены сейчас энергичные усилия. Это важнейшая практическая задача метеорологии, ждущая разрешения. Пока оправдываемость прогнозов незначительно превышает случайные совпадения.

Глава восьмая

КЛИМАТООБРАЗОВАНИЕ. МИКРОКЛИМАТ

1. Климатообразующие процессы

В главах третьей — седьмой рассматривались атмосферные процессы, которые входят в состав трех циклов климатообразующих процессов на Земле: теплооборота, влагооборота и общей циркуляции атмосферы. Одновременно были рассмотрены и климатические следствия этих процессов, т. е. многолетний режим метеорологических величин: суточный и годовой ход потоков радиации, температуры и других величин, их изменчивость, среднее распределение по земной поверхности, типичное изменение с высотой и т. д.

Все три климатообразующих процесса взаимно связаны. Например, на тепловой режим подстилающей поверхности, а стало быть, и атмосферы влияет облачность, задерживающая приток прямой солнечной радиации. Образование облаков есть один из элементов влагооборота. Но оно зависит в свою очередь от тепловых условий подстилающей поверхности и атмосферы, а эти последние в определенной степени зависят от адвекции тепла, т. е. общей циркуляции атмосферы. Общая циркуляция, кроме того, создает перенос водяного пара и облаков и тем самым влияет на влагооборот, а через него и на тепловые условия.

Режим каждой составляющей климата есть результат совместного действия всех трех климатообразующих процессов.

Например, распределение сумм осадков по земному шару является непосредственным следствием влагооборота, поскольку выпадание осадков есть одно из его звеньев. Следовательно, оно зависит от расположения источников влаги (прежде всего, океанов) относительно данного места и от других звеньев влагооборота, как испарение, сток, турбулентная диффузия водяного пара, конденсация. Но на режим осадков также влияют тепловые условия подстилающей поверхности и атмосферы, создающиеся в процессе теплооборота. От тепловых условий зависит испарение. Они определяют близость воздуха к насыщению и максимальное влагосодержание воздуха при насыщении, а стало быть, и водность облаков, определяют положение уровней образования и оледенения облаков, а значит, и выпадение осадков.

Кроме того, на влагосодержание и на тепловые условия воздуха влияет адвекция влаги и тепла в общей циркуляции атмосферы. Подъем воздуха, нужный для конденсации и, следовательно, для образования облаков и выпадения осадков, совершается в основном в процессе общей циркуляции атмосферы. Последняя также принимает участие в создании климатического режима осадков.

Именно вследствие взаимного переплетения причин и следствий очень трудно установить наиболее рациональную последовательность в знакомстве с атмосферными процессами. В любом случае приходится рассматривать их не одновременно, а один за другим. Часто, объясняя тот или иной процесс, приходится ссылаться на другие процессы, изложение которых еще впереди.

2. Географические факторы климата

Климатообразующие процессы развертываются в конкретных географических условиях земного шара. В низких и высоких широтах, над сушей и над морем, над равниной и горными областями климатообразующие процессы протекают по-разному, т. е. имеют свою географическую специфику.

Стало быть, и характеристики климата, и их распределение зависят от тех же географических факторов климата. Рассматривая в предыдущих главах многолетний режим радиации, температуры, влажности, ветра, мы постоянно останавливались на географической обусловленности их суточного и годового хода, непериодической изменчивости, пространственном распределении. Теперь, подытоживая сказанное, перечислим географические факторы климата и главные их эффекты.

Основными географическими факторами климата являются: *географическая широта; высота над уровнем моря; распределение суши и воды на поверхности земного шара; орография поверхности суши; океанические течения; растительный, снежный и ледяной покров.* Особое место занимает *деятельность человеческого общества,* в известных пределах также влияющая на климатообразующие процессы и тем самым на климат путем изменения тех или иных географических факторов.

3. Географическая широта

Первым и очень важным фактором климата является географическая широта. От нее зависит зональность в распределении элементов климата. Солнечная радиация поступает на верхнюю границу атмосферы в строгой зависимости от географической широты, которая определяет полуденную высоту Солнца и продолжительность облучения в данное время года. Поглощенная радиация распределяется гораздо сложнее, так как зависит и от облачности, и от альбедо земной поверхности, и от степени прозрачности воздуха; но определенный зональный фон есть и в ее распределении.

По той же причине зональность лежит и в основе распределения температуры воздуха. Правда, это распределение зависит не только от поглощенной радиации, но и от циркуляционных

условий. Но и в общей циркуляции имеется определенная степень зональности (в свою очередь зависящая от зональности в распределении температуры). Упомянем, кстати, что такой чисто кинематический фактор общей циркуляции атмосферы, как кориолисов параметр, также зависит от географической широты.

Зональность в распределении температуры влечет за собой зональность и других составляющих климата, зональность неполную, но все же лежащую в основе распределения этих составляющих по земной поверхности.

Влияние географической широты на распределение метеорологических величин становится все заметнее с высотой, когда ослабевает влияние других факторов климата, связанных с земной поверхностью. Следовательно, климат высоких слоев атмосферы имеет лучше выраженную зональность, чем климат у земной поверхности.

4. Высота над уровнем моря

Высота над уровнем моря также является географическим фактором климата.

Атмосферное давление с высотой падает, солнечная радиация и эффективное излучение возрастают, температура и амплитуда ее суточного хода, как правило, убывают, массовая доля водяного пара также убывает, а ветер достаточно сложно меняется по скорости и направлению.

Такие изменения происходят в атмосфере над равнинной местностью, с бо́льшими или меньшими возмущениями (связанными с близостью земной поверхности) они происходят и в горах. В горах намечаются и характерные изменения с высотой облачности и осадков. Осадки, как правило, сначала возрастают с высотой местности, но начиная с некоторого уровня убывают. В результате в горах создается высотная климатическая зональность, о которой еще будет сказано ниже.

Итак, в одном и том же горном районе климатические условия могут сильно различаться в зависимости от высоты места. При этом изменения с высотой намного сильнее, чем изменения с широтой — в горизонтальном направлении.

5. Высотная климатическая зональность

В связи со сказанным в предыдущем параграфе кратко рассмотрим вертикальную, или высотную, климатическую зональность.

Это явление заключается в том, что в горах изменение метеорологических величин с высотой создает быстрое изменение всего комплекса климатических условий. Получаются

лежащие одна над другой климатические зоны (или пояса) с соответствующим изменением растительности. Смена высотных климатических зон напоминает смену климатических зон в широтном направлении. Разница, однако, в том, что для изменений, которые в горизонтальном направлении происходят на протяжении тысяч километров, в горах нужно изменение высоты только на километры.

При этом типы растительности в горах сменяются в следующем порядке. Сначала идут лиственные леса. В сухих климатах они начинаются не от подножия гор, а с некоторой высоты, где температура падает, а осадки возрастают настолько, насколько это нужно для произрастания древесной растительности. Затем идут хвойные леса, кустарники, альпийская растительность из трав и стелющихся кустарников. За снеговой линией (см. главу пятую, параграф 50) следует зона постоянного снега и льда.

Верхняя граница леса в районах с сухим континентальным климатом поднимается выше, чем в районах с влажным океаническим климатом. На экваторе она достигает 3800 м, а в сухих районах субтропиков выше 4500 м. От умеренных широт к полярным граница леса быстро снижается в связи с тем, что произрастание леса ограничено средней июльской температурой 10—12 °С.

В тундре леса вообще нет. Вся смена высотных климатических зон в горах за полярным кругом сводится к смене зоны тундры на зону постоянного мороза.

Граница земледелия в горах близка к границе леса; в сухом континентальном климате она проходит значительно выше, чем в морском. В умеренных широтах эта граница — около 1500 м. В тропиках и субтропиках полевые культуры доходят до высот около 4000 м, а на Тибетском нагорье — даже выше 4600 м.

Существенно, что при смене высотных климатических зон сохраняются общие закономерности климата, присущие той широтной зоне, в которой находится данная горная система. Так, выше снеговой линии в горах тропической зоны годовая амплитуда температуры остается характерно малой; следовательно, климат там отнюдь не идентичен климату полярных областей.

6. Распределение суши и моря

Распределение суши и моря является эффективным фактором климата. Именно с ним связано деление типов климата на *морской* и *континентальный*.

Рассматривая в предыдущих главах распределение температуры, осадков и других метеовеличин по земной поверхности,

мы не раз убеждались, что зональность этих климатических характеристик оказывается возмущенной или перекрытой влиянием неравномерного распределения суши и моря. В южном полушарии, где океанская поверхность преобладает, а распределение суши более симметрично относительно полюса, чем в северном полушарии, зональность в распределении температуры, давления, ветра выражена лучше.

Центры действия атмосферы на многолетних средних картах давления обнаруживают явную связь с распределением суши и моря: субтропические зоны высокого давления разрываются над материками летом; в умеренных широтах над материками ярко выражено преобладание высокого давления зимой и низкого летом. Это усложняет систему циркуляции, а стало быть, и распределение климатических условий на Земле.

Положение места относительно береговой линии само по себе в сильной степени влияет на режим температуры (а также влажности, облачности, осадков), определяя степень континентальности климата. Нужно, однако, помнить, что дело не только в расстоянии от океана, но и в условиях общей циркуляции. Последняя может создавать вынос морских воздушных масс далеко в глубь материка (или вынос континентальных воздушных масс на океан) или, напротив, исключать такую возможность.

7. Орография

На климатические условия в горах влияет не только высота местности над уровнем моря. На них влияют также высота и направление горных хребтов, экспозиция склонов относительно стран света и преобладающих ветров, ширина долин и крутизна склонов и пр.

Мы знаем, что воздушные течения могут задерживаться и отклоняться хребтами, а фронты — деформироваться. В узких проходах между хребтами скорость воздушных течений меняется. В горах возникают местные системы циркуляции — горно-долинные и ледниковые ветры.

Над склонами, по-разному экспонированными, создается различный режим температуры. Формы рельефа оказывают влияние и на суточный ход температуры. Задерживая перенос масс холодного или теплого воздуха, горы создают более или менее резкие разделы в распределении температуры в большом географическом масштабе.

В связи с перетеканием воздушных течений через хребты, на наветренных склонах гор создается увеличение облачности и осадков. На подветренных склонах, напротив, возникают фёны с повышением температуры и уменьшением влажности и

13 Заказ № 1780

облачности. Над горами возникают волновые возмущения воздушных течений и особые формы облаков. Над нагретыми склонами гор также увеличивается конвекция и, следовательно, облакообразование.

Многие из перечисленных явлений отражаются и в многолетнем режиме климата горных районов и их окружения.

8. Океанические течения

Океанические течения создают особенно резкие различия в температурном режиме поверхности моря и тем самым влияют на распределение температуры воздуха и на атмосферную циркуляцию.

Устойчивость океанических течений приводит к тому, что их влияние на атмосферу имеет климатическое значение. Карты изаномал температуры ярко показывают отепляющее влияние Гольфстрима на климат восточной части северного Атлантического океана и Западной Европы. Холодные океанские течения также обнаруживаются на средних картах температуры воздуха соответствующими возмущениями в конфигурации изотерм — языками холода, направленными к низким широтам.

Над районами холодных океанических течений увеличивается повторяемость туманов, как это особенно ярко проявляется у Ньюфаундленда, где воздух может переходить с теплых вод Гольфстрима на холодные воды Лабрадорского течения. Над холодными водами в пассатной зоне ликвидируется конвекция и резко уменьшается облачность. Это в свою очередь является фактором, поддерживающим существование так называемых прибрежных пустынь.

9. Растительный и снежный покров

1. Говоря о температуре почвы и воздуха, мы отмечали влияние на них растительного и снежного покрова. Достаточно густой травяной покров уменьшает суточную амплитуду температуры почвы и снижает ее среднюю температуру. Следовательно, он уменьшает и суточную амплитуду температуры воздуха. Более значительное, своеобразное и сложное влияние на климат имеет лес (см. дальше). По-видимому, над лесом может даже возрастать количество осадков за счет увеличения шероховатости поверхности, над которой течет воздух.

Однако влияния растительного покрова имеют в основном микроклиматическое значение, распространяясь преимущественно на приземный слой воздуха и варьируя на небольших пространствах.

2. Снежный (и ледяной) покров уменьшает потерю тепла почвой и колебания ее температуры. Но сама поверхность покрова сильно отражает солнечную радиацию днем и сильно охлаждается излучением ночью, поэтому она охлаждает и находящийся над нею воздух. Весной на таяние снежного покрова тратится большое количество тепла, которое берется из атмосферы. Таким образом, температура воздуха над тающим снежным покровом остается близкой к нулю. Над снежным покровом часты и сильны инверсии температуры, зимой связанные с радиационным выхолаживанием, весной — с таянием снега. Над постоянным снежным покровом полярных областей даже летом часты инверсии или изотермии.

Таяние снежного покрова обогащает почву влагой и имеет, следовательно, большое значение для климатического режима теплого времени года.

Большое альбедо снежного покрова приводит к усилению рассеянной радиации и тем самым увеличивает суммарную радиацию и освещенность.

10. Деятельность человека

Деятельность человека, строго говоря, не относится к географическим факторам климата. Человек воздействует на климат только через хозяйственную деятельность. В течение тысячелетий хозяйственная деятельность человека должна была считаться с климатическими условиями, но не считалась с тем, производит ли она на климат положительный или отрицательный эффект. Вырубка лесов, нерациональная распашка земель, неучет научных данных и соображений при постройке городов и промышленных предприятий — все это ухудшало климатические условия. Только теперь, хотя «порча» климата и продолжается, поставлен вопрос о сознательном его улучшении.

Речь идет о микроклимате, поскольку пока практически возможно лишь его улучшение. Реальные способы этого улучшения состоят в воздействии на такой географический фактор микроклимата, как растительный покров (насаждение лесов и лесных полос). Определенные улучшения микроклимата происходят и в связи с орошением местности, которое, конечно, непосредственно преследует вовсе не задачу изменений климата. Большие искусственные водохранилища влияют на микроклимат, подобно большим естественным озерам, причем влияют не всегда в желательном направлении.

Искусственное воздействие на климат в общем, широком смысле слова еще является проблемой будущего, может быть и недалекого. Некоторые соображения по этому поводу будут высказаны в конце десятой главы.

11. Микроклимат

1. Под словом *микроклимат* подразумеваются местные особенности климата, существенно меняющиеся уже на небольших расстояниях. В одном и том же географическом районе с одним общим типом климата наблюдаются различные варианты микроклимата над близкими участками земной поверхности, различными по строению и свойствам. Над лугом и соседним лесом, над пашней и болотом, над ровной степью и в балке, вблизи озера и в отдалении от него атмосферные условия будут в большей или меньшей степени различаться. Это значит, что в указанных местах при одном общем типе климата будет разный микроклимат.

Микроклиматические различия зависят от мелкомасштабных различий в строении и свойствах подстилающей поверхности. Они слабы сравнительно с теми особенностями климата, которые создаются влиянием других, крупномасштабных географических факторов. В предшествующих главах, говоря о влиянии подстилающей поверхности на температуру, облачность и другие элементы климата, мы обращали внимание главным образом на самые общие особенности поверхности, как, например, расчленение ее на сушу и море (крупномасштабная орография). Поэтому теперь особо остановимся на микроклиматических воздействиях подстилающей поверхности.

2. Для микроклимата играют роль экспозиция подстилающей поверхности относительно стран света, неровности микрорельефа, большая или меньшая степень влажности почвы, особенности растительного покрова и др. Эти различия подстилающей поверхности определяют собой различия в поглощенной радиации, эффективном излучении и радиационном балансе поверхности, а также в условиях нерадиационного обмена между поверхностью и атмосферой. В результате будут наблюдаться микроклиматические различия в режиме температуры и влажности воздуха и в испарении.

Микрорельеф и различия в шероховатости земной поверхности могут обусловливать и микроклиматические различия в режиме ветра. В меньшей степени обнаруживаются микроклиматические различия в режиме облачности и осадков. Например, над значительным по размерам озером в теплое время года может происходить частичное рассеяние кучевых облаков. Известно также уменьшение облачности и осадков на плоских побережьях морей. В холодное время года облака конвекции, напротив, могут возникать над открытыми водными поверхностями. В разных условиях погоды микроклиматические различия могут быть выражены лучше или хуже. Например, температурные различия будут наибольшими в тихую и солнечную погоду, различия в ветре — при сильном ветре и т. п.

Образование различных видов туманов и, следовательно, их климатический режим также зависят от микроразличий земной поверхности. Например, в низине или вблизи болота повторяемость туманов может быть существенно больше, чем в соседней открытой местности (за счет поземных туманов). Над большими реками радиационные туманы возникают реже, чем над соседней местностью, но зато возможно возникновение туманов испарения.

Когда речь идет о таких крупных объектах, как побережье или город, иногда избегают пользоваться термином «микроклимат» и говорят о *местном климате*; однако точного количественного разграничения этих терминов не существует. К явлениям местного климата следует отнести, например, бризы и горно-долинные ветры, которые были рассмотрены в главе седьмой; сюда же можно отнести и многие климатические различия внутри горных систем.

3. Автором была сделана попытка связать определения климата, местного климата и микроклимата с таксономическими единицами ландшафтоведения. Термин *климат* можно понимать как климат географического ландшафта, определяемый по показаниям нескольких станций, расположенных в типичных участках этого ландшафта (например, климат Южного берега Крыма). Под *местным климатом* можно тогда понимать климат определенного географического урочища внутри данного ландшафта, вполне характеризуемый данными одной метеорологической станции, расположенной в этом урочище (например, города Ялты). *Микроклимат* же следует рассматривать как климат фации внутри данного урочища (например, ялтинской набережной), для выяснения которого нужны специальные микроклиматические наблюдения, речь о них пойдет ниже.

12. Микроклимат как явление поверхностного слоя воздуха

Итак, микроклиматические различия зависят от неоднородности подстилающей поверхности на сравнительно небольших расстояниях. Поэтому в основной своей части они распространяются на слой воздуха, ближайший к земной поверхности. Микроклиматические различия температуры и влажности могут быть прослежены и по показаниям приборов в будках на стандартной высоте наблюдений. Но значительно ярче они будут проявляться в более близком к почве поверхностном слое воздуха. Напротив, на высоте будки и выше они будут сглаживаться вследствие перемешивания воздуха при ветре. Поэтому для установления микроклиматических различий нужны наблюдения на различных высотах внутри поверхностного слоя воздуха. В определенной степени микроклимат отождествляется с климатом поверхностного слоя воздуха.

Этот нижний слой особенно интересен в том отношении, что именно в нем обитают полевые, огородные и многие садовые культуры. Но микроклиматические различия могут существовать в ослабленной степени и на более высоких уровнях. Поэтому микроклиматические наблюдения проводят и в слоях выше 2 м, до нескольких десятков метров. Под термином «приземный слой» понимают именно слой в несколько десятков метров над земной поверхностью. Выявление микроклиматических различий в таком слое также может представлять интерес, например, с точки зрения садоводства или лесного хозяйства: ведь плодовые или иные деревья могут далеко выходить за пределы 2-метрового слоя.

В явлениях местного климата, таких, как бризы или горно-долинные ветры, встречается еще большее вертикальное распространение. Бризы, как мы уже знаем, имеют вертикальную мощность в сотни метров.

13. Методы исследования микроклимата

Понятно, что обычная сеть метеорологических станций слишком редка для микроклиматических исследований. Такие исследования проводятся путем организации густой сети наблюдений на небольших расстояниях хотя бы на короткие промежутки времени. Наблюдения за ветром, температурой и влажностью при этом производятся на разных уровнях над почвой, начиная от нескольких сантиметров. Поскольку с помощью таких наблюдений определяются вертикальные градиенты метеорологических величин в приземном слое воздуха, то сами наблюдения называются *градиентными*.

Для микроклиматических наблюдений применяют переносные походные приборы, в особенности психрометр Ассмана и ручной анемометр, а также электрические термометры и переносные актинометрические приборы. Практикуют микроклиматические съемки с одновременными наблюдениями в ряде точек на местности. Применяют также автомобиль, с которого делаются наблюдения походными приборами в различных точках выбранной трассы или самопишущими приборами непрерывно на всей трассе. К микроклиматическим наблюдениям относятся и съемки снежного покрова, выясняющие особенности его распределения на местности.

Понятно, что микроклиматические наблюдения невозможно проводить длительно, на протяжении многих лет, в одном и том же месте, как обычные метеорологические наблюдения. Задача исследования заключается здесь не в определении многолетнего режима, а в выявлении разностей между условиями в различных пунктах исследуемой местности и в сравнении наблюдений в отдельных точках с показаниями опорной, постоянно действующей станции в данном районе.

14. Температура в приземном слое воздуха

Какими же основными особенностями метеорологического режима обладает приземный слой воздуха по сравнению с вышележащими слоями?

Суточная амплитуда температуры на уровнях ниже 2 м больше, чем на высоте будки, и тем больше, чем ближе к земной поверхности. Поскольку на поверхности почвы суточная амплитуда температуры превышает суточную амплитуду температуры воздуха в метеорологической будке, то непосредственно над почвой она также будет больше, чем в будке.

Максимум температуры непосредственно над почвой наступает примерно на 1 час раньше, чем в будке.

Понижение температуры во времени в приземном слое наблюдается в особенности в ясные ночи, когда почва сильно выхолаживается эффективным излучением. Поэтому на почве и в самом нижнем слое воздуха могут наблюдаться заморозки, в то время как в будке температура остается выше нуля.

В приземном слое ночью легко создается устойчивая стратификация, исключающая возможность конвекции. Вполне обычны при этом инверсии температуры: в будке температура выше, чем у земной поверхности. Рост температуры зачастую продолжается и над уровнем будки.

Днем в солнечную погоду в приземном слое, напротив, наблюдается очень сильное падение температуры с высотой. Разность между температурой у земной поверхности и температурой в будке может составить несколько градусов. При пересчете на единицу высоты, равную 100 м, получится огромное значение вертикального градиента температуры. В нижних 30 см градиент в летний полдень может доходить до 500 °С/100 м. Конечно, в действительности подобные градиенты имеют место только в нижних десятках сантиметров. Но их наличие создает самые благоприятные условия для возникновения конвекции. Получит ли конвекция развитие, приводящее к облакообразованию, зависит уже от распределения температуры в вышележащем более мощном слое воздуха.

С сильной дневной неустойчивостью приземного слоя связаны такие явления, как пыльные вихри, дрожание воздуха, миражи. Последние два оптических явления объясняются приземными аномалиями в вертикальном распределении плотности воздуха.

15. Ветер в приземном слое воздуха

Известно, что ветер во всем слое трения ослаблен по сравнению со свободной атмосферой. Это ослабление особенно велико в приземном слое, а на самой земной поверхности скорость ветра снижается до нуля.

Таким образом, внутри приземного слоя наблюдается быстрый рост скорости ветра с высотой. В разных случаях рост происходит по-разному в зависимости прежде всего от стратификации атмосферы. Распределение скорости ветра с высотой в приземном слое более или менее близко к логарифмическому распределению. Это значит, что сначала, вблизи земной поверхности, скорость ветра возрастает с высотой быстро, но по мере увеличения высоты возрастание скорости становится все медленнее. Если на графике откладывать по оси абсцисс $\ln z$ и по оси ординат скорость ветра v, то распределение ветра с высотой представится линией, близкой к прямой. Наилучшее согласие между действительным и логарифмическим распределениями скорости ветра по вертикали получается при безразличной стратификации в приземном слое воздуха.

Сильный ветер в приземном слое воздуха переносит пыль, снег и другие твердые частицы и тем ухудшает видимость в приземном слое. Ветер в приземном слое влияет также и на температурные условия. С усилением ветра растет турбулентность и, стало быть, увеличивается теплообмен между почвой и воздухом. Поэтому днем температура земной поверхности при ветре ниже, а ночью выше, чем в тихую погоду.

16. Микроклимат пересеченной местности

Теперь дадим суммарное представление о микроклиматических условиях для нескольких характерных типов ландшафтов, именно для пересеченной местности, леса и города.

Мезо- и микрорельеф земной поверхности, т. е. неровности поверхности с разностями высот порядка метров или десятков метров, влияет на микроклимат (и местный климат) в основном так же, как крупномасштабный рельеф влияет на общий климат. Однако есть и различия, обусловленные тем, что разности высот в данном случае малы и потому высота над уровнем моря не имеет существенного значения.

Основная роль в микроклимате пересеченной местности принадлежит *экспозиции,* т. е. ориентировке склонов относительно стран света, а также *формам рельефа.* Приток солнечной радиации на ориентированные по-разному склоны холмов существенно различен. Поэтому склоны разной экспозиции прогреваются по-разному, что в свою очередь сказывается на температуре воздуха и может отразиться на характере растительности, сроках зацветания и пр.

Разности температур на южных и северных склонах холмов в ясную погоду днем могут достигать у земной поверхности нескольких градусов, но на высоте будки всего нескольких десятых долей градуса. В пасмурную погоду различия еще более сглаживаются.

Колебания температуры в вогнутых формах рельефа (низины, лощины) больше, чем на выпуклых (вершины холмов): дневные температуры повышаются, а ночные понижаются. Это положение оправдывается как в условиях макрорельефа, о чем уже говорилось в главе четвертой, так и в условиях микрорельефа. Особенно велики различия в минимальных температурах (даже в будке разности абсолютных минимумов могут достигать 15 °С), в максимальных температурах они меньше. Это явление объясняется стоком холодного воздуха по склону местности или штилем в низинах ночью и уменьшенным обменом воздуха в низинах днем.

В связи с увеличением суточной амплитуды температуры в низких местах увеличивается на несколько процентов и суточная амплитуда относительной влажности; увеличивается повторяемость росы, инея, поземных туманов.

Воздух обтекает препятствия. Поэтому перед холмом и на боковых его склонах скорость ветра возрастает, а за холмом убывает, там также могут возникать подветренные вихри. Чем неустойчивее стратификация в приземном слое, тем больше возможность для воздуха перетекать через препятствие сверху. При очень устойчивой стратификации, при инверсиях влияние препятствия (холма, леса) можно проследить за препятствием на расстоянии, равном его 30—50-кратной высоте. Если препятствие суживает русло ветрового потока, то в получающемся узком проходе скорость ветра возрастает. Ветры, дующие вдоль речной долины, усиливаются, поперек долины — ослабевают. Мы знаем о ночном стоке воздуха по склонам местности. Скорость ветра может при этом достигать и превышать 1—2 м/с, а толщина слоя стекающего холодного воздуха может колебаться от нескольких метров до нескольких десятков метров.

Вертикальные движения воздуха над пересеченной местностью усиливаются. Это может сказаться на увеличении осадков в условиях хорошо выраженного мезорельефа. Расчлененная местность влияет и на распределение осадков. На наветренных склонах и вблизи вершин возвышенностей осадки убывают, так как скорость падения мелких капель там замедляется восходящим движением воздуха; на подветренных склонах осадки увеличиваются вследствие ослабления ветра или появления нисходящих составляющих скорости, увеличивающих скорость падения капель.

Через ветер рельеф местности влияет на распределение снежного покрова. На вершинах холмов и отчасти на наветренных склонах покров уменьшен, в низинах же откладываются сугробы. Весеннее таяние снега происходит быстрее всего на вершинах холмов и на южных склонах, где увеличен приток солнечной радиации.

17. Микроклимат леса

Влияние травяного покрова на условия в приземном слое воздуха, в особенности на температуру, уже рассматривалось в предыдущих главах. Поэтому о микроклимате луга мы здесь говорить не будем. Рассмотрим, однако, подробнее микроклиматические условия леса.

Под пологом леса создается свой микроклимат или местный климат, существенно отличный от условий в окружающей открытой местности. Сквозь кроны леса солнечная радиация проникает в ослабленной степени; в густом лесу вся или почти вся радиация будет рассеянной, а интенсивность ее — малой. Соответственно убывает и освещенность под пологом леса.

Роль деятельной поверхности в лесу переходит к кронам. Температура днем будет максимальной непосредственно над кронами леса. Здесь она значительно выше, чем на том же уровне в открытой местности. Внутри леса днем (в летнее время) температура значительно ниже, чем над кронами. Ночью же кроны сильно охлаждаются излучением, и потому максимум температуры по вертикали наблюдается в это время на высоте 1—2 м над ними. Минимум температуры наблюдается не на уровне крон, а внутри леса, так как холодный воздух стекает с высоты крон вниз.

Конечно, как радиационный, так и тепловой режим в лесу зависит от возраста и сомкнутости леса, от пород деревьев и прочих биологических факторов.

Летом в лесу днем холоднее, чем в поле, ночью теплее. Зимой условия сложнее, но в общем разность температур между лесом и полем почти отсутствует. В среднем годовом лес несколько холоднее, чем поле. Годовые амплитуды температуры в лесу немного уменьшены.

Относительная влажность в лесу повышена по сравнению с влажностью в поле на несколько процентов. Летом эта разница наибольшая, зимой она почти отсутствует. Как относительная, так и абсолютная влажность летом наибольшая в кронах деревьев.

При встрече ветрового потока с лесом воздух в большей части обтекает лес сверху. Поэтому над кронами скорость ветра сильнее, чем на той же высоте в открытой местности. Внутри леса, по мере удаления от опушки, скорость ветра уменьшается. В вертикальном направлении скорость ветра особенно сильно убывает в пределах крон. Под кронами ветер равномерно слабый, а в пределах нижнего метра над земной поверхностью скорость убывает до нуля.

Лес испаряет не сильнее, а, по-видимому, слабее, чем хорошо развитая луговая растительность или полевые культуры. Однако испарение с крон леса происходит более длительное

время. Непосредственное испарение с почвы в лесу невелико; главную роль играет транспирация крон, а также испарение осадков, задержанных кронами. Важно, что лес испаряет воду, полученную корнями деревьев с достаточно глубоких горизонтов; поэтому верхний слой почвы в лесу влажнее, чем в поле.

Во всяком случае, лес не может существенно увеличивать внутренний влагооборот и увеличивать количество осадков, выпадающих на суше. Это уже выяснялось в главе пятой. Но, по-видимому, лес может несколько увеличивать осадки над данным лесным районом и в его окрестностях другим путем. Например, увеличивая шероховатость подстилающей поверхности, лес вызывает подъем воздуха, переходящего с поля на лес, увеличивает турбулентность, а тем самым усиливает и конденсацию. По некоторым расчетам, увеличение осадков лесом может составлять десятки миллиметров за год. Вероятно, играет роль не только общая площадь облесенности, но и протяжение лесных опушек. Иными словами, чем пятнистее распределение леса, тем больше его влияние на выпадение осадков.

Снег распределяется в лесу равномернее, чем на открытом месте, и плотность его в лесу меньше вследствие ослабления здесь ветра. Правда, в густых хвойных лесах много снега остается на кронах деревьев, а затем испаряется с них или сносится ветром. Таяние снега в лесу замедлено, а почва под высоким и рыхлым снежным покровом промерзает на меньшую глубину, чем в поле.

18. Микроклимат города

Большой современный город сильно влияет на климат. Он создает свой местный климат, а на отдельных его улицах и площадях создаются своеобразные микроклиматические условия, определяемые городской застройкой, покрытием улиц, распределением зеленых насаждений и пр.

Большой город, особенно с сильно развитой промышленностью, загрязняет атмосферу над собой, увеличивает ее мутность и тем самым уменьшает приток солнечной радиации. За счет увеличения мутности может теряться до 20 % солнечной радиации. Это снижение еще усиливается высокой застройкой в узких улицах. Вследствие той же пелены дыма и пыли на территории города снижено эффективное излучение, а стало быть, и ночное выхолаживание. С другой стороны, в городе к рассеянной радиации присоединяется радиация, отраженная стенами и мостовыми.

Крыши и стены домов, мостовые и пр., поглощая радиацию, нагреваются в течение дня сильнее, чем почва и трава, и отдают тепло воздуху, особенно вечером. Поэтому температуры воздуха в городах в 70—80 % случаев выше, чем в сельской

местности; в больших городах средние годовые температуры выше на 1 °С и более. Особенно повышает город минимальные температуры. Разность минимальных температур на городской и загородной станциях может достигать нескольких градусов. С ростом города, т. е. с увеличением его застройки, температура в городе растет.

Испарение, а стало быть, и влажность в городе уменьшены вследствие покрытия улиц и стока воды в канализацию.

Так как территория города нагрета больше, чем окружающая местность, и обладает большей шероховатостью, над городом усиливается конвекция и больше развиваются облака, что также уменьшает число часов солнечного сияния и количество ясных дней. Наблюдается и увеличение осадков над городом.

Система городских улиц и площадей приводит к изменениям направления ветра в городе. Ветер преимущественно направляется вдоль улиц. В общем скорость ветра в городе ослабевает, но в узких улицах усиливается; на улицах и перекрестках легко возникают пыльные вихри и поземки.

В тихую антициклоническую погоду на перегретой территории города наблюдается явление так называемого *городского бриза*. Слабые ветры направлены днем от окружающей местности к центру города, при усилении восходящего движения воздуха над городом. Если общий перенос воздуха достаточно силен, это явление незаметно.

При устойчивой стратификации атмосферы, в особенности при инверсиях температуры, дым может накапливаться в приземном слое атмосферы в таком количестве, что производит вредное физиологическое действие. Известен задымленный воздух крупных портовых и промышленных городов. Ядовитые дымы и газы, являющиеся отходами производства, могут накапливаться в нижних слоях, особенно если этому благоприятствует рельеф местности, и приводить к массовым отравлениям, как это случалось, например, в городах Рурской области.

Автомобильный транспорт вносит наибольший вклад в загрязнение воздуха городов. В Лос-Анджелесе, очень большом городе с развитой промышленностью и огромным количеством автомобилей (свыше 3 млн. в 1963 г.), за сутки поступает в воздух до 40 т твердых частиц, 450 т окиси серы и 190 т окиси азота.

19. Туманы и смоги в городах [1]

Под влиянием примесей, концентрация которых в воздухе городов резко увеличена, в городах чаще (до 2—3 раз) наблюдаются ухудшенные условия видимости (менее 10 км) — явление,

[1] Параграф написан редактором.

называемое *дымкой*. Углеводороды и азотистые соединения, выбрасываемые в первую очередь автотранспортом, под влиянием облучения солнечной радиацией нередко, особенно в низких широтах, претерпевают химические изменения и приобретают коричневую окраску. Так возникает явление, называемое *фотохимическим смогом*, который оказывает особенно вредное воздействие на человека (прежде всего, на глаза), животных и растительность.

В ряде городов США, Японии, Западной Европы, Турции и др. фотохимический смог наблюдается по нескольку десятков дней в году (в Лос-Анджелесе, например, в среднем 70 дней).

Широко распространено мнение о том, что не только повторяемость дымок (и, в частности, разновидности их — смогов), но и туманов в городах больше, чем в окрестностях. В действительности, как следует из анализа наблюдений, повторяемость туманов (метеорологическая дальность видимости в которых, согласно определению, меньше 1 км) в больших городах не только не больше, но и существенно меньше (до 2—3 раз), чем в их окрестностях. Подчеркнем, что речь идет о городах, в которых сформировался устойчивый «остров» тепла с разностью температур воздуха между городом и окрестностями в среднем больше 1 °С. В Советском Союзе — это в первую очередь Москва и Ленинград. В Москве, например, по наблюдениям на гидрометеорологической обсерватории и на ВДНХ, в среднем наблюдается соответственно 20 и 26 дней в году с туманом, а в окрестностях ее (Клин, Дмитров, Загорск, Кашира) — от 36 до 49 дней.

В Ленинграде в течение пяти лет (1970—1974) наблюдалось 74 дня с туманом, а в пунктах, удаленных от него на 20—80 км,— от 206 до 265 дней. Повторяемость дальности видимости менее 1 км, по инструментальным измерениям, составила за этот период в Ленинграде 1,4 %, а в тех же пунктах — от 2,8 до 4,7 %.

Таким образом, как данные наблюдений за туманом, так и за дальностью видимости указывают на то, что в большом городе туманы и сильно ухудшенная видимость (которая и обусловлена преимущественно образованием тумана) наблюдаются до 2—3 раз реже, чем в окрестностях его.

Чем объясняется это несколько парадоксальное (по традиционным представлениям) явление?

Загрязнение атмосферы города, конечно же, способствует ухудшению видимости. Однако под влиянием примесей увеличивается, как сказано выше, лишь повторяемость дымок и видимости от 1 до 10 км. Что касается ядер конденсации (которые, якобы, способствуют более частому образованию туманов в городе), то их более чем достаточно в атмосфере не только городов, но и любого другого района Земли; лишь на небольшой

части ядер образуются капли. Известно, далее, что уже при образовании дымки происходит обводнение ядер. При этом, чем выше относительная влажность воздуха, тем меньше доля ядер конденсации в общей массе капель (в тумане менее 0,1 %). Давление насыщенного пара над каплей радиусом более 1 мкм (а в тумане такие капли составляют подавляющее большинство) практически не отличается от давления насыщения над плоской поверхностью воды. Условия существования и роста таких капель определяются изменением относительной влажности воздуха, в частности, под влиянием температуры.

Воспользовавшись формулой для относительной влажности $r = \frac{e}{E(T)} \cdot 100$, легко покажем, что в том случае, когда воздух в окрестностях достиг состояния насыщения, относительная влажность в городе составит 92—94 % при температуре в городе на 1 °С выше, чем в окрестностях, и 84—88 % при разности температур 2 °С. Естественно, что при такой влажности туман в городе отсутствует, в то время как в окрестностях при этой метеообстановке он образуется. Для возникновения тумана в городе температура воздуха в окрестностях должна упасть значительно ниже точки росы. При этом в окрестностях образуется сильный (с большой водностью) туман, в городе же — умеренный или слабый. Рассеиваются в городе прежде всего слабые туманы.

Подчеркнем, что повышение температуры не оказывает заметного влияния на образование туманов в тех городах, где разность температур воздуха между городом и окрестностями не превышает нескольких десятых долей градуса. В таких городах определяющее влияние на изменение условий видимости оказывает загрязнение атмосферы.

Анализ данных наблюдений показал, что разность температур воздуха в городе и окрестностях изменяется в широких пределах (от 12 до —9 °С), причем город теплее окрестностей (разность температур больше нуля) в 70—80 % случаев; разность температур больше ночью, чем днем. Определяющую роль в формировании острова тепла (область, очерчиваемая изолиниями разности температур воздуха между городом и окрестностями) играет не тепло, выделяемое предприятиями, жилыми зданиями и транспортом (такое мнение достаточно широко распространено и нашло отражение в литературе), а геофизические факторы, в первую очередь уменьшение эффективного излучения земной поверхности облаком примесей и водяным паром, образующимся при сжигании различных видов топлива. Известную роль играют поглощение солнечной радиации облаком примесей, изменение режима испарения, альбедо поверхности (зимой — за счет загрязнения снега) и некоторые другие факторы.

В городах преобладают приподнятые инверсии температуры, в сельской местности — приземные. Основная роль в образовании приподнятых инверсий принадлежит турбулентному обмену.

Глава девятая

КЛАССИФИКАЦИЯ КЛИМАТОВ. КЛИМАТЫ ЗЕМЛИ

1. Классификации климатов

Климатообразующие процессы Земли, действуя в различной географической обстановке, создают различные климатические условия. Однако распределение отдельных характеристик климата, как средние температуры воздуха, суммы осадков и пр., обнаруживает определенные географические закономерности: зависимость от широты, континентальности положения, орографии и пр. Очевидно, что и типы климата, т. е. сочетания этих характеристик в каких-то выбранных интервалах их значений, также должны распределяться по земному шару не хаотически, а упорядоченно, в зависимости от тех же факторов. Для того чтобы ориентироваться в многообразии климатических условий на Земле, нужно выделить определенные типы климата и изучить их распределение по земной поверхности. Другими словами, нужно построить классификацию климатов и на ее основе осуществить климатическое районирование.

На основании всего, что нам уже известно, можно сказать заранее, что в распределении климатов существует более или менее ясно выраженная зональность, но эта зональность будет сильно нарушаться влиянием азональных факторов.

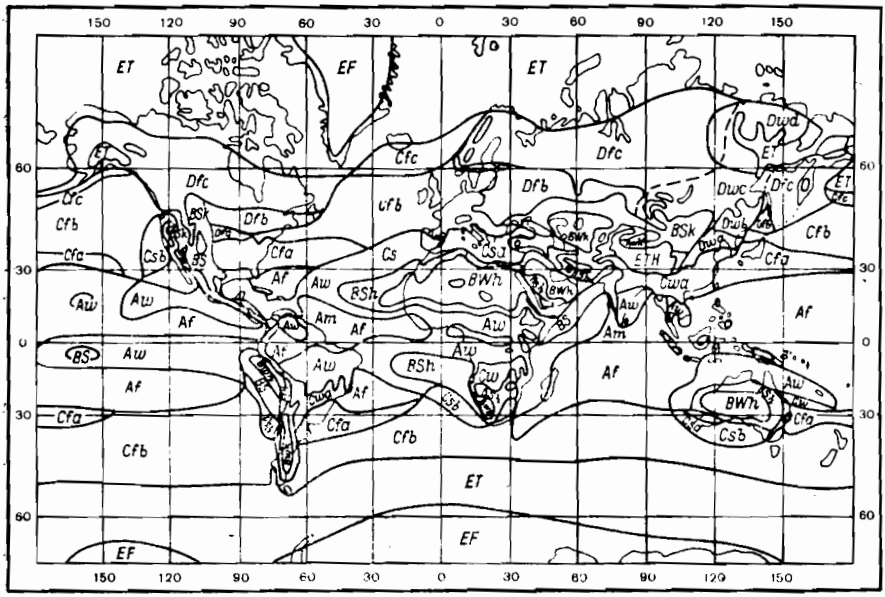
До настоящего времени было предложено большое количество классификаций климатов как для всего земного шара, так и для его частей, например для Советского Союза. При выделении типов климата разные авторы исходили из разных критериев. Мы ограничимся кратким изложением нескольких классификаций, имеющих наибольшее научное и практическое значение, притом для всего земного шара в целом.

2. Классификация климатов Кеппена

1. Особенно распространена классификация климатов земного шара, уже давно предложенная В. Кеппеном и не раз подвергавшаяся усовершенствованиям.

В. Кеппен выделяет типы климата по температурному режиму и степени увлажнения (карта XXXIX). Поверхность земного шара он делит на восемь климатических поясов (включая две околополярные области).

Пояс *влажного тропического климата,* обозначаемый индексом A и располагающийся по обе стороны от экватора, характеризуется отсутствием зимы. Средняя температура самого холодного месяца в нем не ниже 18 °С, а годовая сумма осадков не менее 750 мм. В этом поясе различаются два типа климата: Af — *климат влажных тропических лесов* с равномерным увлажнением в течение года и Aw — *климат саванн* с сухим периодом,



Карта XXXIX. Климатическое районирование Земли (по В. Кеппену).
Объяснение обозначений см. в тексте.

приходящимся на зиму данного полушария. В тип Aw входят и области тропических муссонов.

По обе стороны от тропического пояса располагаются два пояса *сухого климата* B, охватывающие земной шар неполными кольцами. В этих поясах осадков мало, а испаряемость при высоких температурах велика. Границы поясов определяются следующими соотношениями между средней годовой температурой t и годовым количеством осадков r в сантиметрах: при преобладании зимних осадков $r \leqslant 2t$, при преобладании летних осадков $r \leqslant 2(t+14)$, при равномерном увлажнении $r \leqslant 2(t+7)$. Эти значения r будем называть *пределом засушливости.*

Сухие климаты делятся на два типа по годовому количеству осадков: на *климаты степей* BS и *климаты пустынь* BW. Грани-

цей между ними является годовое количество осадков $r=t+7$ при равномерном увлажнении и $r=t+14$ при летних осадках. В пояса сухого климата входят пустыни и степи как в тропиках, так и в наиболее низких широтах умеренной зоны (степи и пустыни СССР, Монголии и пр.).

За поясами сухого климата идут два пояса с *умеренно теплым климатом* С без регулярного снежного покрова. Со стороны экватора каждый из них ограничен изотермой 18 °С самого теплого месяца, а со стороны полюса — изотермой —3 °С самого холодного месяца. Осадки в этом умеренно теплом климате превышают указанный выше предел засушливости. К климатам С относятся, например, климаты Западной Европы (кроме Скандинавии), Средиземноморья, восточного Китая, юго-восточных штатов США.

В поясах климатов С различаются три типа климатов: Cw — умеренно теплый с *сухой зимой,* Cs — умеренно теплый с *сухим летом (средиземноморский),* Cf — умеренно теплый с *равномерным увлажнением.*

Далее, над материком северного полушария имеется пояс *умеренно холодного климата* D с устойчивым снежным покровом зимой. Его границей на юге является изотерма —3 °С самого холодного месяца, а на севере — изотерма 10 °С самого теплого месяца, совпадающая с северной границей распространения леса. Осадков в этом климате выпадает больше предела засушливости. Это климат *лесной зоны.* В нем различаются два типа: Dw — *с сухой зимой (забайкальский тип* внутри материка Азия, в области зимнего антициклона) и Df — *с равномерным увлажнением,* где еще достаточно сильны океанские влияния.

В южном полушарии этого типа климата нет, так как нет сколько-нибудь обширной площади суши в соответствующих широтах.

Наконец, идут две области *полярного климата* Е. Они ограничены изотермой 10 °С самого теплого месяца. Здесь также два типа климата: *климат тундры* ET, почти отсутствующий на суше в южном полушарии (если не считать Огненной Земли, Земли Грейама и некоторых субантарктических островов), но хорошо выраженный на севере материков северного полушария и на ряде островов в Арктике, и *климат постоянного мороза* Ef со средней температурой самого теплого месяца не выше 0 °С (Арктический бассейн, почти весь материк Антарктида).

К тому же типу полярного климата Кеппен относит и климат *высокогорных районов* в средних и низких широтах.

Намеченные выше 11 типов климата Кеппен делит еще на ряд подтипов по более частным особенностям режима температуры и осадков.

2. Из классификации Кеппена ясна связь типов климата с типами ландшафта. Л. С. Берг предложил поэтому при клас-

1 ½14 Заказ № 1780

сификации климатов исходить из разработанной им классификации ландшафтно-географических зон суши. Так как климат является одним из определяющих компонентов географического ландшафта, то климатические зоны, по Бергу, в общем совпадают с ландшафтно-географическими зонами, хотя есть и некоторые расхождения. При этом границы климатических зон выделяются не по числовым значениям метеорологических величин, а по наиболее характерным признакам ландшафта, включая и климат, и определяемые им растительность, почвы и т. д.

Берг различает 11 типов климата низин и 6 типов климата высоких плато. Вертикальная климатическая зональность в горных системах рассматривается отдельно.

В системе климатических типов по классификации Берга ряд типов совпадает с соответствующими типами по классификации Кеппена. Но Берг не исходит из заранее выбранных критериев, относящихся к режиму метеорологических величин. Поэтому числовые характеристики его климатических зон в ряде случаев остаются неопределенными, тем более, что некоторые из этих зон слишком велики по протяжению, и поэтому элементы климата варьируют в них в слишком широких пределах.

3. Классификация климатов Алисова

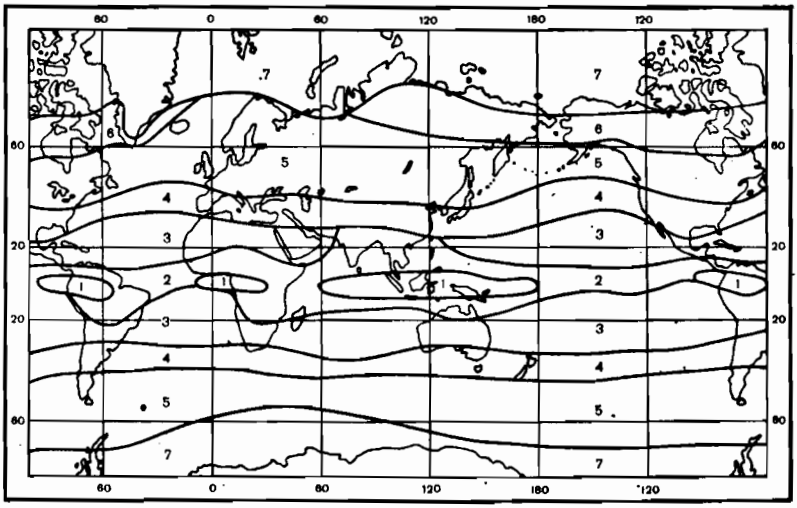
Б. П. Алисов предложил выделять климатические зоны и области, исходя из условий общей циркуляции атмосферы (карта XL). Семь основных климатических зон — *экваториальную, две тропические, две умеренные и две полярные* (по одной в каждом полушарии) — он выделяет как такие зоны, в которых климатообразование круглый год происходит под преобладающим воздействием воздушных масс только одного типа: экваториального, тропического, умеренного (полярного) и арктического (в южном полушарии антарктического) воздуха.

Между ними Алисов различает шесть переходных зон, по три в каждом полушарии, характеризующихся сезонной сменой преобладающих воздушных масс. Это две субэкваториальные зоны, или зоны тропических муссонов, в которых летом преобладает экваториальный, а зимой тропический воздух; две субтропические зоны, в которых летом преобладает тропический, а зимой умеренный воздух; зоны субарктическая и субантарктическая, в которых летом преобладает умеренный, а зимой арктический или антарктический воздух.

Границы зон определяются по среднему положению климатологических фронтов (см. главу седьмую). Так, тропическая зона находится между летним положением тропических фронтов и зимним положением полярных фронтов. Поэтому круглый

год она будет занята преимущественно тропическим воздухом. Субтропическая зона находится между зимним и летним положениями полярных фронтов, поэтому зимой она будет находиться под преобладающим воздействием полярного воздуха, а летом — тропического воздуха. Аналогично определяются и границы других зон.

В каждой из широтных зон различаются четыре основных типа климата: *материковый, океанический, климат западных*



Карта XL. Климатические зоны Земли (по Б. П. Алисову).
1 — экваториальная, *2* — субэкваториальная, *3* — тропическая, *4* — субтропическая, *5* — умеренная, *6* — субполярная, *7* — полярная.

берегов и климат восточных берегов. Различия между материковым и океаническим климатами обусловлены главным образом различиями в свойствах подстилающей поверхности: в первом случае эти свойства создают континентальные воздушные массы, во втором — морские. Различия между климатом западных и климатом восточных берегов континентов связаны преимущественно с различиями в условиях общей циркуляции атмосферы и отчасти с распределением океанических течений.

4. Экваториальный климат

1. Любая классификация, даже самая подробная, все-таки упрощает многообразие климатов Земли. Тем более невозможно охарактеризовать эти климаты в кратком изложении с немногочисленными отдельными примерами. Мы укажем здесь только

в январе. Зимой же, в июне — июле, она убывает до 23 °С. Годовая амплитуда, таким образом, невелика — только около 4 °С.

Почти под той же широтой в Мадрасе, Индия (13,1° с. ш., 80,3° в. д.), в июне 32 °С и в январе 25 °С, амплитуда около 8 °С. Но в Баранаси (25° с. ш., 83° в. д.) в мае температура 33 °С, в июле, после наступления летнего муссона, 29 °С, а в январе падает до +16 °С. Таким образом, годовая амплитуда в Варанаси 17 °С — очень большая для этих широт.

В восточном Китае тропическая муссонная циркуляция проникает еще дальше на север. Она наблюдается, например, в Шанхае (31,2° с. ш., 121,4° в. д.). В августе средняя температура здесь 27 °С. Но зимний муссон, приходящий из высоких широт, снижает среднюю температуру января до 3 °С. Годовая амплитуда при этом 24 °С.

Осадки в климате тропических муссонов распределяются очень неравномерно. Местами они так же велики, как в экваториальном климате. Но с широтой они обычно убывают, особенно на равнине в глубине материка. В Хартуме (15,6° с. ш., 32,5° в. д.) годовая сумма осадков всего 161 мм; это условия резкой засушливости. Но на высоких берегах и на склонах гор, обращенных к летнему муссону, осадки резко возрастают. В Африке, на побережье Гвинейского залива (Конакри, 9,1° с. ш., 13,4° з. д.), они почти достигают 4380 мм. В Черапунджи (Ассам, Индия), под 25,3° с. ш. и 91,8° в. д., наблюдается максимальное количество осадков на земном шаре — 11 020 мм. Однако это огромное число является результатом чисто местных условий. Осадки в Черапунджи нерепрезентативны для всего окружающего района, где в общем выпадает в год около 5000 мм. Не больше этого осадки и в других наиболее дождливых районах Индии.

Замечателен резко выраженный годовой ход осадков в зоне тропических муссонов. Так, в Калькутте (22,5° с. ш., 88,4° в. д.), при годовой сумме осадков 1588 мм, с ноября по апрель включительно выпадает 141 мм, а за 4 месяца летнего муссона (с июня по сентябрь) — 1190 мм. В Черапунджи в июле выпадает 2464 мм, а в декабре — только 9 мм. В общем можно сказать, что за 4 месяца господства летнего муссона в Индии выпадает 90 % годовой суммы осадков.

То же обнаруживается в этой зоне и на других материках. В Конакри в декабре — марте выпадает 19 мм, а в июне — сентябре 3692 мм. В Гоясе, Бразилия (15,9° ю. ш., 50,1° з. д.), при годовой сумме 1689 мм, зимой (с мая по сентябрь) выпадает 82 мм, а летом (с ноября по март) 1466 мм. В Хартуме при общей сухости климата все-таки с июля по октябрь выпадает 148 мм осадков, а с ноября по апрель они не выпадают вовсе.

Резко меняются по сезонам также абсолютная и относительная влажность воздуха (максимум летом) и облачность (рез-

кий максимум летом и резкий минимум зимой). Например, в Калькутте облачность составляет 84 % в июле и 8 % в январе. Можно сказать, что при летнем муссоне распространяются в сторону высоких широт условия экваториальной зоны, а при зимнем муссоне распространяются к низким широтам условия субтропического пояса высокого давления.

В связи с сухой зимой для климата тропических муссонов особенно характерен ландшафт саванн, т. е. тропической лесостепи. На востоке и в центральных районах Индии деревья даже сбрасывают листву в сухой зимний период.

В одном районе зоны тропических муссонов наблюдаются самые высокие средние годовые температуры на земном шаре. На юго-западные берега Красного моря в Эритрее иногда проникает летний муссон из южного полушария, переваливая Абиссинские горы. При этом его температура дополнительно повышается в результате фёнового процесса. Поэтому на побережье Эритреи наблюдаются очень высокие температуры воздуха. В Массаве (15,6° с. ш., 39,5° в. д.) средняя температура января и февраля 25—26 °С, июля 35 °С, а средняя годовая 30 °С.

6. Муссонный климат на тропических плато

На высоком Абиссинском нагорье климат тропических муссонов носит на себе отпечаток большой высоты над уровнем моря. В Аддис-Абебе (9,0° с. ш., 38,2° в. д.) на высоте 2440 м над ур. м. температура самого теплого месяца (марта) 17,9 °С, а самого холодного (декабря) 15 °С. Годовая амплитуда, таким образом, мала, всего 3 °С, но абсолютные значения температуры понижены в сравнении с равниной. Суточная амплитуда температуры велика; иногда минимальная температура достигает —3 °С. Зимой изредка выпадает снег.

Годовая сумма осадков в Аддис-Абебе 1246 мм. Дождливый период продолжается с июня по сентябрь, причем в августе выпадает около 300 мм, а в декабре лишь 6 мм.

Такой же прохладный муссонный климат с летними осадками наблюдается и на высоких плато Перу и Боливии (выше 2500 м).

7. Пассатный климат

Другим типом тропического климата, притом основным по площади распространения, является пассатный климат, типично выраженный над океанами в тех широтах, до которых внутритропическая зона конвергенции в своем годовом перемещении, как правило, не доходит.

На обращенной к экватору периферии субтропических антициклонов здесь круглый год господствует устойчивый режим пассатов с характерными условиями погоды и климата. Сюда

же можно отнести и внутренние части субтропических антициклонов, близкие к пассатным областям по условиям температуры и осадков.

Для пассатного климата характерны умеренно высокие температуры, возрастающие по направлению к экватору. В восточных частях океанов, куда пассат проникает из наиболее высоких широт с большими составляющими скорости, направленными к экватору, температуры наиболее низкие.

Средние температуры летних месяцев меняются с широтой в пассатной зоне от 20 до 25—27 °С. Зимой в высокоширотных частях зоны пассатов температуры снижаются до 10—15 °С. Следовательно, меридиональный градиент температуры в пассатах зимой выше, чем летом.

При направлении пассатов в нижних слоях с составляющей к экватору, т. е. против температурного градиента поверхности моря, в воздухе пассатов создается сильно выраженная неустойчивость стратификации и развивается интенсивная конвекция. Однако наличие антициклонической инверсии на небольшой высоте не дает конвекции развиваться в высоту. Кучевые и слоисто-кучевые облака возникают в большом количестве. Средняя облачность порядка 50 % и больше, меньше только над холодными водами у западных берегов континентов. Еще больше облачность на пассатных фронтах — в ложбинах, разделяющих субтропические антициклоны одного и того же полушария. Здесь небо часто бывает закрытым полностью.

Но больших осадков в пассатной зоне не бывает, за исключением тех островов, где им способствуют орографические условия. Так, на гористом о. Кауаи в Гавайском архипелаге (22° с. ш., 1547 м) в среднем годовом (правда, по короткому ряду наблюдений) выпадает около 12 000 мм в год, т. е. больше, чем в Черапунджи. К этому приводит непрерывный подъем пассата по северо-восточным горным склонам. На подветренном склоне той же горы на о. Кауаи среднее годовое количество осадков всего 560 мм.

В открытом океане погода в зоне пассатов преимущественно сухая, так как облака не достигают уровня оледенения. Слабые осадки, связанные с коагуляцией капель в облаках, не меняют существенно этого положения. Изредка сильные осадки над океаном могут быть связаны с происхождением тропических циклонов.

8. Климат тропических пустынь

1. Континентальная разновидность пассатного климата наблюдается в Северной и Южной Африке, в Аравии, в большей части Австралии, в Мексике, в средней части Южной Америки — в тех

районах по обе стороны от экватора, где нет смены муссонов, т. е. где круглый год преобладает тропический воздух. Режим ветра в этих континентальных районах не так характерен и устойчив, как в пассатах над океанами, так как эти районы могут находиться под влиянием не только антициклонов, но (летом) и размытых депрессий.

Указанные районы составляют пояс тропических пустынь, в который входят Сахара, Аравийская пустыня, пустыни Австралии и пр. Облачность и осадки здесь очень малы, радиационный баланс земной поверхности значительно меньше, чем в экваториальном поясе (см. главу третью), вследствие сухости воздуха и большого альбедо земной поверхности. Однако температура воздуха очень высока, так как малы затраты тепла на испарение.

Лето здесь исключительно жаркое, со средней температурой самого теплого месяца не ниже 26 °С, а местами почти до 40 °С. Именно в зоне тропических пустынь наблюдаются самые высокие максимумы температуры на земном шаре, около 57—58 °С. Зима также теплая, с температурой самого холодного месяца между 10—22 °С.

В Асуане, АРЕ (24,0° с. ш., 32,9° в. д.), средняя температура июня и июля 33—34 °С, а января 15,7 °С. В Алис-Спрингсе, Австралия (23,6° ю. ш., 133,6° в. д.), средняя температура января 28 °С, а июля 12 °С. Годовые амплитуды, таким образом, значительны для тропического пояса — в среднем 15—20 °С. Очень велики суточные колебания температуры, иногда достигающие 40 °С.

Осадки выпадают редко, но возможны и сильные ливни (в Сахаре до 80 мм за сутки). Годовые суммы осадков в большинстве случаев меньше 250 мм, а местами меньше 100 мм. В Асуане отмечались периоды, когда дождя не выпадало вовсе несколько лет подряд.

Несмотря на преобладание слабых ветров, для тропических пустынь характерны пыльные вихри и даже песчаные бури, переносящие огромные количества песка (самумы). Они связаны с крайним перегреванием нижнего слоя воздуха.

2. На западных побережьях материков в зоне пассатов температуры сравнительно низки, так как воздух сюда быстро поступает из высоких широт по восточной периферии субтропического антициклона и вдобавок течет над холодными водами. Годовая амплитуда температуры мала, как и над океанами. Осадков очень мало (менее 100 мм в год) вследствие низких температур воды и низколежащей пассатной инверсии, но влажность высока (80—90 %) и часто возникают туманы. Это климат прибрежных пустынь, как западное побережье Сахары, юг Калифорнии, пустыни Намиб (Южная Африка) и Атакама (Южная Америка).

Например, в Свакопмунде, на побережье пустыни Намиб, Юго-Западная Африка (22,7° ю. ш., 14,5° в. д.), средняя температура февраля 18 °С, августа 12,1 °С, осадков 14 мм в год.

3. На восточных побережьях материков, где пассат получает составляющую, направленную к высоким широтам (по западной периферии субтропического антициклона), температура выше, чем на западных берегах. Так, в Рио-де-Жанейро (22,9° ю. ш., 43,2° з. д.) температура воздуха в январе 25,4 °С, в июле 20 °С, а годовая сумма осадков 1076 мм. Во многих районах восточных побережий материков наблюдается ясно выраженная муссонная циркуляция; климат пассатных пустынь превращается здесь в рассмотренный выше муссонный климат с достаточными или даже обильными осадками, обнаруживающими ясный годовой ход.

9. Субтропические климаты

В субтропических широтах, т. е. в широтах 25—40°, климатические условия определяются резкой сезонной сменой условий циркуляции.

Летом зоны высокого давления и полярные фронты смещаются в более высокие широты. При этом субтропики захватываются тропическим воздухом из более низких широт или сами становятся очагами формирования тропического воздуха. Вследствие смещения субтропических антициклонов к высоким широтам давление в субтропиках над океанами летом повышено. Над сушей оно, например, понижено, так как в связи с летним прогреванием суши над ней преобладают циклоны.

Зимой полярные фронты смещаются к низким широтам и потому субтропики захватываются умеренным воздухом. При этом циклоническая деятельность распространяется над океаном в субтропики. Над материками же давление в субтропиках зимой растет, так как зимние континентальные антициклоны распространяются и на субтропические широты холодных материков.

Отсюда и сезонные различия в режиме погоды, а стало быть, и в климате субтропиков.

Различаются четыре основных варианта субтропических климатов, которые будут описаны ниже: *внутриконтинентальный, средиземноморский, муссонный, океанический.*

10. Внутриконтинентальный субтропический климат

Летом субтропики внутри материков находятся под воздействием размытых областей пониженного давления без фронтов. В них формируется континентальный тропический воздух с высокой температурой, сравнительно низким влагосодержанием и

малой относительной влажностью. Погода малооблачная, сухая и жаркая. Средние температуры летних месяцев близки к 30 °С или превышают это значение. Зимой же на эти районы распространяется циклоническая деятельность, так как в них часто формируются или, по крайней мере, через них проходят полярные фронты. Погода неустойчивая, с резкими сменами температуры и осадками. Годовое количество осадков в этих областях не более 500 мм, а иногда и много меньше. Это зона степей, полупустынь и пустынь.

Например, в Тегеране (35,7° с. ш., 51,5° в. д., высота 1160 м) средняя температура июля 29 °С, а января 2,6 °С, в отдельные годы бывают морозы до —20 °С. За год выпадает 228 мм осадков, из них с июля по сентябрь только по 1—2 мм в месяц, а с ноября по апрель 199 мм (за все полугодие).

К зоне внутриконтинентального субтропического климата относится и бо́льшая (южная) часть пустынь Туранской низменности, расположенной на территории СССР в Средней Азии. Зимой здесь господствует умеренный воздух, и потому зимние температуры ниже, чем в тропических пустынях. Летом формируются массы континентального тропического воздуха с очень высокой температурой, низкой относительной влажностью, очень малой облачностью. Летом здесь обилие солнца, как и в тропических пустынях. Так, в Термезе насчитывается 207 ясных дней в году и всего 37 пасмурных.

В Ташкенте (41,3° с. ш., 68,3° в. д.) средняя температура июля 27 °С, января —1 °С, осадков 384 мм, причем на месяцы июнь — сентябрь из них приходится только 20 мм. Но в Ташкенте осадков еще сравнительно много. На большей части Средней Азии их выпадает за год лишь от 100 до 200 мм. Например, в Байрам-Али (37,36° с. ш., 62,11° в. д.) осадков всего 135 мм в год, причем в июле, августе и сентябре осадков вообще не выпадает.

В отдельные летние дни температура в некоторых пунктах Туркменской ССР повышается до 50 °С. Зимой в Туранской низменности возможны, однако, значительные морозы (до —30 °С и ниже) вследствие свободного проникновения холодных воздушных масс из Сибири.

В Северной Америке континентальные субтропики защищены от притока влажных воздушных масс с запада и востока орографическими препятствиями; континентальность и засушливость климата выражены здесь очень резко (Мексика, Аризона, восточная Калифорния, Невада). Так, в Юме (32,7° с. ш., 114,6° з. д.) средняя температура июля 33 °С, января 12 °С (при среднем годовом минимуме температуры —2 °С, осадков всего 80 мм в год. Это зона пустынь. Во впадине Долины Смерти в Калифорнии (36,5° с. ш., 117,5° з. д.) средняя температура июля даже 39 °С, а абсолютный максимум температуры 57 °С.

В Южной Америке, где размеры материка невелики и где сильны океанические влияния, летние температуры в этом типе климата ниже и осадки обильнее. Так, в Сан-Луисе, Аргентина (33,3° ю. ш., 66,3° з. д.), средняя температура января 24 °С, июня 9 °С, а годовая сумма осадков 549 мм.

В Африке и Австралии климатов этого типа нет.

11. Климат высоких субтропических нагорий

Особая разновидность внутриконтинентального субтропического климата обнаруживается на высоких нагорьях Азии — Тибетском и Памире, на высотах 3500—4000 м. Климат здесь резко континентальный, при этом лето сравнительно прохладное, а зима холодная. Осадков в общем мало; это климат *высокой пустыни.*

На станции Лех в Кашмире, Индия (34,2° с. ш., 77,6° в. д., 3508 м), в июле средняя температура 17,4 °С, в январе — 7,6 °С. Осадков всего 98 мм в год, причем 25 мм дают июль и август.

В Дуланьсы (37,0° с. ш., 98,8° в. д.) средняя температура июля 16 °С, января —9 °С, годовая сумма осадков 144 мм.

На Памире, на станции Мургаб (38,2° с. ш., 62,0° в. д., 3650 м), средняя температура в июле 14 °С, в январе —18 °С. Морозы зимой достигают почти —50 °С. Суточные амплитуды температуры очень велики. Осадки в центре и на востоке нагорья скудны: в Мургабе только 73 мм. Обильнее они на западе (Хорог, 286 мм), особенно в горах (Ледник Федченко, 1192 мм).

На юго-востоке Тибетского нагорья летние осадки обильны в связи с проникновением сюда индийского муссона. Так, в Лхасе (29,9° с. ш., 91,0° в. д., 3600 м) за год выпадает 733 мм, из них 462 мм за 5 месяцев (с мая по сентябрь). Бывают годы, когда осадков в Лхасе выпадает свыше 5000 мм, и годы, когда при слабом муссоне осадков выпадает меньше 400 мм. Средняя температура в Лхасе меняется от 16 °С в июне до —0,6 °С в январе.

К востоку от Памира находится менее высокий район Синьцзяна с высотами в среднем 1000—2000 м над ур. м. Со всех сторон, кроме востока, он окружен горами. Осадков здесь выпадает мало, и ландшафт представляет пустыню с жарким летом и холодной зимой. В Кашгаре (39,5° с. ш., 76,1° в. д., 1230 м) средняя температура июля 27 °С, января —6 °С, годовое количество осадков 69 мм. В Урумчи (43,9° с. ш., 87,6° в. д., 880 м) в июле 24 °С, в январе — 16 °С, осадков за год 285 мм.

12. Средиземноморский климат

1. Это тип климата западных берегов континентов в субтропиках. Летом они находятся на восточной периферии субтропических антициклонов или в их отрогах с преобладанием ясной и

сухой погоды. Зимой здесь часто проходит или возникает полярный фронт с циклонической деятельностью на нем и с осадками. Таким образом, *лето в средиземноморском климате достаточно жаркое и сухое, зима дождливая и мягкая.* Ежегодно может выпадать снег, но без образования снежного покрова. Осадки в общем не очень велики, а их малое количество летом придает климату характер некоторой засушливости. Большие осадки могут выпадать на наветренных склонах гор, например на Адриатическом побережье Югославии.

К этому типу климата относится прежде всего район Средиземного моря. Для примера приведем данные для Рима (41,9° с. ш., 12,5° в. д.). Средняя температура июля здесь 25 °С, января 7 °С; годовое количество осадков 882 мм, причем за 6 месяцев с апреля по сентябрь их выпадает лишь 288 мм (в июле всего 20 мм), а за 6 месяцев зимнего полугодия — 594 мм. Приведенная сумма осадков в Риме, однако, слишком велика для типичного средиземноморского климата. В Афинах (38,0° с. ш., 23,7° в. д.), например, она всего 390 мм, что уже ясно говорит о засушливости климата.

Северным пределом распространения средиземноморского климата в Европе является Южный берег Крыма. В Ялте (44,5° с. ш., 34,2° в. д.) средняя температура июля 24 °С, января 4 °С; годовая сумма осадков 600 мм, причем на летнее полугодие (апрель — сентябрь) приходится 230 мм. Сходные условия и на Черноморском побережье Кавказа севернее Туапсе.

2. Средиземноморский тип климата наблюдается и за пределами Средиземноморья, там, где создается аналогичная циркуляционная обстановка. В частности, он существует на побережьях Калифорнии, Орегона и Вашингтона в Северной Америке, в среднем Чили, на юге Австралии, на крайнем юге Африки (Капский полуостров). Здесь средиземноморский климат имеет более океанический характер: лето прохладное, зима мягче и годовая амплитуда температуры меньше.

Так, в Сан-Франциско (37,8° с. ш., 122,4° з. д.), где очень сильно влияние холодного Калифорнийского течения, средняя температура сентября 16 °С, января 10 °С; годовая сумма осадков 522 мм, из которых 459 мм выпадают в холодное полугодие — с октября по март. В июле и августе осадков нет вовсе. В Кейптауне, Южная Африка (33,9° ю. ш., 18,5° в. д.), средняя температура января и февраля 21 °С, июля 13 °С; годовая сумма осадков 615 мм, причем 484 мм из них выпадают в холодное полугодие — с апреля по сентябрь.

Ветры в средиземноморском климате обнаруживают ясную муссонную тенденцию. Но в климатологии принято относить к муссонным только климаты восточных берегов континентов, где максимум осадков приходится на лето.

Средиземноморский климат характеризуется своеобразной растительностью, включающей много засухоустойчивых видов; это леса и кустарники с большой примесью вечнозеленых пород.

13. Муссонный субтропический климат

1. На восточных окраинах материков в субтропиках наблюдается муссонный тип климата. Зимой эти районы находятся под влиянием холодных воздушных течений с материка, летом сюда приходит воздух с океана. *Годовой ход осадков здесь противоположен средиземноморскому типу.* Зимой погода ясная и сухая; летом, напротив, обильны осадки, выпадающие в циклонах над материком, частью конвективные, частью фронтальные. Большую роль играет и орографическое усиление осадков на наветренных склонах.

Осадки в общем обильны, и потому данный тип климата характеризуется богато развитыми лесами из широколиственных пород с вьющимися и лазающими растениями (лианы, плющи). Снег выпадает, но снежный покров не удерживается.

Например, в Пекине (39,9° с. ш., 116,5° в. д.) средняя температура июля 26 °С, а января —5 °С; годовая сумма осадков 612 мм, из них в июле 235 мм и в декабре 2 мм.

На востоке Северной Америки, в Вашингтоне (38,9° с. ш., 77,0° з. д.), средняя температура июля 25 °С, января 1 °С; осадков выпадает 1043 мм, из них 110 мм в июле и 65 мм в ноябре.

В Южной Америке этот тип климата есть на Ла-Плате. В Буэнос-Айресе (34,6° ю. ш., 58,5° з. д.) средняя температура января 23 °С, июля 10 °С; годовое количество осадков 1008 мм, из них 116 мм в марте и 60 мм в июле.

2. Особый тип субтропического климата представляет западное Закавказье, особенно Колхидская низменность, где сильное влияние на климат оказывает своеобразное распределение суши и моря в сочетании с орографией. Зима здесь самая теплая на всей территории СССР, а лето хотя и не слишком жаркое, но очень душное вследствие большой влажности воздуха.

В Батуми (41,6° с. ш., 41,6° в. д.) средняя температура июля и августа 23 °С, а января 7 °С. Осадки в этом климате очень обильны — в Батуми выпадает за год 2560 мм. Максимум осадков приходится на осенние и зимние месяцы (в сентябре 320 мм), но они достаточно обильны и летом.

По типу растительности этот район близок к областям муссонного субтропического климата.

14. Субтропический климат океанов

В субтропических широтах океанов летом преобладает режим антициклонов с малооблачной и сухой погодой со слабыми ветрами, а зимой — циклоническая деятельность с дождями и силь-

ными ветрами, часто со штормами. Годовые амплитуды температуры здесь, конечно, меньше, чем в континентальном типе, в среднем около 10 °С.

В восточных частях океанов лето сравнительно прохладное, так как сюда часто проникают воздушные течения из более высоких широт (по восточной периферии антициклонов) и здесь проходят холодные океанические течения. В западных частях океанов лето более теплое. Зимой, наоборот, в западные части океанов попадают холодные массы воздуха с материков (Азии, Северной Америки) и температуры здесь ниже, чем на востоке.

В центральных частях океанов северного полушария средние температуры летних месяцев в субтропиках 15—25 °С, зимних месяцев 5—15 °С. В южном полушарии зимние температуры выше, а летние ниже и, стало быть, годовые амплитуды еще меньше.

15. Климаты умеренных широт

В умеренных широтах наблюдаются большие сезонные различия в радиационных условиях. Летом радиационный баланс подстилающей поверхности велик и в районах с небольшой облачностью приближается к условиям тропических широт. Зимой же на материках он отрицателен.

Умеренные широты являются также ареной наиболее интенсивной циклонической деятельности на полярных и арктических фронтах, поэтому режим погоды в них очень изменчив. Здесь часты вторжения воздушных масс как из полярных, так и из субтропических широт, а стало быть, и резкие изменения температуры.

В северном полушарии существуют большие различия в циркуляционных условиях материков и океанов, что создает резко выраженные типы морского и континентального климата. В преимущественно океаническом южном полушарии континентальный тип климата в умеренных широтах практически отсутствует.

Весьма значительные различия климата существуют и на западных и восточных окраинах материков умеренных широт. Климат западных берегов, подверженных преобладающему воздействию морских воздушных масс, является переходным от морского к континентальному; часто его называют просто морским. На восточных берегах наблюдается муссонный тип климата, особенно в Азии.

16. Внутриконтинентальный климат в умеренных широтах

1. Этот тип климата имеется на материках Евразии и Северной Америки. Он характеризуется *теплым летом и холодной зимой с устойчивым снежным покровом.* Годовая амплитуда темпера-

туры велика и растет с удалением в глубь материка. Условия увлажнения меняются в направлении как с юга на север, так и с запада на восток.

Рассмотрим сначала типичные черты этого климата над Евразией. В южной части умеренных широт Евразии зимой преобладает режим высокого давления. На климатологических картах именно в этих широтах находится центр зимнего азиатского антициклона с отрогом, направленным на южную часть Европы. Поэтому зимние осадки здесь малы и, кроме того, убывают с удалением в глубь материка. Снежный покров по этой причине невысок, а в Забайкалье, вблизи центра антициклона, достигает ничтожных значений, несмотря на очень суровую зиму.

Летом здесь также нередки антициклоны уже субтропического типа, способствующие жаркой и сухой погоде. Летние осадки больше, но и они недостаточны по сравнению с испаряемостью при высоких летних температурах; поэтому увлажнение в южной части умеренных широт оказывается недостаточным. В общем за год здесь выпадает 200—450 мм осадков. В результате начиная от Молдавии через южные районы европейской части СССР и дальше за Урал, до Монголии включительно тянутся степи, в которых летом нередко создаются засушливые условия. В Прикаспийской низменности степи переходят в полупустыню, а за Уралом, в северной части Туранской низменности (в Казахстане), — даже в пустыню, т. е. в области с постоянно сухим (аридным) климатом.

В Херсоне (46,6° с. ш., 32,6° в. д.) средняя температура июля 23 °С, января —4 °С, годовая сумма осадков 380 мм. В Ахтубе (48,3° с. ш., 46,1° в. д.) в июле 25 °С, в январе —9 °С, осадков за год 240 мм. В Балхаше (46,9° с. ш., 75,0° в. д.) в июле 24 °С, в январе —15 °С, осадков за год 127 мм. Под одной и той же широтой с удалением на восток понижается температура зимы и убывают осадки, ландшафт при этом меняется от степи через полупустыню до пустыни.

2. В более высоких широтах умеренного пояса Евразии наблюдается менее жаркое, но все же очень теплое лето, более суровая (для каждой данной долготы) зима и большие годовые суммы осадков (300—600 мм). Континентальность опять-таки растет с запада на восток (главным образом за счет понижения температуры зимы): возрастают годовые амплитуды температуры и убывают осадки. Снежный покров здесь выше и лежит дольше. Это зона смешанных или лиственных лесов. Сравним условия в некоторых ее пунктах.

В Москве (55,8° с. ш., 37,6° в. д.) средняя температура июля 18 °С, января —10 °С, годовая сумма осадков 600 мм. В Казани (55,8° с. ш., 49,1° в. д.) в июле 20 °С, в январе —13 °С, осадков за год 459 мм. В Новосибирске (55,0° с. ш., 82,9° в. д.)

в июле 19 °С, в январе —19 °С, осадков за год 425 мм. Максимум осадков везде приходится на лето.

3. Еще севернее располагается зона тайги, которая тянется от Скандинавии до Тихого океана, с такими же закономерностями в изменении климата с запада на восток, но с большей суровостью зимы. Южная граница зоны тайги в направлении на восток смещается к более низким широтам. В Забайкалье климат тайги уже непосредственно граничит со степным климатом, зона лиственных лесов между тайгой и степью здесь исчезает. На север тайга и ее климат дальше всего заходят на Таймыре.

Лето в зоне тайги такое же жаркое, как и в более низких широтах, но зима еще холоднее. Именно за счет этой суровости зимы климат в восточной части зоны тайги достигает наибольшей континентальности. Осадков выпадает столько же, сколько и в зоне лиственных лесов; увлажнение в общем достаточное, в Западной Сибири даже с заболачиванием.

В Каргополе (61,5° с. ш., 38,9° в. д.) средняя температура в июле 17 °С, в январе —12 °С; осадков за год 540 мм. В Енисейске (58,4° с. ш., 92,1° в. д.) в июле 18 °С, в январе —22 °С, осадков за год 460 мм. В Якутске (62,0° с. ш., 129,6° в. д.) в июле 19 °С, в январе — 44 °С, осадков за год 190 мм. Именно здесь, в Якутии, континентальность климата достигает наибольшей величины.

4. На материке Северной Америки обнаруживаются те же типы внутриконтинентального климата умеренных широт, распределяющиеся очень сложно, отчасти под влиянием орографии. На западе внутренней части материка, защищенном Скалистыми горами от воздушных масс с Тихого океана, преобладают пустыни и степи, на востоке — лиственные леса. Севернее бо́льшая часть Канады занята тайгой, которая особенно далеко на север заходит на Аляске. Соответственно этому распределяются и климатические условия. Приведем данные по некоторым станциям.

В степной зоне, в Солт-Лейк-Сити (40,8° с. ш., 112° з. д.), на значительной высоте над уровнем моря (1300 м) средняя температура июля 25 °С, января — 2 °С, осадков за год 395 мм. Севернее, в Хавре (48,6° с. ш., 109,7° з. д.), в июле 21 °С, в январе —10 °С, осадков за год 350 мм.

В зоне лиственных лесов, в Чикаго (41,9° с. ш., 87,6° з. д.), в июле средняя температура 23 °С, в январе —4 °С, осадков за год 815 мм.

В более северных широтах, в зоне тайги, на станции Принс-Альберт (53,2° с. ш., 105,6° з. д.), средние температуры июля 17 °С, января — 20 °С, осадков за год 406 мм.

17. Климат горных районов в умеренных широтах

1. В горных районах Тянь-Шаня осадки обильнее, чем в Туранской низменности и на Памире. В благоприятных условиях рельефа они могут, по-видимому, превышать 2000 мм; с запада на восток они убывают. Температуры здесь, конечно, ниже, чем на низменности. Например, в Пржевальске (42,4° с. ш., 78,4° в. д., 1744 м) в июле 17 °С, в январе —7,1 °С.

В высокогорной области Саян и Алтая температурный режим очень разнообразен в зависимости от высоты и рельефа. Осадки значительны на наветренных склонах (в Западном Алтае до 1500 мм и более) и малы на южных склонах и в замкнутых котловинах (на Алтае менее 200 мм). В Саянах на западных и северо-западных склонах годовое количество осадков превышает 1000 мм. Поэтому на наветренных склонах накапливается большой снежный покров и снижается снеговая линия.

В Северной Америке очень большие количества осадков выпадают на наветренных склонах Каскадных гор, более 2000 мм в год. Максимум осадков в связи с усиленной циклонической деятельностью приходится на зиму, снежный покров местами превышает 5 м. В расположенных восточнее Скалистых горах осадков меньше: на западных склонах до 1000 мм, в долинах местами только 150—200 мм. Средние температуры января во внутренних долинах и на плато от —5 до —10 °С и ниже.

Очень резкие колебания температуры зимой нередко связаны с чинуком (фёном) на западных склонах Скалистых гор. Отмечались такие случаи, как повышение температуры в январе при чинуке от —31 до 19 °С, правда, за несколько десятков часов. Лето сухое и нежаркое; температуры зависят и от широты, и от высоты над уровнем моря.

2. Особые условия климата высоких степей и полупустынь наблюдаются в Монголии. На высотах 700—1200 м и выше над ур. м. теплое лето и очень холодная и малоснежная зима; осадки невелики и выпадают преимущественно летом, так как зимой это район центральной части азиатского антициклона.

В Улан-Баторе (47,9° с. ш., 106,8° в. д., 1309 м) средняя температура июля 17 °С, января — 28 °С, очень велики суточные амплитуды температуры. Осадков 243 мм в год, преимущественно с мая по сентябрь. В Джаргаланте (Кобдо) (47,9° с. ш., 91,6° в. д., 1370 м) осадков меньше, около 122 мм, причем осадки типично летние, а зима почти бесснежная.

18. Климат западных частей материков в умеренных широтах

В западных частях Евразии и Северной Америки в умеренных широтах преобладает перенос на материк морских воздушных масс и зимой, и летом. Поэтому здесь климат имеет сильный

отпечаток океанских влияний и является морским. Он характеризуется не очень жарким летом и мягкой зимой без устойчивого снежного покрова, достаточным количеством осадков с более или менее равномерным сезонным распределением. Это обусловливает ландшафт широколиственных лесов и лугов. Осадки резко увеличены на западных склонах гор.

В Северной Америке, вследствие наличия Каскадных и Скалистых гор, этот тип климата ограничивается сравнительно узкой прибрежной территорией. В Западной Европе он распространяется дальше в глубь материка с постепенным увеличением континентальности.

Например, в Париже (48,8° с. ш., 2,5° в. д.) средняя температура июля 18 °С, а января 3 °С, осадков за год 613 мм. Дальше на восток, в Праге (50,1° с. ш., 14,4° в. д.), в июле 19 °С, в январе — 1 °С, осадков за год 484 мм. В более высоких широтах, в Бергене (60,4° с. ш., 5,3° в. д.), в июле осадков 1730 мм, в чем сказывается влияние орографии (Берген лежит к западу от Скандинавских гор, на побережье). За хребтом, внутри и на востоке полуострова, континентальность значительно больше (в Стокгольме, например, в июле 16 °С, в феврале — 3 °С, а осадков за год 540 мм); по ландшафту это уже юг зоны тайги.

В пределах СССР этот тип климата переходит во внутриконтинентальный климат умеренных широт, описанный выше.

Наибольшие количества осадков выпадают в этом типе климата в Европе на наветренных склонах гор. Выше указана большая сумма осадков для Бергена, но на некоторых станциях Альп выпадает и свыше 2500 мм в год.

Морской климат для запада Северной Америки характеризуют данные станции Ситка на Аляске (57,1° с. ш., 135,3° з. д.), где в августе 13 °С, в январе 0 °С, годовая сумма осадков 2343 мм. Это огромное количество осадков также связано с ярко выраженным влиянием топографии. Но на склонах Каскадных гор выпадают и еще большие суммы осадков, от 3000 до 6000 мм.

19. Климат восточных частей материков в умеренных широтах

1. На востоке Азии этот климат типично муссонный. Муссоны умеренных широт являются здесь продолжением муссонов тропических и субтропических, выражены очень отчетливо и наблюдаются примерно до широты северного Сахалина. Юг Камчатки от них свободен, а над Охотским морем и над севером Камчатки обнаруживается лишь муссонная тенденция. Таким образом, умеренный муссонный климат наблюдается в Приморском крае, северо-восточном Китае, северной Японии и на Сахалине.

Зимой окраина материка оказывается на периферии азиатского антициклона, поэтому здесь преобладает перенос холодного воздуха из Восточной Сибири. Зима малооблачная и сухая со значительными холодами и резким минимумом осадков. Летом же над востоком Азии господствует циклоническая деятельность с достаточно обильными осадками. В качестве примера можно привести данные для Хабаровска (48,5° с. ш., 135,0° в. д.), где средняя температура в июле 21 °С, в январе — 22 °С, осадков 569 мм в год, из которых на зимнее полугодие (октябрь—март) приходится лишь 99 мм.

Сложнее обстоит дело в Японии, где и зимой достаточно часты циклоны с фронтальными осадками, которые еще усиливаются орографией. Летом, напротив, имеется относительный минимум осадков в середине сезона в связи с отступлением циклонической деятельности к северу. В результате зима может оказаться не менее богатой осадками, чем лето. В Саппоро (43,1° с. ш., 141,4° в. д.) средняя температура в августе 21 °С, в январе —6 °С, осадков 1078 мм в год, причем за зимнее полугодие выпадает 560 мм и за летнее — 518 мм.

В северных районах советского Приморья, где муссонный режим ветра выражен слабо или отсутствует, зима, вследствие сильной циклонической деятельности, мягче и распределение осадков в течение года равномерное. Так, на станции Ключи на Камчатке (56° с. ш., 160° в. д.) средняя температура в июле 15 °С, в январе — 17 °С, осадков 562 мм в год, из них 314 мм приходится на зимнее полугодие.

На Атлантическом побережье Канады и Ньюфаундленда муссонная циркуляция выражена слабо или отсутствует. Зимы здесь не так холодны, как на востоке Азии, а лето достаточно теплое. Например, в Галифаксе (44,6° с. ш., 63,6° з. д.) в июле и августе средняя температура 18 °С, а в январе — 4 °С, осадков за год 1386 мм, причем распределение их по сезонам довольно равномерное.

2. В Южной Америке к восточной части материка в умеренных широтах можно отнести всю Патагонию, примерно от 38 до 52° ю. ш. и от предгорьев Анд до Атлантического океана. Своеобразная географическая обстановка создает здесь и своеобразный климат полупустыни в непосредственной близости к океану. Причина в том, что от влияния морских воздушных масс с Тихого океана Патагония закрыта Андами. В то же время холодные воздушные массы антарктического происхождения свободно проникают сюда с юга. Атлантический воздух, изредка вторгаясь в Патагонию, предварительно проходит над холодными водами Фолклендского течения, где получает устойчивую стратификацию, и потому не дает больших осадков.

В большей части Патагонии годовая сумма осадков 120—200 мм, причем в летние месяцы их совсем мало, не более 20—

30 мм за три месяца. Средняя температура января от 20 °С на севере до 10 °С на юге, т. е. лето холодное по сравнению с пустынями северного полушария под теми же широтами. Средняя температура июля близка к 5 °С, но на высоких плато понижается до —5 °С; стало быть, зима значительно мягче, чем во внетропических пустынях северного полушария. На низком берегу Атлантического океана на юге Патагонии, в Санта-Крус (50,0° ю. ш., 68,5° з. д.), осадков выпадает только 171 мм в год, средняя температура января 15 °С, а июня и июля 2 °С.

20. Климат океанов в умеренных широтах

Атлантический и Тихий океаны занимают большие площади в умеренных широтах обоих полушарий, а Индийский океан — в умеренных широтах южного полушария. Преобладающий западный перенос выражен над океанами лучше, чем над материками, особенно в южном полушарии. Скорости ветра больше, чем над материками. На 40—50° ю. ш., между зоной субтропических антициклонов и субантарктическими широтами, где чаще всего проходят центры глубоких циклонов, средние скорости ветра 10—15 м/с. Штормы здесь часты и продолжительны; моряки недаром назвали 40-е широты южного полушария ревущими.

Распределение температуры над океанами более зональное, чем над материками в тех же широтах, а различия между зимой и летом выражены меньше. В связи с холодным летом ландшафт тундры находится на океанических островах в таких низких широтах, в которых на материках тундры еще нет. Так, тундрой покрыты Алеутские и Командорские острова (55—52°с. ш.); в южном полушарии тундрой покрыты Фолклендские острова (52° ю. ш.), о. Южная Георгия, Южные Оркнейские острова и др.

В северном полушарии западные части океанов зимой заметно холоднее восточных, потому что здесь происходят частые выходы холодных воздушных масс с материков. Летом различия меньше. Облачность над океанами умеренных широт велика и осадки значительны, особенно в субполярных широтах, где наблюдаются наиболее глубокие циклоны.

В зоне 40—60° с. ш. в обоих океанах средние температуры августа заключаются между 22 и 8 °С. В феврале в Атлантическом океане от 15 до 0 °С, но в Тихом океане значительно ниже, от 10 до —10 °С. В общем разность температур между 40-ми и 60-ми широтами от зимы к лету убывает. Годовые амплитуды температуры здесь 10—15 °С.

В южном полушарии средние температуры этих океанов в зоне между 40 и 60° ю. ш. в феврале от 15 до 0 °С, в августе от 10 до —10 °С. Преобладающие западные ветры здесь очень сильны и устойчивы, часты штормы.

21. Субполярный климат

1. По северным окраинам Евразии и Северной Америки в широтах, которые можно назвать уже субполярными, расположена зона тундры. Зимы здесь продолжительны и суровы, лето холодное и с заморозками. Средняя температура самого теплого месяца не выше 10—12 °С; это тот предел, при котором могут произрастать деревья. Холодное лето и определяет ландшафт тундры. Осадков здесь меньше, чем в зоне тайги, менее 300 мм, а в Восточной Сибири, где в зону тундры реже попадают циклоны,— даже менее 100 мм.

Хотя осадков мало, облачность велика и дней с осадками много; следовательно, выпадают они в незначительных количествах вследствие малого влагосодержания воздуха при низких температурах. Максимум осадков приходится на лето. Как ни малы осадки, но при низких температурах они превышают испаряемость; поэтому в тундре наблюдается избыточное увлажнение и, вследствии вечной мерзлоты, заболачивание.

В тундре более или менее выражен муссонный характер циркуляции атмосферы: летом преобладают ветры с составляющей, направленной на материк, зимой — с материка.

В Салехарде (66,5° с. ш., 66,6° в. д.) средняя температура июля 14 °С, января — 25 °С, осадков за год 418 мм. На станции Форт-Гуд-Хоп (66,3° с. ш., 128,6° з. д.) в июле 15 °С, в январе — 30 °С, осадков за год 292 мм.

2. Над океанами южного полушария к югу от 60° ю. ш. до побережья Антарктиды субполярный климат характеризуется весьма однородным распределением температуры летом, когда температура на большей части акватории близка к нулю. Но зимой она быстро убывает и достигает у побережья — 20 °С и ниже. В этих широтах чаще всего проходят центры циклонов. Поэтому облачность здесь очень велика; велика и повторяемость осадков и туманов. Преобладающие западные ветры вблизи материка сменяются восточными.

22. Климат Арктики

Климат Арктического бассейна прежде всего определяется недостатком или полным отсутствием солнечной радиации зимой и очень большим притоком радиации летом. Годовой радиационный баланс поверхности арктических морей в общем положителен; отрицателен он только на плато Гренландии. Но все же летние температуры невысоки, потому что радиация затрачивается на таяние снега и льда, и температура поверхности и воздуха остается близкой к нулю. На тех островах и побережьях, где снег летом тает совершенно, она, конечно, выше.

К влиянию радиационных условий присоединяется сильное

воздействие общей циркуляции атмосферы. В Арктическом бассейне во все сезоны года наблюдается интенсивная циклоническая деятельность. Атмосферные возмущения возникают на арктических фронтах, а также проникают в Арктику из более низких широт, где они развивались на полярных фронтах. Прежние представления о постоянном или хотя бы устойчивом антициклоне в Арктике оказались неправильными. Повышенное давление преобладает, правда, весь год над высоким плато Гренландии. Но в остальной части Арктики давление меняется от месяца к месяцу существенно, и антициклонические системы обнаруживаются на средних картах на сравнительно небольших площадях в разных частях океана, а зимой еще над Аляской и над северо-востоком Азии. Облачность в Арктическом бассейне в общем велика и ветры сильны.

Циклоническая деятельность, конечно, приводит к втоку в Арктический бассейн теплых воздушных масс с океанов умеренных широт (летом и с материков) и тем смягчает климат Арктики.

Средние месячные температуры в Арктическом бассейне от —40 °С зимой до 0 °С летом. Температуры трех зимних месяцев — января, февраля и марта — близки между собой.

Наиболее тепла атлантико-европейская область Арктики. Здесь в процессе циклонической деятельности происходят глубокие выносы теплого атлантического воздуха в высокие широты, особенно повышающие температуру зимой. Например, на севере Шпицбергена, в Грин-Харборе (78,0° с. ш., 14,2° в. д.), средняя температура января — 16 °С, июля 5 °С, годовая —8 °С, сумма осадков за год 320 мм. В других областях Арктики, кроме атлантико-европейской, средняя температура января всюду ниже — 30 °С.

В западной части Баренцева моря циклоническая деятельность настолько интенсивна, что осадков за год выпадает около 500 мм. На восток количество осадков быстро убывает.

В азиатской (восточносибирской), канадской и тихоокеанской областях Арктики зима значительно холоднее, чем в атлантико-европейской области, но лето в общем такое же. Форт-Росс (72,0° с. ш., 94,0° з. д.) в июле имеет среднюю температуру 4 °С, в феврале — 33 °С, а среднюю годовую — 15 °С. Осадков здесь 100—200 мм в год. На мысе Шалаурова (73,0° с. ш., 143,3° в. д.) в июле 3 °С, в феврале — 31 °С, средняя годовая — 15 °С, осадков за год 140 мм.

В центре Арктического бассейна средние температуры от — 40 °С зимой до 0 °С летом.

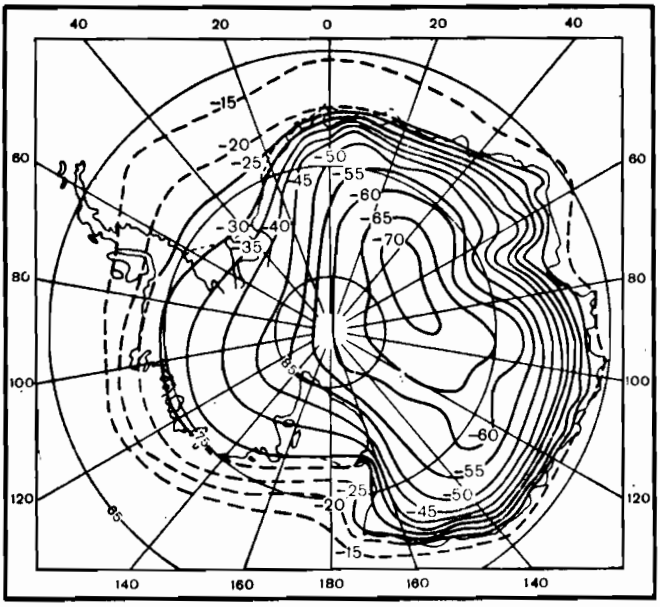
Гренландия с ее большой высотой над уровнем моря и преобладающим антициклоническим режимом имеет особенно суровый континентальный климат. На плато, на станции Айсмитте (70,9° с. ш., 40,6° з. д., 3300 м), средняя температура июля

— 14 °С, января — 49 °С, годовая — 32 °С. Вероятно, это еще не предел суровости климата Гренландии. Абсолютный минимум температур здесь около — 65 °С.

Южная Гренландия часто пересекается циклонами; поэтому температура здесь выше и годовое количество осадков более 1000 мм. Но к северу осадки быстро убывают и на севере острова не превышают 100 мм.

23. Климат Антарктиды

1. Южный океан, о климате субантарктических широт которого было сказано выше, окружает материк Антарктида. Климат этого ледяного материка является самым суровым на земном шаре (карты XLI, XLII). Средние годовые температуры снижаются здесь от —10 °С на побережье, на широте полярного круга,

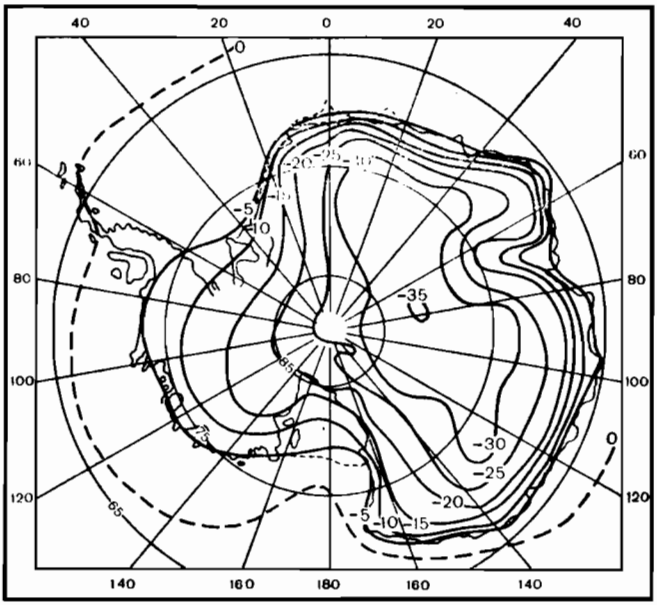


Карта XLI. Распределение средней температуры воздуха (°С) в Антарктике в июле на уровне местности.

до — 50...— 60 °С в центральных районах материка. Среднее годовое количество осадков для всего материка около 120 мм, от побережья внутрь материка осадки сильно убывают.

Основную роль в суровости и сухости климата Антарктиды играет снежная поверхность материка, большая высота его над уровнем моря (в среднем около 3000 м, а в центре Восточной

Антарктиды до 3500 м и более) и преобладающий антициклонический режим циркуляции. Несмотря на очень большой летний приток солнечной радиации, высокое альбедо снежной поверхности и эффективное излучение приводят к тому, что годовой радиационный баланс отрицателен на всем материке, за исключением очень ограниченных площадей, открытых ото льда, так называемых оазисов. Отрицательный радиационный баланс восполняется притоком тепла из атмосферы.



Карта XLII. Распределение средней температуры воздуха (°С) в Антарктике в январе на уровне местности.

Циклоническая деятельность в южном полушарии интенсивно развертывается над океаном вокруг Антарктиды. Но на материк циклоны проникают преимущественно в его западной части материка, где береговая линия достаточно изрезана и есть заливы (моря), далеко вдающиеся в материк. В Восточную Антарктиду циклоны проникают очень редко. На средних картах поверхности 700 гПа, которая лежит примерно на средней высоте материка, над Восточной Антарктидой во все месяцы года обнаруживается антициклон, как об этом уже говорилось в главе седьмой. Таким образом, режим высокого давления оказывается здесь безусловно преобладающим. В более высоких слоях происходит переход к околополярному вихрю, как и в северном полушарии.

2. Побережье Антарктиды представляет зону с умеренно влажным и сравнительно мягким климатом. Летом здесь максимальные температуры иногда поднимаются выше нуля и интенсивно тает снег. Особенно характерны для очень многих районов побережья сильные стоковые ветры с высокого плато материка (см. главу седьмую, параграф 33). Вместе с циклонами, проходящими вблизи материка, стоковые ветры приводят к тому, что даже средние скорости ветра в ряде мест побережья (например, на Берегу Правды, на Земле Адели) достигают 15—20 м/с. При этом преобладают восточные и северо-восточные направления.

При стоковых ветрах обычно наблюдаются прояснения, н летом солнечная погода на берегах Антарктиды и вблизи них резко контрастирует с мрачной облачностью над океаном.

Осадков на побережье Восточной Антарктиды выпадает 400—500 мм, Западной — 600—700 мм.

Средние температуры на станции Мирный (66,5° ю. ш., 93,0° в. д.) в декабре и январе — 2 °С, в августе и сентябре — 18 °С, средняя годовая — 11 °С, годовая сумма осадков 427 мм. На станции Литл-Америка (78,3° ю. ш., 162,5° з. д.), расположенной значительно южнее Мирного и отделенной от океана шельфовым ледником Росса, в июле-сентябре средние температуры — 36 °С, в январе — 6 °С, средняя годовая — 24 °С.

3. На ледниковом склоне, в зоне шириной 600—800 км (в Восточной Антарктиде), также наблюдаются сильные стоковые ветры, создающие метелевой перенос снега. Средние месячные скорости ветра здесь 8—13 м/с. Облачность невелика, но все-таки на эту зону нередко распространяется влияние циклонов, проходящих по океану нли проникающих в глубь материка. Поэтому снегопады и метели здесь чаще, чем внутри материка, а в нижней части склона даже чаще, чем на побережье.

На станции Пионерской (69,7° ю. ш., 95,5° в. д., 2700 м) средняя температура августа — 48 °С, декабря и января — 23 °С, средняя годовая — 38 °С, годовая сумма осадков 848 мм (1958 г.).

4. На высоком внутреннем плато Восточной Антарктиды с его преимущественно антициклоническим режимом средние скорости ветра уменьшены до 3—4 м/с. Здесь над снежной поверхностью постоянно сохраняются мощные приземные инверсии и зимой наблюдаются исключительно низкие приземные температуры, почти до — 90 °С. Средние температуры зимних месяцев здесь около — 70 °С, летние около — 30 °С. Даже летом максимальные температуры ниже — 20 °С. Преобладает ясная погода; осадки очень малы, 30—50 мм в год. От трети до половины осадков создается отложениями изморози из ледяных облаков на снежном покрове. Влагосодержание во внутренних районах Антарктиды очень мало. На станции Восток

средняя годовая упругость пара меньше 0,1 гПа, а зимой понижается почти до нуля.

Под одними и теми же широтами в Восточной Антарктиде значительно холоднее, чем в Западной; во внутриматериковых областях почти на 30 °С. Это объясняется не только высотами местности, но еще и тем, что Западная Антарктида сравнительно часто посещается циклонами, втягивающими на материк теплый морской воздух. Для климата плато Восточной Антарктиды характерна станция Восток (72,1° ю. ш., 96,6° в. д., 3420 м). Здесь средняя температура августа —68 °С, декабря —33 °С, средняя годовая —55 °С, абсолютный минимум —88 °С, сумма осадков за год около 40 мм. На самом Южном полюсе, более близком к океану и более подверженном циклонической деятельности (станция Амундсен-Скотт, 2880 м), климат несколько мягче. Здесь средние температуры в августе и сентябре —59 °С, в январе —28 °С и за год —49 °С, годовая сумма осадков 55 мм.

Глава десятая
ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

1. Изменения климата в геологическом прошлом

1. Нет сомнения, что на протяжении истории Земли вместе с земной природой менялся и климат. Показателями этих изменений являются ископаемые флора и фауна, включая пыльцу доисторических растений, признаки процессов выветривания и накопления осадочных отложений в слоях, относящихся к различным геологическим эпохам, и т. п. Понятно поэтому, что вопросы, относящиеся к климатам геологического прошлого, решаются на базе самой геологии (и палеонтологии). В предлагаемом курсе они будут изложены лишь очень кратко.

Геологические данные показывают, что изменения климата в прошлом Земли были очень глубокими. Эти изменения охватывали сотни миллионов лет, на протяжении которых коренным образом менялось положение на Земле: расположение суши и моря, орография, распределение океанических течений, вулканическая деятельность, состав атмосферы и пр. С другой стороны, могли меняться и космические влияния на Землю.

2. Рассматривая органические и неорганические ископаемые как признаки климатов прошлого, исходят из положения, что в прошлом существовали те же зависимости флоры, фауны, выветривания, почвообразования и пр. от климата, какие существуют и в настоящем. Интенсивное накопление морских известняковых осадков, например, а также образование корал-

ловых рифов в настоящее время происходит в мелководных теплых морях. Обнаружение обширных и мощных толщ морских известняков и коралловых рифов в средних широтах (например, в Центральной Европе в слоях, начиная с кембрия) говорит о более теплом климате, существовавшем в этих широтах в разные эпохи жизни Земли. В пластах бурых углей в Европе вплоть до верхнего миоцена обнаруживаются остатки таких теплолюбивых растений, как веерные пальмы. Образование каменного угля происходило некогда и в Антарктиде. Богатство ископаемых видов пресмыкающихся и их огромные размеры также являются признаками теплых климатов. По распределению ископаемых рыб на протяжении третичного периода можно сделать заключение о постепенном похолодании в течение этого периода.

Одним из признаков холодных периодов является слабое химическое выветривание и, наоборот, преобладающее физическое выветривание с обилием обломочного материала в отложениях. Особенно важными показателями являются характерные отложения и формы ландшафта, связанные с оледенениями (моренные отложения, ископаемые льды), а также соответствующие флора и фауна.

Важнейшим признаком сухих (аридных) периодов является усиленное отложение солей (особенно если климат также и жаркий). Пояса месторождений ископаемых солей на Земле меняли свое положение на протяжении геологических эпох. Пустыням прошлого, как и современным пустыням, были, свойственны определенные явления выветривания, окремнения, переноса песка, дюнообразования и т. д. Признаки таких явлений можно установить и в геологических слоях. Сухие периоды определяются также по остаткам сухолюбивой (ксероморфной) растительности, по остаткам степных животных.

Во влажных климатах сильно химическое выветривание. Поэтому признаками влажных (и достаточно теплых) периодов в прошлом являются продукты химического выветривания в составе осадочных пород, такие, как каолин, железные, марганцевые и бокситовые руды и пр. Важными показателями таких климатов являются залежи торфа и каменного угля, а также остатки богатой древесной растительности.

Есть определенные геологические признаки распределения ветра в минувшие эпохи, признаков гроз, сезонных изменений климата и пр.

Для четвертичного периода (плейстоцена), когда уже появился человек, кроме геологических средств исследования климатов прошлого, применяются еще и археологические. Геологически установлено, что в первой половине четвертичного периода Сахара отличалась обилием осадков и многочисленными полноводными реками. Археологические же исследова-

ния показывают, что несколько сотен тысяч лет назад Сахара была плодородным обитаемым плато.

3. Существует ряд попыток реконструкции климатов геологического прошлого. Наиболее разработаны представления о смене климатов в четвертичном периоде. Но в общем представления о геологических климатах носят очень общий характер.

Не будем останавливаться на последовательности предполагаемых изменений климата на протяжении ряда геологических периодов. Заметим только, что в течение последнего полумиллиарда или миллиарда лет климат Земли в умеренных и высоких широтах в основном был более теплым, чем в настоящее время. Льды в полярных и средних широтах в течение преобладающей части указанного периода отсутствовали. Климатическая зональность поэтому не была выражена так контрастно, как теперь. Тропическая флора распространялась далеко в высокие широты.

Однако на основном фоне «нормального» теплого климата неоднократно происходили сравнительно кратковременные похолодания, охватывающие сотни тысяч или миллионы лет. В ряде случаев развивались оледенения в высоких и средних широтах. Климатическая зональность в такие периоды усиливалась, т. е. углублялись тепловые и иные климатические различия между высокими и низкими широтами.

Последние несколько сотен тысяч лет — четвертичный период — являются как раз таким холодным периодом, на протяжении которого несколько раз развивались сильные оледенения. Климатические условия существенно менялись и в рамках четвертичного периода: ледниковые эпохи сменялись межледниковыми. Но в целом четвертичный период — холодный период в истории Земли.

От начала первого оледенения четвертичного периода прошло 600—700 тыс. лет. Последнее оледенение закончилось несколько десятков тысяч лет тому назад. Теперь человечество живет в послеледниковую или межледниковую эпоху. Однако большие площади Земли в высоких широтах и сейчас находятся под ледниковым покровом (сохраняющимся, по-видимому, в качестве реликта). Климат современной эпохи следует считать относящимся не к геологической «норме», а все еще к холодному периоду.

2. Причины геологических изменений климата

О причинах холодных периодов в истории Земли, и даже последнего — четвертичного периода, до сих пор нет согласованных мнений. Выдвигалось много гипотез. Указывалось, например, на периодические колебания элементов земной орбиты,

благодаря чему должно было меняться общее количество тепла, приходящего к Земле от Солнца. Это — изменение эксцентриситета земной орбиты с периодом около 92 тыс. лет и изменение наклона эклиптики к экватору с периодом около 40 тыс. лет. Сюда нужно прибавить перемещение земной оси, которая описывает некоторую коническую поверхность с периодом около 21 тыс. лет. Изменения климата в четвертичном периоде могут быть поставлены в связь с такими периодическими изменениями в приходящей радиации, но не могут объясняться только ими.

Предполагалось также, что солнечная постоянная существенно и периодически менялась на протяжении геологического времени, т. е. что Солнце вело себя, как переменная звезда. Проверить такую гипотезу, однако, невозможно.

Предполагалось, что Земля в разные периоды своей жизни проходила через области мирового пространства с различным содержанием межзвездного вещества, которое, по-разному поглощая солнечную радиацию, опять-таки меняло облучение Земли.

Теперь представляется более вероятным, что геологические изменения климата зависели не от изменений в общем потоке солнечной радиации, а от изменений в солнечной активности, которые каким-то образом меняли систему общей циркуляции атмосферы. Проверить, действительно ли солнечная активность испытывает циклические изменения, соизмеримые по продолжительности с геологическими периодами, невозможно.

Геологические изменения климата связывались также с изменениями содержания углекислого газа и вулканического пепла в атмосфере, с изменениями облачности, с процессами внутри земной коры, с изменениями солености океанов и пр. Ни одна из гипотез не является достаточно состоятельной для объяснения холодных или теплых периодов в истории Земли, хотя, может быть, некоторые из предполагаемых причин внесли свой вклад в общую картину изменений климата.

Более реальными причинами изменений климата были, по-видимому, изменения земной поверхности: изменение размеров и взаимного расположения материков и океанов, горообразование, поднятие больших участков суши, изменение системы океанических течений и пр. Понятно, что в связи с геоморфологическими изменениями происходили изменения в составляющих теплового баланса земной поверхности, в общей циркуляции атмосферы, условиях влагооборота, а следовательно, и в климате. Вероятнее всего, что сильные изменения климата были результатом совместного действия как внеземных (изменения в притоке радиации к Земле и в солнечной активности), так и геоморфологических факторов.

3. Изменения климата в историческую эпоху

1. Изменения климата, происходившие в исторический период, продолжаются и в настоящее время. На протяжении нескольких тысячелетий они не могли быть столь значительными, как на протяжении геологических периодов, и обнаружить их труднее. Но в исторический период к природным свидетельствам изменений климата, таким, как наступание и отступание ледников, рост торфяников, изменение состояния озер и рек, накопление ленточных глин в озерах, изменение толщины годовых колец деревьев, присоединяются еще археологические данные, показывающие условия жизни и результаты деятельности людей, в определенной степени зависевшие от климата.

Дополнительные сведения об изменении климата дают фольклорные и литературные памятники, в особенности летописи, содержащие записи о выдающихся явлениях погоды и климата, о состоянии рек, урожае и т. п.

В последние два-три столетия начинается эпоха инструментальных метеорологических наблюдений, в первое время еще очень редких и несовершенных. Для ряда станций мы располагаем вековыми рядами наблюдений за температурой и осадками, продолжительностью 100—200 лет и более.

2. Для Европы можно вкратце наметить такую последовательность изменений климата за последние несколько тысяч лет.

В течение 5 тыс. лет до н. э. сухой и теплый климат несколько раз сменялся более влажным и прохладным. Примерно за 500 лет до н. э. количество осадков резко увеличилось и климат стал значительно прохладнее, чем в предшествовавшие столетия. К началу нашей эры климат стал сходен с современным.

В XI—XIII столетиях климат Европы был более мягким и сухим, чем в начале эры. Европейские ледники в это время имели минимальное распространение, в Гренландии успешно развивалось скотоводство. В XV—XVI столетиях опять наметилось значительное похолодание, увеличилась ледовитость морей. С XVII в. до середины XIX в. климат был холодным и влажным, ледники наступали. Именно в этот период начались инструментальные метеорологические наблюдения в Европе. Со второй половины XIX в. наметился новый, довольно крутой поворот в климатических условиях — началось современное потепление (см. дальше).

Итак, изменения климата за исторический период имели характер колебаний с ритмичностью порядка нескольких столетий. На фоне вековых колебаний происходили колебания более кратковременные. В общем за историческую эпоху климат можно считать устойчивым, он лишь колебался около среднего

уровня. За этот период не было таких существенных изменений в распределении суши и моря, в орографии, в размещении полюсов, которые могли бы иметь значение для изменений климата. Поэтому можно увереннее связывать исторические изменения климата с факторами внеземного происхождения, в особенности с изменениями в солнечной активности. Начиная с XVIII столетия ведутся количественные определения последней (относительное число солнечных пятен, а в последнее время и другие показатели). Это дает возможность сопоставлять солнечную активность с одновременными и последующими изменениями метеорологических величин и полученные связи экстраполировать на прошлое, учитывая известные ритмы в солнечной активности.

Указывалось также, что приливообразующая сила, зависящая от положения Солнца и Луны относительно Земли, достигает максимума через неправильные промежутки времени со средним периодом около 1700 лет. Эти колебания приливообразующей силы могут влиять на состояние ледяного покрова полярных морей, а через него и на циклоническую деятельность. Максимумам приливообразующей деятельности должны соответствовать наиболее влажные периоды.

4. Современное потепление

Очередное колебание климата в сторону потепления — так называемое современное потепление очень интенсивно и наблюдается на большей части земного шара. Оно началось около 50-х или 70-х годов XIX в. и усилилось в начале XX в., особенно в 20-х годах. Наиболее теплым десятилетием оказались годы 1930—1939.

Ледники в Норвегии и Альпах начали отступать еще в середине XIX столетия. В Восточной Европе средние годовые температуры за период 1881—1915 гг. повысились на несколько десятых долей градуса по сравнению с периодом 1854—1880 гг. В Ленинграде средняя годовая температура в 1801—1850 гг. составляла 3,5 °С, а в 1921—1935 гг. — уже 4,6 °С, причем это повышение не зависело от роста города, как показывает сравнение с другими станциями. Особенно потеплели зимние месяцы (рис. 117). В связи с этим в Ленинграде за столетие годовая амплитуда температуры уменьшилась на 1,3 °С, климат стал менее континентальным.

В Западной Европе десятилетняя средняя температура зимы к 1920 г. выросла на 2,5 °С по сравнению с концом XIX столетия, а средняя годовая температура — на 0,5 °С. Здесь также начались очень мягкие зимы.

В Арктике потепление было еще значительнее, чем в умеренных широтах. На Новой Земле средняя годовая темпера-

тура за 1920—1935 гг. оказалась почти на 2 °С выше, чем за 1876—1919 гг.

С 1910 по 1940 г. средняя годовая температура выросла в Гренландии более чем на 3 °С, а на Шпицбергене, на севере Азии и Северной Америки — более чем на 2 °С.

Рост температур в XX в. наблюдался и на других материках, и даже в Антарктиде. Есть подсчеты, согласно которым средняя годовая температура воздуха для всей Земли с 1880 г. повышалась ежегодно на 0,01 °С. В общем в зоне от 60° с. ш. до 50° ю. ш. эпоха 1921—1950 гг. оказалась на 0,4 °С теплее, чем эпоха 1891—1920 гг.

Современное потепление сопровождалось существенными изменениями в природе, с ним связанными. В Исландии осво-

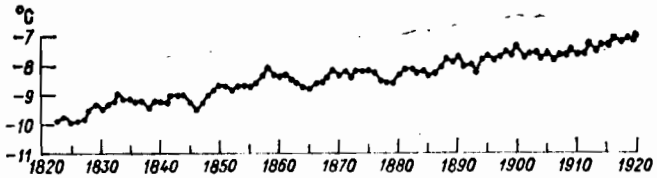


Рис. 117. Вековой ход средних январских температур воздуха в Ленинграде за 1820—1920 гг. по 10-летним скользящим средним.

бодились ото льда пахотные земли, которые возделывались 600 лет назад, но с тех пор были скрыты под ледниковым покровом. На Шпицбергене, в Гренландии, на Аляске обнаружено резкое отступание ледников. Резко уменьшилась ледовитость полярных морей. Происходили миграции теплолюбивых рыб в более северные воды.

Несомненно, что и современное потепление есть лишь колебание климата. С 50-х годов (а в Арктике еще раньше) оно, по-видимому, уже сменилось похолоданием.

5. Причины современных колебаний климата

Колебания климата за последние столетия можно прослеживать, по крайней мере в Европе, по инструментальным наблюдениям. За несколько последних десятилетий удалось сопоставить изменения по синоптическим картам с изменениями в общей циркуляции атмосферы: в ее характере (большая или меньшая зональность) и интенсивности. Обнаружены достаточно тесные связи между колебаниями общей циркуляции на протяжении десятилетий и колебаниями климата за то же время. Возможно, их удастся распространить и на колебания

климата за более значительное время и с большими периодами.

Однако встает вопрос о причинах указанных колебаний общей циркуляции. Эти причины сейчас ищут преимущественно в воздействии солнечной активности на атмосферу. Колебания солнечной активности в 11- и 80-летнем циклах могут приводить к возникновению цикличности в циркуляции и климата. Возможно, что сюда присоединяются и периодические изменения скорости вращения Земли, несколько меняющие кориолисову силу. Есть мнение, что они создают 250-летний цикл климата. Современное потепление в этом случае могло бы быть результатом наложения 80- и 250-летнего циклов солнечной активности, минимумы которых совпали в первой половине XX столетия.

Связи между климатом, общей циркуляцией и солнечной активностью устанавливаются только статистически. Еще совершенно неясным остается вопрос о том, каким путем изменения солнечной активности влияют на общую циркуляцию атмосферы, каков физический механизм этих влияний. Можно только сказать, что солнечная активность несомненно действует на физическое состояние верхней атмосферы (ионосферы), о чем уже говорилось. Но как именно эти верхние изменения влияют на общую циркуляцию в тропосфере и у земной поверхности — еще не известно.

Добавим, что сама атмосфера не является простым зеркалом, отражающим космические влияния. Она обладает возможностями самостоятельного развития процессов, хотя бы и начавшихся под влиянием какого-то внешнего импульса.

6. О возможностях улучшения климата

1. Выше говорилось, что существуют возможности искусственного воздействия на микроклимат, т. е. на климат приземного слоя воздуха. Меняя характер подстилающей поверхности путем орошения, насаждения лесных полос и тому подобных мероприятий, можно в ограниченных пределах менять метеорологические характеристики приземного слоя воздуха даже на больших пространствах. Однако такие местные воздействия не могут внести коренных изменений в климат, понимаемый в широком смысле этого слова. Климат зависит не только от местного состояния земной поверхности, но и от ее состояния на пространствах планетарного масштаба, а также от общей циркуляции атмосферы. Для его изменения в больших масштабах нужно было бы произвести крупные изменения в таких географических факторах, как орография, океанические течения, ледяной покров и т. д. Только таким путем можно было бы изменить в значительных масштабах характер теплооборота, влагооборота и общей циркуляции, а стало быть, и климат.

2. Нет недостатка в фантастических проектах изменения климата именно путем крупномасштабных изменений на земной поверхности. Это проекты разного рода плотин в Мировом океане, которые должны изменить циркуляцию океанических вод, а с нею и атмосферные условия; проекты уничтожения горных хребтов или создания искусственных заслонов для воздушных масс и т. п. Как правило, авторы таких проектов не имеют оснований утверждать, что в результате осуществления их предложений действительно произойдет тот эффект, которого они ожидают. Даже если делаются какие-то расчеты относительно изменения тех или иных элементов климата в данном районе под непосредственным влиянием предлагаемых мероприятий, то не учитывается, какие изменения произойдут в других элементах климата и других районах Земли и как они в свою очередь повлияют на климат в данном районе.

Земная природа находится в подвижном равновесии, установившемся за долгую историю Земли, и нарушение сложившихся условий в каком-то одном природном звене может привести к глубоким изменениям во всей системе. Несомненно, что крупные изменения свойств подстилающей поверхности в большом районе изменят весь механизм общей циркуляции, причем весьма трудно предусмотреть, как именно изменят. Может случиться так, что при выгодном изменении климата в одном районе или одной зоне в других местах Земли произойдут вредные изменения.

3. Приведем пример.

М. И. Будыко показал, что если бы постоянный ледяной покров арктических морей был однажды уничтожен, он уже не восстановился бы при современных климатических условиях. В Арктику летом попадает много солнечной радиации. Здесь она в большей части отражается снежным и ледяным покровом и идет на его частичное таяние, которое компенсируется последующим зимним нарастанием. Но если бы ледяной покров арктических морей был однажды сведен, то поглощение радиации в Арктике сильно увеличилось бы и произошло бы сильное повышение температур воды и воздуха не только летом, но и зимой. В связи с повышением температуры масс арктического воздуха, вторгающихся в умеренные широты, повысились бы средние температуры и в умеренных широтах.

Очень вероятно, что уничтожение ледяного покрова арктических морей окажется выполнимой задачей для техники близкого будущего. Но нужно принять во внимание, что изменение температуры и уменьшение зональных контрастов на Земле привело бы к существенным изменениям общей циркуляции атмосферы. А они в свою очередь изменили бы климат, причем не только в интересующем нас районе. Эти изменения могли бы быть вовсе нежелательными с хозяйственной точки зрения.

Например, при потеплении Арктики циклоническая деятельность могла бы вообще ослабнуть в северном полушарии, а максимум ее сместился бы в более высокие широты. Это могло бы привести к распространению зоны субтропических антициклонов к северу и к росту засушливости на юге средних широт. Потепление Арктического бассейна могло бы с течением времени привести и к уничтожению ледяного покрова Гренландии. При этом уровень Мирового океана повысился бы на 6 м, что создало бы большие хозяйственные затруднения и невыгоды. В связи с этим скажем, что уничтожение ледяного покрова Антарктиды повысило бы уровень Мирового океана на 60 м, а это было бы катастрофой для человечества.

Итак, даже тогда, когда подобного рода планетарные преобразования земной поверхности станут возможными, останется трудной задачей предусмотреть все их последствия и нужна будет величайшая осторожность при их осуществлении.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА

Аверкиев М. С. Метеорология.— М.: Изд-во МГУ, 1951.

Аверкиев М. С. Метеорология. Ч. 2. Световые и электрические явления в атмосфере.— М.: Изд-во МГУ, 1960.

Алисов Б. П. Климатические области зарубежных стран.— М.: Географгиз, 1950.

Алисов Б. П. Климат СССР.— М.: Изд-во МГУ, 1956.

Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии. Ч. 1. и 2.— Л.: Гидрометеоиздат, 1952.

Алисов Б. П., Берлин И. А., Михель В. М. Курс климатологии. Ч. 3.— Л.: Гидрометеоиздат, 1954.

Алисов Б. П., Полтараус Б. В. Климатология. Изд. 2-е.— М.: Изд-во МГУ, 1974.

Атлас теплового баланса земного шара/Под ред. М. И. Будыко. Изд. 2-е. Межвед. геофиз. комитет и ГГО, М., 1963.

Баранов А. М., Солонин С. В. Авиационная метеорология.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.

Беер В. Техническая метеорология. Пер. с нем.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966.

Белинский В. А. Динамическая метеорология.— М.; Л.: Гостехиздат, 1948.

Белинский В. А., Побияхо В. А. Аэрология.— Л.: Гидрометеоиздат, 1962.

Белов П. Н. Численные методы прогноза погоды.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.

Берг Л. С. Основы климатологии. Изд. 2-е. М.: Л.: Учпедгиз, 1938.

Берг Л. С. Климат и жизнь— М.: Географгиз, 1947.

Берлянд Т. Г. Распределение солнечной радиации на континентах.— Л.: Гидрометеоиздат, 1961.

Берлянд М. Е. Современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.

Бернштейн Р., Брюкман В. Введение в метеорологию. В переработке С. П. Хромова. Изд. 2-е.— М.: Гостехиздат, 1938.

Блютген И. География климатов. Т. 1 и 2.— М.: Прогресс, 1972.

Борисов А. А. Климаты СССР. Изд. 3-е.— М.: Просвещение, 1967.

Брукс К. Климаты прошлого. Пер. с англ. ИЛ, М., 1952.

Будыко М. И. Испарение в естественных условиях.— Л., Гидрометеоиздат, 1948.

Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности.— Л., Гидрометеоиздат, 1956.

Будыко М. И. Климат и жизнь.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.

Будыко М. И. Изменения климата.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.

Бурман Э. А. Местные ветры.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.

Бучинский И. Е. Засухи и суховеи.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.

Витвицкий Г. Н. Климаты зарубежной Азии.— М.: Географгиз, 1959.

Витвицкий Г. Н. Климаты Северной Америки.— М.: Географгиз, 1954.

Витвицкий Г. Н. Циркуляция атмосферы в тропиках.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.

Витвицкий Г. Н. Зональность климата Земли.— М.: Мысль, 1980.

Воейков А. И. Климаты земного шара, в особенности России. Избр. соч. Т. 1.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1948.

Гаврилова М. К. Радиационный климат Арктики.— Л.: Гидрометеоиздат, 1963.

Гейгер Р. Климат приземного слоя воздуха. Пер. с англ.— М.: Изд-во иностр. лит., 1960.

Герман М. А. Спутниковая метеорология.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.

Гирс А. А., Кондратович К. В. Методы долгосрочных прогнозов погоды.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.

Дроздов О. А. Основы климатологической обработки метеорологических наблюдений.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1956.

Дроздов О. А., Григорьева А. С. Влагооборот в атмосфере.— Л.: Гидрометеоиздат, 1963.

Зверев А. С. Синоптическая метеорология. Изд. 2-е перераб. и доп.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.

Изменение климата/Под ред. Х. Шепли. Пер. с англ.— М.: Изд-во иностр. лит., 1958.

Использование изображений со спутников в анализе и прогнозе погоды. Техн. зап. ВМО № 124.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.

Кеппен В. Основы климатологии (Климаты земного шара). Пер. с нем.— М.: Учпедгиз, 1938.

Климат СССР, вып. 1—8. (Главная геофизическая обсерватория).— Л.: Гидрометеоиздат, 1958—1963.

Климаты Австралии/Под ред. И. С. Борушко, А. Ю. Егоровой.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.

Климаты Африки/Под ред. А. Н. Лебедева, О. Г. Сорочан.— Л.: Гидрометеоиздат, 1967.

Климаты зарубежной Азии/Под ред. А. Н. Лебедева, И. Д. Копанева.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.

Климаты Южной Америки/Под ред. А. Н. Лебедева, И. Д. Копанева.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.

Кобышева Н. В., Наровлянский Г. Я. Климатологическая обработка метеорологической информации.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.

Кондратьев К. Я. Актинометрия.— Л.: Гидрометеоиздат, 1965.

Костин С. И., Покровская Т. В. Климатология. Изд. 2-е.— Л.: Гидрометеоиздат, 1962.

Лекции по сельскохозяйственной метеорологии/Под ред. М. С. Кулика, В. В. Синельщикова.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966.

Лоренц Э. Н. Природа и теория общей циркуляции атмосферы. Пер. с англ.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970.

Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.

Матвеев Л. Т. Динамика облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1981.

Мейсон Б. Дж. Физика облаков. Пер. с англ.— Л.: Гидрометеоиздат, 1961.

Мессн Х. С. В., Бойд Р. Л. Ф. Верхняя атмосфера. Пер. с англ.— Л.: Гидрометеоиздат, 1962.

Метеорология южного полушария/Под ред. Ч. У. Ньютона. Пер. с англ.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.

Минина Л. С. Практика нефанализа.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970.

Монин А. С. Прогноз погоды как задача физики.— М.: Наука, 1969.

Оболенский В. Н. Курс метеорологии для высших учебных заведений.— Москва; Свердловск: Гидрометеоиздат, 1943.

Орр К. Между Землей и Космосом.— Л.: Гидрометеоиздат, 1964.

Павлов Н. Ф. Аэрология, радиометеорология и техника безопасности.— Л.: Гидрометеоиздат, 1980.

Пальмен Э., Ньютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы. Пер. с англ.— Л.: Гидрометеоиздат, 1973.

Пановский Г. А., Брайер Г. В. Статистические методы в метеорологии. Пер. с англ.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972.

Педелаборд П. Муссоны. Пер. с франц.— М.: Изд-во иностр. лит., 1963.

Перрен де Бришамбо Ш. Солнечное излучение и радиационный обмен в атмосфере. Пер. с франц.— М.: Мир, 1966.

Петерсен С. Анализ и прогноз погоды. Пер. с англ.— Л.: Гидрометеоиздат, 1961.

Погосян Х. П. Общая циркуляция атмосферы.—Л.: Гидрометеоиздат, 1972.

Пфейфер Ф. Погода интересует всех. Очерк общей и прикладной метеорологии. Пер. с нем.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966.

Рамедж К. Метеорология муссонов. Пер. с англ.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.

Риль Г. Тропическая метеорология. Пер. с англ.— М.: Изд-во иностр. лит., 1963.

Рубинштейн Е. С., Полозова Л. Г. Современное изменение климата.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966.

Русин Н. П. Метеорологический и радиационный режим Антарктиды.— Л.: Гидрометеоиздат, 1961.

Сапожникова С. А. Микроклимат и местный климат.— Л.: Гидрометеоиздат, 1950.

Сеттон О. Г. Микрометеорология. Пер. с англ.— Л.: Гидрометеоиздат, 1958.

Сеттон О. Г. Вызов атмосферы. Пер. с англ.— Л.: Гидрометеоиздат, 1965.

Смит К. Основы прикладной метеорологии. Пер. с англ.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.

Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966.

Стеризат М. С. Метеорологические приборы и измерения.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.

Тараканов Г. Г. Тропическая метеорология.— Л.: Гидрометеоиздат, 1980.

Тверской П. Н. Курс метеорологии (физика атмосферы).— Л.: Гидрометеоиздат, 1962.

Томпсон Ф. Анализ и предсказание погоды численными методами. Пер. с англ.— М.: Изд-во иностр. лит., 1962.

Халтинер Дж., Мартин Ф. Динамическая и физическая метеорология. Пер. с англ.— М.: Изд-во иностр. лит., 1960.

Хргиан А. Х. Очерки развития метеорологии. Изд. 2-е.— Л.: Гидрометеоиздат, 1959.

Хргиан А. Х. Физика атмосферы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.

Хромов С. П. Введение в синоптический анализ. Изд 2-е.— М.: Гидрометеоиздат, 1937.

Хромов С. П. Основы синоптической метеорологии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1948.

Хромов С. П., Мамонтова Л. И. Метеорологический словарь. Изд. 3-е перераб. и доп.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.

Фалькович А. И. Динамика и энергетика внутритропической зоны конвергенции.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979.

Чэнь Ши сюнь. Климат Китая. Пер. с кит.— М.: Изд-во иностр. лит., 1961.

Шварцбах М. Климаты прошлого.— М.: Изд-во иностр. лит., 1955.

Шишкин Н. С. Облака, осадки и атмосферное электричество.— Л.: Гидрометеоиздат, 1964.

Шульгин А. М. Климат почвы и его регулирование.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

А

Абсолютная влажность 180, 193
— шкала температуры 36
— топография 263
Абсолютно черное тело 66
Абсолютные изогипсы 264
Авиационная метеорология 25
Автоматические станции 17
Адвективное изменение температуры 103
Адвективные туманы 222
Адвекция 103
Адиабата 51
Адиабатические изменения 46
Азиатский антициклон 338
Азорский антициклон 338
Актинограф 88
Актинометр 88
Актинометрия 25
Алеутская депрессия 350
Альбедо 83
— Земли 84
Амплитуды температуры воды 112
— — воздуха 116
— — почвы 110
Ангстрем 88
Анемограф 281
Анемометр 280
Анеморумбограф 281
Аномалия температуры 149
Антарктический антициклон 338
— фронт 365
— воздух 63
Антипассаты 333
Антициклон 264, 271, 351
Антициклонический фён 370
Арктический воздух 63, 122
— фронт 64
Архимедова сила 56
Аспирационный психрометр Ассмана 114
Астрономические сумерки 76
Атмосфера 6
Атмосферная циркуляция 8, 11
Атмосферное давление 35
— электричество 33
Атмосферные возмущения 64
— осадки 7
Атомарные ионы 33
Афганец 365
Аэрозоли 31
Аэрологическая диаграмма 51, 161
Аэрологические наблюдения 15
— обсерватории 15
— станции 17
Аэрономия 7
Аэрономические наблюдения 15

Б

Бабье лето 139
Балансомер 89
Барическая ступень 44, 265
— тенденция 275
— топография 263
Барические системы 271
Барический градиент 272
— закон ветра 300
Барическое поле 262
Барометрическая формула 42
Барометры 19
Безразличная стратификация 160, 163
Безразличное равновесие 160, 163
Белые ночи 76
Береговой бриз 365
Близзард 262
Блокирующие антициклоны 362
Бора 371
Бризы 364
Буран 262
Бюро погоды 377

В

Вейцы 202
Вероятность осадков 239
Вертикальная изотермия 165
Вертикальное движение воздуха 56
— распределение. *См.* Распределение с высотой
Вертикальный барический градиент 41, 269
— градиент температуры 54, 157
Весенняя инверсия 167
Ветер 55
— в приземном слое 391

— у земной поверхности 281
Ветровое зондирование 20
Ветры склонов 368
Видимость 77
Видимый свет 67
Виртуальная температура 38
Влагооборот 10, 173
Влагосодержание воздуха 28
— атмосферного столба 193
Влажноадиабатический градиент 50
Влажноадиабатическое изменение состояния 50
Влажность воздуха 28
Влажный воздух 27
Влияние препятствий на ветер 286
Внетропическая циркуляция 347
Внетропические муссоны 363
— циклоны 348
Внешний влагооборот 254
Внутренний влагооборот 254
Внутриконтинентальный климат умеренных широт 415
— субтропический климат 410
Внутримассовые грозы 231
— облака 204
— туманы 223
Внутритропическая зона конвергенции 249, 329, 334
Водность облаков 32, 198
Водный баланс Земли 253
Водяной пар 26, 27
Водяные облака 197
Воздух 26
Воздушные массы 63, 119
Возмущения в годовом ходе температуры 138
Волны холода 119
Волосной гигрометр 182
Всемирная метеорологическая организация 22
— служба погоды 23, 378
Встречное излучение 85
Вторичный фронт 64
Высокий туман 222
Высота над уровнем моря и климат 383
— однородной атмосферы 39
— снежного покрова 18
Высотная климатическая зональность 383
Вычислительные методы прогноза 379

Г

Гало 201
Гелиограф 219
Географическая широта 382
Географические факторы климата 382
Географическое распределение влажности 186
— — облачности 211
— — осадков 247
— — радиационного баланса 97
— — суммарной радиации 93
— — температуры воздуха 140
— — туманов 224
Геологические изменения климата 429
Геопотенциал 266
Геострофический ветер 289
Геофизические ракеты 21
Гидрометеорологическая служба СССР 21
Гидрометцентр СССР 22
Гидростатическая сила 56
Главная геофизическая обсерватория 21
Главный фронт 64
— разряд 234
Глаз бури 345
Глобальное поле облачности 214
Глория 203
Годовая амплитуда температуры воздуха 126, 129, 131
— сумма осадков 244
Годовой теплооборот почвы и воды 112, 113
— ход давления 277
— — облачности 210
— — осадков 241
— — температуры воды 112
— — температуры воздуха 134
— — температуры почвы 107, 111
— — радиации 80, 82
Годовые аномалии давления 279
Годограф 298
Гололед 237
Голубой цвет неба 74
Горизонтальная видимость 18
Горизонтальный барический градиент 267, 287
Горно-долинные ветры 365
Городской бриз 396
Град 227
Градиентные наблюдения 18, 390
Градиентный ветер 291
Градины 227
Градобитие 230
Гражданские сумерки 76
Гринвичское время 17
Гребень 272
Гроза 15, 231
Грозовой нос 373
Гром 231, 233

Д

Давление воздуха. *См.* Атмосферное давление
Давление насыщенного водяного пара 28, 174

Дальность видимости 77
День с осадками 264
Дефицит влажности 132
— насыщения 182
Деятельность человека и климат 387
Дневной ход солнечной радиации 81, 82, 86
Динамическая высота 266
— метеорология 24
— турбулентность 56
Диффузное отражение 74
Длинноволновая радиация 66
Дождемер 238
Дождь 226
Долгосрочные прогнозы 380
Доска Вильда 281
Дымка 220, 397

Е

Единицы давления 36

Ж

Жидкий налет 235

З

Загрязнение воздуха 30
Закон Бейс-Балло 300
— Воейкова 117
— Дальтона 176
— ослабления 77
— Релея 74
— Стефана—Больцмана 66, 84
Законы излучения 66
— Фурье 110
Заключительный антициклон 356
Заморозки 123
Заморозок на почве 123
Зарница 234
Заря 76
Засухи 246
Защита от заморозков 126
Земная корона 60, 62
Зимний муссон 364
Зодиакальный свет 76
Зональность в распределении давления 308
— общей циркуляции 308
— — солнечной радиации у земной поверхности 91
Зональный тип циркуляции 361

И

Идеальная атмосфера 79
Изаллобарические области 277
Изаллобары 277
Изаномалы температуры 150
Изменение с высотой. *См.* Распределение с высотой
Изменение давления 274
— климата 11, 427
— температуры 102, 122
Изменчивость осадков 239
— средних месячных температур 137
— температуры 122
Измерение давления 36
— радиации 80
— температуры 113
Изморозь 194, 235
Изобарические поверхности 264
— — в антициклоне 266
— — в циклоне 264
Изогипсы 263
Изолинии 139
Изоплеты 112
Изотермия 54
Изотермы 139
Инверсии температуры 54, 155, 165
Инверсионный слой 167
Инверсия оседания 168
— в свободной атмосфере 168
— сжатия 168
Индексы континентальности 131
— циркуляции 363
Индивидуальное изменение температуры 103
Иней 194, 235
Инсоляция 70
Инфракрасная радиация 66, 84
Ионосфера 62
Ионы 32
Иризация облаков 203
Искусственные воздействия на облака 229
Испарение 174
Испаряемость 177
Использование спутниковой информации в синоптическом анализе 357
История метеорологии 23

К

Календарные особенности 138
Канал молнии 234
Капельные облака 197
Карта в метеорологии и климатологии 14
Карты барической топографии 263
Квазигеострофичность течений 308
Кистевые разряды 235
Классификация климатов 399
Классификация климатов Алисова 402
— — Берга 402
— — Кеппена 399
— осадков 224
Климат 8, 11
— Антарктиды 424
— Арктики 422
— восточных частей материков 419

— горных районов 418
— города 395
— западных частей материков 418
— леса 394
— океанов 414, 421
— пассатов 400
— субполярных широт 422
— — широт 412
— — муссонов 414
— тропических муссонов 405
— — плато 407
— — пустынь 400
— умеренных широт 415
— экваториальной зоны 403
Климатологические карты 14
— фронты 327
Климатология 6, 8, 13
Климатообразующие процессы 8, 381
Колебания давления 274
— климата 8, 433
Количество облаков 208
Конвективное равновесие 156
Конвекция 56
Конденсация водяного пара 28, 193
Континентальность климата 129
Континентальный климат 129, 384
Корабли погоды 16
Коротковолновая радиация 66
Корпускулярная радиация 8, 67
Коэффициент прозрачности 78
— увлажнения 252
Кривая стратификации 162
Кристаллическое строение твердых осадков 194
Кучевообразные облака 204

Л

Легкий ион 33
Ледниковый ветер 368
Ледяная крупа 227
Ледяной дождь 227
— покров 387
Ледяные иглы 227
— облака 197
Летний муссон 364
Ливневые осадки 226
Линии тока 283
Линия расходимости 283
— сходимости 283
— фронта 301
— шквалов 372
Ложбина 271
Локальное изменение температуры 104
Лунная радуга 203
Лучистая энергия 8, 66
Лучистое равновесие 67
Люминесценция 66

М

Маломасштабные вихри 373
Масса атмосферы 46
Массовая доля водяного пара 181
Массовый показатель ослабления 78
Мгла 221
Мгновенная скорость ветра 280
Международная классификация облаков 198
— метеорологическая организация 22
— температурная шкала 36
Междусуточная изменчивость давления 276
— — температуры 122
Мезосфера 60
Мезосферные (серебристые) облака 32
Мексиканская депрессия 356
Меридиональные составляющие общей циркуляции 309
Меридиональный тип циркуляции 362
Местная воздушная масса 64, 165
Местные ветры 364
— воздушные массы 205
— циркуляции 307
Местный климат 389
Месячная аномалия давления 278
Метели 261
Метеорограф 20
Метеорологическая будка 16, 113
— обсерватория 15
— сеть 15, 16
— служба 21
— станция 17
Метеорологические величины 7, 15, 18
— наблюдения 15
— приборы 19
— ракеты 21
— спутники 21
— суда 17
Метеорология 6
Метод корреляции 13
Метод радиозондирования 20
— радиообнаружения 20
Микроклимат 388
— города 395
Микроклимат леса 394
— пересеченной местности 392
Микроклиматические наблюдения 390
Микрометр 30
Микрон 65
Микроорганизмы в воздухе 29
Микроструктура облаков 197
Миллибар 36
Миллиметр ртутного столба 36
Миллимикрон 65
Мировые метеорологические центры 23

Мистраль 372
Многолетний ряд 16
Моделирование 13
Мокрый снег 227
Молекулярная диффузия 57, 174
Молния 34, 231, 233
Молодой циклон 354
Морось 226
Моросящие осадки 226
Морской климат 129, 389
— бриз 365
Муссоны 335

Н

Наземные гидрометеоры 235
Наклон фронта 302
Направление ветра 280
Напряженность электрического поля 33
Насыщение 27, 174, 193
— для капелек 175
Непериодические изменения температуры 119
Неустойчивая масса 204
— стратификация 160
Неустойчивое равновесие 160
— увлажнение 271
Нижняя облачность 209
Низовая метель 261
Норд 372
Нортсер 372

О

Облака 32, 196
— восходящего движения 207
— конвекции 204
— препятствий 206
Области изменения давления 277
— ионосферы 62
Облачность 208
Облачные элементы 146
Обледенение самолетов 235
Обложные осадки 226
Общая масса атмосферы 45
Общая метель 262
— облачность 209
— циркуляция атмосферы 11, 307
Огни Святого Эльма 235
Озон 29
Озоносфера 29
Океанические течения и климат 386, 403
Окклюдированный циклон 354
Окклюзия циклона 354
Оптические явления в атмосфере 18
Ореол 202
Орографические облака 208
Орография и климат 389
Осадки 226
Осадкомер 238
Ослабление радиации в атмосфере 79
Основное уравнение статики атмосферы 39
Острова тепла 147
— холода 143
Отклоняющая сила вращения Земли 288
Относительная влажность 28, 180
— топография 264
Относительные изогипсы 264
Отношение смеси 181
Отражение радиации 83

П

Парциальное давление водяного пара 17, 28
Пассатная инверсия 168
Пассатный климат 400
Пассаты 331
Перемещение циклонов и антициклонов 350
Перламутровые облака 32, 60
Пиранометр 88
Пиргелиометр 88
Планетарное альбедо Земли 84
Планетарный пограничный слой 295
Плотность воздуха 37
— водяного пара 28
— снега 255
— снежного покрова 18
Плювиограф 239
Поверхность раздела 301
— разрыва 301
Поворотное ускорение 288
Поглощение солнечной радиации 72
Поглощенная радиация 83
Погода 7
— в антициклоне 353
— в циклоне 351
— пассатов 332
Поземный туман 222
Поземок 262
Показатель неравномерности осадков 244
Поле ветра 283
Полосы облачности 357
Полярный воздух 64, 122
— фронт 64, 355
Порывистость ветра 285
Порывистый ветер 285
Потенциальная температура 53
Поток радиации 69
Почвенные испарители 177
Пояс радиации 63
Предел засушливости 400
Предфронтальный туман 223
Преобладающие направления ветра 282, 324

Приведение давления к уровню моря 43
— температуры к уровню моря 139
Приведенная толщина слоя озона 30
Приземная инверсия 167
Приземный слой воздуха 59, 390
Примеси к воздуху 30
Приподнятая инверсия 168
Продолжительность осадков 246
— солнечного сияния 18, 219
Промежуточный антициклон 356
Противозаря 76
Противоизлучение 85
Прямая радиация 69, 80
Псевдоадиабатический процесс 50
Психрометр 182, 390
Пурга 262
Пыль 31

Р

Равновесный градиент температуры 58
Радиационная инверсия 167
Радиационный баланс земной поверхности 86, 105
— индекс сухости 253
— пояс 63
— туман 222
Радиация 65
Радиоветровое зондирование 20
Радиозонд 20
Радиозондовые наблюдения 20
Радиолокация 19
Радиопеленгация 20
Радиосигналы 20
Радуга 203
Размеры облачных капель 197
Ракеты 21
Распределение влажности с высотой 29, 192
— давления с высотой 45
— температуры с высотой 54
— радиации на границе атмосферы 92
— суши и моря и климат 384
Рассеяние солнечной радиации 73
Рассеянная радиация 69, 71, 81
Рассеянный свет 75
Растительный покров и климат 386
Репрезентативность 16
Рода облаков 222
Роза ветров 282
Роса 235
Ртутный барометр 36

С

Самопишущие приборы 19
Самум 365
Сарма 372
Световые явления в облаках 201, 202
Свечение ночного неба 61
Сглаженная скорость ветра 280
Седловина 272
Серебристые облака 32, 60
Серия циклонов 356
Сила барического градиента 40, 158
— Кориолиса 289
— трения 295
— тяжести 41, 158
Синоптическая карта 14, 377
— метеорология 24
— станция 376
Синоптический анализ 378
Прогноз 378
Синхронные наблюдения 17
Сирокко 365
Скорость ветра 280
— испарения 176
Слои ионосферы 62
— трения 59, 295
Служба погоды 376
Смерчи 374
Смешанные облака 197
Снег 227
— с дождем 227
Снеговая линия 260
Снежная инверсия 167
— крупа 227
Снежные зерна 227
Снежный покров 255, 386
Собственное излучение земной поверхности 84
Современное потепление 432
Современные колебания климата 433
Солнечная активность 8
— постоянная 70, 89
— радиация 8, 69
Солнечное излучение. *См.* Солнечная радиация
Солярный климат 89
Состав воздуха 29
Спектр солнечной радиации 68
Спираль Экмана 298
Спутники 21
Спутниковая информация 357
Среднее число дней с осадками 239
Сроки наблюдений 15
Стадии развития циклона 358
Статистический анализ 13
Стоковые ветры 369
Стратификация атмосферы 159, 162
— воздушных масс 164
Стратостаты 21
Стратосфера 59, 154
Стратосферное обращение ветра 311
Струйные течения 306
Сублимация 194
Субтропические антициклоны 332

— климаты 410
Субтропический климат океанов 410
— муссонный климат 410
Сумерки 76
Суммарная радиация 82
Суммарное испарение 174
Суммарный дождемер 239
Суточная амплитуда температуры воздуха 108
— — — почвы 110
Суточный ход ветра 298
— — давления 275
— — — водяного пара 183
— — конвекции 183
— — облакообразования 205
— — облачности 209
— — осадков 240
— — относительной влажности 185
— — температуры воды 130
— — — воздуха 111, 116
— — — почвы 107
Сухая адиабата 161
Сухоадиабатический градиент 49, 157
Сухоадиабатическое изменение температуры 47
Сухой воздух 26
Сфера рассеяния 62

Т

Тайфун 343
Твердый налет 235
Температура воздуха 7, 36
— — в приземном слое 391
— лучистого равновесия 156
Температурное зондирование 20
Температурные шкалы 36
Температуры воздушных масс 120
— полушарий и Земли 147
— широтных кругов 147
Тень Земли 76
Теплая воздушная масса 64, 164
Тепличный эффект 86
Тепловое равновесие 67
Тепловой баланс атмосферы 170
— — Земли 169
— — земной поверхности 104, 170
— — широтных зон 172
Тепловой режим атмосферы 102
— — водоемов 106
— — почвы 106, 107
Теплообмен 102
Теплооборот 8, 12
Теплопроводность в атмосфере 102
Теплый сектор 354
— фронт 304
Термики 56
Термическая турбулентность 56
Термический ветер 294
— экватор 148
Термобарическое поле атмосферы 265
Термограф 114
Термоизаномалы 150
Термоизоплеты почвы 112
Термометры 113
Термосфера 60
Ток проводимости 34
Торнадо 374
Точка поворота 342
— расходимости 283
— росы 181
— седловины 273
— сходимости 283
Трансокеанский зонд 21
Транспирация 195
Трение 11
Тромбы 374
Тропические муссоны 337
— циклоны 19
Тропический воздух 63, 122
— тип годового хода температуры 135
— фронт 64
— циклон 231, 340
— шторм 340
— ураган 340
Тропопауза 59, 154
Тропосфера 58, 153
Туманы 32, 196, 220
— в городах 396
— испарения 221, 223
— охлаждения 221
— склонов 196
Турбулентная диффузия 57, 174
Турбулентность 55
Турбулентный перенос водяного пара 206
Турбулентный обмен 57
Тяжелые ионы 33

У

Угол отклонения ветра от градиента 298
Ультрафиолетовая радиация 8, 65
Упругость насыщения 29
Упругость пара 29
Уравнение Пуассона 47
— состояния газов 34, 37
Ураганы 343
Уровень конденсации 49, 205
— трения 295
Ускорение конвекции 158
— Кориолиса 288
Устойчивая стратификация 160
Устойчивое равновесие 160
Уходящая радиация 87

Ф

Факсимильная передача 378
Фактическое испарение 177
Фактор мутности 79
Фён 369
Фёновая волна 371
— стена 370
Физическое испарение 174
Физико-математический анализ в метеорологии 13, 14
Формула Бугэра 78
Формы осадков 226
— рельефа 392
Фотохимический смог 397
Фронты 64, 301
Фронт окклюзии 305
Фронтальные грозы 231
— облака 204
Фронтогенез 303

Х

Хамсин 365
Характеристики состояния 34
— влажности 180
— увлажнения 252
— режима осадков 262
Холодная воздушная масса 63, 165, 205
Холодный фронт 304

Ц

Цвет неба 74
Центральная аэрологическая обсерватория 21
Центры действия атмосферы 316
Циклон 264, 271
Циклоническая деятельность 276, 347

Ч

Черное тело 66

Ш

Шар-зонд 20
Шар-пилот 20
Шаровая молния 234
Шкала Бофорта 280
— Кельвина 36
— Фаренгейта 36
— Цельсия 36
Шквал 231, 372
Шквалистый ветер 285

Э

Эволюция поля облаков в циклоне 357
Экваториальная депрессия 337
Экваториальный воздух 63
— климат 404
— тип годового хода температуры 134
Экзосфера 60, 62
Эксперимент в метеорологии 12
Экспозиция 392
Экстремальные термометры 114
Электрические термометры 114
Электрическое поле атмосферы 33
Электричество облаков 230
— осадков 231
Электромагнитная радиация 65
Электромагнитные волны 65
Электронные облака 61
Электропроводность воздуха 61
Элементы турбулентности 56
Энергия неустойчивости 181
— циклона 360
Эффективное излучение 85

Я

Ядра замерзания 196
— конденсация 31, 194
— сублимации 196
Язык тепла 143
— холода 143

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие редактора 3

От автора 5

Глава первая. **Введение** 6

1. Метеорология и климатология (6). 2. Атмосфера (6). 3. Высокие слои. Аэрономия (7). 4. Погода (7). 5. Климат (8). 6. Связи атмосферы с Солнцем и земной поверхностью (8). 7. Теплооборот (9). 8. Влагооборот (10). 9. Атмосферная циркуляция (11). 10. Климатообразование (11). 11. Наблюдение и эксперимент в метеорологии (12). 12. Статистический и физико-математический анализ (13). 13. Применение карт (13). 14. Метеорологические наблюдения (15). 15. Метеорологическая сеть (15). 16. Длительность и непрерывность наблюдений (16). 17. Развитие метеорологической сети (16). 18. Программа наблюдений на метеорологических станциях (17). 19. Метеорологические приборы (19). 20. Методы аэрологических наблюдений (20). 21. Метеорологическая служба (21). 22. Всемирная метеорологическая организация (22). 23. Из истории метеорологии и климатологии (23).

Глава вторая. **Воздух и атмосфера** 26

1. Состав сухого воздуха у земной поверхности (26). 2. Водяной пар в воздухе (27). 3. Давление водяного пара и относительная влажность (28). 4. Изменение состава воздуха с высотой (29). 5. Распределение озона в атмосфере (29). 6. Жидкие и твердые примеси в атмосферном воздухе (30). 7. Дымка, облака, туманы (32). 8. Ионы в атмосфере (32). 9. Электрическое поле атмосферы (33). 10. Уравнение состояния газов (34). 11. Атмосферное давление (35). 12. Температура воздуха (36). 13. Плотность воздуха (37). 14. Основное уравнение статики атмосферы (39). 15. Применение барометрической формулы (43). 16. Барическая ступень (44). 17. Среднее

распределение атмосферного давления с высотой (45). 18. Общая масса атмосферы (45). 19. Адиабатические изменения состояния в атмосфере (46). 20. Сухоадиабатические изменения температуры (46). 21. Сухоадиабатические изменения температуры при вертикальных движениях (48). 22. Влажноадиабатические изменения температуры (49). 23. Псевдоадиабатический процесс (50). 24. Аэрологическая диаграмма (51). 25. Потенциальная температура (53). 26. Вертикальное распределение температуры (54). 27. Ветер и турбулентность (55). 28. Турбулентный обмен (57). 29. Тропосфера (58). 30. Стратосфера и мезосфера (59). 31. Термосфера (60). 32. Воздушные массы и фронты (63).

Глава третья. Радиация в атмосфере 65

1. О радиации вообще (65). 2. Лучистое и тепловое равновесие Земли (67). 3. Спектральный состав солнечной радиации (68). 4. Прямая солнечная радиация (69). 5. Солнечная постоянная и общий приток солнечной радиации к Земле (70). 6. Изменения солнечной радиации в атмосфере и на земной поверхности (71). 7. Поглощение солнечной радиации в атмосфере (72). 8. Рассеяние солнечной радиации в атмосфере (73). 9. Явления, связанные с рассеянием радиации (74). 10. Сумерки и заря (75). 11. Видимость (77). 12. Закон ослабления (77). 13. Фактор мутности (79). 14. Результаты измерений прямой солнечной радиации (80). 15. Результаты измерений рассеянной радиации (81). 16. Суммарная радиация (82). 17. Отражение солнечной радиации. Поглощенная радиация. Альбедо Земли (83). 18. Излучение земной поверхности (84). 19. Встречное излучение (84). 20. Эффективное излучение (85). 21. Радиационный баланс земной поверхности (86). 22. Излучение в мировое пространство (87). 23. Методы измерения радиации (87). 24. Распределение радиации «на границе атмосферы» (89). 25. Зональное распределение солнечной радиации у земной поверхности (91). 26. Географическое распределение суммарной радиации (93). 27. Географическое распределение радиационного баланса (97).

Глава четвертая. Тепловой режим атмосферы 102

1. Причины изменений температуры воздуха (102). 2. Тепловой баланс земной поверхности (104). 3. Различия в тепловом режиме почвы и водоемов (106). 4. Суточный и годовой ход температуры на поверхности почвы (107). 5. Влияние почвенного покрова на температуру поверхности почвы (109). 6. Распространение тепла в глубь почвы (110). 7. Суточный и годовой ход температуры на поверхности водоемов и в верхних слоях воды (112). 8. Измерение температуры воздуха (113). 9. Суточный ход температуры воздуха у земной поверхности (115). 10. Изменение суточной амплитуды температуры с высотой (118). 11. Непериодические изменения температуры воздуха (119). 12. Температуры воздушных масс (120). 13. Междусуточная изменчивость температуры (122). 14. Заморозки (123). 15. Годовая амплитуда температуры воздуха (126). 16. Континентальность климата (129). 17. Индексы континентальности (131). 18. Типы годового хода температуры воздуха (134). 19. Изменчивость средних месячных температур (137). 20. Возмущения в годовом ходе температуры воздуха (138). 21. Изотермы. Приведение температуры к уровню моря (139). 22. Географическое распределение температуы воздуха у земной поверхности (140). 23. Температуры широтных кругов, полушарий и Земли в целом (147). 24. Аномалии в распределении температуры (149). 25. Распределение температуры с высотой в тропосфере и стратосфере (153). 26. Объяснение распределения температуры с высотой (156). 27. Ускорение конвекции (158). 28. Стратификация атмосферы и вертикальное равновесие для сухого воздуха (159). 29. Стратификация атмосферы и вертикальное равновесие для насыщенного воздуха (162). 30. Суточный ход стратификации и конвекции (163). 31. Стратификация воздушных масс (164). 32. Инверсии температуры (165). 33. Приземные инверсии (167). 34. Приподнятые инверсии (168). 35. Тепловой баланс системы Земля—атмосфера (169). 36. Тепловой баланс широтных зон и воздушные течения (172).

Глава пятая. Вода в атмосфере **173**

1. Испарение и насыщение (174). 2. Скорость испарения (176). 3. Географическое распределение

испаряемости и испарения (177). 4. Характеристики влажности (180). 5. Измерение влажности воздуха (182). 6. Суточный и годовой ход давления водяного пара (183). 7. Суточный и годовой ход относительной влажности (185). 8. Географическое распределение влажности воздуха (186). 9. Изменение влажности с высотой (192). 10. Конденсация в атмосфере (193). 11. Ядра конденсации (194). 12. Облака (196). 13. Микроструктура и водность облаков (197). 14. Международная классификация облаков (198). 15. Световые явления в облаках (201). 16. Кучевообразные облака (204). 17. Волнистообразные облака (206). 18. Слоистообразные облака (207). 19. Облачность, ее суточный и годовой ход (208). 20. Географическое распределение облачности по наземным данным (211). 21. Глобальное поле облачности (214). 22. Продолжительность солнечного сияния (219). 23. Дымка, туман, мгла (220). 24. Условия образования туманов (221). 25. Географическое распределение туманов (224). 26. Классификация осадков (224). 27. Образование осадков (228). 28. Искусственные воздействия на облака (229). 29. Электричество облаков и осадков (230). 30. Гроза (231). 31. Молния и гром (233). 32. Шаровая молния. Огни Святого Эльма (234). 33. Наземные гидрометеоры (235). 34. Гололед и обледенение самолетов (237). 35. Характеристика режима осадков (238). 36. Суточный ход осадков (240). 37. Годовой ход осадков (241). 38. Показатель неравномерности осадков (244). 39. Изменчивость сумм осадков. Засухи (244). 40. Продолжительность и интенсивность осадков (246). 41. Географическое распределение осадков (247). 42. Характеристики увлажнения (252). 43. Водный баланс на земном шаре (253). 44. Внешний и внутренний влагооборот (254). 45. Снежный покров (255). 46. Климатическое значение снежного покрова (259). 47. Снеговая линия (260). 48. Метели (261).

Глава шестая. Барическое поле и ветер 262

1. Барическое поле (262). 2. Карты барической топографии (263). 3. Изобары (266). 4. Горизонтальный барический градиент (267). 5. Изменения барического градиента с высотой (269). 6. Барические системы (271). 7. Изменение барче-

ского поля с высотой в циклонах и антициклонах (273). 8. Колебания давления (274). 9. Междусуточная изменчивость давления. Крайние значения (276). 10. Области изменения давления (277). 11. Годовой ход давления (277). 12. Месячные и годовые аномалии давления (278). 13. Скорость ветра (280). 14. Направление ветра (281). 15. Линии тока (283). 16. Порывистость ветра (285). 17. Влияние препятствий на ветер (286). 18. Ускорение воздуха под действием барического градиента (287). 19. Отклоняющая сила вращения Земли (288). 20. Геострофический ветер (289). 21. Градиентный ветер (291). 22. Градиентный ветер в циклоне и антициклоне (292). 23. Термический ветер (294). 24. Сила трения (295). 25. Влияние трения на скорость и направление ветра (296). 26. Угол отклонения ветра от градиента (298). 27. Суточный ход ветра (298). 28. Барический закон ветра (300). 29. Связь ветра с изменениями давления (300). 30. Фронты в атмосфере (301). 31. Типы фронтов (304). 32. Фронт и струйное течение (305).

Глава седьмая. **Атмосферная циркуляция** **307**

1. Общая циркуляция атмосферы (307). 2. Квазигеострофичность течений общей циркуляции (308). 3. Зональность в распределении давления и ветра (308). 4. Меридиональные составляющие общей циркуляции (309). 5. Зоны давления и ветра в верхней тропосфере и в стратосфере (310). 6. Зоны давления и ветра у земной поверхности и в нижней тропосфере (312). 7. Географическое распределение давления. Центры действия атмосферы (316). 8. Средние значения давления для земного шара и полушарий (323). 9. Преобладающие направления ветра (324). 10. Климатологические фронты (327). 11. Пассаты (331). 12. Погода пассатов (332). 13. Антипассаты (333). 14. Внутритропическая зона конвергенции (334). 15. О муссонах вообще (335). 16. Тропические муссоны (337). 17. Тропические циклоны, их возникновение и перемещение (340). 18. Районы возникновения тропических циклонов (343). 19. Погода в тропическом циклоне (344). 20. Внетропическая циркуляция (347). 21. Внетропические циклоны (348). 22. Перемещение внетропических циклонов (350). 23. Погода в цик-

лоне (351). 24. Антициклоны (351). 25. Возникновение внетропических возмущений (353). 26. Роль серии циклонов в междуширотном обмене воздуха (356). 27. Использование спутниковой информации в синоптическом анализе (357). 28. Энергия циклона (360). 29. Типы атмосферной циркуляции во внетропических широтах (361). 30. Внетропические муссоны (363). 31. Местные ветры (364). 32. Бризы (365). 33. Горно-долинные ветры (367). 34. Ледниковые ветры (368). 35. Фён (369). 36. Бора (371). 37. Шквалы (372). 38. Маломасштабные вихри (373). 39. Служба погоды (376). 40. Синоптический анализ и прогноз (378). 41. Долгосрочные прогнозы (380).

Глава восьмая. Климатообразование. Микроклимат **381**

1. Климатообразующие процессы (381). 2. Географические факторы климата (382). 3. Географическая широта (382). 4. Высота над уровнем моря (383). 5. Высотная климатическая зональность (383). 6. Распределение суши и моря (384). 7. Орография (385). 8. Океанические течения (386). 9. Растительный и снежный покров (386). 10. Деятельность человека (387). 11. Микроклимат (388). 12. Микроклимат как явление поверхностного слоя воздуха (389). 13. Методы исследования микроклимата (390). 14. Температура в приземном слое воздуха (391). 15. Ветер в приземном слое воздуха (391). 16. Микроклимат пересеченной местности (392). 17. Микроклимат леса (394). 18. Микроклимат города (395). 19. Туманы и смоги в городах (396).

Глава девятая. Классификация климатов. Климаты Земли **399**

1. Классификации климатов (399). 2. Классификация климатов Кеппена (399). 3. Классификация климатов Алисова (402). 4. Экваториальный климат (403). 5. Климат тропических муссонов (субэкваториальный) (405). 6. Муссонный климат на тропических плато (407). 7. Пассатный климат (407). 8. Климат тропических пустынь (408). 9. Субтропические климаты (410). 10. Внутриконтинентальный субтропический климат (410). 11 Климат высоких субтропических нагорий (412). 12. Средиземноморский климат (412). 13. Муссонный субтропический климат (414). 14. Субтропический климат океанов (414).

15. Климаты умеренных широт (412). 16. Внутриконтинентальный климат в умеренных широтах (415). 17. Климат горных районов в умеренных широтах (418). 18. Климат западных частей материков в умеренных широтах (418). 19. Климат восточных частей материков в умеренных широтах (419). 20. Климат океанов в умеренных широтах (421). 21. Субполярный климат (422). 22. Климат Арктики (422). 23. Климат Антарктиды (424).

Глава десятая. **Изменения климата** 427

1. Изменения климата в геологическом прошлом (427). 2. Причины геологических изменений климата (429). 3. Изменения климата в историческую эпоху (431). 4. Современное потепление (432). 5. Причины современных колебаний климата (433). 6. О возможностях улучшения климата (434).

Дополнительная литература 437

Предметный указатель 441

Сергей Петрович Хромов

МЕТЕОРОЛОГИЯ И КЛИМАТОЛОГИЯ ДЛЯ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ФАКУЛЬТЕТОВ

Редакторы: Г. И. Слабкович, Л. И. Штанникова, В. И. Кузьменко. Художник Е. Е. Городная. Художественный редактор Б. А. Денисовский. Технический редактор Л. М. Шишкова. Корректор С. П. Доничкина
ИБ № 1506

Сдано в набор 26.08.82. Подписано в печать 20.01.83. М-18872. Формат 60×90 1/16, бумага тип. № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Печ. л. 28,5. Кр.-отт. 28,5. Уч.-изд. л. 29,72. Тираж 7300 экз. Индекс МОЛ—41. Заказ № 1780. Цена 1 р. 20 к.

Гидрометеоиздат, 199053, Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Ленинградская типография № 4 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 191126, Ленинград, Социалистическая ул., 14.