

С.П. Хромов, М.А. Петросяниц

МЕТЕОРОЛОГИЯ И КЛИМАТОЛОГИЯ

**Издание пятое,
переработанное
и дополненное**

Рекомендовано Министерством образования
Российской Федерации в качестве учебника
для студентов высших учебных заведений,
обучающихся по направлению
51140 «География и картография»
и специальностям 012500 «География»
и 013700 «Картография»



1755-2005

**ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
2001**

Рецензенты:

кафедра метеорологии и климатологии
Казанского государственного университета,
доктор географических наук *А.А. Васильев*

Хромов С.П., Петросянец М.А.

Х 94

Метеорология и климатология: Учебник—5-е изд., перераб.
и доп. — М.: Изд-во МГУ, 2001. — 528 с.: ил.

ISBN 5-211-04499-1

В основу учебника положено четвертое издание (1994) «Метеорологии и климатологии» С.П. Хромова, переработанное и дополненное проф. М.А.Петросянцем. Им написаны заново отдельные параграфы, изложены современные представления о циркуляционных процессах в атмосфере, новые проблемы, связанные с антропогенным влиянием на климат Земли, об изменении климата в прошлом и настоящем

УДК 551.5
ББК 26.23

ISBN 5-211-04499-1 © Хромов С.П., Петросянец М.А., 2001
© Издательство Московского университета, 2001

Создатель первого варианта учебника «Метеорология и климатология» заслуженный деятель науки РСФСР профессор Сергей Петрович Хромов (1904—1977) известен в нашей стране и за ее пределами не только как крупный ученый, но и как выдающийся педагог. Такие фундаментальные произведения, как «Введение в синоптический анализ» (изд. 2-е, Л., 1937), «Синоптическая метеорология» (1940) и «Основы синоптической метеорологии» (1948), еще при жизни автора стали классическими и не утратили своего значения в наше время. На этих учебниках воспитывались многие поколения метеорологов, и можно сказать, что своей педагогической деятельностью С. П. Хромов создал целую школу синоптической метеорологии.

Более 20 лет С. П. Хромов читал лекции по метеорологии и климатологии для общего потока студентов географического факультета Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова (а до 1953 г. — студентам Ленинградского государственного университета). Общий курс лекций имел целью дать студентам, не специализирующимся в области метеорологии, основы знаний об атмосфере Земли, необходимые для географа любой специализации. На основе этих лекций С. П. Хромовым был создан учебник, выдержавший при жизни автора два издания. Третье издание этого учебника было подготовлено учениками С. П. Хромова — сотрудниками кафедры метеорологии и климатологии МГУ и научным редактором профессором Л. Т. Матвеевым.

Цель, которую преследовал С. П. Хромов, создавая учебник, конечно, необычайно трудна для исполнения. С одной стороны, необходимо изложить основные сведения о метеорологических величинах и метеорологических явлениях, дать основы физики и динамики атмосферы, закономерности радиационных процессов, представление о закономерностях изменения и предсказания погоды, об условиях формирования климата Земли и его изменении, с другой — необычайно большой объем знаний, накопленный в каждом из этих разделов метеорологии, использование сложного математического аппарата и широкий комплекс физических приборов и методов, употребляемых для познания атмосферных процессов, создают большие трудности для изложения всего материала студентам начальных курсов, знакомым с физикой и математикой в объеме знаний средней школы. Несмотря на эти трудности, материал учебника, форма изложения

предмета, простое и вместе с тем строго научное и логичное толкование проблем и вопросов сделали учебник С. П. Хромова классическим руководством для географа в понимании атмосферных процессов и закономерностей формирования климата. Бесспорные достоинства учебника свидетельствуют о том, что логическое построение его и многие разделы не потеряли своей ценности и в наше время. Вместе с тем с момента выхода в свет последнего издания прошло более десяти лет бурного развития науки вообще и метеорологии в частности. Появились новые проблемы, поставленные жизнью, и в частности экологией, перед наукой об атмосфере. Поэтому многие вопросы требовали уточнения, либо изменения акцентов в изложении проблемы, либо добавления нового материала. В связи с этим вниманию читателя предлагается четвертое переработанное и дополненное издание учебника «Метеорология и климатология». В этом издании прежде всего некоторые константы приведены в соответствие с принятыми сейчас значениями и обновлены многие иллюстрации. Уточнены представления о циркуляции в тропиках, изложено современное состояние службы погоды и методов прогноза погоды, которое в корне отличается от того, каким его видел С. П. Хромов при создании учебника. В предлагаемом издании значительно более широко используется информация с метеорологических спутников Земли, что делает излагаемый материал более образным и понятным. Бурное развитие климатологии потребовало ввести понятие о климатической системе, дать представление о простой энергобалансовой модели климата.

Существенным образом переработана глава «Классификация климатов. Климаты Земли». В частности, классификация климатов В. Кёппена приведена в редакции Г. Треварта, широко используемой в мире, дана классификация климатов Л. С. Берга, важная для географов-ландшафтоведов, и более логически изложена генетическая классификация климатов Б. П. Алисова.

Глава «Изменения климата» написана заново. Это вызвано возросшим значением и актуальностью данной проблемы, а также получением большого числа новых результатов. Кратко рассмотрены возможные антропогенные изменения климата в связи с ростом концентрации радиационно-активных (парниковых) газов и климатические последствия в гипотетическом случае крупномасштабной ядерной войны.

Все эти «вторжения» в оригинальный текст С. П. Хромова заставили меня взять на себя смелость предстать перед читателем в качестве соавтора четвертого издания.

В заключение хотелось бы выразить надежду, что настоящее издание учебника «Метеорология и климатология» окажется полезным не только студентам-географам, но и всем, кто пожелает ознакомиться с основами метеорологии и климатологии.

Проф. М. А. Петросянец

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 университетах.

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 скупые 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 метеорологии и климатологии излагается с самого начала книги 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 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.

Проф. С. П. Хромов

Февраль 1968 г.

Глава первая

ВВЕДЕНИЕ

1. МЕТЕОРОЛОГИЯ И КЛИМАТОЛОГИЯ

Метеорологией называется наука об атмосфере, о ее составе, строении, свойствах и протекающих в ней физических и химических процессах. Теоретической основой метеорологии служат общие законы физики и химии, записанные применительно к атмосфере. Главными задачами метеорологии являются описание состояния атмосферы в данный физический момент времени и прогноз ее состояния на будущее. В некоторых случаях возникает необходимость восстановить состояние атмосферы в прошлом.

Климатологией называется раздел метеорологии, в котором изучаются закономерности формирования климатов, их распределения по Земному шару и изменения в прошлом и будущем.

Под климатом в узком смысле слова, или локальным климатом, понимают совокупность атмосферных условий за многолетний период, свойственных тому или иному месту в зависимости от его географической обстановки. В таком понимании климат является одной из физико-географических характеристик местности. Климатом в широком смысле, или глобальным климатом, называется статистическая совокупность состояний, проходимых системой атмосфера — океан — суша — криосфера — биосфера за периоды времени в несколько десятилетий. В таком понимании климат есть понятие глобальное.

Климат, являясь одной из физико-географических характеристик среды, окружающей человека, оказывает решающее влияние на хозяйственную деятельность людей: на специализацию сельского хозяйства, размещение промышленных предприятий, воздушный, водный и наземный транспорт и т. п. Знание основ метеорологии и климатологии необходимо для подготовки географа любой специальности.

Использование в метеорологии и климатологии точных физических законов, а сейчас и сложного математического аппарата роднит эту науку с физико-математическими науками. В то же время все атмосферные движения протекают на планете Земля с характерными только для нее очертаниями материков и океанов, строением рельефа, распределением рек, морей, ледникового, снежного покровов и растительности. Это определяет географичность метеорологии и климатологии и их вхождение в комплекс географических наук.

Понимание закономерностей климата возможно на основании

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

2. АТМОСФЕРА

Атмосфера — это газовая оболочка Земли с содержащимися в ней аэрозольными частицами, движущаяся вместе с Землей в мировом пространстве как единое целое и одновременно принимающая участие во вращении Земли. На дне атмосферы в основном протекает вся наша жизнь.

Воздух, в отличие от воды, сжимаем. Поэтому с высотой плотность его убывает и атмосфера постепенно сходит на нет (переходит в космическое пространство) 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 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 и космических станций типа «Венера» и других можно заключить, что атмосфера простирается при все убывающей плотности до высот более 20 тыс. км. 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 десятки, сотни и тысячи километров, приобрели большое практическое значение. В связи с практическими потребностями радиосвязи и освоения космического пространства в мирных целях последнее время высокие слои атмосферы изучаются необычайно интенсивно, особенно с помощью геофизических ракет и спутников.

В высоких слоях происходит поглощение ультрафиолетового и корпускулярного солнечного излучения, которое вызывает различные фотохимические реакции разложения нейтральных газовых молекул на электрически заряженные атомы. Поэтому высокие слои сильно ионизированы и обладают очень большой электропроводностью. В этих слоях наблюдаются такие явления,

как полярные сияния и постоянное свечение воздуха, создающие так называемый ночной свет неба; электрическое состояние высоких слоев определяет условия распространения радиоволн, в них происходят сложные микрофизические процессы, связанные с космическим излучением. Методы изучения процессов, происходящих в высоких слоях, существенно отличаются от применяющихся для исследования нижних слоев атмосферы (30—40 км), но тесно связаны с методами изучения земного магнетизма. Бурное развитие этого направления в последние годы привело к выделению учения 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. *Физическое состояние атмосферы у земной поверхности и в нижних 30—40 км в данный момент времени называется погодой.* Погода характеризуется метеорологическими величинами (температура, давление, влажность воздуха, ветер, облачность, атмосферные осадки) и атмосферными явлениями (гроза, туман, пыльная буря, метель и др.). Изменения погоды у земной поверхности оказывают влияние на очень многие области хозяйственной деятельности человека и особенно на сельское хозяйство. Погода в более высоких слоях влияет на работу авиации. Атмосферные процессы на разных высотах связаны между собой, поэтому для понимания причин изменения погоды у земной поверхности необходимо изучать всю толщу атмосферы, по крайней мере до 30—40 км.

5. КЛИМАТ

В любом месте земли погода в разные годы меняется по-разному. Однако при всех различиях отдельных дней, месяцев и лет каждую местность можно характеризовать вполне определенным климатом. Как уже было сказано, *локальным климатом называют совокупность атмосферных условий за многолетний период, 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 др. Атмосферные условия, определяющие климат каждого места, испытывают *периодические изменения в годовом ходе* — от зимы к лету и от лета к зиме. Кроме периодических изменений совокупность атмосферных условий несколько изменяется от года к году. *Это так называемая межгодовая изменчивость атмосферных условий.*

Фактические данные показывают, что в пределах от несколь-

ких десятков до нескольких сотен лет совокупность атмосферных условий от одного многолетнего периода (например, порядка 30 лет) к другому меняется лишь в самых ограниченных пределах, причем изменения часто носят характер колебаний. Величина многолетних колебаний оказывается значительно меньше межгодовой изменчивости атмосферных условий.

Таким образом, в пределах от нескольких десятков до нескольких сотен лет локальный климат обладает определенной устойчивостью. Поэтому он и является одной из физико-географических характеристик местности, одной из составляющих географического ландшафта. Климат связан с другими составляющими географического ландшафта благодаря существованию тесных зависимостей между атмосферными процессами и состоянием земной поверхности, включая и Мировой океан. Однако локальный климат устойчив, если географическое распределение климатов на земном шаре, определяемое состоянием глобальной климатической системы, сравнительно мало меняется. История климатов прошлого показывает, что в масштабах времени от нескольких тысяч до нескольких десятков тысяч лет климатические изменения становятся очень большими. Так, например, было во время переходов глобальной климатической системы от ледниковых периодов к межледниковьям и обратно. В периоды коренных изменений глобальной климатической системы меняются и локальные климаты. Главными задачами климатологии являются изучение глобальной климатической системы и прогноз возможных изменений глобального и локального климатов на ближайшее время и на далекую перспективу.

6. СВЯЗИ АТМОСФЕРЫ С СОЛНЦЕМ И ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ

6.1. *Источником энергии атмосферных процессов является солнечная радиация (солнечное излучение), приходящая к Земле из мирового пространства от Солнца. Количество тепла, получаемое в среднем за год единицей площади земной поверхности от Солнца, в 30 000 раз больше, чем тепло, идущее из недр Земли, и в 30 млн раз больше, чем энергия от излучения звезд и планет. Поэтому солнечная энергия — практически единственный источник энергии для земной поверхности и атмосферы. Именно лучистая энергия Солнца превращается в атмосфере и на земной поверхности в теплоту, она же служит источником энергии атмосферных движений, превращается в другие виды энергии. Превращения солнечной энергии в атмосфере достаточно сложны: солнечные лучи больше нагревают земную поверхность, чем непосредственно воздух, а уже между земной поверхностью и атмосферой происходит оживленный обмен теплом, а также водой и водяным паром (на что тоже затрачивается солнечная энергия).*

Земная поверхность также оказывает большое влияние на атмосферу. Рельеф и температурные неоднородности земной

поверхности имеют большое значение для воздушных движений. Поднимаемые с земной поверхности в атмосферу пыль и другие аэрозоли оказывают определенное влияние на оптические свойства атмосферы и ее электрическое состояние.

В свою очередь, наличие атмосферы вызывает различные физические процессы, развертывающиеся на земной поверхности — в почве и верхних слоях водоемов. Например, ветровая эрозия, морские течения и ветровое волнение, установление и сход снежного покрова и многое другое. Важнейшее значение атмосфера имеет для жизни на Земле.

6.2. *В составе солнечной радиации есть 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 радиации значительно изменяются 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 солнечной активностью меняются состояние высоких слоев атмосферы, их ионизация, электропроводность и пр. Это, в свою очередь, каким-то образом сказывается и на состоянии нижних слоев, а стало быть на погоде и климате. Механизм воздействия верхней атмосферы на нижние слои еще неясен.*

7. ТЕПЛОБОРОТ

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

Термин «теплооборот» описывает сложные процессы получения, передачи, переноса и потери тепла в системе земля — атмосфера. Поток солнечной радиации, идущий от Солнца к Земле, частично отражается воздухом, облаками и примесями назад в мировое пространство. Эта энергия безвозвратно теряется для Земли. Другая часть проходит сквозь атмосферу. Атмосфера частично и в сравнительно небольшой степени поглощает солнечную радиацию, преобразуя ее в теплоту, частично рассеивает ее, изменяя спектральный состав.

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, которую в большей части поглощает атмосфера, и нагревается. Атмосфера, в свою очередь, излучает инфракрасную радиацию, большую часть которой поглощает земная поверхность. В то же время

земная и атмосферная радиации непрерывно излучаются в мировое пространство и вместе с отраженной солнечной радиацией уравнивают приток солнечной радиации к Земле.

С другой частью лучистой энергии, попавшей в атмосферу, происходит целый ряд превращений, результатом которых является нагревание земной поверхности и атмосферы (подробнее об этом см. в главе «Радиация в атмосфере»).

Кроме обмена тепла путем излучения между земной поверхностью и атмосферой происходит обмен тепла за счет теплопроводности, причем особенно важную роль играет конвективное перемешивание воздуха в вертикальном направлении.

Значительная часть солнечного тепла, поступающего на земную поверхность, затрачивается на испарение воды, т. е. переходит в скрытую форму. Потом, при конденсации водяного пара в атмосфере и, как правило, в районе, удаленном от места испарения, это тепло, выделяясь, нагревает воздух.

Важнейшим процессом в теплообороте является горизонтальный перенос тепла воздушными течениями, направленными из одних мест земли в другие.

Особенности процессов теплооборота наряду с суточным и сезонным ходом определяют температурный режим того или иного места. Температура воздуха, постоянно ощущаемая как тепло или холод, имеет важнейшее значение для жизни на Земле вообще, для жизни и хозяйственной деятельности людей в частности.

Как мы увидим ниже, распределение температуры воздуха по земному шару 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 земной поверхностью и атмосферой происходит *постоянный оборот воды, или влагооборот*. С поверхности океанов и морей, а также других водоемов, с влажной почвы и растительности в атмосферу испаряется вода. На испарение затрачивается большое количество тепла из почвы и верхних слоев воды. Водяной пар — вода в газообразном состоянии — важная составная часть атмосферного воздуха.

При существующих в атмосфере условиях водяной пар может испытывать и обратное преобразование: он конденсируется (сгущается) и превращается в капельки воды или кристаллики льда, вследствие чего возникают облака и туманы. В процессе конденсации атмосфера получает большие количества скрытого тепла. Из облаков при определенных условиях выпадают осадки.

Возвращающиеся на земную поверхность осадки в целом уравнивают испарение.

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 гидрологические явления. Большая или меньшая высота снежного покрова определяет промерзание почвы и режим многолетней мерзлоты.

9. АТМОСФЕРНАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ

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

Движение воздуха относительно земной поверхности ощущается нами как ветер. Следовательно, причиной появления ветров является неравномерное распределение давления. На характер движения воздуха относительно земной поверхности большое влияние оказывает суточное вращение Земли. В нижних слоях атмосферы на движение воздуха влияет также трение. Масштабы горизонтальных атмосферных движений меняются в очень широких пределах: от мельчайших вихорьков, которые можно наблюдать, например, во время метели, и до волн, сравнимых с размерами материков и океанов.

Систему крупномасштабных воздушных течений на Земле называют общей циркуляцией атмосферы. Основными элементами общей циркуляции атмосферы являются циклоны и антициклоны, т. е. волны и вихри размером в несколько тысяч километров, постоянно возникающие и разрушающиеся в атмосфере.

С воздушными течениями в системе общей циркуляции атмосферы связаны основные изменения погоды: воздушные массы, перемещаясь из одних областей Земли в другие, приносят с собой свойственные им характеристики. Системы воздушных течений общей циркуляции атмосферы, определяющие преобладание тех или иных воздушных масс в том или ином районе, являются также важнейшим фактором климатообразования.

Кроме воздушных течений общей циркуляции атмосферы климатообразующее значение имеют и циркуляции *значительно меньшего масштаба (бризы, горно-долинные ветры и др.)*, носящие название *местных циркуляций*. Катастрофические погодные явления связаны с вихрями малого масштаба: смерчами, тромбами, торнадо, а в тропиках с вихрями более крупного масштаба — тропическими циклонами.

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

10. КЛИМАТООБРАЗОВАНИЕ

Глобальный климат определяется как астрономическими, так и географическими факторами. Астрономические факторы — это светимость Солнца, положение и движение Земли в Солнечной системе, наклон оси вращения Земли к плоскости орбиты и скорость вращения Земли вокруг своей оси, плотность материи в мировом пространстве. Все эти факторы определяют количество и распределение солнечной энергии, поступающей на Землю.

К географическим факторам относятся: размеры и масса Земли, величина силы тяжести, масса и состав атмосферы, географическое распределение материков и океанов, рельеф поверхности суши и дна океанов, масса и состав океана, характер поверхности суши.

Состояние глобальной климатической системы определяет характер климатообразующих процессов — атмосферной циркуляции, теплооборота и влагооборота, которые протекают в различной географической обстановке. *Поэтому конкретные типы локальных климатов определяются такими географическими факторами, как широта, распределение суши и моря, строение поверхности суши (особенно крупномасштабная топография), почва, растительный и снежный покров, морские льды, океанические течения.*

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

Земля как небесное тело существует около 4,6 млрд лет. На протяжении геологической истории Земли сама атмосфера и климат испытывали коренные изменения, связанные с изменениями астрономических факторов, состава атмосферы, строения земной поверхности. Величина климатических колебаний и временные масштабы их изменялись и изменяются в самых широких пределах — от десятков градусов до десятых градуса и от миллионов лет до тысячелетий и столетий. Так, на большей части земного шара и особенно в средних и высоких широтах Северного полушария в первой половине текущего столетия замечено определенное потепление климата, которое затем сменилось похолоданием. В настоящее время наметилась тенденция к новому потеплению. Изучение закономерностей изменений климатов прошлого важно для понимания современного климата.

11. НАБЛЮДЕНИЕ И ЭКСПЕРИМЕНТ В МЕТЕОРОЛОГИИ

Фактические сведения об атмосфере, погоде и климате дают наблюдения. Анализ результатов наблюдений служит в метеорологии и климатологии средством выяснения причинных связей в изучаемых явлениях.

11.1. В физике основным методом исследования является эксперимент. В лаборатории можно поставить *контролируемый эксперимент*, т. е., исследуя какое-либо физическое явление, оставлять неизменными одни факторы и менять поочередно другие факторы, от которых, по нашему мнению, оно зависит. Таким путем можно получить точную количественную зависимость между физическими явлениями и определяющими их факторами. Но поставить контролируемый эксперимент в природе с такими атмосферными явлениями крупного масштаба, как общая циркуляция атмосферы или даже развитие циклона и антициклона, пока невозможно. Мы не можем взять несколько земных шаров с совершенно одинаковыми атмосферой и земной поверхностью, с одной и той же орбитой вокруг Солнца, но, например, со скоростями вращения вокруг своей оси, отличающимися на порядок (2,4 ч, 24 ч и 240 ч), и посмотреть, какая циркуляция будет на этих планетах, чем будут различаться циклоны или антициклоны, какой климат на них установится. Такого рода контролируемые эксперименты поставить невозможно. Поэтому метеорология, как и другие геофизические науки, вынуждена пользоваться другими средствами исследования. Прежде всего это непрерывные наблюдения за процессами, протекающими в природной обстановке, и выяснение причинно-следственных связей на основе полученных в результате наблюдений измерений. Непрерывно наблюдая за атмосферными процессами, человек становится зрителем и регистратором тех грандиозных опытов, которые ставит сама природа. С появлением ЭВМ стал возможен и другой необычайно мощный метод исследования — *метод математического моделирования атмосферных процессов*, о чем мы скажем несколько ниже.

11.2. В последнее время в метеорологии сравнительно широко применяется *натурный эксперимент*. К числу натуральных экспериментов относятся, например, опыты осаднения облаков и получения осадков, а также рассеяния туманов путем различных физико-химических воздействий на них. Такие опыты преследуют практические цели, но они позволяют также глубже разобраться в природе явления. Искусственные воздействия на облака с целью предотвращения градобитий получили широкое практическое применение.

Насаживание лесных полос, создание водохранилищ, орошение местности и другие виды деятельности человека вносят некоторые изменения в состояние приземного слоя воздуха. Следовательно, и они в некоторой степени являются средствами метеорологического (точнее, климатологического) эксперимента.

11.3. В ограниченной степени в метеорологии применяется и *лабораторное моделирование некоторых атмосферных процессов*, т. е. воспроизведение их в малом масштабе в различных лабораторных установках при упрощенных условиях. Таким путем моделируются общая циркуляция атмосферы, особенности перетекания или обтекания горных препятствий, строение осесимметрич-

ного циклона и др. Лабораторное моделирование позволяет установить самые общие свойства атмосферных движений.

12. СТАТИСТИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗЫ

12.1. Метеорология имеет дело с огромными массивами наблюдений, которые нужно анализировать для выяснения закономерностей, существующих в атмосферных процессах. Поэтому в метеорологии широко применяются *статистические методы анализа больших массивов наблюдений*.

Особенно широко и часто статистические методы используются в климатологии. Климатология берет в качестве исходного материала результаты метеорологических наблюдений сети метеорологических станций всего земного шара, подвергает их статистической обработке. Первым шагом такой обработки является операция осреднения. Осредненные величины затем сопоставляются во времени и пространстве. Для полного представления о климате недостаточно наблюдений одновременных или в течение коротких промежутков времени. Атмосферные процессы настолько изменчивы и многообразны, что для изучения современного климата, всех его особенностей необходимо располагать многолетними наблюдениями.

Применение мощных современных статистических методов помогает яснее представить факты и лучше обнаружить связи между ними. Однако статистика не объясняет фактов и связей. А именно их объяснение открывает наиболее надежный путь к предвидению (прогнозу) дальнейшего развития атмосферных процессов и к сознательному воздействию на них.

12.2. 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 достигнуты большие успехи в его применении к задачам метеорологии. Опираясь на общие законы физики, в частности законы движения сплошной среды, составляются дифференциальные уравнения, описывающие атмосферные процессы. Затем, используя фактические наблюдения в качестве начальных данных, решают (интегрируют) дифференциальные уравнения. Уравнения эти достаточно сложны, поэтому решаются обычно численными методами с применением ЭВМ. Таким путем можно находить количественные закономерности атмосферных процессов и прогнозировать их дальнейшее течение. В силу чрезвычайной сложности атмосферных процессов невозможно одной системой уравнений описать все встречающиеся в атмосфере движения. Возникает необходимость упрощать уравнения путем построения моделей атмосферы различной сложности, в которых стараются сохранять главные факторы, влияющие на атмосферные движения, и отбрасывать второстепенные совсем или учитывать их в упрощенном виде. Полученная в результате решения этих уравнений модель-

ная картина атмосферных движений сравнивается с фактической, на основании сравнения судят о степени правильности описания реальной атмосферы данной моделью. Такой метод математического моделирования приобрел в настоящее время широкое распространение как в прогнозе погоды, так и в теории климата. Именно он является сейчас основным инструментом изучения атмосферы и ее взаимодействия с океаном и поверхностью суши.

13. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ

13.1. *Метеорологические наблюдения — это измерения метеорологических величин, а также регистрация атмосферных явлений*. 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 и 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.

К атмосферным явлениям относятся: гроза, метель, пыльная буря, туман, ряд оптических явлений, таких, как голубой цвет неба, радуга, венцы и т. д.

Метеорологические наблюдения над состоянием атмосферы вне приземного слоя и до высот около 40 км носят название *аэрологических наблюдений*. Наблюдения над состоянием высоких слоев атмосферы можно назвать *аэрономическими*. Они отличаются от аэрологических наблюдений как по методике, так и по наблюдаемым параметрам.

13.2. *Наиболее полные и точные наблюдения производятся в метеорологических и аэрологических обсерваториях*. Число таких обсерваторий, однако, невелико. Кроме того, даже самые точные наблюдения, но производимые в небольшом числе пунктов, не могут дать исчерпывающего представления о состоянии всей атмосферы, поскольку атмосферные процессы протекают в разной географической обстановке по-разному. Поэтому кроме метеорологических обсерваторий наблюдения над основными метеорологическими величинами ведутся еще примерно на 3500 метеорологических и 750 аэрологических станциях, размещенных по всему земному шару.

14. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ СЕТЬ

Атмосферные процессы, определяющие изменения погоды, развиваются на больших пространствах. Поэтому изучение их возможно, если метеорологические и аэрологические станции,

ведущие наблюдения за атмосферными процессами, размещаются (по возможности равномерно) на таких же больших пространствах. Кроме того, изучение географического распределения метеорологических величин и сравнение состояния атмосферы (погоды и климата) в различных местах Земли возможно при условии, что метеорологические станции в каждой стране и во всех странах мира ведут наблюдения однотипными приборами, по единой методике и в определенные часы суток. *Иными словами, станции в каждой стране и в мировом масштабе должны составлять единое целое — сеть метеорологических станций, метеорологическую сеть.* В России так же, как и в большинстве стран мира, существует основная государственная сеть метеорологических станций, отвечающая указанному выше требованию — оснащению однотипными приборами, единообразной методикой наблюдений и согласованной по срокам работой.

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 размещаются по возможности равномерно в местах, характерных для данного района. Это необходимо для того, чтобы показания станции были *репрезентативными*, т. е. показательными не только для ее ближайших окрестностей, но и для возможно большего окружающего района. Метеорологические станции специального назначения размещают, исходя из производственных задач.

15. ДЛИТЕЛЬНОСТЬ И НЕПРЕРЫВНОСТЬ НАБЛЮДЕНИЙ

Важнейшие требования к сетевым метеорологическим наблюдениям помимо синхронности — их длительность и непрерывность. Ход атмосферных процессов каждого года отличается от их хода в предыдущем и в последующем годах. 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, во всяком случае, нарушает его однородность. Вредно сказываются на однородности рядов наблюдений застройка местности и другие изменения строения земной поверхности вокруг станции.

Для целей предсказания погоды также необходимо вести метеорологические наблюдения постоянно и непрерывно: каждый день и час в атмосфере наблюдаются все новые бесконечно разнообразные условия, за ходом которых необходимо следить потому, что прогноз погоды на будущее опирается на фактическую погоду в настоящем и погоду в прошлом.

16. ПРОГРАММА НАБЛЮДЕНИЙ НА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ СТАНЦИЯХ

16.1. *Во всем мире на наземных метеорологических станциях производятся одновременные (синхронные) наблюдения в 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 ч по единому — гринвичскому времени (времени нулевого пояса).* Результаты наблюдений за эти так называемые синоптические сроки немедленно передаются по телефону, телеграфу или по радио в органы службы погоды, где по ним составляются *синоптические карты и другие материалы, использующиеся для предсказания погоды.*

16.2. *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 дует ветер);

— количество осадков, выпавших из облаков, их типы (дождь, морось, снег и пр.);

— облачность — степень покрытия неба облаками, типы облаков по международной классификации, высота нижней границы облаков, ближайших к земной поверхности;

— наличие и интенсивность различных осадков, образующихся на земной поверхности и на предметах (росы, иней, 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 измеряется *испарение воды* с водных поверхностей или с почвы.

Регистрируются также метеорологические и оптические явления: метели, шквалы, смерчи, мгла, пыльные бури, грозы, тихие электрические разряды, полярные сияния, радуга, круги и венцы вокруг дисков светил, миражи и др.

16.3. *На береговых метеорологических станциях производятся также наблюдения над температурой воды и волнением водной поверхности.* Программа наблюдений на судах отличается от наблюдений на сухопутных станциях только в деталях. В программу работы станций, имеющих определенный производственный профиль, например агрометеорологических, авиационных и других, включаются дополнительные наблюдения, связанные со

спецификой обслуживания соответствующей отрасли народного хозяйства (сельского хозяйства, авиации и т. п.).

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 или десять дней и т. д.

16.4. Кроме метеорологических станций существует гораздо более многочисленная сеть метеорологических постов, на которых производятся наблюдения только над осадками и снежным покровом, так как для оценки распределения этих величин нужна более густая сеть наблюдений.

16.5. В программы наблюдений обсерваторий и ряда специальных станций входят еще наблюдения над солнечной радиацией, земным излучением, отражательными свойствами 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 др.; атмосферно-электрические наблюдения над ионизацией воздуха, т. е. над содержанием в нем электрически заряженных частиц, и над измерениями электрического поля атмосферы.

17. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИБОРЫ

17.1. Набор измерительных средств, используемых для наблюдения за состоянием атмосферы и для ее исследования, необычайно широк: от простейших термометров и до зондирующих лазерных установок и специальных метеорологических спутников. Метеорологическими приборами обычно называют такие приборы, которые используются для проведения измерений на метеорологических станциях (на суше и на кораблях). Эти приборы сравнительно просты, они удовлетворяют требованию однотипности, позволяющему сравнивать наблюдения разных станций.

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

Приборы для определения температуры и влажности воздуха должны быть защищены от действия солнечной радиации, осадков и порывов ветра. Поэтому их помещают в будках особой конструкции, так называемых метеорологических будках. На станциях устанавливаются также самопишущие приборы, дающие непрерывную автоматическую регистрацию важнейших метеорологических величин (температуры и влажности воздуха, атмосферного давления и ветра). Самопишущие приборы нередко сконструированы так, что их датчики находятся на площадке или крыше здания на открытом воздухе, а регистрирующие части, связанные с датчиками электрической передачей, внутри здания.

17.2. Принципы работы ряда метеорологических приборов были предложены еще в XVII — XIX вв. Конец XIX и начало XX в. характеризуются унификацией основных метеорологических приборов и созданием национальных и международной метеорологических сетей станций. С середины 40-х годов нашего столетия в метеорологическом приборостроении наблюдается быстрый прогресс. Конструируются новые приборы с использованием достижений современной физики и техники: термо- и фотоэлементов, полупроводников, радиосвязи и радиолокации, лазеров, различных химических реакций, звуковой локации и т. п. Особенно нужно отметить применение в метеорологических целях радиолокации, радиометрической и спектрометрической аппаратуры, установленной на метеорологических искусственных спутниках Земли (МИСЗ), а также развитие лазерных методов зондирования атмосферы. На экране радиолокатора (радара) можно обнаружить скопления облаков, области осадков, грозы, атмосферные вихри в тропиках (ураганы и тайфуны) в значительном отдалении от наблюдателя и проследить их перемещение и эволюцию.

Аппаратура, устанавливаемая на МИСЗ, позволяет видеть облака и облачные системы сверху днем и ночью, проследить изменение температуры с высотой, измерять ветер над океанами и т. п.

Применение лазеров позволяет с большой точностью определять малые примеси естественного и антропогенного происхождения, оптические свойства безоблачной атмосферы и облаков, скорость их движения и др.

Широкое использование электроники (и, в частности, микро-ЭВМ) существенным образом автоматизирует обработку измерений, упрощает и ускоряет получение конечных результатов. Успешно осуществляется создание полуавтоматических и полностью автоматических метеорологических станций, передающих свои наблюдения в течение более или менее длительного времени без вмешательства человека.

18. МЕТОДЫ АЭРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

18.1. Метеорологические наблюдения производятся приборами, установленными на метеорологических станциях у поверхности Земли. Цель аэрологических наблюдений заключается в получении сведений о значении метеорологических величин во всей толще атмосферы. К наиболее важным величинам относятся скорость и направление ветра, температура и влажность воздуха, измеряемые последовательно на различных уровнях атмосферы (от нижних слоев до самых высоких). Для этой цели применяются: шары-пилоты, радиопилоты, радиозонды, аэростаты постоянного уровня, специально оборудованные самолеты, метеорологические ракеты и метеорологические искусственные спутники Земли.

18.2. Наиболее простым видом аэрологических наблюдений является ветровое зондирование, т. е. наблюдения над ветром в свободной атмосфере с помощью шаров-пилотов — небольших резиновых шаров, наполненных водородом или гелием, выпускаемых в свободный полет. Наблюдая за движением шара в оптические теодолиты либо определяя его положение путем радиопеленгации или радиолокации подвешенной к нему антенны-отражателя (радиоветровое зондирование), можно определить скорость и направление переноса шара по мере его подъема во все более высоких слоях атмосферы. Понятно, что движение шара определяется скоростью и направлением ветра в этих слоях. В последнее время радиоветровое зондирование почти полностью вытеснило шаропилотное зондирование, поскольку оно позволяет получать данные о ветре и в облачных условиях, когда оптические наблюдения оказываются невозможными.

18.3. Сведения о температуре, влажности и давлении в свободной атмосфере получают с помощью метода радиозондирования, впервые разработанного в СССР П. А. Молчановым в 1930 г. В настоящее время он применяется метеорологическими службами всех стран. П. А. Молчанов изобрел радиозонд, по существу, первый телеметрический прибор, который имел датчики температуры, влажности и давления. Радиозонд подвешивался к шару, наполненному водородом. Поднимаясь вверх и находясь в полете, прибор посылал по радио сигналы, которые принимались на земле и тут же переводились в значения метеорологических величин. Современный радиозонд значительно усовершенствован. Он применяется вместе с радиолокатором, обработка его сигналов полностью автоматизирована. Подвесив к шару антенну-отражатель и радиозонд и проследив за его движением с помощью радиолокатора, рассчитывают скорость и направление ветра, температуру, влажность и давление до высоты 30—40 км. Метод радиозондирования вызвал переворот в методах аэрологических наблюдений и во всей современной метеорологии. Радиозондовые наблюдения без всякого промедления стали использоваться службой погоды, что особенно повысило их ценность. Благодаря радиозондированию несравнимо возросли наши знания о слоях атмосферы до высоты 30—40 км.

Сеть радиозондовых станций с разной степенью густоты покрывает все материки земного шара. Над океанами, за исключением островов, в настоящее время существует всего одна аэрологическая станция на судне погоды — в Тихом океане. Чтобы пополнить сведения об атмосфере над океанами, широко используются наблюдения за ветром рейсовых гражданских самолетов. Специальные самолеты, оборудованные под летающие аэрологические обсерватории, являются важным средством для специальных сложных наблюдений, требующих участия наблюдателя (например, для изучения физического строения облаков, измерения потоков солнечного и земного излучения, наблюдений за атмосферным электричеством).

18.4. Особенно бурно метеорологические исследования стали развиваться со времени запуска в СССР в 1957—1958 гг. первых искусственных спутников Земли. С 1960 г. регулярно запускаются метеорологические спутники для наблюдения нижележащих слоев атмосферы. Наибольшее применение в метеорологии получили спутники, запускаемые на околополярную солнечно-синхронную орбиту, и геостационарные спутники, орбита которых лежит в экваториальной плоскости, а угловая скорость равна угловой скорости вращения Земли. Геостационарные спутники все время «висят» над одной и той же точкой экватора.

Аппаратура, установленная на полярно-орбитальных спутниках, передает фототелевизионные и инфракрасные изображения облачного покрова земного шара, измеряет потоки солнечной и земной радиации, прослеживает распределение температуры и влажности по высоте в атмосфере и др. Геостационарные спутники передают фототелевизионные и инфракрасные изображения облачного покрова в полосе между 45° с. ш. и 45° ю. ш. с интервалом 25—30 мин, что позволяет также определять по движениям облаков скорость ветра на двух уровнях над океанами.

18.5. В последние десятилетия для специальных исследовательских целей запускаются шары большого диаметра с оболочкой из полиэтилена — трансокеанские зонды, снабженные автоматическими приборами, передающими данные измерений по радио. Подъемная сила трансзондов рассчитана таким образом, что они уравниваются при определенном достаточно низком давлении в верхней атмосфере. Вместе с воздушными течениями эти шары дрейфуют в слое с одним и тем же давлением обычно на высоте 15—20 км много дней подряд. Определение траекторий полета таких шаров имеет значение для изучения переноса воздуха в различных слоях атмосферы, особенно над океанами и в тропиках, где сеть аэрологических станций недостаточна.

18.6. Для исследования высоких слоев атмосферы (выше 30—40 км) запускают метеорологические и геофизические ракеты, в головных частях которых установлены различные приборы. Показания приборов, передаваемые по радио, и прослеживание сбрасываемых с парашютами головных частей ракет дают возможность измерять температуру, давление, состав, скорость и направление ветра и т. д. Важным методом исследования высоких слоев являются наблюдения за распространением радиоволн и радиолокация метеорных следов, образуемых влетающими в атмосферу метеорами.

19. ПРИМЕНЕНИЕ КАРТ

Атмосферные процессы, определяющие условия погоды и ее многолетний режим — климат, развиваются на больших пространствах. Чтобы получить представление об условиях погоды и характеристиках климата, естественно воспользоваться географическими картами, с помощью которых можно сопоставить

ставлять наблюдения, произведенные в разных пунктах, а последующий анализ наблюдений покажет уже пространственное распределение наблюденных величин.

Обычно на карту условными знаками и цифрами наносят фактические результаты наблюдений на метеорологических станциях, сделанные в один физический момент времени. Такая карта называется *синоптической, или картой погоды*; она позволяет видеть, как распределялись условия погоды и, следовательно, каковы были свойства атмосферы и характер атмосферных процессов в момент наблюдений над большой территорией, например над Северным полушарием. Составляя синоптические карты для последовательных моментов времени, например сроков метеорологических наблюдений, можно прослеживать развитие атмосферных процессов и делать выводы о будущей погоде.

На карты можно наносить результаты статистической обработки многолетних метеорологических наблюдений; тогда мы получим климатологические карты. Можно составить, например, карты многолетнего среднего распределения температуры или осадков над определенной территорией за тот или иной месяц, карты средних дат установления снежного покрова, карты повторяемости гроз, карты наибольших или наименьших температур, наблюдавшихся на этой территории, и др. Климатологические карты позволяют делать выводы о пространственном распределении особенностей или типов климата, получать представление о климатических характеристиках в местах, где нет наблюдений, анализировать причинно-следственные связи, определяющие климатические особенности, и т. д.

20. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ СЛУЖБА

Во всех странах существуют специальные государственные организации, так называемые *метеорологические службы*. В состав таких служб входят государственные сети метеорологических, аэрологических и других специализированных станций, оперативные и научные метеорологические учреждения. Задачами метеорологической службы являются: развитие научных исследований атмосферы, практическое обслуживание народного хозяйства и населения информацией о погоде и климате, составление и распространение прогнозов погоды и прогнозов опасных явлений погоды. В России руководство метеорологической службой осуществляет Федеральная служба России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет). В его систему кроме сети станций входят: научно-исследовательские институты, гидрометеорологические центры и обсерватории, авиаметеорологические станции, центры по изучению и контролю загрязнения природной среды и т. д. Научно-исследовательские институты несут ответственность за различные области метеорологии. Так, Главная геофизическая обсерватория имени А. И. Воейкова в С.-Петербурге, основанная в 1849 г., отвечает за организацию

климатических исследований и службу загрязнений атмосферы, Российский гидрометеорологический центр в Москве, созданный в 1930 г., — за все виды метеорологических прогнозов, Центральная аэрологическая обсерватория в г. Долгопрудном — за методы аэрологических измерений, изучение физических свойств атмосферы, включая облака, Российский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации в Обнинске — за хранение, систематизацию и распространение гидрометеорологической информации, Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт в С.-Петербурге — за метеорологическое изучение Арктики и Антарктики. Метеорологические и климатологические исследования ведутся также в Институте прикладной геофизики им. Е. К. Федорова, Институте экспериментальной метеорологии, Государственном океанографическом институте, в региональных научно-исследовательских институтах (в Нальчике, Новосибирске, Владивостоке), в гидрометеорологических обсерваториях, а также в Российском учебном гидрометеорологическом институте и некоторых университетах. Фундаментальными проблемами физики атмосферы занимается Институт физики атмосферы РАН, взаимодействием океана и атмосферы — Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН и Государственный океанографический институт, палеоклиматологией — Институт географии РАН. Организацией Академии наук и Росгидромета является Институт глобального климата и экологии, задача которого — наблюдение за изменениями климата и окружающей человека среды и их изменениями под влиянием антропогенных воздействий.

21. ВСЕМИРНАЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ

Атмосферные процессы не знают государственных границ. Воздух, сегодня, например, располагающийся над Скандинавией, завтра может оказаться над Северным Кавказом или Поволжьем. Неблагоприятные условия погоды наносят ущерб хозяйству любой страны, поэтому метеорологические наблюдения и исследования ведутся во всех странах. Именно поэтому существует настоятельная необходимость в обмене метеорологической информацией между странами, в единообразии методики наблюдений и их обработки, в унификации форм оперативного обслуживания метеорологической информацией и прогнозами, а следовательно, в согласовании работы метеорологических служб всего мира. Такой организацией является Всемирная метеорологическая организация (ВМО).

Международное сотрудничество в области метеорологии началось во второй половине XIX в. В 1873 г. в Вене состоялся Первый Международный метеорологический конгресс, принявший решение по вопросам градуировки и проверки метеорологических приборов, сроков наблюдений, единиц измерений, взаимного

обмена информацией по телеграфу и заложивший основы Международной метеорологической организации. Для придания постоянного характера международному сотрудничеству было решено учредить Постоянный комитет, который должен был координировать деятельность метеорологических служб в промежутках между регулярно созывавшимися конференциями директоров метеорологических служб, а также учреждать международные комиссии по разным вопросам метеорологии. Второй Международный метеорологический конгресс собрался в 1879 г., его участником был Д. И. Менделеев. На этом конгрессе была одобрена идея проведения Первого Международного полярного года (1882—1883), заложившего начало последующих грандиозных международных научных экспериментов XX в.

После второй мировой войны сотрудничество метеорологических служб было восстановлено на новой основе: была создана Всемирная метеорологическая организация (ВМО) — специализированное межправительственное агентство Организации Объединенных Наций. Высшим органом ВМО является Конгресс, который собирается раз в четыре года, утверждает бюджет, избирает президента, трех вице-президентов и Исполнительный совет, состоящий из 26 директоров национальных метеорологических или гидрометеорологических служб. В Исполнительный совет входят по должности также президенты шести региональных ассоциаций ВМО, которые объединяют метеорологические службы Африки, Азии, Южной Америки, Северной Америки, Австралии, Океании и Европы. Техническую деятельность организации осуществляют восемь технических комиссий, а также Секретариат ВМО, который находится в Женеве.

Одной из важнейших программ ВМО является поддержание на должном уровне функционирования Всемирной службы погоды (ВСП), у истоков которой стояли два знаменитых метеоролога В. А. Бугаев (СССР) и Г. Векслер (США) и сотрудник Секретариата ВМО Алака (об этой программе см. дальше). Другой важной программой ВМО, учрежденной в 1979 г., является Всемирная климатическая программа, задачами которой являются изучение изменений климата, построение теории климата и его изменений под влиянием естественных и антропогенных факторов, а также возможных последствий для человечества таких изменений.

22. ИЗ ИСТОРИИ МЕТЕОРОЛОГИИ И КЛИМАТОЛОГИИ

22.1. Еще на заре своей истории человек сталкивался с неблагоприятными атмосферными явлениями. Не понимая их, он обожествлял грозные и стихийные явления, связанные с атмосферой (Перун, Зевс, Дажбог и др.). По мере развития цивилизации в Китае, Индии, странах Средиземноморья делаются попытки регулярных метеорологических наблюдений, появляются отдельные догадки о причинах атмосферных процессов и зачаточные

научные представления о климате. Первый свод знаний об атмосферных явлениях был составлен Аристотелем, взгляды которого затем долго определяли представления об атмосфере. В средние века регистрировались наиболее выдающиеся атмосферные явления, такие, как катастрофические засухи, исключительно холодные зимы, дожди и наводнения.

Современная научная метеорология ведет начало с XVII в., когда были заложены основы физики, частью которой на первых порах являлась метеорология. Галилеем и его учениками были изобретены термометр, барометр, дождемер, появилась возможность инструментальных наблюдений. Начиная со второй половины XVII в. Академия экспериментирования в Тоскане организовала первую немногочисленную сеть инструментальных наблюдений, которые проводились в нескольких пунктах в Европе. Кроме того, непременной частью программ всех морских плаваний было проведение наблюдений за погодой.

В это же время появились первые метеорологические теории. Э. Галлей дал первое объяснение муссонов, а Э. Гадлей опубликовал известный трактат о пассатах. К середине XVIII столетия М. В. Ломоносов уже считал метеорологию самостоятельной наукой со своими методами и задачами, из которых главной, по его мнению, было «предзнание погод»; он создал первую теорию атмосферного электричества, построил метеорологические приборы, высказал ряд важных соображений о климате и о возможности научного предсказания погоды.

Во второй половине XVIII в. по частной инициативе было организовано Маннгеймское метеорологическое общество, которое создало в Европе на добровольной основе сеть из 39 метеорологических станций (в том числе три в России — С.-Петербург, Москва, Пышменский завод), укомплектованных единообразными и проградуированными приборами. Сеть функционировала 12 лет. Результаты наблюдений были опубликованы. Они стимулировали дальнейшее развитие метеорологических исследований.

22.2. В середине XIX столетия возникают первые государственные сети станций, а уже в начале века трудами А. Гумбольдта и Г. Д. Дове в Германии закладываются основы климатологии. Около 1820 г. Г. В. Брандесу в Германии пришлось в голову нанести на географические карты наблюдения Маннгеймской сети станций. Таким образом появились первые синоптические карты, позволившие обнаружить области высокого и низкого давления. Они оказались подвижными и двигались, как правило, с запада на восток. 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 возникла служба погоды и новая отрасль метеорологической науки — *синоптическая метеорология*.

22.3. К середине XIX в. относится организация первых метеорологических институтов, в том числе Главной физической

(ныне геофизической) обсерватории в Петербурге (1849). Ее директору (с 1868 по 1895 г.) Г. И. Вильду принадлежат историческая заслуга организации в России образцовой метеорологической сети и ряд капитальных исследований климатических условий страны. Помощник Вильда, а 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 область метеорологии был сделан Кориолисом и Пуассоном во Франции, В. Феррелем в США, Г. Гельмгольцем в Германии, Г. Моном и К. Гульдбергом в Норвегии. 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. Ганна в Австрии, В. Кёппена в Германии и других. К концу столетия усилилось изучение радиационных и электрических процессов в атмосфере.

22.4. Развитие метеорологии в XX столетии шло все нарастающими темпами. В очень краткой характеристике этого развития назовем только несколько областей. Успехи динамической метеорологии в первой четверти нашего века были связаны 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. А. Кибеля, Л. В. Келлера в СССР, К. Г. Россби в Швеции. Работы по теоретической метеорологии, особенно в Советском Союзе, все более сосредоточивались на проблеме численного прогноза, хотя пионерская работа Л. Ричардсона (Англия) в 1922 г. окончилась неудачей. Первый крупный успех в этой области был достигнут И. А. Кибелем (1940), дальнейшее развитие теория прогноза метеорологических полей получила в работах акад. Г. И. Марчука, акад. А. М. Обухова, Е. Н. Блиновой, Н. И. Булеева, М. И. Юдина, А. Ф. Дюбюка и других (СССР), К. Г. Россби, Ж. Чарни, Н. Филлипса, Дж. Смагоринского (США) и др. С появлением ЭВМ эти первоначально чисто теоретические исследования очень быстро нашли применение в практике работы службы погоды СССР, США, Англии, Франции, Германии и многих других стран. Синоптическая метеорология также быстро шагнула вперед особенно благодаря работам В. Бьеркнеса, Я. Бьеркнеса, П. Сольберга, Т. Бержерона в Норвегии, А. И. Аскназия, С. П. Хромова, Х. П. Погосяна, В. А. Бугаева, В. А. Джорджио, Н. Л. Табаровского, Б. Д. Успенского в СССР, С. Петтерсена в Норвегии и США. Б. П. Мультиановский, Г. Я. Вангенгейм, Е. Н. Блинова, С. Т. Пагава, А. А. Гирс, А. Л. Кац, Н. А. Багров начали разрабатывать важнейшую в практическом отношении проблему долгосрочного прогноза погоды.

2.5. Большие успехи достигнуты с начала XX в. в области

аэрологических исследований. Во многих странах выдвинулись выдающиеся организаторы и исследователи в этом, тогда еще новом, направлении. В частности, в 1902 г. А. Тейсеран де Бор (Франция) открыл существование тропопаузы и стратосферы. Это открытие вскоре было подтверждено Р. Ассманом (Германия). Позднее стало знаменитым имя изобретателя первого радиозонда П. А. Молчанова. Широкое использование радиолокационной техники для аэрологических исследований связано с именами Г. И. Гольшева, В. В. Костарева, Б. Д. Рождественского. На основе достижений во всех указанных областях метеорологии в настоящее время в огромной степени увеличились фактические знания и углубились теоретические представления об общей циркуляции атмосферы — механизме великого круговорота воздуха на Земле.

22.6. Велик в XX в. и прогресс в *актинометрии* — учении о радиации в атмосфере. Основные заслуги в разработке методов и приборов для измерения потоков лучистой энергии, организации сети актинометрических станций в России и СССР принадлежат О. Д. Хвольсону, В. А. Михельсону, С. И. Савинову, Н. Н. Калитину, Ю. Д. Янишевскому. Из многих имен ученых, работавших в этой области в других странах, отметим А. Онгстрема (Швеция), С. Ланглея и Г. Аббота (США), Ф. Линке (Германия). Крупный вклад в теорию переноса лучистой энергии в атмосфере внесли Е. С. Кузнецов, акад. В. В. Шулейкин, акад. В. Е. Зуев, В. Г. Кастров, К. С. Шифрин, а в измерения радиации с метеорологических спутников — акад. К. Я. Кондратьев.

22.7. Сильно продвинулась вперед физика облаков и осадков. Крупные результаты в СССР в этой области получены Н. С. Шишкиным, А. Х. Хргианом, А. М. Боровиковым, И. П. Мазиным. Еще в 1930 г. В. Н. Оболенским были начаты работы по искусственному воздействию на облака. В дальнейшем под руководством акад. Е. К. Федорова эти работы были доведены до практических результатов (борьба с градобитиями). За работы по искусственному воздействию на облака Е. К. Федоров, Г. К. Сулаквелидзе, И. И. Гайваронский и другие ученые удостоены Государственной премии.

22.8. В СССР, США, Норвегии и других странах появились новые, углубленные подходы к климатологическим исследованиям. Особенно большой вклад в разработку проблем климатологии в СССР внесен трудами А. А. Каминского, Л. С. Берга, Е. С. Рубинштейн, Б. П. Алисова, акад. А. А. Григорьева, М. И. Будыко, О. А. Дроздова. Под руководством М. М. Сомова, акад. А. Ф. Трешникова, Е. Н. Толстикова проведены обширные исследования климата Арктики и Антарктиды. Результаты исследований ледового материка обобщены в «Атласе Антарктиды», за который В. А. Бугаев, Е. И. Толстикова, А. Ф. Трешников удостоены Государственной премии.

22.9. В развитии сельскохозяйственной метеорологии большую

роль сыграли работы П. И. Броунова, Ф. Ф. Давитая, С. А. Сапожниковой, Ю. И. Чиркова.

22.10. Замечательные результаты в исследовании турбулентных закономерностей атмосферных движений, строении приземного и пограничного слоев, а также процессов тепло- и влагообмена в них получены за последние 30—40 лет в России акад. А. Н. Колмогоровым, акад. А. М. Обуховым, А. С. Мониним и многими другими исследователями.

22.11. Во второй половине XX столетия огромное значение приобрели проблемы загрязнения атмосферы и распространения примесей как естественного, так и (особенно) антропогенного происхождения. Потребовалось создание специальной службы загрязнений. Под руководством акад. Е. К. Федорова и Ю. А. Израэля эта служба была создана за очень короткое время. Также быстро были разработаны методы расчета распространения примесей.

Развитие народного хозяйства привело к необходимости более тщательного учета свойств атмосферных процессов. Поэтому стали интенсивно развиваться многие отрасли прикладной климатологии, такие, как авиационная, медицинская, строительная и др.

22.12. Во всем мире и в нашей стране объем метеорологических исследований и число публикаций бурно растут; накоплен большой опыт международного сотрудничества в проведении таких международных программ, как Программа исследования глобальных атмосферных процессов, и уникальных экспериментов, подобных Международному геофизическому году (1957—1958), Атлантическому тропическому эксперименту (1974), Первому глобальному эксперименту ПИГАП (ПГЭП) (1978—1979) и т. д.

Развитие человечества выдвигает перед метеорологией все новые глобальные метеорологические проблемы, требующие коллективных усилий метеорологов всех стран и, конечно, сохранения мира на нашей планете.

Вопросы к главе первой

1. Что называется атмосферой? Какая разница между водой и воздухом? Как сказывается это различие в формировании верхней границы атмосферы?
2. Какая наука называется метеорологией?
3. В чем заключается основная задача метеорологии?
4. Что называется климатологией?
5. Что понимается под локальным и глобальным климатом?
6. В чем заключается практическое значение метеорологии?
7. В чем заключается практическое значение климатологии?
8. Что такое погода?
9. Какими величинами и какими явлениями характеризуется погода?
10. Что вы знаете об источниках энергии атмосферных процессов?
12. Какие географические факторы влияют на климат?
13. Назовите главные источники знаний об атмосфере.
14. Перечислите основные методы исследования, применяемые в метеорологии.
15. Что такое метеорологические наблюдения? Какова программа наблюдений на метеорологических станциях?

16. Что такое аэрологические станции и какие наблюдения они ведут?

17. Что такое метеорологическая сеть?

18. Каковы требования, предъявляемые к наблюдениям на метеорологической сети?

19. Как используются искусственные спутники Земли в метеорологии?

20. Какой наиболее употребительный способ отображения метеорологической и климатической информации для анализа состояния атмосферы?

21. Опишите задачи Всемирной метеорологической организации.

22. Каковы задачи Федеральной службы России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды?

Атмосфера состоит из смеси газов, называемой воздухом. В воздухе во взвешенном состоянии находятся жидкие и твердые частички. Общая масса частиц незначительна в сравнении со всей массой атмосферы. Как всякий газ, воздух характеризуется давлением, температурой, плотностью, составом.

1. АТМОСФЕРНОЕ ДАВЛЕНИЕ

1.1. Из курса общей физики известно, что всякий газ производит давление на ограничивающие его стенки. Давление представляет собой результирующую силу ударов молекул об эти стенки, сила направлена нормально (перпендикулярно к стенке). Числовое значение (модуль) этой силы F , отнесенной к площади S , и называют давлением. Следовательно, давление есть сила, приходящаяся на единицу площади, направленная перпендикулярно к ней:

$$p = F/S.$$

Поскольку давление газа обусловлено движениями его молекул, т. е. той «бомбардировкой», которой они подвергают стенки, то оно зависит от скорости движений молекул. Известно, что при возрастании температуры и сохранении неизменным объема газа скорости молекулярных движений увеличиваются и, следовательно, растет давление.

Представим себе покоящуюся атмосферу и мысленно выделим в ней какой-то объем воздуха. Воздух внутри этого объема испытывает давление окружающего воздуха на воображаемые стенки, ограничивающие данный объем. Воздух изнутри объема оказывает такое же давление на воображаемые стенки и 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. В этом рассуждении ориентация стенок выделенного воображаемого объема не играла никакого значения: как бы мы ни ориентировали стенки воображаемого объема, все равно в покоящемся воздухе давление на эти стенки извне и изнутри объема будет одинаковым. Иными словами, в покоящемся воздухе давление не зависит от направления нормали и, следовательно, является скалярной величиной.

1.2. Основным прибором для измерения атмосферного давле-

ния служит ртутный барометр. В приборе атмосферное давление уравновешивается давлением столба ртути; по изменениям высоты ртутного столба можно судить об изменениях атмосферного давления.

Другие приборы измерения атмосферного давления (анероиды, барографы, метеорографы, радиозонды и др.) основаны на определении деформаций упругой — пустой внутри — металлической коробки, которые происходят при изменениях внешнего давления на нее. Приборы этого типа нужно тарировать (градуировать) по показаниям ртутного барометра.

1.3. Воздух в закрытом (негерметически) помещении 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 на том же уровне под открытым небом обычно совершенно незначительная. Поэтому на метеорологических станциях нет нужды помещать барометры под открытым небом — их устанавливают внутри помещения.

1.4. В СИ (Международная система единиц) давление измеряется в паскалях (Па). Один паскаль — это давление силой в 1 ньютон (Н), приходящееся на площадь 1 м^2 ($1 \text{ Па} = 1 \text{ Н} \cdot \text{м}^{-2}$). В метеорологии до недавнего времени использовалась единица давления, называвшаяся миллибаром (мбар), которая представляет давление силой в 10^3 дин, приходящееся на 1 см^2 ; $1 \text{ мбар} = 100 \text{ Па} = 1 \text{ гПа}$; $1 \text{ гПа} = 10^2 \text{ Па}$.

Следовательно, один миллибар равен ста паскалям, или одному гектопаскалю. Эта единица давления и принята сейчас в метеорологии.

1.5. На практике широко используется внесистемная единица давления — 1 мм рт. ст., но она не должна употребляться в научной и учебной литературе. Найдем переход от 1 мм рт. ст. к гектопаскалю. Давление в 1 мм рт. ст. — это вес столба ртути высотой в 1 мм, приходящийся на 1 м^2 на уровне моря и широте 45° . Плотность ртути $13,596 \cdot 10^3 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$, ускорение свободного падения $9,80665 \text{ м/с}^2$:

$$1 \text{ мм рт. ст.} / 1 \text{ м}^2 \approx (0,001 \text{ м}^3/\text{м}^2) \cdot 13,596 \cdot 10^3 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3} \cdot 9,80665 \text{ м} \cdot \text{с}^{-2} = 133,33 \text{ кг} \cdot \text{м}/\text{м}^2 \cdot \text{с}^2 = 133,33 \text{ Н}/\text{м}^2 = 133,33 \text{ Па} = 1,3333 \text{ гПа}.$$

Следовательно, $1 \text{ гПа} = 0,75 \text{ мм рт. ст.}$, $1 \text{ гПа} = 3/4 \text{ мм рт. ст.}$, т. е. $1 \text{ мм рт. ст.} = 4/3 \text{ гПа}$. Нормальное давление — 760 мм рт. ст. на широте 45° . $760 \text{ мм рт. ст.} = 760 \cdot 1,3333 \text{ гПа} = 1013,3 \text{ гПа} = 101330 \text{ Па}$. Среднее атмосферное давление на уровне моря близко к $1013,3 \text{ гПа}$.

Определим, какая высота ртутного столба будет соответствовать 1000 гПа : $1000 \text{ гПа} = 1000 \cdot 0,75 \text{ мм рт. ст.} = 750 \text{ мм рт. ст.}$

2. ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА

2.1. Воздух, как и всякое тело, всегда имеет температуру, отличную от абсолютного нуля. Температура воздуха в каждой точке атмосферы непрерывно меняется с изменением времени. Кроме того, в разных местах Земли в одно и то же время она также различна. У земной поверхности температура воздуха меняется в широких пределах: наиболее высокое значение температуры, измеренное до сих пор, в тропических пустынях — немного ниже 60°C, а самое низкое значение температуры воздуха, наблюдавшееся на советской станции «Восток» в Антарктиде, около —90°C. Таким образом, размах значений температуры у земной поверхности на земном шаре равен 150°C.

2.2. Температура воздуха, а также почвы и воды в метеорологии в большинстве стран измеряется в единицах СИ, т. е. в градусах Международной температурной шкалы, или шкалы Цельсия (°C). Нуль этой шкалы приходится на температуру, при которой тает лед, а 100°C — на температуру кипения воды (и то и другое при нормальном давлении — 1013 гПа).

Наряду со шкалой Цельсия широко распространена, особенно в теоретических работах, абсолютная шкала температур, или шкала Кельвина. Нуль этой шкалы соответствует полному прекращению теплового хаотического движения молекул, т. е. самой низкой температуре. По шкале Цельсия это будет —273,15°C (на практике за абсолютный нуль нередко принимается —273°C). Единица абсолютной шкалы, называемая Кельвином (К), равна единице шкалы Цельсия: 1К = 1°C. По абсолютной шкале температура может быть только положительной, т. е. выше абсолютного нуля.

В формулах температура по абсолютной шкале обычно обозначается T , а температура по Цельсию — через t . Переход от температуры по Цельсию к температуре по абсолютной шкале осуществляется по формуле

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

2.3. В США, Англии и некоторых странах бывшей Британской империи до сих пор используется температурная шкала Фаренгейта. За нуль в этой шкале принята температура смеси снега и наштавя, а за 100°F — нормальная температура человеческого тела. По шкале Фаренгейта 0°C соответствует +32°F, а 100°C — +212°F. Таким образом, 100°C = 180°F, отсюда 1°C = (9/5)°F, 1°F = (5/9)°C. Переход от шкалы Фаренгейта к шкале Цельсия и наоборот осуществляется по формулам:

$$t^{\circ}\text{C} = (5/9)(t^{\circ}\text{F} - 32),$$

$$t^{\circ}\text{F} = (9/5)t^{\circ}\text{C} + 32.$$

Отсюда можно определить, что 0°F соответствует примерно —17,8°C.

3. СОСТАВ СУХОГО ВОЗДУХА У ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Атмосферный воздух у земной поверхности, как правило, влажный. Это значит, что в его состав вместе с другими газами входит водяной пар, т. е. газообразная фаза воды H₂O. В отличие от других составных частей воздуха содержание водяного пара в воздухе меняется в значительных пределах: у земной поверхности оно колеблется между сотыми долями процента и несколькими процентами. Это объясняется тем, что при существующих в атмосфере температурах и давлениях водяной пар может переходить в жидкое (вода) и твердое (лед) состояния и наоборот может поступать в атмосферу заново вследствие испарения с земной поверхности. Поэтому обычно в метеорологии сначала рассматривают отдельно сухой воздух и водяной пар, а затем влажный воздух. Кроме водяного пара существенно меняется в воздухе также содержание углекислого газа и озона.

Воздух без водяного пара называют сухим. У земной поверхности сухой воздух содержит 78% по объему (76% по массе) азота и 21% по объему (23% по массе) кислорода, т. е. сухой воздух на 99% состоит из двухатомных молекул азота N₂ и кислорода O₂. Оставшийся 1% почти целиком приходится на аргон Ar. Всего 0,03% приходится на диоксид углерода (углекислый газ) CO₂. Содержание многочисленных других газов, входящих в состав приземного воздуха, составляет тысячные, миллионные и миллиардные доли процента. Это неон Ne, гелий He, метан CH₄, криптон Kr, водород H₂, закись азота N₂O, ксенон Xe, озон O₃, диоксид азота NO₂, диоксид серы SO₂, аммиак NH₃, угарный газ CO, йод I₂, радон Rn и др. Все перечисленные выше составляющие сухого воздуха всегда сохраняют газообразное состояние при наблюдающихся в атмосфере температурах и давлении не только у земной поверхности, но и в высоких слоях.

Ниже приведен состав сухого воздуха у земной поверхности, %:

Состав	N ₂	O ₂	Ar	CO ₂	Ne, He, CH ₄ , Kr, H ₂ , N ₂ O, Xe, O ₃ , NO ₂ , SO ₂ , NH ₃ , CO, I ₂ , Rn
По объему	78,08	20,95	0,93	0,03	0,01
По массе	75,52	23,15	1,28	0,046	0,004

Процентный состав сухого воздуха у земной поверхности очень постоянен. Однако в настоящее время в атмосферу поступает большое количество газов, которых не было в ее составе раньше, например некоторые хлорфторуглероды, в том числе фреоны. Особенно важное значение имеет изменение содержания диоксида углерода и озона. Сжигание огромных количеств ископаемого органического топлива привело к систематическому увеличению

концентрации CO₂. Так, по данным наблюдений с середины XIX в. по 1975 г., глобальное содержание CO₂ увеличилось примерно на 12—15%. Кроме такого общего фонового возрастания диоксида углерода наблюдаются и локальные увеличения объемного содержания CO₂ в промышленных центрах, в воздухе закрытых, плохо вентилируемых помещений, в городах со скоплениями автотранспорта и т. д., где его содержание может достигать 0,1—0,2%. В связи с этим, конечно, уменьшается, но весьма незначительно процентное содержание азота и кислорода. Совершенно незначительно изменяется также процентное содержание азота и кислорода под влиянием местных и временных изменений содержания в воздухе аммиака, йода, радона и других газов, попадающих в атмосферу с поверхности почвы и воды.

4. ВОДЯНОЙ ПАР В ВОЗДУХЕ

4.1. Во влажном воздухе у земной поверхности содержание водяного пара 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 и процентное соотношение других газов во влажном воздухе переменное. Чем больше в воздухе водяного пара, тем меньшая часть объема воздуха 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 атмосферу в различных количествах. От земной поверхности водяной пар распространяется вверх, а воздушными течениями переносится из одних мест Земли в другие.

Количество водяного пара в данном объеме атмосферы не может возрастать бесконечно. Для каждого значения температуры существует предельно возможное количество водяного пара. Когда такое количество достигнуто, то водяной пар называют насыщающим (или насыщенным), а воздух, содержащий его, насыщенным. Тогда говорят, что в рассматриваемом объеме возникает состояние насыщения.

Состояние насыщения обычно достигается при понижении температуры воздуха. Если состояние насыщения достигнуто, а температура продолжает понижаться, часть водяного пара становится избыточной и конденсируется, т. е. переходит в жидкое или твердое состояние. В воздухе возникают водяные капли или ледяные кристаллы облаков и туманов. В одних случаях облака снова испаряются, в других — капли и кристаллы облаков, укрупняясь, могут выпасть на земную поверхность в виде осадков. Горизонтальный и вертикальный перенос водяного пара, испарение и конденсация, а также выпадение осадков приводят к тому, что содержание водяного пара в каждом объеме атмосферы непрерывно меняется.

4.2. 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, он сам излучает инфракрасную радиацию, большая часть которой идет к земной поверхности. Это уменьшает ночное охлаждение земной поверхности, также нижних слоев воздуха. На испарение воды с земной поверхности затрачиваются большое количество тепла, а при конденсации водяного пара в атмосфере и часто в местах, весьма удаленных от района испарения, 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.

5. ДАВЛЕНИЕ ВОДЯНОГО ПАРА И ОТНОСИТЕЛЬНАЯ ВЛАЖНОСТЬ

Содержание водяного пара в воздухе называют влажностью воздуха. Мерой влажности являются парциальное давление водяного пара (обычно давление водяного пара) и относительная влажность.

5.1. Водяной пар, как всякий газ, создает определенное давление. Давление водяного пара e пропорционально его плотности (массе в единице объема) и его абсолютной температуре. Давление водяного пара выражается в тех же единицах, что и давление воздуха, т. е. в гектопаскалях (1 гПа = 1 мб). Давление водяного пара в состоянии насыщения E называют давлением насыщенного водяного пара. Это максимальное давление водяного пара, возможное при данной температуре. Оно определяется эмпирической формулой Мангуса:

$$E = E_0 \cdot 10^{\frac{at}{b+t}},$$

где $E_0 = 6,107$ гПа — давление насыщенного пара при температуре $t = 0^\circ \text{C}$.

Давление насыщенного водяного пара над чистой водой и над льдом отличаются. Для давления насыщенного водяного пара над чистой водой коэффициенты в формуле Мангуса следующие: $a = 7,6326$, $b = 241,9$; для давления насыщенного водяного пара над льдом $a = 9,5$, $b = 265,5$.

5.2. Очень часто воздух содержит водяного пара меньше, чем нужно для его насыщения при данной температуре. Степень близости воздуха к состоянию насыщения характеризуют относительной влажностью. Относительной влажностью называют отношение фактического парциального давления e водяного пара, содержащегося в воздухе, к давлению насыщенного водяного

пара E при температуре этого воздуха, выраженное в процентах, т. е.

$$f = (e/E) \cdot 100 \%$$

Например, при температуре 20°C давление насыщенного пара $E = 23,4$ гПа. Если фактическое давление водяного пара в воздухе $e = 11,7$ гПа, то относительная влажность воздуха $f = (11,7 : 23,4) \cdot 100 = 50 \%$.

5.3. Давление водяного пара у земной поверхности на земном шаре меняется от сотых долей гектопаскаля (при очень низких температурах зимой в Антарктиде и Якутии) до 35 гПа и более (у экватора). Чем воздух теплее, тем больше водяного пара может он содержать в состоянии насыщения и тем больше может быть в нем давление водяного пара. Относительная влажность воздуха, очевидно, может принимать все значения: от нуля в случае сухого воздуха ($e = 0$) до 100% при состоянии насыщения ($e = E$).

6. ИЗМЕНЕНИЕ СОСТАВА ВОЗДУХА С ВЫСОТОЙ

6.1. В начале XIX в. Дальтон сформулировал закон, гласящий: в покоящейся смеси газов каждый газ распределяется в пространстве независимо от присутствия других газов. В применении к атмосфере (если бы она действительно была «покоящейся») это означало бы, что каждый газ, составляющий воздух, должен образовывать свою собственную атмосферу, а значит, доля легких газов должна была бы возрастать с высотой. В этом и заключается идея гравитационного разделения газов. Однако многочисленные и тщательные исследования с помощью летающих баллонов, ракет, а затем искусственных спутников показали, что процентное содержание составных частей сухого воздуха в нижних 100 км с высотой практически не изменяется. Это означает, что в нижних ста километрах воздух, находящийся в постоянном движении, так хорошо перемешивается по вертикали, что атмосферные газы не расслаиваются по плотности, как это было бы в условиях неподвижной атмосферы. Этот слой атмосферы, толщиной 100 км, получил название *гомосферы*. Выше 100 км начинается расслоение газов по плотности, и оно постепенно увеличивается с высотой. Однако процесс разделения газов осложняется диссоциацией молекул на атомы под влиянием коротковолнового (ультрафиолетового) солнечного излучения. В слое от 100 и до 200 км преобладающим газом атмосферы остается молекулярный азот N_2 . Что касается молекулярного кислорода, то процесс его превращения в атомарный начинается уже на высоте 20 км, на высоте 100 км оно достигает максимума, а на высоте 200 км число атомов кислорода сравнивается с числом молекул азота. Гравитационное разделение в чистом виде происходит только с благородными газами — аргоном и гелием.

В нижних слоях аргона содержится в 1700 раз больше, чем

гелия, выше 200 км аргона уже нет, а содержание гелия на высоте 1000 км только в три раза меньше, чем у поверхности Земли. Выше 1000 км атмосфера состоит главным образом из гелия и водорода в атомарном состоянии. На этих высотах начинает приобретать большое значение процесс ускользания легких газов из земной атмосферы в мировое пространство. Выше 1500 км в годы минимума солнечной активности атмосфера состоит из водорода, а в годы максимума активности — преимущественно из гелия. Таким образом, вся внешняя часть атмосферы (выше 100 км) характеризуется непрерывным изменением состава как по слоям, так и во времени. Поэтому эта часть атмосферы носит название *гетеросферы*.

6.2. В отличие от составляющих сухого воздуха процентное содержание водяного пара в воздухе изменяется с высотой, начиная с самых нижних слоев. Водяной пар постоянно поступает в атмосферу снизу от земной поверхности. Распространяясь вверх, он конденсируется. 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 убывает вдвое в среднем 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.

7. УРАВНЕНИЕ СОСТОЯНИЯ СУХОГО ВОЗДУХА

Основными величинами, характеризующими физическое состояние газа, являются его давление, температура и плотность. Эти величины не независимы одна от другой. Газы сжимаемы, поэтому их плотность меняется в широких пределах в зависимости от давления и температуры. Связь между давлением, температурой и плотностью для идеальных газов устанавливается уравнением состояния газов, известным из физики. Для единицы массы газа его можно записать

$$pv = RT, \quad (2.1)$$

где p — давление, v — удельный объем, т. е. объем единицы массы газа, T — температура по абсолютной шкале, R — удельная газовая постоянная, зависящая от природы газа. Учитывая, что плотность $\rho = 1/v$, уравнение (2.1) для единицы объема можно записать как

$$\rho = p/RT \text{ или } p = R\rho T, \quad (2.2)$$

При температурах и давлениях, встречающихся в атмосфере, основные газы, составляющие воздух, ведут себя как идеальные. Поэтому уравнение состояния газов с достаточным

приближением применимо к сухому воздуху, и к водяному пару, и к влажному воздуху. В каждом случае будет свое значение удельной газовой постоянной R . Уравнение состояния можно записать по-другому — применительно к 1 молю газа. Возьмем сухой воздух и будем обозначать удельную газовую постоянную сухого воздуха R_d , а молекулярную массу μ_d . Тогда уравнение состояния для 1 моля сухого воздуха будет

$$\rho \mu_d v = R_d \mu_d T, \quad (2.3)$$

где $\mu_d v$ — объем 1 моля. При нормальном давлении ($p_0 = 101324,3$ Па) и нуле градусов ($T_0 = 273$ К) по закону Авогадро объем 1 моля любого газа одинаков и равен: $(\mu_d v)_0 = 22,413$ м³/(кг·моль). Отсюда очевидно, что $(\mu_d R_d) = R_0 = p_0 (\mu_d v)_0 / T_0$ — универсальная газовая постоянная, одинаковая для всех газов. Следовательно, $R_d = R_0 / \mu_d$ и уравнение состояния для сухого воздуха можно записать

$$\rho v = \frac{R_0}{\mu_d} T \quad \text{или} \quad \rho = \frac{R_0}{\mu_d} \rho T. \quad (2.4)$$

Численное значение универсальной газовой постоянной можно подсчитать:

$$R_0 = (101324,3 \text{ Па} \cdot 22,413 \text{ м}^3) / 273 (\text{К} \cdot \text{кг} \cdot \text{моль}) = 8,314 \cdot 10^3 \text{ джоуль} / (\text{кг} \cdot \text{моль} \cdot \text{К}) = 8,314 \cdot 10^3 \text{ м}^2 / (\text{с}^2 \cdot \text{К}).$$

Принимая удельную газовую постоянную смеси газов равной средневзвешенной величине удельных газовых постоянных составляющих смеси газов, можно показать, что удельная газовая постоянная сухого воздуха $R_d = 287,05$ джоуль/(кг·К) = $287,05$ м²/(с²·К). Тогда молекулярная масса сухого воздуха

$$\mu_d = R_0 / R_d = 8,314 \cdot 10^3 / 287,05 = 28,96.$$

8. ПЛОТНОСТЬ ВОЗДУХА

8.1. Плотность — это масса в единице объема. В метеорологии плотность воздуха не измеряется, она вычисляется с помощью уравнения состояния газов по измеренным значениям

давления p и температуры T . Зная $R_d = 287,05$ м²/(с²·К), плотность сухого воздуха вычислить легко:

$$\rho_d = p / R_d T. \quad (2.5)$$

8.2. Найдем теперь плотность влажного воздуха с температурой T , давлением p и давлением водяного пара e . Очевидно, что плотность влажного воздуха будет равна плотности сухого воздуха плюс плотность водяного пара, т.е.

$$\rho = \rho_d + \rho_w. \quad (2.6)$$

Если общее давление влажного воздуха p , а парциальное давление водяного пара e , то давление сухого воздуха будет $(p - e)$. Следовательно, плотность сухого воздуха по уравнению состояния газов будет

$$\rho_d = (p - e) / R_d T \quad \text{или} \quad \rho_d = \frac{p}{R_d T} \left(1 - \frac{e}{p}\right). \quad (2.7)$$

Плотность водяного пара

$$\rho_w = e / R_w T. \quad (2.8)$$

Удобно выразить R_w через R_d , пользуясь тем, что $R_0 = \mu_d R_d = \mu_w R_w$. Следовательно, $R_w = R_d \mu_d / \mu_w = 1,608 R_d = R_d / 0,622$, а плотность водяного пара

$$\rho_w = 0,622 e / R_d T. \quad (2.9)$$

Таким образом, плотность влажного воздуха

$$\rho = \frac{p}{R_d T} \left(1 - \frac{e}{p}\right) + \frac{0,622 e}{R_d T},$$

или

$$\rho = \frac{p}{R_d T} \left(1 - 0,378 \frac{e}{p}\right). \quad (2.10)$$

Это и есть выражение для вычисления плотности влажного воздуха. Важно помнить, что R_d — удельная газовая постоянная сухого воздуха.

8.3. Отношение e/p — малая величина. Действительно, высшее значение e в тропиках не превышает 40 гПа. Следовательно, $e/p = 40/1000 = 0,04$. Поэтому можно написать¹

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

Тогда уравнение состояния для плотности влажного воздуха примет вид

$$\rho = \frac{p}{R_d T (1 + 0,378 \frac{e}{p})}. \quad (2.11)$$

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

$$\rho = \frac{p}{R_d T_v}. \quad (2.12)$$

т.е. плотность влажного воздуха описывается уравнением состояния сухого воздуха, но только с заменой истинной темпера-

¹ Существует приближенная формула $1 - \alpha = 1/(1 + \alpha)$, вытекающая из факта, что $(1 - \alpha)(1 + \alpha) = 1 - \alpha^2 \approx 1$ при малом значении α .

туры на виртуальную. *Виртуальная — температура влажного воздуха — это 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.*

8.4. Из сравнения формул $\rho = p(1 - 0,378e/p)/R_dT$ и p/R_dT

видно, что при одинаковых p и T влажный воздух несколько менее плотен, чем сухой воздух. Это объясняется тем, что плотность водяного пара меньше плотности сухого воздуха. Действительно, если взять некоторый объем сухого воздуха и заменить часть молекул азота или кислорода более легкими молекулами водяного пара в том же количестве и с теми же скоростями движения, то температура и давление от этого не изменятся. Но плотность полученного влажного воздуха будет несколько меньше, чем плотность сухого воздуха. В этом смысл уравнения (2.10). Разница небольшая. Плотность сухого воздуха при $t = 0^\circ\text{C}$ и давлении 1000 гПа равна 1,276 кг/м³.

$$\rho_d = 100000 \text{ Па} / (287,05 \cdot 273) = 1,276 \text{ кг/м}^3.$$

Если воздух влажный и насыщенный, т.е. давление водяного пара 6,1 гПа (больше оно при температуре 0°C быть не может), то плотность его при давлении 1000 гПа будет

$$\rho = \frac{100000}{287,05 \cdot 273} \left(1 - 0,378 \frac{610}{100000}\right) = 1,273 \text{ кг/м}^3,$$

т.е. только на 0,003 кг/м³ меньше, чем сухого воздуха. При более высоких температурах и, следовательно, при большем влагосодержании разность увеличивается, но все же остается небольшой.

8.5. Плотность воздуха в каждом месте непрерывно изменяется во времени так же, как давление и температура. Плотность воздуха меняется также с высотой, потому что с высотой меняются атмосферное давление и температура. Давление с высотой всегда понижается, а вместе с ним уменьшается и плотность. Температура с высотой, как правило, понижается, по крайней мере, в нижних 10—15 км атмосферы. Но падение температуры ведет к увеличению плотности. В результате совместного влияния понижения давления и температуры плотность с высотой в общем понижается, но не так сильно, как давление. В среднем для Европы она равна у земной поверхности 1,25 кг/м³, на высоте 5 км — 0,74, 10 км — 0,41, 20 км — 0,09 кг/м³.

На высоте около 300 км плотность воздуха равна 10^{-11} кг/м³, т.е. в сто миллиардов раз меньше, чем у земной поверх-

ности. На высоте 500 км плотность воздуха составляет уже 10^{-12} кг/м³, на высоте 750 км — 10^{-13} кг/м³ или еще меньше. Эти значения плотности ничтожны по сравнению с приземными. Но до высоты около 20 тыс. км плотность воздуха все-таки остается значительно большей, чем плотность вещества в межпланетном пространстве.

8.6. Вообразим, что плотность воздуха ρ не изменяется с высотой, а остается такой же, как у земной поверхности, на всех уровнях и равна 1,3 кг/м³. Примем температуру $t = 0^\circ\text{C}$, $T = 273 \text{ К}$. В этом случае легко найти высоту столба атмосферы h , который создавал бы такое же давление, как и реально наблюдаемое (≈ 1013 гПа), т.е. такое же, какое создает столбик ртути высотой 760 мм рт.ст. Очевидно, что давление должно равняться весу этого столба, т.е.

$$101324 \text{ н/м}^2 = h1,3 \text{ (кг/м}^3) \cdot 9,80665 \text{ (м/с}^2).$$

Следовательно, $h = (101324 \text{ ньютон} \cdot \text{м}^3 \cdot \text{с}^2 / (1,3 \text{ кг} \cdot \text{м}^2 \cdot 9,80665 \text{ м})) = 7948 \text{ м} \approx 8000 \text{ м}$.

Эта высота (8000 м) называется высотой однородной атмосферы. В действительности плотность воздуха с высотой убывает, поэтому истинная высота атмосферы равняется многим тысячам километров.

9. СТРОЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

Атмосфера весьма четко расслаивается на концентрические сферы, отличающиеся друг от друга по своим характеристикам. Мы уже познакомились с делением атмосферы по составу воздуха на *гомосферу* и *гетеросферу*. Сейчас рассмотрим строение атмосферы, зависящее от распределения температуры по высоте (рис. 2.1).

9.1. **Тропосфера.** Нижний слой атмосферы, в котором температура в среднем убывает с высотой, называется *тропосферой*. В тропиках этот слой простирается от земной поверхности до высоты 15—17 км, в умеренных широтах обоих полушарий — до высоты 10—12 км и над полюсами — до 8—9 км. Слово «в среднем» имеет существенное значение, поскольку убывание температуры с высотой в тропосфере характерно именно для средних условий: среднемесячных, среднесезонных и т.д. В каждый данный момент времени убывание температуры во всем слое может прерываться отдельными слоями, где температура может оставаться постоянной (*изотермия*) или даже расти с высотой (*инверсия*).

В тропосфере среднегодовая температура в экваториальных широтах убывает с высотой от $+26^\circ\text{C}$ у земной поверхности до -80°C на вершине тропосферы, в умеренных широтах от $+3$ до $-54 \dots -58^\circ\text{C}$ (50° с.ш.) и над Северным полюсом от -23 до -60°C зимой и -48°C летом. В среднем величина падения

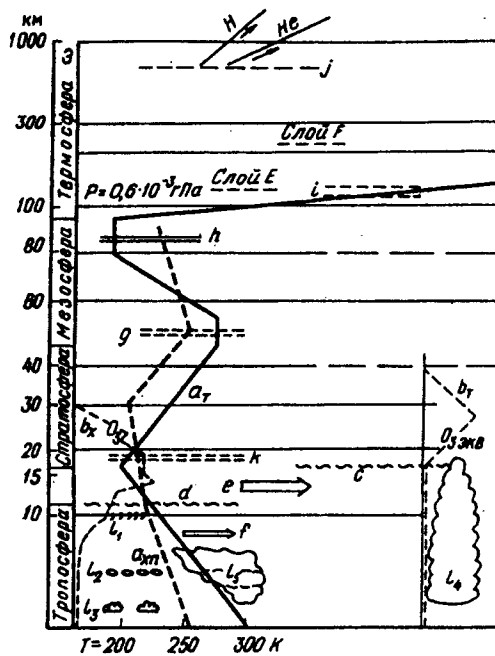


Рис. 2.1. Строение атмосферы:

a — распределение температуры (a_t — в тропиках, $a_{х.п.}$ — в холодной полярной зоне); b_t и $b_{х.п.}$ — распределение озона в тропической и полярной зонах; c — тропопауза тропическая; d — тропопауза полярная; e — струйное течение субтропическое; f — струйное течение полярное; g — стратопауза; h — мезопауза; i — турбопауза; j — уровень диссипации — ускользания атомов Н и Н \bar{e} ; k — слой стратосферного аэрозоля; l_1, l_2, l_3, l_4, l_5 — тропосферные облака: перистые, высококучевые, кучевые, кучево-дождевые, фронтальные; $э$ — экзосфера

Земли, меняется изо дня в день, колеблясь около средних величин, указанных выше. Давление воздуха на верхней границе тропосферы в 3—10 раз меньше, чем у земной поверхности.

Самый нижний тонкий слой тропосферы (50—100 м), непосредственно примыкающий к земной поверхности, носит название *приземного слоя*. Вследствие близости к земной поверхности он в наибольшей степени испытывает ее влияние. В этом слое особенно резко выражены изменения температуры в течение суток: температура особенно сильно падает с высотой днем и часто растет с высотой ночью. Здесь также наиболее сильно растет с высотой скорость ветра.

Слой от земной поверхности до высот 1000—1500 м называют *планетарным пограничным слоем* или *слоем трения*. В этом слое

температуры с высотой равна $0,60^\circ \text{C}/100 \text{ м}$, хотя эта величина варьирует в широких пределах. В тропосфере сосредоточено 4/5 всей массы атмосферного воздуха, в ней содержится почти весь водяной пар атмосферы и возникают почти все облака. В тропосфере часто развиваются сильная неустойчивость, сильные вертикальные движения и перемешивание. Она испытывает непосредственное влияние подстилающей поверхности: различное нагревание суши и моря, заснеженных и свободных от снега пространств, теплые и холодные морские течения создают температурные различия и в воздухе. В результате взаимодействия с подстилающей поверхностью в тропосфере возникают течения теплого и холодного воздуха.

Высота, до которой простирается тропосфера, над каждым местом

заметно задерживающее влияние трения о земную поверхность на ветер. Скорость ветра ослаблена по сравнению с вышележащими слоями и ослаблена тем больше, чем ближе к земной поверхности.

Верхняя граница тропосферы, т.е. тонкий переходный слой толщиной 1—2 км, где падение температуры с высотой сменяется ее постоянством (*изотермией*), называется *тропопаузой*.

9.2. Стратосфера. Выше тропопаузы и до высоты 50—55 км лежит *стратосфера*, характеризующаяся тем, что температура в ней в среднем растет с высотой. В нижних слоях стратосферы (от тропопаузы и до 25 км) температура постоянна или весьма медленно растет с высотой (зимой в полярных широтах она может слабо падать), но, начиная с 34—36 км, происходит довольно быстрое возрастание температуры с высотой, которое продолжается до 50 км, где расположена верхняя граница стратосферы, называемая *стратопаузой*. Здесь стратосфера почти такая же теплая, как воздух у поверхности Земли, в среднем 270 К. Возрастание температуры с высотой приводит к большой устойчивости стратосферы: здесь нет неупорядоченных (конвективных) вертикальных движений и активного перемешивания, свойственного тропосфере. Однако очень небольшие по величине иногда охватывают слои стратосферы, занимающие огромные пространства.

Водяного пара в стратосфере ничтожно мало. Однако на высотах 22—24 км в высоких широтах иногда наблюдаются очень тонкие, так называемые *перламутровые облака*. Днем они не видны, а ночью кажутся светящимися, так как освещаются солнцем, находящимся под горизонтом. Облака состоят из переохлажденных капель. Состав воздуха стратосферы отличается от тропосферного только примесью озона. С озоном связан рост температуры в стратосфере, поскольку именно озон поглощает солнечную радиацию. С этой точки зрения стратосфера может быть названа *озоносферой*.

9.3. Мезосфера. Над стратосферой лежит *слой мезосферы*, который простирается от стратопаузы до высоты примерно 80—82 км. В мезосфере температура снова понижается с высотой, иногда до -110°C в ее верхней части. Вследствие быстрого падения температуры с высотой в мезосфере сильно развита турбулентность. В верхней части мезосферы образуются так называемые *серебристые облака*, по-видимому, состоящие из кристаллов, форма которых свидетельствует о существовании в мезосфере волн и вихрей. Верхней границей мезосферы является переходный слой — *мезопауза*, лежащая на высоте около 82 км. На мезопаузе давление воздуха примерно в 1000 раз меньше, чем у земной поверхности.

Таким образом, в тропосфере, стратосфере и мезосфере, вместе взятых, до высоты 80 км заключается больше, чем 99,5% всей массы атмосферы. На вышележащие слои приходится всего 0,5% от массы атмосферы. Это составляет $2,578 \cdot 10^{13} \text{ т}$.

9.4. Термосфера. Верхняя часть атмосферы, которая простирается над мезосферой, называется *термосферой*. В термосфере температура очень резко возрастает с высотой. В годы активного солнца она превышает 1500°C на высоте 200—250 км. На больших высотах дальнейший рост температуры с высотой уже не наблюдается. Лишь в областях ярких полярных сияний температура ненадолго повышается до 3000°C .

Высокие температуры термосферы означают, что молекулы и атомы атмосферных газов движутся в этом слое с очень большими скоростями. Однако плотность воздуха в термосфере так мала, что теплосодержание газов ничтожно. Поэтому любое тело, находящееся здесь (например, летящий спутник), не будет нагреваться путем теплообмена с воздухом. Температурный режим спутника будет зависеть от непосредственного поглощения им солнечной радиации и отдачи его собственного излучения в окружающее пространство.

Как мы видели, до высоты 100 км воздух атмосферы хорошо перемешан и его состав везде одинаков. Поэтому гомосферу иногда называют также *турбосферой*. Выше 100 км состав воздуха заметно меняется: появляется атомарный кислород, исчезают диоксид углерода и аргон, воздух сильно ионизирован, поэтому эта часть термосферы от мезопаузы до высоты 800—1000 км называется *ионосферой*. Содержание ионов здесь во много раз больше, чем в нижних слоях, несмотря на сильную общую разреженность воздуха.

9.5. Экзосфера. 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. При этом отдельные частицы могут приобретать скорости, равные второй космической скорости (для незаряженных частиц около 11 000 м/с). Такие особенно быстрые частицы покидают атмосферу и улетают в мировое пространство, двигаясь по параболическим траекториям. Поэтому экзосферу называют также *сферой ускользания газов*. Как мы уже знаем, ускользанию подвергаются преимущественно атомы водорода и гелия, которые являются господствующими газами в наиболее высоких слоях атмосферы.

9.6. Магнитосфера. Ранее предполагалось, что экзосфера и с нею вся земная атмосфера кончаются на высотах порядка 2000—3000 км. Наблюдения с помощью ракет и спутников показали, что водород, ускользающий из экзосферы, образует вокруг Земли так называемую *земную корону*, простирающуюся более чем на 20 000 км. Конечно, плотность газа в земной короне ничтожно мала. На каждый кубический сантиметр приходится в среднем около тысячи частиц. Но в межпланетном пространстве концентрация частиц (преимущественно протонов и электронов) по крайней мере в десять раз меньше. Поскольку на движение

заряженных частиц здесь оказывает влияние магнитное поле Земли, эта область называется также магнитосферой.

9.7 Радиационный пояс. С помощью спутников и геофизических ракет установлено существование в верхней части атмосферы и околоземном космическом пространстве *радиационного пояса Земли*, начинающегося на высоте нескольких сотен километров и простирающегося на десятки тысяч километров от земной поверхности. Пояс состоит из электрически заряженных частиц — протонов и электронов, движущихся с очень большими скоростями (порядка 400 км/с) и захваченными магнитным полем Земли. Их энергия порядка сотен тысяч электрон-вольт. Радиационный пояс постоянно теряет частицы из земной атмосферы и пополняется потоками солнечной корпускулярной радиации (солнечный ветер).

10. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОЗОНА В АТМОСФЕРЕ

Озон O_3 — это трехатомный кислород. Он образуется в слоях от 15 до 70 км и поглощает ультрафиолетовую солнечную радиацию с длинами волн от 0,15 до 0,29 мкм (один микрометр — миллионная доля метра). Поглощая квант ультрафиолетовой радиации, часть двухатомных молекул кислорода разлагается на атомы, некоторые атомы присоединяются к сохранившимся молекулам кислорода и образуют трехатомные молекулы озона. Одновременно происходит и обратный процесс — превращение озона в кислород.

В чистой атмосфере 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 в полярных областях наблюдается на высотах 15—20 км, в умеренных широтах — 20—25 и в тропических и субтропических широтах — на высотах 25—30 км; выше содержание озона убывает и на высоте 70 км сходит на нет. 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 около 3 мм толщиной. Это так называемая приведенная толщина озона, которая служит мерой общего его содержания. Но и в таком ничтожном количестве озон имеет большое значение по двум причинам. Во-первых, сильно поглощая солнечную радиацию, энергия которой составляет 3,0% всей солнечной энергии, озон повышает температуру воздуха на высотах 30—55 км, поэтому воздух в стратосфере на этих высотах очень теплый. В связи с этим стратосферу иногда называют *озоносферой*. Во-вторых, целиком поглощая коротковолновую радиацию Солнца с длинами волн 0,15—0,29 мкм, озон защищает живые организмы на Земле от вредного и даже губительного действия ультрафиолетовой радиации. По современным воззрениям, сама жизнь могла появиться на суше только

после того, как содержание кислорода достигло 1% от современного и на некоторой высоте в атмосфере смог образоваться слой озона.

В последнее время вопрос об изменении в атмосфере количества озона приобрел особую остроту в связи с выбросом в атмосферу различных химических веществ антропогенного происхождения, в особенности фреонов. Появились опасения, что выброс в стратосферу оксидов азота с выхлопными газами стратосферной авиации и проникновение в стратосферу фреонов могут привести к разрушению слоя озона. Разрушение слоя может иметь пагубные биологические последствия. Кроме того, стало ясно, что озон образуется не только в стратосфере, но при некоторых фотохимических реакциях при загрязнении воздуха и в тропосфере. Эти реакции увеличивают концентрации озона в тропосфере, поэтому за последнее десятилетие отмечен рост озона в нижних слоях. В связи с этим приобрели большую актуальность расширение сети наблюдений за озоном и изучение многолетних изменений во временном ходе содержания озона. Оценка тенденции временного изменения содержания озона необходима для того, чтобы ответить на вопрос, ликвидируется ли защитное действие озонового слоя от физиологически вредного действия на живые организмы ультрафиолетовой радиации Солнца.

11. ЖИДКИЕ И ТВЕРДЫЕ ПРИМЕСИ В АТМОСФЕРНОМ ВОЗДУХЕ

11.1. Кроме перечисленных выше атмосферных газов в воздух могут проникать: а) другие газы, особенно соединения, возникающие при лесных пожарах, извержении вулканов, сгорании топлива и в результате другой человеческой деятельности (оксиды серы, углерода, фосфора, углеводороды выхлопных газов и др.); б) жидкие и в) твердые частички, взвешенные в атмосферном воздухе.

Водяные капли и ледяные кристаллы, возникающие в атмосфере при конденсации водяного пара, образуют облака и туманы. Твердые и жидкие частицы самого разнообразного состава и различного происхождения называются *аэрозолями*. Аэрозоли, взвешенные в атмосфере, имеют как естественное, так и антропогенное происхождение. К твердым аэрозолям естественного происхождения относятся:

— вулканическая пыль и тонкий пепел, выбрасываемый во время извержений; мелкие частицы вулканического происхождения имеют радиус менее 1 мкм;

— частицы дыма, образующиеся при лесных и торфяных пожарах;

— частицы пыли почвенного (кремнезем, оксиды алюминия и железа, соли кальция диаметром от 0,7—2 до 20 мкм) и органического происхождения; поднятые ветром с земли;

— космическая пыль, попадающая в атмосферу из межпла-

нетного пространства, а также возникающая при сгорании метеоров в атмосфере (радиусом менее 0,01 мкм); поступление таких частиц мало и оценивается величиной $2 \cdot 10^4 - 2 \cdot 10^5$ т/год.

К жидким аэрозолям естественного происхождения относятся капельки морской соли, попадающие в воздух при разбрызгивании морской воды во время волнения.

Кроме того, в атмосферу выбрасываются пыльца и споры растений (20—60 мкм), а также бактерии (1—15 мкм).

К аэрозолям антропогенного происхождения относятся частицы дыма, сажи, золы, попадающие в атмосферу при сжигании топлива и работе промышленных предприятий, а также частицы почвы, поднятые ветром при распахивании земель.

Наряду с прямым выбросом значительная масса аэрозолей является продуктом превращения из газовых примесей, попадающих тем или иным образом в атмосферу.

Основными составляющими газового загрязнения атмосферы являются: сернистый газ SO_2 , оксид углерода CO , диоксид углерода CO_2 , нитраты NO_x , сероводород H_2S , углеводороды выхлопных газов автомобилей, аммиак NH_3 , радиоактивные отходы атомных станций.

Вследствие соединения ряда газов, в особенности SO_2 и оксидов азота с кислородом, водяным паром и др., под влиянием фотохимических и других реакций образуются вещества, которые переходят в твердое или жидкое состояние. По существующим оценкам, поступление в атмосферу твердых аэрозолей естественного происхождения составляет (1280 ± 880) млн т/год и антропогенного происхождения — (50 ± 40) млн т/год. В то же время превращение аэрозолей из загрязняющих атмосферу газов естественного происхождения равно (730 ± 400) млн т/год и антропогенного происхождения — (250 ± 85) млн т/год. В сумме от всех источников в атмосферу выбрасывается аэрозолей 2,3 млрд т/год с возможным разбросом $\pm 1,4$ млрд т/год. Следовательно, значительная часть аэрозолей возникает в результате превращений в атмосфере, причем в результате человеческой деятельности количество аэрозолей, возникающих из газовых выбросов, в несколько раз превышает их прямой выброс.

Небольшую часть из перечисленных примесей составляют крупные частицы радиусом более 5 мкм, например пыль. Почти 95% частиц имеют радиусы менее 5 мкм, поэтому они могут длительное время удерживаться в атмосфере во взвешенном состоянии. Удаляются аэрозоли из атмосферы главным образом при выпадении осадков, приликая и присоединяясь к каплям воды и снежинкам. Особую опасность сейчас приобрел процесс: газовый выброс \longrightarrow аэрозоль \longrightarrow вымывание осадками. Например, от сгорания угля и нефти в атмосферу выбрасывается (170 ± 40) млн т SO_2 в год. Попадая в атмосферу, эти и другие газы в результате различных реакций вместе с присутствующими в атмосфере молекулами водяного пара образуют частицы кислот: серной H_2SO_4 , соляной HCl , фтористо-

водородной HF, азотной HNO₃ и т.д. Эти кислоты затем вымываются из атмосферы осадками, образуя так называемые кислотные дожди, оказывающие губительное действие на жизнь в озерах и морях, на лесах и т.п.

11.2. Все примеси, или аэрозоли, в наибольшем количестве содержатся в нижних слоях атмосферы, так как основной их источник — земная поверхность. Особенно загрязнен ими воздух больших городов. Кроме вредных газовых примесей (SO₂, CO₂ и др.) на каждый кубический сантиметр воздуха здесь приходится десятки тысяч аэрозольных частиц, а за год на каждый квадратный километр выпадают из атмосферы сотни тонн аэрозолей. В сельских местностях количество частиц аэрозолей в приземном воздухе исчисляется тысячами в кубическом сантиметре, а над океанами — только сотнями.

В тропосфере с высотой в среднем число взвешенных частиц быстро убывает: на высотах 5—10 км их всего десятки на кубический сантиметр. Однако в стратосфере существует второй максимум аэрозолей. Стратосферные аэрозоли более однородны по составу и распределены более равномерно по Земле. Они образуются в самой стратосфере в результате окисления некоторых газов, содержащих серу, и формируют так называемый слой Юнге толщиной около 10 км с нижней границей примерно на уровне тропической тропопаузы и на 2—4 км выше уровня полярной тропопаузы. Максимум концентрации аэрозолей находится между 18—25 км в тропиках и опускается до 14—20 км к полюсам, причем внутри слоя концентрация мало изменяется с высотой и по широте: для больших частиц с эффективным радиусом 0,1—1,0 мкм она составляет в среднем 1—10 в 1 см³. Свыше 90 % всей массы аэрозолей приходится на субмикронные частицы. Главным образом это капли серной кислоты H₂SO₄ (75%).

Масса стратосферных аэрозолей примерно в 30—70 раз меньше средней глобальной массы тропосферных аэрозолей. Однако благодаря большей устойчивости слоя Юнге стратосферные аэрозоли заметно ослабляют проходящую через них радиацию Солнца, рассеивая ее и увеличивая этим альбедо А_s системы земля—атмосфера.

Количество бактерий в атмосфере колеблется от нескольких единиц на кубический метр воздуха в центральных частях океанов до тысячи и десятков тысяч в таком же объеме воздуха в больших городах.

От количества и рода аэрозольных примесей зависят явления поглощения и рассеяния электромагнитной радиации в атмосфере, т.е. ее большая или меньшая прозрачность для радиации. В этой связи аэрозоли могут влиять на состояние климата.

Наличие взвешенных частиц обуславливает 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.

11.3. Аэрозольные примеси легко переносятся 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. Пыль, поднятая над Сахарой, достигает Центральной Америки. Дым лесных пожаров в Канаде переносился сильными воздушными течениями на высотах 8—13 км через Атлантику к берегам Европы. Дым и пепел больших вулканических извержений неоднократно распространялись в стратосфере на огромные расстояния, окутывая весь земной шар. В частности, после извержения вулканов Кракатау в 1883 г., Эль-Чичон в марте—апреле 1982 г. помутнение воздуха и аномально красная окраска зорь наблюдалась в течение многих месяцев. Радиоактивные продукты, попадающие в атмосферу при термоядерных взрывах или другим путем, распространяются в высоких слоях атмосферы над огромными пространствами земного шара.

12. ДЫМКА, ОБЛАКА, ТУМАНЫ

В отличие от пылинок водяные капли и ледяные кристаллы возникают в самой атмосфере при конденсации водяного пара. Очень разреженные мелкие капли и ледяные кристаллы вызывают некоторое помутнение воздуха, придают ему синеватый или сероватый цвет. Это так называемая дымка. Более плотные скопления капель и (или) кристаллов образуют облака и туманы.

Капли облаков обычно очень мелкие, радиусом от единиц до десятков микрометров (т.е. от тысячных до сотых долей миллиметра). В каждом кубическом сантиметре воздуха облака над сушей содержатся от нескольких сотен до тысяч капель размером от 3—4 до 20—30 мкм. Это значит, что на 1 м³ облачного воздуха приходится от долей грамма до нескольких граммов жидкой воды. Кристаллы льда в облаках также в большинстве очень мелкие. Поэтому облака могут длительно удерживаться в воздухе во взвешенном состоянии вследствие его сопротивления и восходящих движений. Облака могут рассеиваться вследствие испарения капель и кристаллов. Но в них может происходить обратный процесс — укрупнение облачных элементов, которые, достигнув определенных размеров, начинают выпадать из облаков в виде осадков — капель дождя, кристаллов снега и др.

В пределах нижних 10—15 км облака наблюдаются на разных высотах, причем с высотой водность облаков, т.е. содержание в них жидкой воды на единицу объема, в среднем убывает.

Облакоподобные скопления капель и (или) кристаллов, начинающиеся от самой земной поверхности, называют туманом. Следовательно, туман — это образовавшаяся у земной поверхности облака.

13.1. Часть молекул атмосферных газов и частиц атмосферного аэрозоля — капель, пылинок, кристаллов — несет электрические заряды. 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. В результате возникает электрически заряженный комплекс молекул, называемый *легким ионом*. Заряженные молекулы могут присоединяться к ядрам конденсации или другим аэрозольным частицам, взвешенным в воздухе, вследствие чего возникают более крупные — *тяжелые ионы* с массами, в тысячи раз большими, чем у легких ионов.

У земной поверхности над сушей в 1 см^3 воздуха содержится несколько сотен легких ионов и от нескольких сотен до десятков тысяч тяжелых.

Капли и кристаллы облаков и осадков, возникая на ионах как на ядрах конденсации и присоединяя в дальнейшем электрические заряды разными путями, также могут стать электрически заряженными. В большинстве случаев они и являются таковыми. Величина зарядов капель и кристаллов гораздо больше, чем ионов: они могут достигать многих миллионов элементарных зарядов (заряда электрона). Так же как и незаряженные частицы, ионы в атмосфере постоянно перемещаются. Именно благодаря этому атмосфера обладает электропроводностью.

13.2. С высотой количество ионов увеличивается. Особенно быстрый рост заряженных частиц начинается примерно выше 70 км, где начинается ионосфера. В ионосфере присутствуют в основном заряженные атомы кислорода, гелия и водорода и свободные электроны. На высотах 100—400 км их содержание достигает величины порядка 10^{15} — 10^6 на 1 см^3 . На фоне очень высокой ионизации в ионосфере выделяется несколько слоев с максимальной ионизацией — это так называемый *слой D*, *слой E* и *слой F*. Положение ионосферных слоев и концентрация ионов в них постоянно меняются, поскольку они зависят от корпускулярной, рентгеновской и ультрафиолетовой радиации Солнца, вторгающихся метеоров, интенсивности которых непрерывно меняются. Можно, однако, указать интервалы высот этих слоев и электронной концентрации в них:

Слой D — 60—90 км, $N \approx (10^2 \dots 10^4) \text{ см}^{-3}$ днем.

Слой E — 105—160 км, $N \approx 10^5 \text{ см}^{-3}$ днем.

Слой F — выше 180 км, $N \approx 10^6 \text{ см}^{-3}$ днем и примерно на порядок меньше ночью; высота максимума в области *F* сильно меняется и составляет около 300 км. Наряду с непрерывной ионизацией верхней атмосферы происходит также рекомбинация свободных электронов и ионов так, что в каждый момент времени имеется тенденция к установлению равновесия между образованием и исчезновением электронно-ионных пар.

13.3. От степени ионизации зависит электропроводность атмосферы, и несмотря на то, что суммарная концентрация электронов в ионосфере достигает лишь 1% концентрации нейтрального газа, электропроводность воздуха в ионосфере в общем в 10^{12} раз больше, чем у земной поверхности. По современным воззрениям, ионосфера — слабоионизированная плазма. Радиоволны разной длины 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 являются одним из средств такого исследования. В настоящее время во многих странах созданы оперативные службы наблюдения и прогноза условий радиосвязи на волнах различной длины.

В ионосфере наблюдаются полярные сияния и близкое к ним по природе свечение ночного неба — постоянная люминесценция атмосферного воздуха, а также резкие колебания магнитного поля — ионосферные магнитные бури. На очень больших высотах движение заряженных частиц определяется земным магнитным полем (геомагнитным полем). Эта область называется *магнитосферой*. Внешняя граница геомагнитного поля, расположенная на расстоянии порядка 10 земных радиусов ($\pm 60\,000$ км), называется *магнитопазузой*. Колебания магнитного поля в ионосфере и магнитосфере и полярные сияния зависят от колебаний солнечной активности, влияющих на интенсивность потока корпускулярной радиации, которая идет от Солнца в земную атмосферу.

14. ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ АТМОСФЕРЫ

14.1. Итак, в атмосфере всегда существуют подвижные электрические заряды, связанные с ионами, а также с каплями и кристаллами облаков и осадков. Заряды эти обоих знаков, но преобладают положительные, поэтому суммарный заряд атмосферы — положительный, который растет с высотой. Сама земная поверхность также обладает электрическим зарядом в сумме отрицательным (порядка $-6 \cdot 10^5$ кулонов).

Следовательно, атмосфера обладает электрическим 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 атмосферно-электрического поля*. Она направлена в отсутствие 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 при ясной погоде в среднем для всего земного шара равна около 100 В/м. В промышленных районах с сильно загрязненным воздухом она значительно больше. Напряженность поля сильно меняется и даже может изменить знак во время выпадения осадков. С высотой напряженность поля уменьшается: на высоте 10 км она около 5 В/м и достигает нуля в ионосфере, так как проводимость воздуха в ионосфере достаточна для выравнивания разностей потенциалов.

Напряженность электрического поля атмосферы изменяется в течение суток и года, а также испытывает большие возмущения, связанные с развитием облаков, особенно кучево-дождевых (грозовых) и осадков.

14.2. Благодаря ионизации атмосферы существует перенос электричества (ток проводимости) от положительно заряженной атмосферы к отрицательно заряженной земной поверхности. Перенос положительных зарядов к земной поверхности должен был бы в конце концов нейтрализовать заряд земной поверхности. Однако этого не происходит: отрицательный заряд земной поверхности с течением времени не убывает. По современным воззрениям, причина этого — грозы.

В грозовых облаках происходит сильная электризация облачных элементов и разделение положительных и отрицательных зарядов по отдельным частям облака. Хотя распределение электрических полей внутри грозового облака и вблизи него весьма сложно и изменчиво, в большинстве случаев облако можно уподобить вертикальному диполю с положительным зарядом в верхней части и отрицательным в нижней. При этом в облаках, а также между облаками и землей возникают огромные разности потенциалов, при которых напряженность поля достигает десятков тысяч вольт на метр. Отрицательные заряды в нижней части облака индуцируют положительный заряд на земной поверхности, а напряженность поля между облаком и землей может изменить и в действительности изменяет свое направление, т.е. получает 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.

15. УРАВНЕНИЕ СТАТИКИ АТМОСФЕРЫ

15.1. Предположим, что воздух не перемещается в горизонтальном и вертикальном направлениях, т.е. он покоится относительно Земли. Выясним, по какому закону меняется давление с высотой в таком покоящемся воздухе.

Вырежем мысленно в атмосфере вертикальный столб воздуха с поперечным сечением, равным 1 м^2 , и направим ось z по вертикали вверх (рис. 2.2). Выделим в этом столбе тонкий слой воздуха, ограниченный снизу плоскостью на высоте z , а сверху — плоскостью на высоте $z + dz$, толщина слоя, таким образом, равна dz . На нижнюю поверхность выделенного элементарного объема смежный воздух действует с силой давления, направленной снизу вверх. Модуль этой силы, действующей на рассматриваемую поверхность площадью, равной единице, и будет давлением 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 верхнюю поверхность. Это давление отличается от давления на нижней поверхности на малую величину dp , причем заранее не известно, будет ли dp положительным или отрицательным, т.е. будет ли давление на верхней поверхности выше или ниже, чем на нижней поверхности.

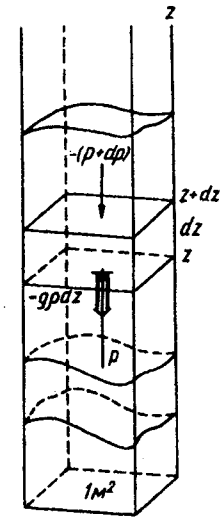


Рис. 2.2. Силы, действующие на элементарный объем воздуха по вертикали

Силы давления, действующие на боковые стенки выделенного объема, уравновешиваются силами давления, действующими изнутри, поскольку мы рассматриваем покоящуюся атмосферу. Следовательно, равнодействующая сил давления в горизонтальном направлении равна нулю.

Воздух в рассматриваемом элементарном объеме кроме сил давления испытывает силу тяжести, которая направлена вниз и равна ускорению свободного падения g , умноженному на массу воздуха во взятом объеме. Масса воздуха, содержащаяся во взятом объеме, равна произведению плотности воздуха ρ на объем $1 \text{ м}^2 dz$. Таким образом, сила тяжести, действующая на выделенный объем воздуха, равна $g\rho dz$.

Так как мы взяли покоящийся воздух, то это значит, что равновесие существует и в вертикальном направлении, т.е. что

взятый объем воздуха не имеет никакого ускорения ни по горизонтали, ни 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, т.е. равнодействующая этих сил равна нулю. Сила давления $p + dp$ и сила тяжести $g\rho dz$ направлены вниз, т.е. против направления z , поэтому их следует взять с отрицательным знаком. Сила давления p направлена вверх, т.е. по направлению z , поэтому ее следует взять с положительным знаком. Сумма всех этих трех сил есть равнодействующая, которая в нашем случае равна нулю. Таким образом,

$$-(p + dp) + p - g\rho dz = 0 \quad (2.13)$$

или

$$dp = -g\rho dz. \quad (2.14)$$

Отсюда следует, что при положительном приросте высоты ($dz > 0$) прирост давления отрицательный, $dp < 0$, т.е. 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 (2.14) носит название *основного уравнения статики атмосферы*. Оно показывает, как меняется давление при малом приросте высоты.

15.2. Основное уравнение статики можно написать еще так:

$$-\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dz} - g = 0. \quad (2.15)$$

Величина $-dp/dz$ есть падение давления на единицу прироста высоты. Она называется *вертикальным градиентом давления*, или *вертикальным барическим градиентом*. В такой форме $-\frac{dp}{dz}$ — 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. Действительно, размерность этой силы $0(-\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dz}) = (\text{м}^3 \cdot \text{Н}) / (\text{кг} \cdot \text{м}^3 \cdot \text{м}) = \text{ньютон/кг}$.

Второй член уравнения (2.15) — 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*.

15.3. Дифференциальная форма уравнения статики позволяет выполнять расчет изменения давления только для малых приращений высоты, при которых плотность можно считать приближенно постоянной в рассматриваемом слое. На практике всегда

необходимо иметь данные о распределении давления в слоях конечной толщины. Чтобы получить выражение для изменения давления при конечном приросте высоты, нужно уравнение (2.14) проинтегрировать в пределах от одного уровня z_1 с давлением p_1 до вышележащего уровня z_2 с давлением p_2 . Интегрируя, необходимо помнить, что плотность воздуха ρ — переменная величина, меняющаяся с высотой, т.е. плотность воздуха ρ — функция высоты: $\rho = \rho(z)$.

Поскольку плотность воздуха непосредственно не измеряется, ее нужно заменить с помощью уравнения состояния через температуру и давление: $\rho = p/(R_d T)$. Для упрощения записи будем считать, что в случае влажного воздуха T — это виртуальная температура, т.е. опускается индекс v . Подставив выражение ρ в уравнение (2.14), получим

$$dp = -\frac{g\rho}{R_d T} dz \quad (2.16)$$

или

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{R_d T} dz. \quad (2.17)$$

Предположим, что нам нужно узнать, как меняется давление от уровня z_1 , на котором давление p_1 , до уровня z_2 , на котором давление p_2 . Для этого возьмем определенные интегралы от обеих частей уравнения (2.17) в пределах от p_1 до p_2 и от z_1 до z_2 . При этом будем считать g независимым от высоты, R_d — тоже постоянная величина. Поэтому g и R_d можно вынести за знак интеграла. Тогда

$$\int_{p_1}^{p_2} \frac{dp}{p} = -\frac{g}{R_d} \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{T} \quad (2.18)$$

или

$$\ln p_2 - \ln p_1 = -\frac{g}{R_d} \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{T}. \quad (2.19)$$

Температура T меняется с высотой, т.е. T — величина переменная, являющаяся функцией высоты. В атмосфере характер изменения температуры T с высотой, как правило, не может быть выражен какой-либо простой функцией высоты. Однако из наблюдений за температурой на различных высотах (например, производимых радиозондами) можно построить график температуры в зависимости от высоты z или так называемый *профиль температуры*. На этом графике можно определить среднее

значение температуры T_m между уровнями z_1 и z_2 , а среднее значение уже можно вынести за знак интеграла. Тогда

$$\ln p_2 - \ln p_1 = -\frac{g}{R_d T_m} \int_{z_1}^{z_2} dz. \quad (2.20)$$

Взяв интеграл в правой части, можно написать

$$\ln \frac{p_2}{p_1} = -\frac{g}{R_d T_m} (z_2 - z_1). \quad (2.21)$$

Потенцируя, получим

$$p_2 = p_1 \exp\left(-\frac{g(z_2 - z_1)}{R_d T_m}\right). \quad (2.22)$$

Эти уравнения представляют собой интеграл основного уравнения статики атмосферы. Его называют еще барометрической формулой. Формула показывает, как меняется атмосферное давление с высотой в зависимости от температуры воздуха при наличии силы тяжести.

15.4. Зная основное уравнение статики (2.14), можно понять физический смысл атмосферного давления. Пусть на уровне z давление $p = p_z$. Представим такую высоту $z = z_A$, на которой $p = 0$, т. е. z_A — верхняя граница атмосферы. Проинтегрируем уравнение статики от p_z до 0:

$$\int_{p_z}^0 dp = -\int_z^{z_A} g \rho dz. \quad (2.23)$$

Очевидно, что $\int_z^{z_A} g \rho dz = P_{\text{атм}}$ — вес атмосферного столба воздуха от уровня z до верхней границы атмосферы. Следовательно,

$$0 - p_z = -P_{\text{атм}}, \text{ т. е. } p_z = P_{\text{атм}}.$$

Иными словами, атмосферное давление на любом уровне равно весу столба воздуха единичного поперечного сечения, простирающегося над данным уровнем. Этот вывод помогает понять, почему давление уменьшается с высотой. Чем выше расположен уровень, тем меньше остается протяжение атмосферы выше этого уровня, следовательно, тем меньше масса и меньше вес столба по сравнению с нижележащими уровнями. Поэтому давление с высотой убывает.

15.5. Основное уравнение статики выводится в предположении равновесия воздуха по вертикали и по горизонтали. В действительности может существовать какая-то равнодействующая сила

тяжести и вертикального барического градиента, отличная от нуля, т. е. сила тяжести может не строго уравниваться силой вертикального барического градиента. Наблюдения показывают, однако, что такие условия наблюдаются очень редко, и притом эта равнодействующая незначительна, и, стало быть, ускорение, сообщаемое ею воздуху, незначительно. Основное уравнение статики хотя и не будет выполняться абсолютно строго, но будет справедливо с очень большой степенью точности. Опыт показывает также, что крупномасштабные горизонтальные движения воздуха происходят таким образом, что основное уравнение статики выполняется с большой степенью точности, т. е. крупномасштабные горизонтальные движения воздуха квазистатичны.

16. ПРИМЕНЕНИЕ БАРОМЕТРИЧЕСКОЙ ФОРМУЛЫ

16.1. С помощью барометрической формулы можно решить три задачи:

- 1) задачу приведения давления от одного уровня к другому, т. е., зная давление на одном уровне, разность высот и среднюю температуру слоя, найти давление на другом уровне;
- 2) задачу барометрического нивелирования, т. е., зная давление на двух уровнях и среднюю температуру столба воздуха, найти высоту превышения одного уровня над другим;
- 3) задачу определения средней температуры слоя, т. е., зная давление на двух уровнях и расстояние между ними, найти среднюю температуру столба воздуха, расположенного между уровнями.

Для практического использования барометрическая формула приводится к рабочему виду. От натуральных логарифмов переходят к десятичным, от абсолютной температуры — к температуре по Цельсию. Подставляют числовые значения газовой постоянной и ускорения свободного падения. При этом в случае влажного воздуха берется значение R_d для сухого воздуха, температура заменяется виртуальной температурой: $T_v = T(1 + 0,378e/p)$.

16.2. Важным вариантом первой задачи является приведение давления к уровню моря. Эта задача возникла из необходимости сравнивать значения давления на различных станциях и анализировать давление на синоптических картах.

Чтобы получить представление о действительном крупномасштабном распределении давления на больших территориях, нужно исключить влияние различных высот метеорологических станций, которое отражается на величине давления. Зная давление на некоторой станции, расположенной на высоте $z_{\text{ст}}$ над уровнем моря, и температуру $t_{\text{ст}}$ 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, конечно, нет). Для уровня станции берется фактическая темпера-

тура, а для уровня моря — вычисленная температура. При вычислении используется известный факт, что в среднем приземная температура падает на $0,5^\circ\text{C}$ на каждые 100 м поднятия. Следовательно, если от уровня станции $z_{\text{ст}}$ спускаться к уровню моря, температура будет возрастать на $0,5^\circ$ на каждые 100 м, т. е.

$$t_{y.m.} = t_{\text{ст}} + 0,5^\circ \cdot 10^{-2} \cdot z_{\text{ст}},$$

где $z_{\text{ст}}$ в метрах. За среднюю температуру воображаемого столба воздуха принимается среднее арифметическое $t_{\text{ст}}$ и $t_{y.m.}$, т. е.

$$t_m = (t_{\text{ст}} + t_{y.m.})/2.$$

По давлению на станции и по полученной средней температуре определяется давление на уровне моря. Предположив, что $p_1 = p_{y.m.}$, $z_1 = 0$, а $p_2 = p_{\text{ст}}$ при $z_2 = z_{\text{ст}}$, барометрическая формула запишется:

$$p_{\text{ст}} = p_{y.m.} e^{\frac{-gz_{\text{ст}}}{R_d T_m}},$$

где $T_m = 273^\circ + t_m$.

Отсюда

$$p_{y.m.} = p_{\text{ст}} e^{\frac{gz_{\text{ст}}}{R_d T_m}}.$$

Поскольку операция приведения давления к уровню моря делается на метеорологической станции в каждый срок наблюдений, то для облегчения расчетов на каждой станции имеются специальные таблицы. При этом учитывается, что высота станции над уровнем моря для данной станции — величина постоянная. Поэтому таблицы составлены для разных значений $t_{\text{ст}}$. На приземные синоптические карты всегда наносится давление, приведенное к уровню моря.

16.3. Наиболее точная формула, использующаяся для барометрического нивелирования, — формула Лапласа (1749—1827). Она получена для влажного воздуха с учетом изменения ускорения свободного падения с широтой и высотой. В метеорологии в большинстве задач используется барометрическая формула реальной атмосферы. Она имеет вид

$$z_2 - z_1 = B(1 + \alpha t_m) \lg p_1/p_2, \quad (2.24)$$

где t_m — средняя температура слоя между p_1 и p_2 , $^\circ\text{C}$; $\alpha = 1/273$ — термический коэффициент объемного расширения газа; $B = 18\,400$ м — барометрическая постоянная.

Для небольшого перепада высот используется формула Бабине

$$h = z_2 - z_1 = 8000 \frac{2(p_n - p_h)}{p_n + p_h} (1 + \alpha t_m), \quad (2.25)$$

где p_n — давление на нижнем уровне z_1 , а p_h — давление на верхнем уровне z_2 .

17.1. Быстрые подсчеты, связанные с изменением давления с высотой, можно сделать с помощью так называемой *барической ступени*. Напишем основное уравнение статики (2.16) $dp = -(g\rho dz)/(R_d T_m)$ в иной форме:

$$-(dz/dp) = (R_d T_m) / (g\rho). \quad (2.26)$$

Выражение $-(dz/dp)$ называется *барической ступенью* (или *барометрической ступенью*). Следовательно, *барическая ступень* — это приращение высоты, в пределах которого давление падает на единицу. Барическая ступень — величина, обратная вертикальному барическому градиенту $-(dp/dz)$. Из формулы (2.26) видно, что *барическая ступень прямо пропорциональна температуре воздуха и обратно пропорциональна давлению*. При одном и том же давлении барическая ступень тем больше, чем выше температура. Чем больше высота и чем, следовательно, ниже давление, тем больше барическая ступень.

Подставив в формулу (2.26) числовые значения g и R_d , можно найти барическую ступень для разных p и T_m . Как мы знаем, в метеорологии за единицу давления принят гектопаскаль. Тогда барическая ступень измеряется приростом высоты, на котором давление падает на 1 гПа. При температуре 0°C и давлении 1000 гПа барическая ступень равна 8 м/гПа. Таким образом, у земной поверхности нужно подняться примерно на 8 м, чтобы давление упало на 1 гПа. С ростом температуры барическая ступень растет примерно на 0,4 % на каждый градус.

На высоте около 5 км, где давление близко к 500 гПа, при той же температуре 0°C барическая ступень будет уже около 16 м/гПа. Зная барическую ступень для разных p и T , можно производить те расчеты, для которых применяются барометрические формулы, если только разность высот не очень велика.

17.2. Допустим, что на уровне земной поверхности давление одинаково и в теплом и в холодном воздухе. Однако в теплом воздухе, где барическая ступень больше, нужно подняться на большую высоту, чем в холод-

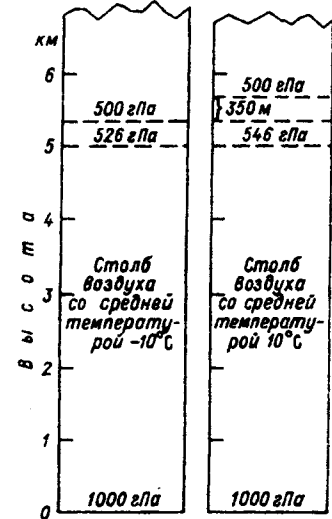


Рис. 2.3. Убывание атмосферного давления с высотой в зависимости от температуры воздушного столба: при одинаковом давлении внизу давление 500 гПа в теплом столбе наблюдается на 350 м выше, чем в холодном

ном воздухе, чтобы давление упало на 1 гПа. При дальнейшем подъеме эта разница будет нарастать. Следовательно, в теплом воздухе давление падает с высотой медленнее, чем в холодном. Поэтому на высотах давление в теплом и холодном воздухе уже становится неодинаковым: на одной и той же высоте в теплом воздухе оно будет выше, чем в холодном (рис. 2.3). Иными словами, *теплые области в атмосфере являются в высоких слоях областями высокого давления, а холодные области — областями низкого давления.*

18. СРЕДНЕЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ С ВЫСОТОЙ

18.1. Как видно из барометрической формулы, распределение атмосферного давления по высоте зависит от давления у земной поверхности и от распределения температуры воздуха с высотой. В многолетнем среднем в Европе давление распределяется с высотой следующим образом:

Высота, км	уровень моря	5	10	15	20
Давление, гПа	1014	538	262	120	56

Приведенные значения подтверждают вывод, который можно сделать из барометрической формулы: *давление убывает примерно в геометрической прогрессии, если высота возрастает в арифметической прогрессии.* Действительно, 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.

18.2. Давление меняется не только с высотой. Оно меняется и от места к месту на одном и том же уровне, т. е. оно не везде одинаково. Кроме того, в каждой точке атмосферы давление непрерывно меняется с течением времени. 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.

19. ОБЩАЯ МАССА АТМОСФЕРЫ

Знание атмосферного давления по всему земному шару позволяет рассчитать *общую массу атмосферы.* Грубую оценку можно сделать, если учесть, что 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. Если среднее атмосферное давление на уровне моря близко к 1013 гПа, а площадь поверхности Земли равна $5,101 \cdot 10^{14} \text{ м}^2$, то масса атмосферы:

$$M_{\text{атм}} = (101300 \text{ Па} \cdot 5,101 \cdot 10^{14} \text{ м}^2) / (9,80665 \text{ м/с}^2) = 5,27 \cdot 10^{18} \text{ кг} = 5,27 \cdot 10^{15} \text{ т.}$$

Если учесть реальное распределение давления на поверхности Земли с учетом рельефа, то масса атмосферы $M_{\text{атм}} = 5,157 \cdot 10^{15} \text{ т.}$ Масса Земли $M_3 = 5,98 \cdot 10^{21} \text{ т.}$ Следовательно, $M_{\text{атм}}/M_3 = (5,157 \cdot 10^{15}) / (5,98 \cdot 10^{21}) \approx 0,86 \cdot 10^{-6}$, т. е. немного меньше одной миллионной. Иными словами, *масса атмосферы примерно в миллион раз меньше массы земного шара.* Как уже говорилось, половина всей массы атмосферы сосредоточена в нижних 5 км, три четверти — в нижних 10 км и 95 % — в нижних 20 км.

20. АДИАБАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ СОСТОЯНИЯ ВОЗДУХА В АТМОСФЕРЕ

Из множества процессов, которые переводят газ из одного состояния (с одними величинами p, T, ρ) в другое (с другими величинами p, T, ρ), особенно важное значение для атмосферы имеет *адиабатический процесс.* Из общего курса физики известно, что *адиабатическим называется процесс, протекающий без теплообмена с окружающей средой,* — в нашем случае с окружающей атмосферой, земной поверхностью и мировым пространством. Строго адиабатических процессов в атмосфере нет, так как никакая масса воздуха не может быть полностью изолирована от теплового влияния окружающей среды. Однако из-за плохой теплопроводности воздуха и почти полной прозрачности атмосферы для прямой солнечной радиации можно принять, что быстропотекающие атмосферные процессы происходят без теплообмена с окружающим воздухом. В этом случае изменения состояния индивидуальной массы воздуха можно с достаточным приближением считать адиабатическими.

Чтобы дать адиабатическим процессам количественную оценку, вспомним уравнение первого начала термодинамики для идеального газа, каким мы считаем воздух. В применении к сухому и ненасыщенному влажному воздуху оно гласит, что приток тепла к единице массы воздуха dQ расходуется на увеличение внутренней энергии газа ($du = c_v dT$), что выражается в увеличении температуры, и на совершение механической работы против внешних сил давления при расширении рассматриваемого объема газа: $dw = p dv$, где dv — приращение удельного объема. Таким образом, для единицы массы воздуха можно записать:

$$dQ = c_v dT + p dv, \quad (2.27)$$

где dT — увеличение абсолютной температуры, c_v — удельная теплоемкость воздуха при постоянном объеме. Если процесс происходит адиабатически, т. е. без теплообмена с окружающей средой, то $dQ = 0$ и уравнение (2.27) примет вид

$$-c_v dT = p dv. \quad (2.28)$$

Следовательно, если некоторая масса воздуха расширяется адиабатически, то она выполняет работу против внешних сил давления (работа расширения), которая производится за счет уменьшения внутренней энергии (уменьшения кинетической энергии молекул). Это выражается в понижении температуры, вместе с которой падает и давление. Адиабатическое сжатие газа происходит за счет работы внешних сил давления (работа сжатия), которая увеличивает внутреннюю энергию и тем самым нагревает воздух (скорость молекул возрастает, т. е. растет кинетическая энергия молекул и, следовательно, растет температура); одновременно растет и давление.

21. СУХОАДИАБАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ

Закон, по которому происходят адиабатические изменения состояния в идеальном газе, с достаточной точностью применим к сухому, а также к влажному ненасыщенному воздуху. *Этот сухоадиабатический закон выражается уравнением сухоадиабатического процесса, или уравнением Пуассона.* Выведем его. Чтобы вывести это уравнение, исключим из уравнения первого начала термодинамики удельный объем воздуха v , так как он в атмосфере не измеряется. Для этого заменим в уравнении (2.27) $p dv$ из уравнения состояния воздуха (2.12), для чего продифференцируем его:

$$d(pv) = R_d dT \text{ или } p dv + v dp = R_d dT; p dv = R_d dT - v dp.$$

Так как $v = (R_d T)/p$, можно написать

$$p dv = R_d dT - \frac{R_d T}{p} dp. \quad (2.29)$$

Подставим $p dv$ в уравнение (2.27). Получим

$$dQ = c_v dT + R_d dT - \frac{R_d T}{p} dp$$

или

$$dQ = (R_d + c_v) dT - \frac{R_d T}{p} dp. \quad (2.30)$$

Из физики известно, что удельные теплоемкости при постоянном объеме (c_v) и постоянном давлении (c_p) связаны соотношением¹

$$R_d + c_v = c_p \quad (\text{уравнение Майера}). \quad (2.31)$$

¹ Действительно, рассмотрим изобарический процесс $p = \text{const}$. Тогда $dQ = c_p dT$. С другой стороны, $dQ = (R_d + c_v) dT - R_d T \frac{dp}{p}$, но $dp = 0$, следовательно, $c_p = R_d + c_v$.

Уравнение

$$dQ = c_p dT - R_d T \frac{dp}{p} \quad (2.32)$$

является уравнением первого начала термодинамики в применении к сухому или влажному ненасыщенному воздуху, наиболее часто используемым в метеорологии. Для адиабатического процесса $dQ = 0$, поэтому уравнение (2.32) получит вид

$$c_p dT - R_d T \frac{dp}{p} = 0 \quad (2.33)$$

или

$$\frac{dT}{T} = \frac{R_d}{c_p} \frac{dp}{p}. \quad (2.34)$$

Уравнение (2.34) 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

$$\int_{T_0}^T \frac{dT}{T} = \frac{R_d}{c_p} \int_{p_0}^p \frac{dp}{p}; \ln T \Big|_{T_0}^T = \frac{R_d}{c_p} \ln p \Big|_{p_0}^p; \ln T - \ln T_0 = \frac{R_d}{c_p} (\ln p - \ln p_0);$$

$$\ln \frac{T}{T_0} = \frac{R_d}{c_p} \ln \frac{p}{p_0}; \frac{T}{T_0} = \left(\frac{p}{p_0} \right)^{R_d/c_p}. \quad (2.35)$$

Это и есть уравнение Пуассона, или уравнение сухоадиабатического процесса в интегральной форме. Напомним, что $R_d = 287 \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot \text{К}) = 287 \text{ м}^2/(\text{с}^2 \cdot \text{К})$, $c_v = 718 \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot \text{К}) = 718 \text{ м}^2/(\text{с}^2 \cdot \text{К})$, $c_p = 1005 \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot \text{К}) = 1005 \text{ м}^2/(\text{с}^2 \cdot \text{К})$. Поэтому показатель $R_d/c_p = 0,286$. Для влажного ненасыщенного воздуха вместо температуры T следует брать виртуальную температуру T_v .

Смысл уравнения Пуассона в следующем: если процесс адиабатический и давление меняется от p_0 до p , то, зная начальную температуру воздуха T_0 , можно вычислить температуру T в конце процесса.

22. СУХОАДИАБАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПРИ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЯХ

В атмосфере расширение воздуха и связанное с ним падение давления и температуры происходит чаще всего при восходящем движении воздуха. Подъем воздуха может происходить: при всплывании пузырей теплого воздуха вверх во время дневной конвекции; при восходящем скольжении более теплой (следова-

тельно, более легкой) воздушной массы по пологому клину более холодной (более плотной) воздушной массы; при подъеме воздуха по горному склону.

Сжатие воздуха, сопровождающееся повышением давления и температуры, происходит при опускании, при нисходящем движении воздуха. Опыт показывает, что такие вертикальные движения, протекающие за промежутки времени от нескольких часов до суток, происходят почти без теплообмена с окружающей средой, т. е. адиабатически. Отсюда важный вывод: *поднимающийся воздух адиабатически охлаждается, а опускающийся — адиабатически нагревается.*

Определим, на какую величину изменится температура в поднимающемся адиабатически воздухе, если частица воздуха поднялась на единицу расстояния по вертикали. Вернемся к уравнению (2.33) и отметим индексом i температуру индивидуальной вертикально движущейся массы воздуха, т. е. предположим, что выделенная движущаяся единичная масса воздуха (частица воздуха) не смешивается с окружающим воздухом. Тогда

$$c_p dT_i - R_d T_i \frac{dp}{p} = 0. \quad (2.36)$$

Окружающий воздух подчиняется уравнению статики:

$$\frac{dp}{p} = - \frac{g}{R_d T_a} dz. \quad (2.37)$$

Индекс a — температура в окружающей атмосфере. Сравнивая (2.36) и (2.37), видим, что сделано допущение: подъем воздушной массы происходит таким образом, что давление в поднимающейся массе воздуха и в окружающей атмосфере успевает выравниваться. Обычно для всех метеорологических важных процессов это допущение выполняется с высокой точностью. Исключив из этих уравнений dp/p , получим

$$\frac{c_p dT_i}{R_d T_i} = - \frac{g}{R_d T_a} dz \quad \text{или} \quad \frac{dT_i}{dz} = - \frac{g}{c_p} \left(\frac{T_i}{T_a} \right). \quad (2.38)$$

Правая часть уравнения здесь всегда меньше нуля (отрицательная). Таким образом, при адиабатическом подъеме ($dz > 0$) массы воздуха температура его падает, а при адиабатическом опускании ($dz < 0$) возрастает. Отношение T_i/T_a всегда близко к единице, так как абсолютная температура движущейся массы и окружающего воздуха мало отличаются между собой. Допустив, что это отношение равно единице, получим, что изменение температуры в движущейся по вертикали массе воздуха на единицу изменения высоты

$$dT_i/dz = -(g/c_p). \quad (2.39)$$

Отношение g/c_p равно $0,98^\circ\text{C}/100 \text{ м}$.

Итак, при адиабатическом подъеме сухого и ненасыщенного влажного 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. Величина

$$\gamma_a = - \frac{dT_i}{dz} = \frac{g}{c_p} = \frac{0,98^\circ \text{C}}{100 \text{ м}} \approx 1^\circ \text{C}/100 \text{ м}$$

называется *сухоадиабатическим градиентом* γ_a . Необходимо подчеркнуть, что сухоадиабатический вертикальный градиент указывает величину изменения температуры на каждые 100 м подъема вертикально движущейся индивидуальной массы воздуха. Его не следует смешивать с вертикальным градиентом температуры в атмосферном столбе окружающего воздуха, так как распределение температуры в атмосферном столбе с высотой складывается под действием различных причин, а не одного вертикального подъема. Ниже мы познакомимся с вертикальным градиентом температуры атмосферного столба более подробно.

23. ВЛАЖНОАДИАБАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ

23.1. Между адиабатическим подъемом сухого и влажного ненасыщенного воздуха имеется принципиальное различие. Адиабатический подъем сухого воздуха ведет только к падению температуры в нем. Если же поднимается влажный ненасыщенный воздух, то вместе с адиабатическим понижением температуры содержащийся в воздухе водяной пар постепенно приближается к состоянию насыщения. Наконец, на какой-то высоте температура понизится настолько, что водяной пар достигнет насыщения. *Высота, на которой достигается насыщение, называется уровнем конденсации.*

При дальнейшем подъеме влажный насыщенный воздух охлаждается иначе, чем ненасыщенный, т. е. уже не по сухоадиабатическому закону. В нем происходит конденсация избыточного количества водяного пара, вследствие чего выделяется в значительных количествах *теплота парообразования, или теплота конденсации* ($2,501 \cdot 10^6$ Дж/кг). Выделение этой теплоты идет на совершение части работы расширения поднимающегося воздуха. Тем самым оно замедляет понижение температуры 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. На каждые 100 м подъема насыщенный воздух при давлении 1000 гПа и температуре 0°C охлаждается на $0,66^\circ\text{C}$, при температуре 20°C — на $0,44$ и при температуре -20°C — на $0,88^\circ\text{C}$. При более низком давлении падение температуры соответственно меньше. Ниже приведены величины влажноадиабатического вертикального градиента температуры в зависимости от температуры и давления ($^\circ\text{C}/100 \text{ м}$):

Давление, гПа	Температура, °С				
	- 20	- 10	0	+ 10	+ 20
1000	0,88	0,78	0,66	0,54	0,44
900	0,86	0,76	0,64	0,52	0,42
700	0,83	0,72	0,59	0,47	0,38
500	0,77	0,64	0,52	0,41	0,33

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

При очень низких температурах, которые имеет воздух, поднимающийся в высоких слоях атмосферы, водяного пара в нем остается мало и выделение теплоты конденсации поэтому тоже незначительное. Падение температуры при адиабатическом подъеме в таком воздухе приближается к падению в сухом воздухе. Иначе говоря, влажноадиабатический градиент при низких температурах приближается по величине к сухоадиабатическому градиенту.

23.2. При опускании насыщенного воздуха процесс изменения температуры происходит по-разному в зависимости от того, остались ли в воздухе продукты конденсации (капли и кристаллы) или они уже целиком выпали из воздуха в виде осадков.

Если в воздухе нет продуктов конденсации, то как только он начнет опускаться и начнет расти температура, воздух становится ненасыщенным. Следовательно, изменение температуры пойдет по сухоадиабатическому закону, т. е. воздух, опускаясь, будет нагреваться на $1^\circ\text{C}/100\text{ м}$.

Если в воздухе сохранились продукты конденсации (капельки и кристаллы), образовавшиеся при подъеме, то при опускании и нагревании воздуха они будут постепенно испаряться. При этом часть внутренней энергии опускающегося воздуха затрачивается на испарение капелек и кристаллов, т. е. часть тепла воздушной массы переходит в скрытую теплоту парообразования, поэтому температура повышается меньше, чем при сухоадиабатическом опускании. В результате воздух остается насыщенным до тех пор, пока все продукты конденсации не перейдут в газообразное состояние. В течение всего этого процесса температура в нем повышается влажноадиабатически: не на $1^\circ\text{C}/100\text{ м}$, а на меньшее значение — именно на такое, на какое понижалась температура в восходящем насыщенном воздухе при тех же значениях температуры и давления. Если воздух продолжает опускаться, то процесс изменения температуры будет происходить по сухоадиабатическому закону.

24. АЭРОЛОГИЧЕСКАЯ ДИАГРАММА

24.1. Построим график изменения температуры с высотой при адиабатическом процессе в вертикально движущейся массе

воздуха. Для этого по оси абсцисс отложим температуру, а по оси ординат — высоту. Линия, графически представляющая изменение температуры, называется адиабатой.

Как мы видели, в сухом и ненасыщенном влажном воздухе при сухоадиабатическом процессе изменение температуры на единицу изменения высоты — величина постоянная, почти точно равная $1^\circ\text{C}/100\text{ м}$. Поэтому, если температура и высота отложены по осям в линейной шкале, сухие адиабаты будут прямыми линиями. Однако при влажноадиабатическом процессе изменение температуры на каждую единицу высоты — величина переменная. И линии изменения температуры в осях координат «температура — высота» — кривые, а не прямые. Эти кривые линии называются влажными адиабатами. Очевидно, что в нижних слоях, где большая влажность, влажные адиабаты наклонены к оси абсцисс меньше, чем сухие адиабаты. По мере увеличения высоты насыщающие количества водяного пара становятся все меньше и меньше, влажноадиабатический градиент приближается к сухоадиабатическому градиенту, поэтому наклон влажных адиабат приближается к наклону сухих адиабат. По этой причине на графике влажные адиабаты обращены выпуклостью вверх.

Вместо высоты по оси ординат можно отложить давление и построить аналогичным образом сухую и влажную адиабаты в осях координат «температура — давление», поскольку температура при адиабатических процессах меняется в зависимости от изменения давления.

24.2. Аэрологической диаграммой называют график, на который нанесены семейства сухих и влажных адиабат для различных значений температуры и высоты (или давления) (рис. 2.4.). Обычно по оси абсцисс откладывают температуру, а по оси ординат — логарифм давления $\lg p$ или степенную функцию давления: $p^{R_d/c_p} = p^{0,286}$.

Обычно на аэрологическую диаграмму наносят изотермы — прямые, параллельные оси ординат; изобары — прямые, параллельные оси абсцисс; сухие адиабаты — линии, немного отличающиеся от прямых при логарифмической шкале, прямые линии при степенной функции давления; влажные адиабаты — кривые состояния влажного насыщенного воздуха; изограммы — кривые равных значений удельной влажности (массовой доли водяного пара) в состоянии насыщения.

С помощью аэрологической диаграммы можно графически определять изменение состояния при адиабатических процессах. Например, зная температуру T_0 , давление p_0 и удельную влажность q_0 в начальный момент, по T_0 и p_0 находят на диаграмме соответствующую точку. Если влажный ненасыщенный воздух поднимается, то вначале его состояние изменяется по сухоадиабатическому закону. На графике это отражается движением по сухой адиабате, проходящей через начальную точку (T_0, p_0). Очевидно, что сухоадиабатический процесс будет продолжаться до пересечения сухой адиабаты с изограммой, представля-

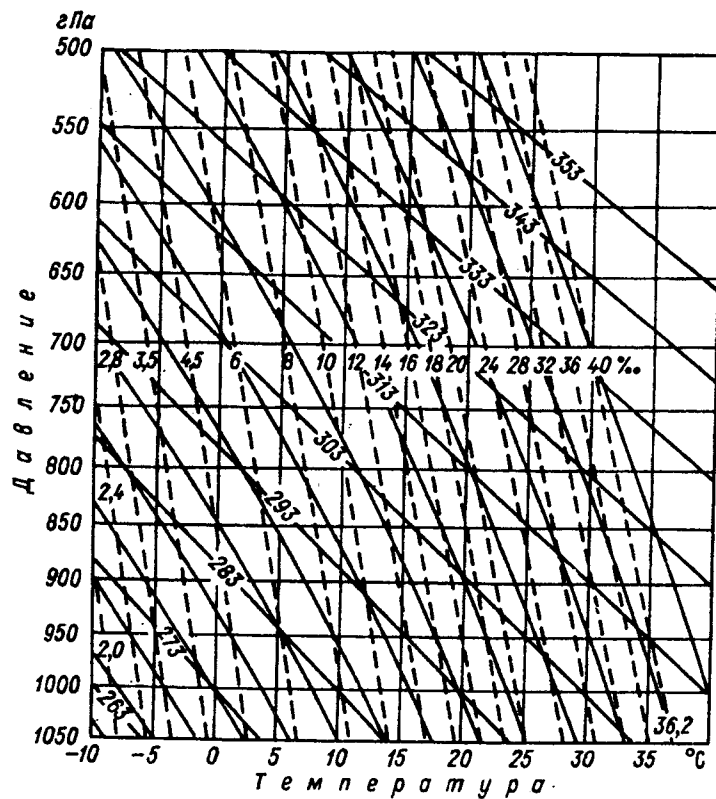


Рис. 2.4. Аэрологическая диаграмма: сплошные линии с большим углом наклона — сухие адиабаты, с меньшим углом наклона — влажные адиабаты, прерывистые линии — изолинии удельной влажности для состояния насыщения

ющей начальную удельную влажность q_0 . В точке пересечения сухой адиабаты с изограммой q_0 поднимающийся воздух достигнет насыщения. Соответствующее точке пересечения давление p_k и будет представлять давление на уровне конденсации. Дальнейший подъем воздуха будет происходить уже по влажноадиабатическому закону, и, следовательно, изменение его состояния нужно проследивать по влажной адиабате, проходящей через точку пересечения сухой адиабаты и изограммы q_0 на изобаре p_k . Вся кривая изменения температуры в поднимающейся индивидуальной массе воздуха, состоящая из сухой и влажной адиабат, называется *кривой состояния*.

Аэрологические диаграммы позволяют графически определять многие характеристики состояния воздуха и особенности их распределения в вертикальном направлении. Они находят широкое применение в службе погоды.

Представим себе, что влажный ненасыщенный воздух начинает подниматься. Его температура падает сначала сухоадиабатически, затем по достижении уровня конденсации — влажноадиабатически. Предположим, что вся вода, выделяющаяся при конденсации, сразу же выпадает в виде осадков. Допустим, что достигнув некоторой высоты, воздух начинает опускаться. Так как продуктов конденсации в нем нет, он сразу будет нагреваться сухоадиабатически. Следовательно, на прежний уровень воздух придет с температурой более высокой, чем та, которая была в нем первоначально.

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

На рис. 2.5 псевдоадиабатический процесс представлен на аэрологической диаграмме. Точка *A* — начальное состояние индивидуального объема воздуха. От точки *A* до точки *B* температура воздуха падает сухоадиабатически, от точки *B* до точки *C* — влажноадиабатически, от точки *C* до точки *D* температура растет сухоадиабатически, т. е. вернувшийся под прежнее давление воздушный объем имеет температуру в точке *D* большую, чем в начальной точке *A*.

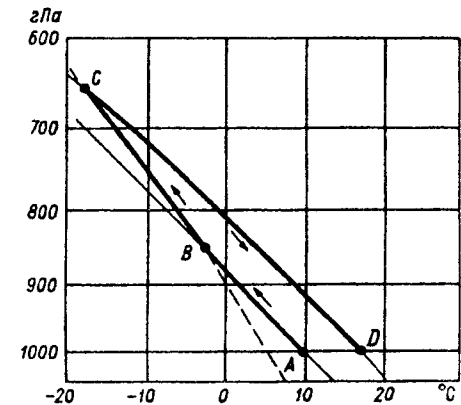


Рис. 2.5. Псевдоадиабатический процесс на аэрологической диаграмме: от точки *A* до точки *B* температура воздуха падает по сухоадиабатическому закону, от точки *B* до точки *C* — по влажноадиабатическому закону, от точки *C* до точки *D* — растет по сухоадиабатическому закону

26. ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ ТЕМПЕРАТУРА

26.1. Очень часто возникает необходимость сравнить тепловое состояние масс воздуха, находящихся на разных высотах над уровнем моря. Такое сравнение можно сделать, введя понятие *потенциальной температуры*. Пусть на какой-то высоте в атмосфере имеется воздух с давлением p и температурой T . Мысленно опустим его сухоадиабатически на уровень, где существует давление p_0 . Тогда его температуру при давлении p_0 можно определить по уравнению Пуассона. Выберем для такой операции давление $p_0 = 1000$ гПа. Новая температура будет:

$$\Theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R_d}{p}} = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{0.286} \quad (2.40)$$

Температуру, которую получил бы воздух, если его адиабатически опустить (поднять) до давления 1000 гПа, назовем потенциальной. Таким образом, *потенциальная температура любой воздушной частицы* — это температура, которую примет воздух на *изобарической поверхности 1000 гПа*, если его сухоадиабатически опустить на эту поверхность. Фактическую температуру воздуха (в отличие от потенциальной) будем называть просто температурой.

Потенциальную температуру можно вычислить по формуле (2.40). Однако ее можно определить с достаточной точностью, если известно, на какой высоте находится воздух. Допустим, что высота равна 3000 м, давление на уровне моря 1000 гПа (в среднем оно близко к этому значению). Тогда потенциальная температура, т. е. температура, с которой он пришел бы на поверхность 1000 гПа (в нашем случае уровень моря), равна его начальной температуре плюс 30°C (так как на каждые 100 м спуска температура должна возрастать на один градус). Следовательно, приближенно $\Theta = T + 0,01z$, где z — высота точки (в метрах) над уровнем моря (в общем случае — над изобарической поверхностью 1000 гПа).

Таким образом, вычисляя потенциальную температуру воздушных масс, находящихся на разных высотах, можно сравнивать их тепловое состояние. Вычисляя потенциальную температуру этих масс, мы мысленно сухоадиабатически опускаем их на одну и ту же изобарическую поверхность (1000 гПа) и затем, сравнивая значения Θ в каждой воздушной массе, судим о том, какая из них теплее.

26.2. По самому смыслу потенциальной температуры ясно, что при изменении состояния воздуха по сухоадиабатическому закону потенциальная температура индивидуального объема воздуха остается неизменной.

Например, воздух с температурой 10°C (283К) находится на высоте 3000 м. Его потенциальная температура $\Theta = 273 + (10^\circ + 0,01 \cdot 3000) = 273 + 40^\circ\text{C}$. Допустим, что воздух сначала сухоадиабатически поднялся с уровня 3000 м на уровень 3200 м, его температура понизилась на 2°C и стала равной 8°C. Если теперь адиабатически опустить воздух на уровень моря (1000 гПа), то он нагреется уже на 32°C. Следовательно, на уровне моря температура опять будет 40°C, которая и является его потенциальной температурой.

Изменение потенциальной температуры воздушной массы показывает, что процесс перестал быть сухоадиабатическим. Действительно, когда начинается конденсация и выделяется теплота конденсации, потенциальная температура возрастает.

26.3. Сухие адиабаты представляют собой также изолинии

равной потенциальной температуры воздуха. В самом деле, при сухоадиабатическом изменении точка, соответствующая состоянию воздуха, перемещается по одной и той же сухой адиабате. Следовательно, данная сухая адиабата характеризует определенную потенциальную температуру, значение которой можно определить в точке пересечения данной сухой адиабаты с изобарой 1000 гПа.

27. ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ

27.1. Выше мы говорили об изменениях температуры с высотой (давлением) в определенной массе воздуха, которая как целое адиабатически поднимается или опускается. Эти индивидуальные изменения температуры ни в коем случае нельзя смешивать с вертикальным распределением температуры в атмосфере.

Температура в вертикальном атмосферном столбе может распределяться по высоте самым различным образом, отражая тепловое влияние самых разнообразных процессов, происходящих во всей толще атмосферы. Фактическое распределение температуры с высотой не подчинено никакой простой закономерности, и кривая, изображающая распределение температуры в более или менее толстом слое атмосферы, в общем случае является сложной кривой. *Кривая фактического распределения температуры с высотой в данный момент времени называется кривой стратификации, образно говоря, «кривой расслоения».* Она подчеркивает сложный характер распределения температуры по высоте в реальной атмосфере. Данные для построения кривой стратификации получают с помощью радиозондов при аэрологическом зондировании атмосферы.

Представление о характере кривой стратификации, т. е. о характере распределения температуры по высоте, дает *вертикальный градиент температуры* $\gamma = -(dT_a/dz)$, 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_a и положительном dz , градиент положителен ($\gamma > 0$), при возрастании температуры с высотой ($dT_a > 0$, $dz > 0$) он отрицателен ($\gamma < 0$).

27.2. В реальной атмосфере вертикальный градиент температуры может меняться в широких пределах. В нижних 10—11 км в умеренных широтах и в нижних 15—17 км в тропиках он в среднем равен 0,65°C/100 м. В атмосфере над тропическими и субтропическими пустынями он может быть равен 0,8—0,9°C/100 м в слое до 5 км. В нижних сотнях метров над нагретой не покрытой растительностью поверхностью он может повышаться до 1°C/100 м, а в тонком приземном слое над перегретой почвой может быть порядка 10°C/100 м и больше.

Достаточно часто наблюдаются случаи, когда температура воздуха в некотором слое атмосферы с высотой не падает, а растет. Такое распределение температуры называют *инверсией*

температуры. Вертикальный градиент температуры при инверсии, конечно, отрицательный. Инверсии образуются особенно часто по ночам в приземном слое, но встречаются они и в свободной атмосфере на разных высотах. Нередко в атмосфере образуются слои, в которых температура не меняется с высотой, т. е. вертикальный градиент температуры равен нулю. Такое распределение температуры называют *изотермией*. Как мы помним, изотермическое и инверсионное распределение температуры с высотой наблюдается в среднем в стратосфере, т. е. в слоях от 10—11 до 50 км в умеренных широтах и от 15—17 до 50 км в тропиках.

27.3. Рассмотрим, как ведет себя потенциальная температура с высотой при той или иной форме кривой стратификации. В редких случаях, когда температура падает с высотой на $1^{\circ}\text{C}/100$ м, потенциальная температура остается неизменной, кривая стратификации совпадает с сухой адиабатой, т. е. при градиенте $1^{\circ}\text{C}/100$ м, с какого бы уровня ни была опущена воздушная частица на поверхность 1000 гПа, она, адиабатически нагревшись, будет иметь одну и ту же температуру на этой поверхности. Это означает, что потенциальная температура на всех уровнях одинаковая, т. е. не меняется с высотой.

Если вертикальный градиент температуры меньше $1^{\circ}\text{C}/100$ м (что наблюдается наиболее часто), потенциальная температура с высотой растет и растет тем быстрее, чем меньше γ . Действительно, если вертикальный градиент температуры кривой стратификации меньше $1^{\circ}\text{C}/100$ м, то чем выше расположен слой в атмосфере, тем больше будет положительная разность между температурой на сухой адиабате, проходящей через начальную точку кривой стратификации, и температурой на соответствующей высоте на кривой стратификации, поскольку на сухой адиабате на каждые 100 м подъема температура понижается на 1°C , а на кривой стратификации — на меньшую величину. Следовательно, если вычислять потенциальную температуру точек кривой стратификации, то она будет тем больше, чем выше расположена точка, т. е. потенциальная температура будет расти с высотой. 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. И только в тех случаях, когда вертикальный градиент температуры кривой стратификации больше $1^{\circ}\text{C}/100$ м, потенциальная температура с высотой убывает и убывает тем быстрее, чем больше γ .

28. ВЕТЕР

28.1. Скорость ветра

Движение воздуха относительно земной поверхности называется ветром. Как правило, имеется в виду горизонтальная составляющая движения. Иногда говорят о восходящем или нисходящем ветре, т. е. учитывают вертикальную составляющую

этого движения. *Ветер характеризуется вектором скорости.* Известно, что всякий вектор определяется абсолютной величиной и направлением. Следовательно, *ветер определяется скоростью и направлением.* Когда говорят о скорости ветра, имеют в виду только числовое ее значение, т. е. путь, проходимый индивидуальным объемом воздуха за единицу времени относительно земной поверхности. Направление вектора скорости называется *направлением ветра.* За направление ветра принимается азимут точки, откуда дует ветер, отсчитываемый от точки севера через восток.

Скорость ветра выражается в метрах в секунду (м/с). При обслуживании авиации скорость ветра выражают в километрах в час (км/ч), а при обслуживании морского флота — в узлах, т. е. в морских милях в час. Чтобы перевести скорость ветра из метров в секунду в узлы, достаточно умножить число метров в секунду на 2.

Скорость ветра оценивается и в баллах по так называемой *шкале Бофорта*. По шкале весь интервал возможных значений скорости ветра делится на 12 градаций. Каждая единица шкалы связывает скорость ветра с различными его эффектами, такими, как степень волнения моря, качание ветвей деревьев, распространение дыма из труб и т. д. В настоящее время эта шкала вышла из употребления.

Различают сглаженную скорость ветра, т. е. некоторую среднюю величину скорости за некоторый обычно небольшой промежуток времени, в течение которого производятся наблюдения, и мгновенную скорость ветра, т. е. скорость ветра в данный момент (измеряемую очень малоинерционным прибором). Мгновенная скорость ветра отмечает порывы и внезапные ослабления ветра. Она очень сильно колеблется около сглаженной скорости, временами может быть значительно меньше или больше ее. На метеорологических станциях обычно измеряют сглаженную скорость ветра, и в дальнейшем речь будет идти о ней.

Средние скорости ветра у земной поверхности близки к 5—10 м/с и редко превышают 12—15 м/с. В сильных атмосферных вихрях и штормах 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, судя по разрушениям, превышают 100 м/с. В мелкомасштабных вихрях (смерчи, торнадо) возможны скорости и более 100 м/с. В верхней тропосфере в так называемых струйных течениях средняя скорость ветра на больших пространствах может доходить до 70—100 м/с.

Для атмосферных движений характерна квазигоризонтальность. Это значит, что скорости горизонтального переноса в 100—1000 раз превышают вертикальные скорости. Только в особых условиях интенсивно развитой конвекции и на ограниченных территориях вертикальные составляющие скорости движения воздуха могут достигать нескольких метров в секунду, т. е. порядка горизонтальных скоростей.

Скорость ветра у земной поверхности измеряется *анемометрами* разной конструкции или *флюгером Вильда*. Наибольшее распространение получили анемометры с приемными частями в виде вертушек (чашечный анемометр, мельничный анемометр), которые вращаются с большей или меньшей скоростью в зависимости от давления на них ветра. В флюгере Вильда давление, оказываемое ветром, отклоняет от положения равновесия вертикально висящую металлическую доску. По скорости вращения вертушки или по отклонению доски можно определить скорость ветра. Есть конструкции, основанные на манометрическом принципе (трубка Пито) либо на измерении величины охлаждения нагретого тела под действием ветра (термоанемометр). Имеется ряд конструкций самопишущих приборов — анеморафов и (если измеряется также и направление ветра) анеморумбографов. Приборы для измерения ветра на наземных метеорологических станциях устанавливаются на высоте 10—12 м над земной поверхностью. Измеренный ими ветер и называется *ветром у земной поверхности*. Об измерении ветра в свободной атмосфере говорилось в главе первой.

28.2. Направление ветра

Подчеркнем еще раз, что *направлением ветра в метеорологии называют направление, откуда он дует*. Указать это направление можно либо назвав точку горизонта, откуда дует ветер, либо определив угол, образуемый направлением ветра с меридианом, т. е. его азимут. В последнем случае угол отсчитывается от точки севера через восток, т. е. по часовой стрелке. В первом случае различают восемь основных румбов горизонта: север, северо-восток, восток, юго-восток, юг, юго-запад, запад, северо-запад — и восемь промежуточных румбов между ними: северо-северо-восток, восток-северо-восток, восток-юго-восток, юго-юго-восток, юго-юго-запад, запад-юго-запад, запад-северо-запад, северо-северо-запад (рис. 2.6); 16 румбов, указывающих направление, откуда дует ветер, имеют следующие сокращенные обозначения (русские и международные), N — норд, E — ост, S — зюйд, W — вест:

C	N	B	E	Ю	S	З	W
CCB	NNE	ВЮВ	ESE	ЮЮЗ	SSW	ЗСЗ	WNW
CB	NE	ЮВ	SE	ЮЗ	SW	СЗ	NW
BCB	ENE	ЮЮВ	SSE	ЗЮЗ	WSW	ССЗ	NNW

Если направление характеризуется азимутом, то направление ветра указывается в градусах. Северному ветру будет соответствовать 0° (360°), северо-восточному — 45° , восточному — 90° , южному — 180° , западному — 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, и указателей румбов, ориентированных относительно сторон горизонта*. Под действием ветра флюгер принимает положение по направлению ветра, а противовес флюгарки указывает точку, откуда дует ветер, румб которого можно определить по указателю румбов.

Различают также *мгновенное и сглаженное направления ветра*. Мгновенные направления колеблются около некоторого среднего направления (сглаженного направления). Оно определяется при наблюдениях по флюгеру. И мгновенное, и сглаженное направления ветра меняются как во времени, так и от точки к точке. В одно и то же время в разных местах направление ветра различно. Чтобы охарактеризовать ветровой режим какого-либо места, определяют повторяемость того или иного румба ветра за определенный промежуток времени. В одних районах повторяемость различных направлений ветра за длительное время почти одинакова, в других — наблюдается хорошо выраженное преобладание одних направлений над другими в течение всего сезона или года. Повторяемость и направление ветра зависят от условий общей циркуляции и (отчасти) от окружающего рельефа.

Чтобы охарактеризовать климатический режим ветра, можно для каждого пункта построить диаграмму распределения повторяемости направлений ветра по основным румбам — так называемую *розу ветров* (рис. 2.7). Для этого от начала полярных координат откладывают направления по румбам горизонта (8 или 16) отрезками, длины которых пропорциональны повторяемости ветров соответствующего направления. Концы отрезков для наглядности соединяют ломаной линией. Повторяемость штилей указывается числом в центре диаграммы (в начале координат). При построении розы ветров можно учесть и среднюю скорость ветра по каждому направлению. Отложив отрезки, пропорцио-

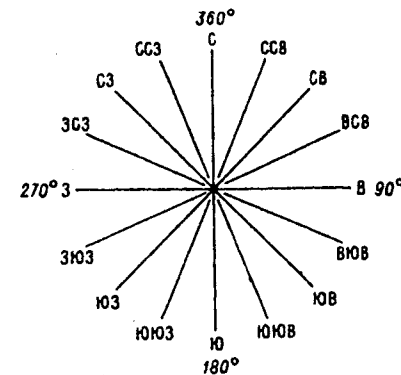


Рис. 2.6. Румбы горизонта

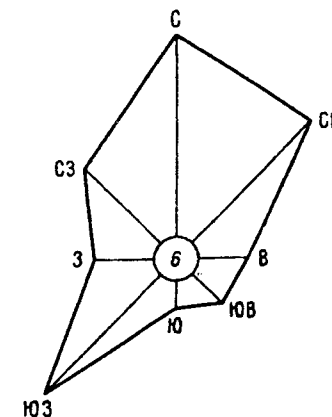


Рис. 2.7. Роза ветров

нальные средней скорости по каждому направлению, можно получить *розу средних скоростей ветра*. Умножив среднюю скорость по каждому направлению на повторяемость данного направления, можно построить график, показывающий в условных единицах количество воздуха, переносимого ветрами каждого направления.

Для нанесения на климатические карты направление ветра обобщают разными способами. Можно нанести на карту в разных местах *розы ветров*. Можно определить *равнодействующую всех скоростей ветра*, т. е. векторную сумму всех скоростей ветра в данном месте за интересующий нас календарный месяц в течение многолетнего периода, и затем взять направление этой равнодействующей в качестве среднего направления ветра. Чаще определяется преобладающее направление ветра. Для этого выделяют квадрант с наибольшей повторяемостью. Средняя линия квадранта принимается за преобладающее направление.

29. ВЕТЕР И ТУРБУЛЕНТНОСТЬ

29.1. Из опыта мы знаем, что движение воздуха не является строго упорядоченным (ламинарным), когда отдельные объемы воздуха движутся параллельно окружающим объемам с одинаковой скоростью. Наоборот, ветер всегда обладает турбулентностью: отдельные объемы воздуха в потоке ветра перемещаются не по параллельным путям. В общем турбулентном потоке воздуха отдельные объемы движутся неправильным образом, в воздухе возникают многочисленные беспорядочно движущиеся вихри и струи разных размеров. Отдельные массы воздуха, увлекаемые вихрями и струями — так называемыми *элементами турбулентности*, движутся очень сложно по отношению к общему переносу. Они могут двигаться 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. Следовательно, на общий направленный перенос воздуха накладывается множество хаотических, беспорядочных движений отдельных элементов турбулентности по сложным переплетающимся траекториям. Турбулентный характер движения проявляется в порывистости ветра, т. е. в резких пульсациях мгновенных скоростей и направлений ветра, которые колеблются около некоторых средних значений.

Турбулентный характер движения воздуха можно увидеть, наблюдая за падением снежинок при ветре. Снежинки падают не вертикально вниз и не под одним и тем же углом к вертикали. Они совершают беспорядочные движения то взлетая вверх, то опускаясь, то описывая сложные петли. Снежинки, участвуя в движении элементов турбулентности, тем самым делают это движение видимым. Турбулентный характер ветра обнаружива-

ется и при наблюдении над распространением дыма в атмосфере.

29.2. Турбулентность возникает вследствие различия скоростей ветра. Разность скоростей ветра в соседних слоях называется *сдвигом ветра*. Особенно велик сдвиг ветра в нижних слоях атмосферы, где воздух испытывает трение о земную поверхность и скорость ветра быстро растет с высотой. Поэтому в нижних слоях атмосферы особенно велика турбулентность, причем она может развиваться в термически однородном потоке воздуха. Поэтому условно можно говорить о *динамической турбулентности*. Но в развитии турбулентности принимает участие и так называемая *архимедова*, или *гидростатическая сила*, т. е. *сила плавучести*. Более теплые и, следовательно, менее плотные объемы воздуха более холодные и более плотные, чем окружающий воздух, опускаются вниз. Такое перемещение воздуха за счет различий в плотности происходит тем интенсивнее, чем быстрее падает температура с высотой, т. е. чем больше вертикальный градиент температуры. Поэтому можно условно говорить о *термической турбулентности, определяемой температурными условиями*. В реальной атмосфере турбулентность всегда обусловлена обоими факторами, и правильнее говорить о большей или меньшей роли термического фактора в ее возникновении и развитии.

29.3. Весьма интересен вопрос о масштабе элементов турбулентности. Так, при определенных условиях термическая турбулентность может более или менее резко изменять свой «масштаб», превращаться в упорядоченную конвекцию. Вместо мелких хаотически движущихся турбулентных вихрей в потоке воздуха начинают преобладать мощные восходящие движения типа струй 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 восходящими наблюдаются и нисходящие движения, менее интенсивные, но захватывающие большие площади. При этом каждая конвективная ячейка приобретает определенную упорядоченность и по сравнению с предшествующим турбулентным состоянием атмосферы ее можно считать более упорядоченной. Однако совокупность подобных конвективных ячеек на большом пространстве тоже определяет турбулентное состояние воздуха. Именно с такой турбулентностью встречаются низко летящие самолеты.

30. ПОРЫВИСТОСТЬ ВЕТРА

Зримым следствием турбулентности является порывистость ветра, которая проявляется в постоянно и быстро меняющихся пульсациях скорости и направления ветра около некоторых средних значений. Причина колебаний (пульсаций или флуктуаций) ветра — турбулентность. Порывы (колебания, пульсации) ветра можно регистрировать чувствительными самопишущими приборами. Ветер, обладающий резко выраженными колебаниями

скорости и направления, называют порывистым. При особенно сильной и внезапной порывистости говорят о *шквалистом ветре*.

При обычных наблюдениях за ветром на метеорологических станциях определяют среднее направление и среднюю скорость ветра за промежуток времени порядка нескольких минут. При наблюдении за ветром анеморумбометром обычно определяют среднюю скорость и направление ветра за 10 мин, хотя вполне понятно, что чашечным или крыльчатым анемометром можно определить скорость ветра за любой конечный промежуток времени.

Изучение порывистости ветра представляет самостоятельный интерес. С порывистостью связаны величины потоков тепла, влаги, распространение загрязнений и т. д. Порывистость можно характеризовать отношением размаха колебаний скорости ветра за некоторый промежуток времени к средней скорости за то же время. Берется либо средний, либо наиболее часто встречающийся размах. Под размахом подразумевается разность между последовательными максимумом и минимумом мгновенной скорости. Существуют и другие характеристики изменчивости скорости и направления ветра.

Из вышесказанного ясно, что *порывистость ветра тем больше, чем больше турбулентность*. Следовательно, она сильнее выражена над сушей, чем над морем. Особенно велика порывистость в районах со сложным рельефом местности. Она больше летом, чем зимой; имеет послеполуденный максимум в суточном ходе.

В атмосфере турбулентность является причиной болтанки самолетов. Болтанка особенно велика в сильно развитых облаках конвекции. Но она возникает и при отсутствии облаков — в так называемых струйных течениях (см. гл. четвертую, параграф 29).

31. ТУРБУЛЕНТНЫЙ ОБМЕН

31.1. Турбулентность приводит к сильному перемешиванию воздуха, особенно в вертикальном направлении. Такое перемешивание в тысячи и десятки тысяч раз сильнее перемешивания молекулярным путем, происходящего вследствие *молекулярной диффузии*. Это понятно, так как в процессе турбулентности перемещаются и перемешиваются не отдельные молекулы, а огромные (в сравнении с ними) элементы турбулентности — конечные объемчики и объемы воздуха и примесей.

Перемешивание воздуха в процессе турбулентности — *турбулентная диффузия* — приводит к распространению в атмосфере тепла и влаги, в особенности к их обмену по вертикали. При турбулентности происходит также обмен количеством движения mv (m — масса, v — скорость воздуха). Вследствие такого обмена в процессе турбулентности происходит некоторое выравнивание средних скоростей ветра по вертикали. В связи с этим в атмосфере создается кроме обычного молекулярного трения

(молекулярный вязкости) в тысячи раз более сильное турбулентное трение (см. гл. шестую).

31.2. Как мы видели, в состав воздуха входят переменные части: водяной пар, двуокись углерода, озон и всевозможные атмосферные примеси — мельчайшие твердые и жидкие частички (аэрозоли). Количество любой субстанции (примеси к воздуху, его переменной части или его свойства) можно характеризовать удельным содержанием s , представляющим массу субстанции в единице массы воздуха, т. е. *массовой долей субстанции*. Турбулентный обмен объемами воздуха приводит к тому, что любая содержащаяся в воздухе субстанция будет распространяться, и при этом распространяться в том направлении, в котором она убывает. Наибольшее убывание субстанции на единицу расстояния характеризуется ее градиентом. В атмосфере содержание водяного пара, аэрозолей, как правило, убывает кверху; кверху направлен и градиент этих субстанций. Поэтому турбулентный перенос субстанций обычно направлен вверх. Количество движения передается чаще всего вниз, поскольку скорость ветра с высотой растет.

Перенос субстанции в результате турбулентности — турбулентный обмен — можно характеризовать потоком субстанции, т. е. *массой субстанции, переносимой через единицу площади в единицу времени*. Эта величина носит название турбулентного потока субстанции и измеряется в $\text{кг}/\text{м}^2\text{с}$. Переносимая в процессе турбулентного перемешивания субстанции должна удовлетворять следующим трем условиям: а) количество субстанции в индивидуальной частице в процессе движения, пока она не смешалась с окружающим воздухом, должно сохраняться; б) при смешении двух масс воздуха должно сохраняться общее количество субстанции; в) субстанция должна быть пассивной примесью, т. е. не оказывать влияния на турбулентное движение.

Из физических представлений ясно, что *поток субстанции s пропорционален градиенту массовой доли субстанции*. В случае переноса субстанции по вертикали он может быть выражен формулой

$$S_s = -A \, ds/dz \quad (2.41)$$

где S_s — *вертикальный поток субстанции, т. е. количество субстанции, переносимое за единицу времени через единицу площади*; $-ds/dz$ — *вертикальный градиент субстанции, т. е. изменение массовой доли на единицу расстояния по вертикали*; A — коэффициент турбулентного обмена, зависящий от атмосферных условий и характера земной поверхности. Очевидно, единицей коэффициента турбулентного обмена A будет $\text{кг}/(\text{с}\cdot\text{м})$.

31.3. Более сложен вопрос о турбулентном переносе тепла. Действительно, вследствие сжимаемости воздуха и адиабатиче-

ских изменений температуры при вертикальных движениях о направлении переноса тепла нельзя судить по направлению градиента температуры. При сухоадиабатическом процессе сохраняющейся характеристикой теплового состояния воздуха является его потенциальная температура Θ ; поэтому поток тепла записывается так:

$$Q = -A c_p \frac{d\Theta}{dz}, \quad (2.42)$$

где c_p — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении.

Согласно формуле (2.42) вертикальный поток тепла равен нулю, если $-d\Theta/dz = 0$, т. е. если $-dT/dz = 1^\circ \text{C}/100 \text{ м}$. 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.

В действительных условиях тропосферы потенциальная температура обычно растет с высотой, поскольку вертикальный градиент температуры меньше адиабатического градиента $1^\circ \text{C}/100 \text{ м}$. Отсюда следует вывод, что турбулентный поток тепла в большинстве направлен сверху вниз, от атмосферы к Земле. Однако из опыта известно, 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. Это кажущееся противоречие объясняется тем, что при больших значениях вертикального градиента температуры (когда $Q > 0$) коэффициент турбулентного обмена A очень велик. Вследствие этого направленные вверх потоки существенно больше потоков тепла, направленных вниз, хотя и наблюдаются положительные Q реже, чем вниз направленные потоки.

32. ВОЗДУШНЫЕ МАССЫ И ФРОНТЫ

32.1. Иногда движения в атмосфере создают условия для застаивания воздуха над большими районами Земли — до 2—3 млн. км². В результате 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.

Свойства воздушных масс (температура, влажность, содержание пыли) несут в себе отпечаток своего очага формирования, т. е. той области Земли, где они сформировались как целое под воздействием однородной земной поверхности. В дальнейшем, перемещаясь в другие области Земли, воздушные массы переносят в эти области и свои свойства, т. е. свой режим погоды. Преобладание в данном районе в тот или иной сезон воздушных масс

определенного типа или типов создает характерный климатический режим этого района.

Выделяют четыре основных типа воздушных масс с различным зональным положением очагов: *массы арктического* (в Южном полушарии — *антарктического*), *умеренного* (*полярного*), *тропического* и *экваториального воздуха*. Для каждого из типов характерны свой интервал значений температур у земной поверхности и на высотах, свои значения влажности, прозрачности, дальности видимости и др.

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

32.2. Воздушные массы, перемещающиеся с более холодной земной поверхности на более теплую (обычно из высоких широт в низкие), называют *холодными массами*. Холодная воздушная масса вызывает похолодание в тех районах, в которые она поступает. В пути она сама прогревается, притом преимущественно снизу, от земной поверхности. Поэтому в ней возникают вертикальные градиенты температуры и 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 внизу, поэтому в их нижних слоях создаются малые вертикальные градиенты температуры. Конвекция в них не развивается, преобладают слоистые облака и туманы.

Различают 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 — десятки километров.

Фронты между воздушными массами 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. Раздел между тропическим и экваториальным воздухом не является фронтом, а представляет зону сходимости (конвергенции) воздушных течений. Вверх главные фронты прослеживаются до самой стратосферы, а вторичные фронты — на несколько километров.

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

Вопросы к главе второй

1. Что такое давление воздуха, каковы единицы его измерения?
2. Как перейти от миллиметров ртутного столба к гектопаскалям? Какие шкалы для измерения температуры используются в метеорологии?
3. Какие газы входят в состав воздуха? В чем разница между сухим и влажным воздухом?
4. Какова роль водяного пара в атмосфере? В каких единицах измеряется содержание водяного пара?
5. Может ли содержание водяного пара в замкнутом объеме увеличиваться неограниченно?
6. Напишите формулу Магнуса и дайте ей толкование.
7. Как меняется состав воздуха с высотой?
8. Напишите уравнение состояния сухого воздуха и истолкуйте его.
9. Выведите формулу для плотности влажного воздуха, какой воздух легче: сухой или влажный при одинаковых давлении и температуре?
10. Что такое однородная атмосфера и какова ее высота?
11. Что такое виртуальная температура?
12. Каково изменение средней температуры воздуха с высотой и на какие слои разбивается атмосфера по характеру изменения температуры с высотой? Охарактеризуйте эти слои.
13. Что такое озон, как он образуется и каким образом влияет на температуру высоких слоев атмосферы? В чем заключается защитная роль озона?
14. Перечислите газовые загрязнения атмосферы.
15. Что такое аэрозоли и как они попадают в атмосферу?
16. Что такое кислотные дожди и как они образуются?
17. Как меняется концентрация аэрозолей с высотой?
18. Какие ионы существуют в атмосфере? Как меняется концентрация ионов с высотой? Что такое ионосфера и каково ее строение?
19. Как заряжены земная поверхность и атмосфера? Какие процессы поддерживают заряд Земли?
20. Выведите уравнение статики атмосферы. Что такое вертикальный барический градиент? Каков физический смысл уравнения статики атмосферы?
21. Выведите барометрическую формулу. Каков физический смысл атмосферного давления?
22. Какие задачи решаются с помощью барометрической формулы? Каким образом выполняется приведение давления к уровню моря и барометрическое нивелирование?
23. Что такое барическая ступень и каково ее практическое применение?
24. Как изменяется давление воздуха с высотой?
25. Что такое адиабатический процесс? По какому закону происходят сухоадиабатические изменения температуры воздуха?
26. Как меняется температура в поднимающемся вертикально индивидуальном объеме сухого воздуха? Чему равен сухоадиабатический градиент температуры?
27. Как меняется температура в поднимающемся вертикально индивидуаль-

ном объеме влажного воздуха? В чем принципиальное различие между адиабатическим подъемом сухого и влажного воздуха?

28. Как построена аэрологическая диаграмма?

29. Что такое псевдоадиабатический процесс?

30. Что такое потенциальная температура?

31. Что такое кривая стратификации? В чем отличие кривой стратификации от кривой состояния? Какие типы изменения температуры с высотой можно выделить на кривой стратификации, как при этом ведет себя потенциальная температура?

32. Что такое ветер, как определяются скорость и направление ветра? Что такое румбы горизонта? Какая разница между мгновенной и сглаженной скоростью и направлением ветра?

33. Что такое роза ветров и как она строится?

34. Что понимается под турбулентностью воздушного потока, в чем проявляется турбулентность ветра, какие виды турбулентности встречаются в атмосфере?

35. Что такое турбулентный обмен? Как мы представляем турбулентный обмен какой-либо субстанции, как можно характеризовать количественно турбулентный обмен? Что такое поток субстанции и чему он пропорционален?

36. Что такое воздушная масса? Географическая классификация воздушных масс.

37. Что понимается под атмосферными фронтами?

РАДИАЦИЯ В АТМОСФЕРЕ

1. О радиации вообще

1.1. *Электромагнитная радиация* (в дальнейшем называемая просто *радиацией* или *излучением*) — форма материи, отличная от вещества. Частным случаем радиации является видимый свет; но к радиации относятся также и не воспринимаемые глазом гамма-лучи, рентгеновские лучи, ультрафиолетовая и инфракрасная радиация, радиоволны, в том числе и телевизионные. Все вместе они образуют *электромагнитный спектр*.

Радиация распространяется по всем направлениям от ее источника-излучателя в виде *электромагнитных волн* со скоростью c в вакууме около $300\,000\text{ км/с}$ [$(2,99793 \pm 1) \cdot 10^8\text{ мс}^{-1}$]. В воздухе ее скорость почти такая же. *Электромагнитными волнами называются распространяющиеся в пространстве колебания, т.е. периодические изменения электрических и магнитных сил в каждой точке пространства; они вызываются движением электрических зарядов в излучателе*. Как и всякие волны, электромагнитные волны характеризуются длиной волны λ и частотой колебаний ν . *Длиной волны называется расстояние между соседними максимумами (или минимумами)*. *Частотой колебаний называется число колебаний в секунду*. Ясно, что число длин волн, уложенное вдоль распространения излучения и равное частоте колебаний, будет представлять скорость распространения колебания: следовательно, скорость распространения колебаний $c = \lambda \nu$.

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 *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. Тепловая радиация имеет длины волн от сотен микрометров до тысячных долей микрометра ($1\text{ мкм} = 10^{-6}\text{ м}$). Длины волн радиации измеряют с большой точностью, и потому обычно выражают их в единицах, значительно меньших, чем микрометр — в нанометрах. Нанометр ($1\text{ нм} = 10^{-9}\text{ м}$) — миллиардная доля метра или тысячная доля микрометра. Например, длину волны $0,5937\text{ мкм}$ можно еще написать как $593,7\text{ нм}$. В учебнике мы будем приводить длины волн преимущественно в микрометрах.

1.2. Радиацию с длинами волн от $0,01$ до $0,39\text{ мкм}$ называют *ультрафиолетовой*. Она невидима, т. е. не воспринимается глазом. Радиация с длинами волн от $0,40$ до $0,76\text{ мкм}$ — видимый свет, воспринимаемый глазом. Свет с длиной волны около $0,40\text{ мкм}$ воспринимается как фиолетовый, с длиной волны около $0,76\text{ мкм}$ — как красный. На промежуточные между $0,40$ и $0,76\text{ мкм}$ длины волн приходится свет всех цветов видимого спектра. Радиация с длинами волн больше $0,76\text{ мкм}$ и до нескольких сотен микрометров называется *инфракрасной*; она, как и ультрафиолетовая, невидима.

В метеорологии принято выделять *коротковолновую* и *длинноволновую радиации*. *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, излучаемую земной поверхностью и атмосферой с длинами волн от 4 до 100 мкм .

1.3. Тело, испускающее радиацию, охлаждается; его тепловая энергия переходит в энергию радиации, в *лучистую энергию*. Когда 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.

Тепловая радиация подчиняется известным из физики *законам излучения*: Кирхгофа, Планка, Вина и Стефана—Больцмана. Строго говоря, указанные законы справедливы для так называемого *абсолютно черного тела*, т.е. для такого тела, которое поглощает всю падающую на него радиацию и само излучает максимум радиации, возможный при данной температуре. Однако с определенными поправками эти законы применимы вообще ко всем телам.

Закон Планка описывает распределение энергии по длинам волн в спектре радиации. Энергия в каждом интервале длин волн зависит только от температуры излучателя. Закон Кирхгофа устанавливает связь между лучеиспускательной и лучепоглощательной способностью тела: отношение лучеиспускательной способности к лучепоглощательной способности не зависит от вещества тела, а есть функция длины волны и температуры и равно лучеиспускательной способности абсолютно черного тела. В соответствии с законом Вина длина волны, на которую приходится максимум лучистой энергии, обратно пропорциональна абсолютной температуре излучателя:

$$\lambda_{\max} = \frac{b}{T},$$

где λ_{\max} — длина волны, соответствующая максимуму излучения, T — абсолютная температура, $b = 0,2898\text{ см} \cdot \text{град}$. Это значит, что с повышением температуры максимум излучаемой энергии перемещается на все более короткие волны.

Согласно закону Стефана—Больцмана излучаемая телом энергия пропорциональна четвертой степени абсолютной температуры излучателя, т. е. $E = \sigma T^4$, где $\sigma = 5,7 \cdot 10^{-8} \text{ Втм}^{-2} \cdot \text{К}^{-4}$ — постоянная Стефана—Больцмана.

1.4. Некоторые вещества в особом состоянии излучают радиацию в большем количестве и в другом диапазоне длин волн, чем это определяется их температурой. Возможно, например, испускание видимого света при таких низких температурах, при которых вещество обычно не светится. Эта радиация, не подчиняющаяся законам теплового излучения, называется *люминесцентной*.

Люминесценция может возникнуть, если вещество предварительно поглотило определенное количество энергии и пришло в так называемое возбужденное состояние, более богатое энергией, чем энергетическое состояние при температуре вещества. При обратном переходе вещества — из возбужденного состояния в нормальное — и возникает люминесценция. Люминесценцией объясняются полярные сияния и свечение ночного неба.

1.5. Иногда ошибочно термином «радиация» называют явление совсем другого рода — *корпускулярное излучение*, т. е. потоки электрически заряженных элементарных частиц вещества, преимущественно протонов и электронов, движущихся со скоростями в сотни километров в секунду. Хотя такие скорости велики, но все-таки они очень далеки от скорости света. Энергия корпускулярного излучения 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, т. е. от солнечной активности. Ниже 90 км корпускулярное излучение в атмосферу почти не проникает. Дальше в этой главе говорится исключительно о тепловой радиации.

2. ТЕПЛОЕ И ЛУЧИСТОЕ РАВНОВЕСИЕ ЗЕМЛИ

Лучистая энергия Солнца — практически единственный источник тепла для поверхности Земли и ее атмосферы. Радиация, поступающая от звезд и Луны, в $30 \cdot 10^6$ раз меньше, чем солнечная радиация. Поток тепла из глубин Земли к поверхности в 5000 раз меньше тепла, получаемого от Солнца.

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

Лучистая энергия Солнца превращается в тепло частично в самой атмосфере, но главным образом на земной поверхности, где она идет на нагревание верхних слоев почвы и воды, а от них и воздуха. Нагретая земная поверхность и нагретая атмосфера в свою очередь излучают невидимую инфракрасную радиацию. Отдавая 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. Если рассматривать температурные условия на Земле за длительные многолетние промежутки времени, то можно принять гипотезу, что Земля находится в *тепловом равновесии*: приход тепла от Солнца уравнивается его потерей в космическое пространство. Но так как Земля (с атмосферой) получает тепло, поглощая солнечную радиацию, и теряет тепло путем собственного излучения, то гипотеза о тепловом равновесии означает одновременно, что Земля находится и в *лучистом равновесии*: приток коротковолновой радиации к ней уравнивается отдачей длинноволновой радиации в мировое пространство.

3. СПЕКТРАЛЬНЫЙ СОСТАВ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ

В спектре солнечной радиации на интервал длин волн между 0,1 и 4 мкм приходится 99% всей энергии солнечного излучения. 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 0,40 до 0,76 мкм. Однако в этом интервале заключается 47% всей солнечной лучистой энергии, т. е. почти половина. На инфракрасное излучение приходится 44%, а на ультрафиолетовое — 9% всей лучистой энергии.

Распределение энергии в спектре солнечной радиации до поступления ее в атмосферу в настоящее время известно достаточно хорошо благодаря измерениям со спутников и ракет (рис. 3.1). Оно 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. Отличие наблюдается в ультрафиолетовой части солнечного спектра, где энергия существенно меньше, чем в ультрафиолетовой части

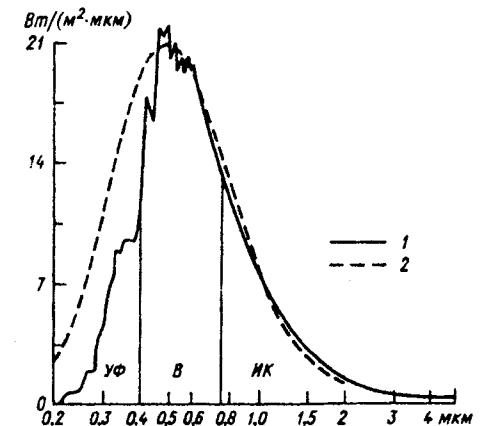


Рис. 3.1. Распределение лучистой энергии в спектре солнечной радиации до поступления в атмосферу (1) и в спектре абсолютно черного тела при температуре 6000°C (2): области спектра: УФ — ультрафиолетовая; В — видимая; ИК — инфракрасная; спектральная плотность радиации дана в $\text{Вт}/\text{м}^2$ для интервала длин волн 0,01 мкм

спектра абсолютно черного тела при температуре 6000 К.

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

4. СОЛНЕЧНАЯ ПОСТОЯННАЯ

4.1. Количественной мерой солнечной радиации, поступающей на некоторую поверхность, служит *энергетическая освещенность*, или *плотность потока радиации*, т.е. количество лучистой энергии, падающей на единицу площади в единицу времени. Энергетическая освещенность измеряется в Вт/м² (или кВт/м²); это означает, что на 1 м² в секунду поступает 1 Дж (или 1 кДж) лучистой энергии. Энергетическую освещенность солнечной радиации, падающей на верхней границе атмосферы на единицу площади, перпендикулярной к солнечным лучам, при среднем расстоянии Земли от Солнца называют *солнечной постоянной* S_0^* . Условие «на верхней границе атмосферы» означает, что рассматривается энергетическая освещенность солнечной радиации до вступления в атмосферу. Смысл слова «постоянная» в том, что эта величина относится к радиации, на которую атмосфера еще не повлияла. Таким образом, солнечная постоянная зависит только от излучательной способности Солнца и от расстояния Земли до Солнца. По новейшим определениям с использованием баллонов, ракет и спутников солнечная постоянная за период 1976—1981 г. была: $S_0^* = 1367 \text{ Вт м}^{-2}$ с ошибкой примерно $\pm 0,3\%$. Среднее расстояние Земли от Солнца при этом принято равным $\bar{r} = 149,6 \cdot 10^6 \text{ км}$. Очевидно, легко получить величину солнечной постоянной S_0 при расстоянии Земли от Солнца r . Действительно, полный поток радиации, исходящей от Солнца, будет: $4\pi\bar{r}^2 S_0^* = 4\pi r^2 S_0$. Отсюда

$$S_0 = S_0^* \left(\frac{\bar{r}}{r} \right)^2. \quad (3.1)$$

Как известно, Земля вращается вокруг Солнца по мало растянутому эллипсу, в одном из фокусов которого находится Солнце. В начале января Земля наиболее близка к Солнцу ($147 \cdot 10^6 \text{ км}$), в начале июля — наиболее далека от него ($152 \cdot 10^6 \text{ км}$). Энергетическая освещенность изменяется обратно пропорционально квадрату расстояния, поэтому при самом близком положении Земли к Солнцу около 3 января энергетическая освещенность на верхней границе атмосферы равна 1,033 от S_0^* ; а при самом далеком положении около 5 июля — 0,967 от S_0^* . Таким образом, в течение года энергетическая освещенность на верхней границе атмосферы изменяется на $\pm 3,3\%$. Существуют формулы, позволяющие определить энергетическую освещенность на верхней границе атмосферы в любой день года.

4.2. Изменяется ли, и насколько существенно, солнечная постоянная с течением времени, исключая изменение расстояния

между Землей и Солнцем? Иначе говоря, изменяется ли с течением времени излучение Солнца? Чтобы ответить на этот вопрос, важно знать, о каких масштабах времени идет речь. Если рассматривать геологическую историю Земли, то, вероятно, солнечная постоянная менялась; однако, как утверждает современная теория эволюции звезд, эти изменения происходили в масштабах времени порядка нескольких миллиардов лет. Таким образом, солнечная постоянная в течение больших промежутков времени действительно постоянная. Вопрос об изменениях солнечной постоянной в масштабах времени нескольких десятилетий остается открытым. Последние измерения солнечной постоянной со спутников обнаружили, что во временных масштабах от дней до недель солнечная постоянная меняется на уровне нескольких десятых процента. Поэтому для большинства практических целей солнечная постоянная S_0^* может рассматриваться не изменяющейся во времени.

4.3. 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: $\pi (6371)^2 = 1,275 \cdot 10^{14} \text{ м}^2$, а приходящая на нее лучистая энергия равна $1,743 \cdot 10^{17} \text{ Вт}$. За год Земля получает $5,49 \cdot 10^{24} \text{ Дж}$.

В среднем на каждый квадратный километр на верхней границе атмосферы приходится за год $10,76 \cdot 10^{15} \text{ Дж}$. Чтобы получить такое количество тепла искусственно, нужно сжечь около 400 тыс. т каменного угля. За 1,5 сут Солнце дает Земле столько же энергии, сколько дают электростанции всех стран в течение года. При этом из излучаемой Солнцем энергии ($3,94 \cdot 10^{26} \text{ Вт}$) Землей улавливается только $1,8 \cdot 10^{17} \text{ Вт}$, т.е. менее полумиллиардной доли всего излучения. Несмотря на постоянную потерю огромного количества электромагнитной энергии, температура Солнца за сравнимые с человеческой историей промежутки времени не понижается. Это объясняется тем, что расход электромагнитной энергии постоянно компенсируется поступлением энергии из внутренних областей в результате термоядерных реакций преобразования водорода в гелий, которые непрерывно происходят в глубинах Солнца при давлениях порядка 10^{15} Па и температурах порядка $2 \cdot 10^7 \text{ К}$.

5. ПРЯМАЯ СОЛНЕЧНАЯ РАДИАЦИЯ

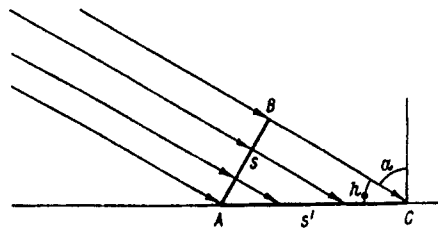
Радиацию, приходящую к земной поверхности непосредственно от диска Солнца, называют *прямой солнечной радиацией*. Солнечная радиация распространяется от Солнца по всем направлениям. Но расстояние от Земли до Солнца так велико, что прямая радиация падает на любую поверхность на Земле в виде пучка параллельных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

заметной погрешности можно считать пучком параллельных лучей.

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

$$S' = S \sin h_{\odot},$$

где h_{\odot} — высота Солнца (рис. 3.2).



В самом деле, на горизонтальную площадку s' приходится количество радиации $S's'$, равное количеству радиации Ss , приходящему на перпендикулярную к лучам площадку s .

$$S's' = Ss.$$

Рис. 3.2. Приток солнечной радиации на поверхность AB , перпендикулярную к лучам, и на горизонтальную поверхность AC

Но площадка s относится к площадке s' как AB к AC ; так как $AB/AC = \sin h_{\odot}$, то

$$S = S \frac{s}{s'} = S \frac{AB}{AC},$$

$$S' = S \sin h_{\odot}. \quad (3.2)$$

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

Поток прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность называют *инсоляцией*.

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 S_{λ} .

6. ИЗМЕНЕНИЯ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ В АТМОСФЕРЕ И НА ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

На верхнюю границу атмосферы солнечная радиация приходит в виде прямой радиации. Около 30% падающей на Землю прямой солнечной радиации отражается назад в космическое пространство. Остальные 70% поступают в атмосферу. Проходя сквозь атмосферу, солнечная радиация частично рассеивается атмосферными газами и аэрозолями. Эта часть переходит в особую форму *рассеянной радиации*. Частично прямая солнечная радиация

поглощается атмосферными газами и примесями и переходит в теплоту, т.е. идет на нагревание атмосферы.

Нерассеянная и непоглощенная в атмосфере прямая солнечная радиация достигает земной поверхности. Небольшая ее доля отражается от нее, а большая часть радиации поглощается земной поверхностью, в результате чего земная поверхность нагревается. 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, отличается от той, которая пришла на границу атмосферы. Величина потока солнечной радиации уменьшается, и спектральный состав ее изменяется, так как лучи разных длин волн поглощаются и рассеиваются в атмосфере по-разному (рис. 3.3).

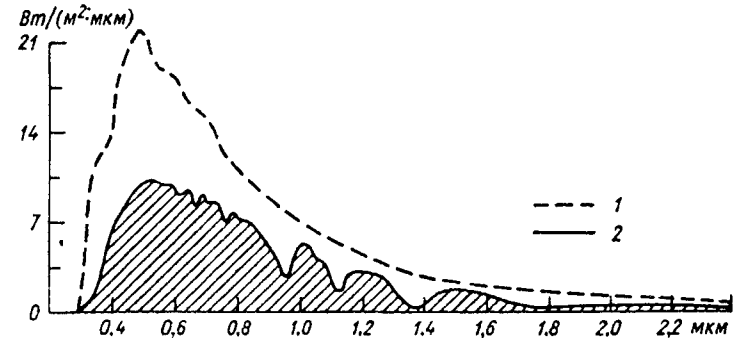


Рис. 3.3. Распределение энергии в спектре солнечной радиации на границе атмосферы (1) и у земной поверхности (2) при высоте Солнца 35° : спектральная плотность радиации дана в $Вт/м^2$ для интервала длин волн $0,01 \text{ мкм}$

В лучшем случае, т.е. при наиболее высоком стоянии Солнца и при достаточной чистоте воздуха, можно наблюдать на поверхности Земли поток прямой радиации около $1,05 \text{ кВт}/м^2$. В горах на высотах 4—5 км наблюдались потоки радиации до $1,2 \text{ кВт}/м^2$ 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 около 23% прямой солнечной радиации. Причем поглощение это 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, поэтому поглощение азотом практически не отражается на потоке солнечной радиации. В несколько 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. Он поглощает ультрафиолетовую и видимую солнечную радиацию. Несмотря на то что его содержание в воздухе очень мало, он настолько сильно поглощает ультрафиолетовую радиацию в верхних слоях атмосферы, что в солнечном спектре у земной поверхности волны короче 0,29 мкм вообще не наблюдаются. Общее поглощение солнечной радиации озоном достигает 3% прямой солнечной радиации.

Сильно поглощает радиацию в инфракрасной области спектра диоксид углерода (углекислый газ), но его содержание в атмосфере пока мало, поэтому поглощение им прямой солнечной радиации в общем невелико. Из газов основным поглотителем радиации в атмосфере является водяной пар, сосредоточенный в тропосфере и особенно в нижней ее части. Из общего потока солнечной радиации водяной пар поглощает радиацию в интервалах длин волн, находящихся в видимой и ближней инфракрасной областях спектра. Поглощают солнечную радиацию также облака и атмосферные примеси, т.е. аэрозольные частицы, взвешенные в атмосфере. В целом на поглощение водяным паром и на аэрозольное поглощение приходится около 15%, остальные 5% поглощаются облаками.

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 к Земле.

8. РАССЕЯНИЕ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ В АТМОСФЕРЕ

8.1. Прямая солнечная радиация на пути сквозь атмосферу ослабляется не только поглощением, но и путем рассеяния, причем ослабляется более значительно. *Рассеяние — это фундаментальное физическое явление взаимодействия света с веществом.* Оно может происходить на всех длинах волн электромагнитного спектра в зависимости от отношения размера рассеивающих частиц к длине волны падающего излучения. При рассеянии частица, находящаяся на пути распространения электромагнитной волны, непрерывно «извлекает» энергию из падающей волны и переизлучает ее по всем направлениям. Таким образом, частицу можно рассматривать как точечный источник рассеянной энергии. *Следовательно, рассеянием называется преобразование части прямой солнечной радиации, которая до рассеяния распространя-*

ется в виде параллельных лучей в определенном направлении, в радиацию, идущую по всем направлениям. Рассеяние происходит в оптически неоднородном атмосферном воздухе, содержащем мельчайшие частицы жидких и твердых примесей — капли, кристаллы, мельчайшие аэрозоли, т.е. в среде, где показатель преломления изменяется от точки к точке. 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. 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 излучателями.

8.2. Около 26% энергии общего потока солнечной радиации превращается в атмосфере в рассеянную радиацию. Около 2/3 рассеянной радиации приходит затем 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. Она также измеряется в Вт/м² (или кВт/м²).

Во-вторых, рассеянная радиация отлична от прямой по спектральному составу, так как лучи различных длин волн рассеиваются в разной степени. В спектре рассеянной радиации соотношение энергии разных длин волн по сравнению со спектром прямой радиации изменено в пользу более коротковолновых лучей. Чем меньше размеры рассеивающих частиц, тем сильнее рассеиваются коротковолновые лучи в сравнении с длинноволновыми.

8.3. Законы рассеяния оказываются существенно различными в зависимости от соотношения длины волны солнечного излучения и размера рассеивающих частиц. Так, в абсолютно чистом воздухе, где рассеяние производится только молекулами газов, размеры которых (10⁻⁴ мкм) много меньше длин волн света, оно подчиняется *закону Рэлея*. По закону Рэлея *рассеяние обратно пропорционально четвертой степени длины волны рассеиваемых лучей:*

$$D_{\lambda} = \frac{\alpha}{\lambda^4} S_{\lambda}, \quad (3.3)$$

где S_{λ} — спектральная плотность энергетической освещенности прямой радиации с длиной волны λ ; D_{λ} — спектральная плотность энергетической освещенности рассеянной радиации с той же длиной волны; α — коэффициент пропорциональности. Длина крайних волн красного света (0,76 мкм) почти вдвое больше длины крайних волн фиолетового цвета (0,4 мкм), поэтому красные лучи рассеиваются молекулами воздуха в 14 раз меньше,

чем фиолетовые лучи. Инфракрасная радиация рассеивается в совсем ничтожной степени. Поэтому в спектре рассеянной радиации лучи коротковолновой части видимого света, т.е. фиолетовые и синие, преобладают 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 максимум смещается на синие лучи.

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

8.4. Рассеяние на частицах, размеры которых сравнимы с длиной волны излучения, т.е. рассеяние на аэрозольных частицах, капельках и кристаллах, уже не подчиняется закону Рэлея. Оно оказывается обратно пропорциональным меньшим степеням длины волны. Поэтому радиация, рассеянная крупными частицами, 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 свет отражается частицами, как маленькими зеркалами (по закону угол отражения равен углу падения), без изменения спектрального состава. Поскольку падает белый свет, то диффузно отраженная радиация также представляет собой белый свет. Поэтому при наличии в атмосфере таких крупных частиц цвет неба становится белесым.

9. ЯВЛЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С РАССЕЯНИЕМ РАДИАЦИИ

9.1. *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 (несколько метров) имеет зеленоватый цвет. Так как молекулярное рассеяние света происходит обратно пропорционально λ^4 , то в спектре рассеянного света, посылаемого небесным сводом, максимум энергии смещен на голубой цвет. Таким образом, небесный свод имеет голубой цвет. Голубой цвет воздуха можно видеть не только глядя на небесный свод, но и рассматривая отдаленные 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. По свидетельству космонавтов, на высоте 300 км цвет неба черный. Увеличение доли рассеянных фиолетовых лучей с высотой хорошо видно в горах, которые в чистом воздухе кажутся сине-фиолетовыми.

Чем больше в воздухе примесей более крупных размеров, чем

молекулы воздуха, тем больше доля длинноволновых лучей в спектре солнечной радиации и тем белесоватее становится окраска небесного свода. Когда диаметр частиц тумана, облаков и аэрозолей становится более 1—2 мкм, то лучи всех длин волн уже не рассеиваются, а одинаково диффузно отражаются; поэтому отдаленные предметы при тумане и пыльной мгле заволакиваются уже не голубой, а белой или серой завесой. Поэтому же облака, на которые падает солнечный (т.е. белый) свет, кажутся белыми.

9.2. Солнечный свет, идущий от диска Солнца, проходя через атмосферу, вследствие рассеяния меняет свой цвет. Благодаря рассеянию больше всего понижается энергия наиболее коротких длин волн 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, следовательно, 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 от них лучей света, проходящих сквозь атмосферу к наблюдателю, велик, они приобретают вместо белой желтоватую окраску.

9.3. Рассеяние солнечной радиации в атмосфере имеет огромное практическое значение, так как создает 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. Вследствие же 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 облаками.

10. СУМЕРКИ И ЗАРЯ

10.1. 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. Аналогично утром еще до восхода Солнца небо светлеет больше всего в стороне восхода и посылает к земле рассеянный свет. *Это явление неполной темноты носит название сумерек вечерних и утренних.* Причиной его является освещение Солнцем, находящимся под горизонтом, высоких слоев атмосферы и рассеяние ими солнечного света.

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. Астрономические 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 1,5 до 2 ч, 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*.

10.2. Сумерки сопровождаются красивыми, иногда очень эффектными изменениями окраски небесного свода в стороне Солнца. Эти изменения начинаются еще до захода и 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, наблюдается *противозаря*, 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.

10.3. Следует упомянуть о явлении *зодиакального света*. Так называют нежное сияние в виде наклонного конуса, направленного по эклипике. 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 вызван рассеянием солнечного света космической (метеорной) пылью.

11. ВИДИМОСТЬ

Отдаленные предметы видны хуже, чем близкие, и 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 практических целей очень важно знать, на каком расстоянии перестают различаться очертания предметов за воздушной завесой. Расстояние, на котором в атмосфере перестают различаться очертания предметов, называется *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. Имеется также и ряд фотометрических приборов для определения видимости.

В очень чистом воздухе, например арктического происхождения, дальность видимости может достигать сотен километров, так как ослабление света от предметов в таком воздухе происходит за счет рассеяния преимущественно на молекулах воздуха. 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.

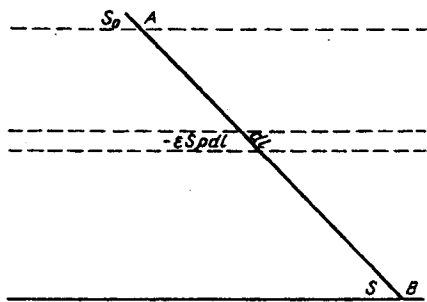
12. ЗАКОН ОСЛАБЛЕНИЯ РАДИАЦИИ

12.1. Поглощение и рассеяние вместе ослабляют поток солнечной радиации, проходящей сквозь атмосферу. Выведем закон ослабления радиации.

Радиация ослабляется в атмосфере путем поглощения и рассеяния пропорционально самому потоку радиации (чем больше поток, тем при прочих равных условиях больше потеря радиации) и количеству поглощающих и рассеивающих частиц на пути лучей. Количество частиц зависит от длины пути лучей сквозь атмосферу и от плотности воздуха. Для каждой длины волны коэффициент пропорциональности свой, так как поглощение избирательное, а рассеяние также зависит от длины волны. Для простоты проведем рассуждение для всего потока радиации, приняв некоторый средний коэффициент пропорциональности. Так как плотность воздуха с высотой изменяется, то сначала напишем дифференциальное уравнение для ослабления потока радиации S на величину dS в бесконечно тонком слое атмосферы с плотностью воздуха ρ , в котором путь лучей также равен малой величине dl :

$$dS = -\varepsilon S \rho dl, \quad (3.4)$$

где ε — коэффициент пропорциональности, так называемый *массовый показатель ослабления*. Интегрируя это выражение от верхней границы атмосферы, куда луч входит в точке A (рис. 3.4) с энергетической освещенностью S_0 , до земной поверхности, куда луч падает в точке B с энергетической освещенностью S , получим:



$$\int_A^B \frac{dS}{S} = -\epsilon \int_A^B \rho dl$$

или

$$\ln S = \ln S_0 - \epsilon \int_A^B \rho dl;$$

потенцируя, получим

Рис. 3.4. К выводу формулы Бугера

$$S = S_0 e^{-\epsilon \int_A^B \rho dl} \quad (3.5)$$

Выражение $\int_A^B \rho dl$ — масса воздуха, проходимая лучами, при площади поперечного сечения потока радиации равной единице. Введем еще массу M_0 вертикального столба атмосферы, расположенного над пунктом наблюдения, отношение $m = M/M_0$ и произведение $\tau = \epsilon M_0$, называемое оптической толщиной атмосферы. Тогда формулу (3.5) можно переписать в виде

$$S = S_0 e^{-\tau m}, \quad (3.6)$$

или, обозначив $e^{-\tau}$ через ρ , получим

$$S = S_0 \rho^m, \quad (3.7)$$

где ρ — так называемый интегральный коэффициент прозрачности (также обобщенный для лучей всех длин волн). Формула (3.7) называется *формулой Бугера*. При $m = 1$, т.е. при Солнце в зените, $S = S_0 \rho$, а $\rho = S/S_0$. 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_\odot над горизонтом. При высоте Солнца более 30° оптическая масса атмосферы будет с достаточным приближением равна $m = \text{cosec } h_\odot$, а формула (3.7) может быть переписана так:

$$S = S_0 \rho^{\text{cosec } h_\odot}. \quad (3.8)$$

При значениях $h_\odot < 30^\circ$ замена m на $\text{cosec } h_\odot$ недопустима из-за существенного влияния сферичности атмосферы, а также рефракции; зависимость m от h_\odot становится более сложной. При $h_\odot = 0^\circ$, т.е. при Солнце на горизонте, m равно не бесконечности, а 35.

12.2. Как мы видели, поток солнечной радиации S_0 на верхней границе атмосферы в любой день (в любой момент положения

Земли на орбите вокруг Солнца) связан с солнечной постоянной соотношением

$$S_0 = S_0^* \left(\frac{\bar{r}}{r}\right)^2,$$

где r — расстояние Земли от Солнца в момент наблюдения, $\bar{r} = 149,6 \cdot 10^6$ км — среднее значение этой величины. Таким образом, поток S_0 можно рассчитать и, измерив поток солнечной радиации у земной поверхности при определенной высоте Солнца, по формуле (3.8) найти значение интегрального (для всего потока радиации) коэффициента прозрачности для данного момента. Опираясь на существующую теорию распространения радиации в идеальной атмосфере (не содержащей водяного пара и аэрозолей, а состоящей только из молекул воздуха), теоретическим путем можно рассчитать интегральный коэффициент прозрачности. Для идеальной атмосферы интегральный 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 содержания водяного пара в воздухе коэффициент прозрачности несколько убывает. С увеличением широты коэффициент прозрачности возрастает в связи с убыванием давления водяного пара и меньшей запыленностью атмосферы в высоких широтах.

13. ФАКТОР МУТНОСТИ

13.1. 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 (3.6), отражает и то, и другое. Но можно выделить из нее ту часть, которая выражает ослабление постоянными газами. Оптическая толщина идеальной атмосферы τ_n определена с достаточной степенью точности. Мы можем взять *отношение оптической толщины реальной атмосферы τ к оптической толщине идеальной атмосферы τ_n* . Это отношение называется *фактором мутности T_M* :

$$T_M = \frac{\tau}{\tau_n}. \quad (3.9)$$

Подставив в формулу (3.6) $\tau = \tau_n T_M$, получим

$$S = S_0 e^{-\tau_n m T_M}. \quad (3.10)$$

Отсюда видно, что ослабление радиации в реальной атмосфере можно выразить формулой (3.10), в которую входит *оптическая толщина идеальной атмосферы*, но только оптическую массу

атмосферы нужно увеличить в T_M раз. Иначе говоря, фактор мутности дает число идеальных атмосфер, которое нужно взять, чтобы получить такое же ослабление радиации, какое производит реальная атмосфера.

13.2. 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_M ближе к 4 и более. В горах значения T_M 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_M понижается на равнинных станциях, например в Москве, до 2 и ниже. Напротив, при вторжениях тропического воздуха, содержащего много влаги и пыли, фактор мутности в Москве даже в среднем больше 3,5.

14. РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ ПРЯМОЙ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ

14.1. Из формулы Бугера следует, 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 меняется. Поэтому кривая дневного хода радиации даже в совершенно 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 плавным. Приведем для примера осредненный за 22-летний период дневной ход энергетической освещенности *прямой солнечной радиации* S ($\text{кВт}/\text{м}^2$) в январе и июле (рис. 3.5) по наблюдениям Метеорологической обсерватории Московского университета при ясном небе и при средних условиях облачности. На рисунке приведен и дневной ход инсоляции на горизонтальной поверхности S' в январе и июле также при ясном небе и при средних условиях облачности.

14.2. Различия в энергетической освещенности в полдень при ясном небе в январе и июле в первую очередь связаны с различиями в полуденной высоте Солнца, которая зимой меньше, чем летом (см. рис. 3.5). Это свойственно как *прямой радиации*, приходящей на перпендикулярную к падающим лучам поверхность, так и инсоляции. В суточном ходе *прямой радиации* отражается также различная продолжительность дня летом и зимой. Изменение *прямой радиации* в течение дня при средних условиях облачности существенно отличается от изменений при ясном небе. И летом, и зимой величины радиации на перпендикулярную и горизонталь-

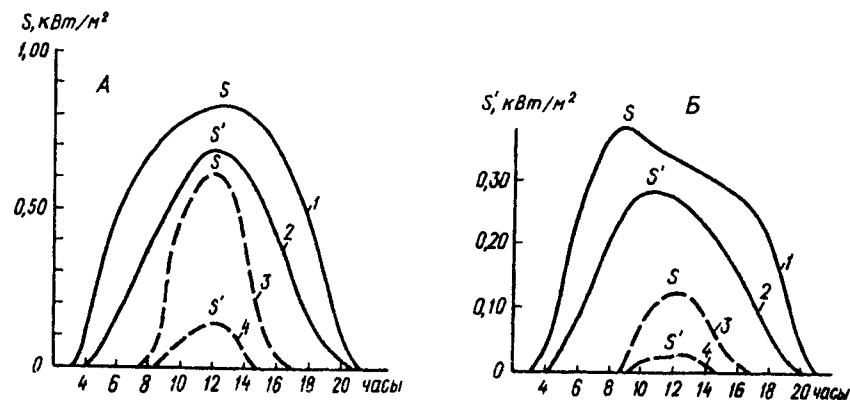


Рис. 3.5. Дневной ход прямой солнечной радиации в Москве в январе и июле при ясном небе (А) и при средних условиях облачности (Б): 1 — на поверхность, перпендикулярную к лучам в июле, 2 — на горизонтальную поверхность в июле, 3 — на перпендикулярную поверхность в январе, 4 — на горизонтальную поверхность в январе

ную поверхность меньше, чем при ясном небе. Кроме того, летом максимальные значения радиации смещены на предполуденные часы. Это определяется суточным ходом конвективной облачности, которая начинает развиваться в 9—10 ч утра и достигает максимума в полуденные и послеполуденные часы, уменьшая таким образом радиацию.

14.3. На рис. 3.6 приведен годовой ход среднемесячных значений *прямой радиации* на перпендикулярную S и горизонтальную S' площадки, а также ход ежемесячных максимальных значений S_{max} по наблюдениям Метеорологической обсерватории Московского университета. Минимальные значения в умеренных широтах приходятся на декабрь, когда высота Солнца всего меньше. Максимальная энергетическая 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 Москве в декабре 0,54, апреле 0,76, мае

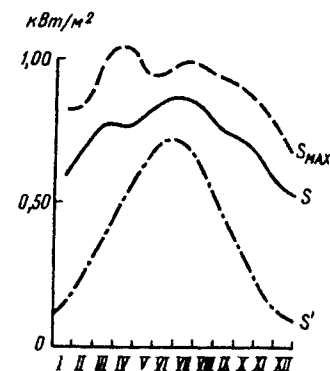


Рис. 3.6. Годовой ход среднемесячных значений *прямой радиации* (по данным Метеорологической обсерватории МГУ) на перпендикулярную (S) и горизонтальную (S') площадки, а также ход ежемесячных максимальных значений (S_{max})

0,82, июне 0,85 и в июле 0,86 кВт/м², а максимальные значения энергетической освещенности в апреле 1,05, мае и июне 0,95 и в июле 0,99 кВт/м², что иллюстрирует вышесказанное. Максимальные значения средних величин энергетической освещенности приходятся на лето, когда самая большая продолжительность дня и высота Солнца.

Влияние на поток прямой радиации поглощения ее водяным паром хорошо видно на примере Павловска. При одной и той же высоте Солнца над горизонтом (30°) энергетическая освещенность убывает с возрастанием абсолютной влажности a (г/м³ воздуха) следующим образом:

a , г/м ³	2,8	4,8	6,4	8,7	11,6
S , кВт/м ²	0,94	0,87	0,80	0,73	0,66

14.4. Максимальные значения прямой радиации для некоторых пунктов таковы (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. Как видим, 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 величина радиации в тропосфере увеличивается на 0,007—0,14 кВт/м². Мы уже говорили, что максимальные значения радиации, наблюдающиеся в горах, достигают 1,19 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. На рис. 3.7 представлен дневной ход энергетической освещенности рассеянной радиации при ясном небе по данным Метеорологической обсерватории Московского университета для января и июля. Из данных рисунка следует, что рассеянная радиация зависит от продолжительности дня и высоты Солнца, а также и от прозрачности атмосферы, однако уменьшение прозрачности, т. е. увеличение числа помутняющих частиц в атмосфере, не уменьшает, а увеличивает рассеянную радиацию. Кроме того, рассеянная радиация в очень широких пределах меняется в зависимости от облачности; радиация, отраженная облаками, также частично рассеивается, в связи с чем общая рассеянная радиация возрастает. По той же

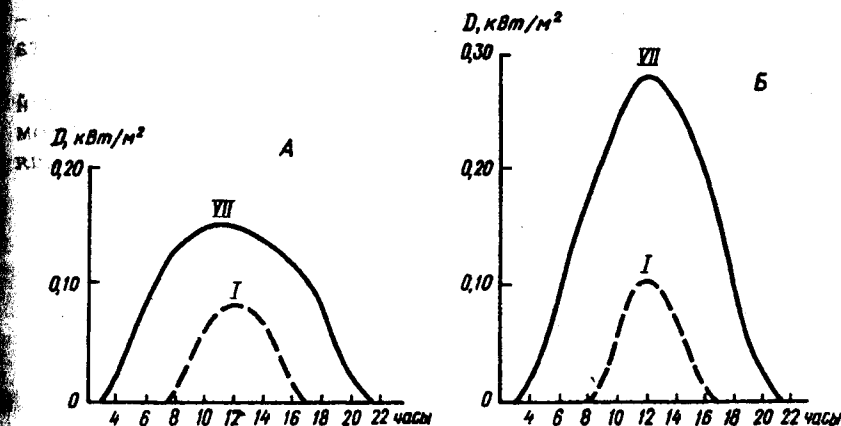


Рис. 3.7. Дневной ход рассеянной солнечной радиации в Москве (данные обсерватории МГУ) в январе и июле при ясном небе (А) и при средних условиях облачности (Б)

причине отражение радиации снежным покровом увеличивает рассеянную радиацию. Как видно из рис. 3.7, рассеянная радиация при средних условиях облачности более чем в два раза превосходит ее величину при ясном небе. В отдельные дни облачность увеличивает эту величину в 3—4 раза. В Москве среднее полуденное значение рассеянной радиации летом при ясном небе составляет 0,15 кВт/м², а зимой при низком Солнце — только 0,08 кВт/м². Однако при не сплошной облачности эти значения составляют летом 0,28 кВт/м², а зимой 0,10 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 увеличением высоты места над уровнем моря рассеянная радиация убывает.

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

Рассеянная радиация не только увеличивает нагревание земной поверхности. Она увеличивает и освещенность на земной поверхности. 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 — называют суммарной радиацией. Таким образом, суммарная радиация

$$Q = S \sin h_{\odot} + D, \quad (3.11)$$

где S — энергетическая освещенность прямой радиацией, D — энергетическая освещенность рассеянной радиацией, h_{\odot} — высота Солнца.

При безоблачном небе суммарная радиация имеет суточный ход с максимумом около полудня и годовой ход с максимумом летом (рис. 3.8). Частичная облачность, не закрывающая

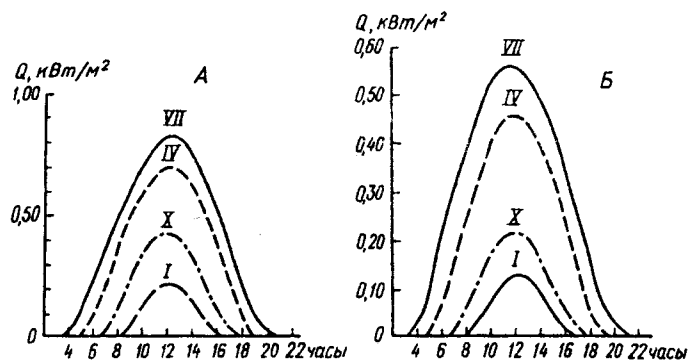


Рис. 3.8. Дневной ход суммарной солнечной радиации в Москве (МГУ) в январе, апреле, июле и октябре при ясном небе (А) и при средних условиях облачности (Б)

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 допослеполуденные 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 $0,78 \text{ кВт/м}^2$, при Солнце и облаках — $0,80$, при сплошной облачности — $0,26 \text{ кВт/м}^2$.

17. ОТРАЖЕНИЕ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ. ПОГЛОЩЕННАЯ РАДИАЦИЯ. АЛЬБЕДО ЗЕМЛИ

17.1. Падая на земную поверхность, суммарная радиация в большей своей части поглощается в верхнем тонком слое почвы или в более толстом слое воды и переходит в тепло, а частично отражается. Величина отражения 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 ($S \sin h_{\odot} + D$)

отражается от земной поверхности часть его ($S \sin h_{\odot} + D)A$, где A — альбедо поверхности. Остальная часть суммарной радиации $(S \sin h_{\odot} + D) (1 - A)$ поглощается земной поверхностью и идет на нагревание верхних слоев почвы и воды. Эту часть называют *поглощенной радиацией*.

17.2. Альбедо поверхности почвы меняется в пределах 10—30%; у влажного чернозема оно снижается до 5%, а у сухого светлого песка может повышаться до 40%. С возрастанием влажности почвы альбедо снижается. Альбедо растительного покрова — леса, луга, поля — заключается в пределах 10—25%. Альбедо поверхности свежевыпавшего снега составляет 80—90%, давно лежащего снега — около 50% и ниже. Альбедо гладкой водной поверхности для прямой радиации меняется от нескольких процентов при высоком Солнце до 70% при низком; оно зависит также от волнения. Для рассеянной радиации альбедо водных поверхностей равно 5—10%. В среднем альбедо поверхности Мирового океана составляет 5—20%. Альбедо верхней поверхности облаков — от нескольких процентов до 70—80% в зависимости от типа и мощности облачного покрова — в среднем 50—60%.

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

17.3. Характер распределения планетарного альбедо, полученного по наблюдениям с метеорологических спутников, обнаруживает резкий контраст между значениями альбедо в высоких и средних широтах Северного и Южного полушарий за пределами 30° параллели. В тропиках наиболее высокие значения альбедо наблюдаются над пустынями, такими, как Сахара, в зонах конвективной облачности над Центральной Америкой и над акваториями океанов во внутритропической зоне конвергенции (например, в восточной части экваториальной зоны Тихого океана). В Южном полушарии наблюдается зональный ход изолиний альбедо вследствие более простого распределения суши и океана. Наиболее высокие значения альбедо находятся в полярных широтах, где преобладают снежные и ледяные поля.

17.4. Преобладающая часть радиации, отраженной земной поверхностью и верхней поверхностью облаков, уходит за пределы атмосферы в мировое пространство. Также уходит в мировое пространство часть (около одной трети) рассеянной радиации. *Отношение уходящей в космос отраженной и рассеянной солнечной радиации к общему количеству солнечной радиации, поступающей к атмосфере, носит название планетарного альбедо Земли, или альбедо Земли.*

В целом планетарное альбедо Земли оценивается в 30%. Основную часть планетарного альбедо Земли составляет отражение солнечной радиации облаками.

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

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

$$E_{\text{а.ч.т}} = \sigma T^4,$$

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

Однако Земля не абсолютно черное тело, но, оказывается, ее излучение с большой точностью может рассматриваться как излучение *серого тела*. Это значит, что на всех длинах волн излучение Земли отличается от излучения абсолютно черного тела на один и тот же множитель, обычно принимаемый равным $\delta = 0,95$. Поэтому излучение земли E_s можно определить по формуле (3.12):

$$E_s = \delta \sigma T^4. \quad (3.12)$$

При +15°C, или 288 К, E_s равно $3,73 \cdot 10^2$ Вт/м². Столь большая отдача радиации с земной поверхности приводила бы к быстрому ее охлаждению, если бы этому не препятствовал

обратный процесс — поглощение солнечной и атмосферной радиации земной поверхностью.

Абсолютные температуры земной поверхности заключаются между 190 и 350 К. При таких температурах испускаемая радиация практически имеет длины волн в пределах 4—120 мкм, а максимум ее энергии приходится на 10—15 мкм. Следовательно, вся эта *радиация инфракрасная*, не воспринимаемая глазом (рис. 3.9).

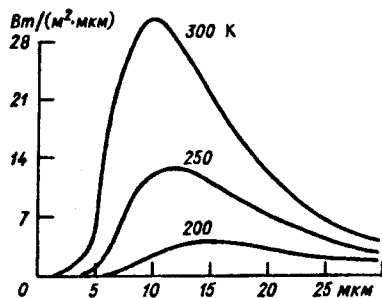


Рис. 3.9. Излучение абсолютно черного тела при температурах 200, 250 и 300 К

19. ВСТРЕЧНОЕ ИЗЛУЧЕНИЕ

19.1. 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 конденсации водяного пара, испарившегося с земной поверхности. Нагретая

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* , так как оно направлено навстречу собственному излучению земной поверхности¹. Земная поверхность поглощает встречное излучение почти целиком (на 95—99%). Таким образом, встречное излучение 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 — 0,07—0,14 кВт/м². Уменьшение встречного излучения с высотой объясняется уменьшением содержания водяного пара. Наибольшее встречное излучение — 0,35—0,42 кВт/м² в среднем годовом у экватора, где атмосфера наиболее нагрета и богата водяным паром, а к полярным широтам оно убывает до 0,21 кВт/м².

19.2. 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 между 8,5 и 12 мкм. При среднем содержании водяного пара в атмосфере радиация с длинами волн от 5,5 до 7,0 мкм и более поглощается почти полностью, радиация других длин волн — частично, и только в интервале 8,5—12 мкм земное излучение проходит сквозь атмосферу в мировое пространство. Поэтому этот интервал (8,5—12 мкм) называется *окном прозрачности для земного излучения*.

Оксид углерода (*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). Хотя содержание этих поглотителей в атмосфере мало, их рост (особенно CO₂ вследствие сжигания ископаемого органического топлива) превратился в последнее время в мировую экологическую проблему. Дело в том, что как водяной пар, так и CO₂ и некоторые другие газы, поглощающие длинноволновую радиацию, создают так называемый «парниковый эффект», т. е. сохраняют солнечное тепло в земной атмосфере. Рост концентрации CO₂ и других поглощающих длинноволновую радиацию газов приведет к тому, что при той же приходящей к Земле солнечной

¹ Употребляют еще синоним — *противоизлучение*.

радиации доля остающегося на планете тепла увеличится. Это приведет к увеличению температуры как атмосферы, так и земной поверхности, т. е. к потеплению климата, социальные и экологические последствия которого пока труднопредсказуемы. Взвешивая относительное значение водяного пара и других газов, нужно заметить, что содержание CO_2 и других газов, поглощающих длинноволновую радиацию, по сравнению с водяным паром мало и поэтому *водяной пар играет основную роль как в поглощении земного излучения, так и во встречном излучении.*

20. ЭФФЕКТИВНОЕ ИЗЛУЧЕНИЕ

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

$$E_e = E_s - E_a \quad (3.13)$$

Эффективное излучение представляет собой чистую потерю лучистой энергии, а следовательно, и тепла с земной поверхности ночью. Оно измеряется специальными приборами — *пиргеометрами*. Собственное излучение можно определить по закону Стефана — Больцмана, зная температуру земной поверхности, а встречное излучение вычислить по формуле (3.13).

Эффективное излучение в ясные ночи 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; следовательно, 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, но и эффективное излучение днем больше.

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

20.2. 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, или парникового, эффекта* вследствие внешней аналогии с действием стекол теплицы.

21. РАДИАЦИОННЫЙ БАЛАНС ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Разность между поглощенной радиацией и эффективным излучением

$$B = (S \sin h_{\odot} + D)(1 - A) - E_e \quad (3.14)$$

называют *радиационным балансом земной поверхности.*

Как видно из данных рис. 3.10, в ночные часы, когда суммарная радиация отсутствует, отрицательный радиационный баланс равен эффективно-му излучению и поэтому меняется в течение ночи мало, если только условия облачности остаются одинаковыми.

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.

Средние полуденные значения радиационного баланса в Москве летом при ясном небе около 0,51 кВт/м², зимой только 0,03 кВт/м², при средних условиях облачности летом около 0,3 кВт/м², а зимой близки к нулю.

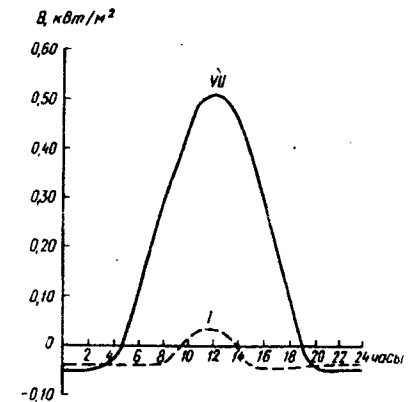


Рис. 3.10. Суточный ход радиационного баланса в Москве (МГУ) в январе и июле

22. ИЗЛУЧЕНИЕ В МИРОВОЕ ПРОСТРАНСТВО

В параграфе 19 говорилось, что излучение земной поверхности в большей части поглощается в атмосфере и лишь в интервале длин волн 8,5—12 мкм проходит сквозь атмосферу в мировое пространство. Это уходящее вовне количество составляет всего около 5 единиц, если принять приток солнечной радиации на границу атмосферы за 100 единиц. Но и сама атмосфера излучает в мировое пространство около 62 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, водяного пара вообще недостаточно для того, чтобы поглотить все излучение, идущее снизу, и из этих верхних слоев часть атмосферного излучения уходит в мировое пространство. Подсчеты показывают, что наиболее сильно излучающие в пространстве 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 приток солнечной радиации в атмосферу. Вместе с отраженной и рассеянной коротковолновой солнечной радиацией, выходящей за пределы атмосферы в количестве около 30 единиц (см. в параграфе 17 о планетарном альбедо Земли), 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 и других видов радиации существует много приборов как с визуальными отсчетами, так и с автоматической регистрацией. Ограничимся рассмотрением общих принципов 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 поглощающим свойствам практически идентична абсолютному черному телу, т. е. поглощает и превращает в тепло 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 коли-

честву тепла, полученному от Солнца первой пластинкой. Отсюда можно определить величину солнечной радиации. 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 термобатарей. Четные спаи термобатарей приклеены также через изоляцию к медному кольцу в корпусе прибора. Под влиянием солнечной радиации возникает электрический ток, по силе которого определяют интенсивность радиации. Для этого нужен переводной 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. Приемная часть прибора должна иметь горизонтальное положение, 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 (заранее устанавливается переводной 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, а другая — вниз, к земной поверхности. Разница в нагревании пластинок позволяет определить величину радиационного баланса. Ночью она равна величине эффективного излучения.

Для *автоматической регистрации* измерений термоэлектрический ток, возникающий в актинометре, пиранометре, балансомере, подают на *самопишущий электронный потенциометр*. Изменения силы тока записываются 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»

24.1. Для климатологии представляет существенный интерес вопрос о распределении притока и отдачи радиации по земному шару. Рассмотрим сначала распределение солнечной радиации, приходящей на горизонтальную поверхность «на границе атмосферы». Этим мы допускаем, что нет ни поглощения, ни рассеяния радиации, ни отражения ее облаками. Распределение солнечной радиации на границе атмосферы действительно существует на высоте нескольких десятков километров. Указанное распределение называют по традиции *солярным климатом*.

24.2. Из параграфа 5 нам известно, как меняется в течение года солнечная постоянная, а следовательно, количество радиации, приходящее к Земле. Если определять солнечную постоянную для фактического расстояния Земли от Солнца, то при среднем годовом значении $1,367 \text{ кВт/м}^2$ она будет равна $1,416 \text{ кВт/м}^2$ в январе и $1,324 \text{ кВт/м}^2$ в июле. Следовательно, Северное полушарие за летний день получает на границе атмосферы несколько меньше радиации, чем Южное полушарие за свой летний день.

24.3. 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, следовательно, продолжительность притока радиации. Но под разными широтами продолжительность дневной части суток в одно и то же время разная. По-разному меняется она и в течение года (рис. 3.11).

На полюсе Солнце летом не заходит вовсе, а зимой не восходит в течение 6 мес. 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.

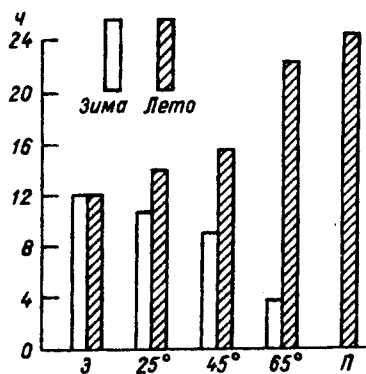


Рис. 3.11. Продолжительность дневной части суток в самый короткий зимний и в самый длинный летний день под разными широтами

равна $90^\circ - \varphi$. Таким образом, высота Солнца на экваторе меняется в течение года от 90 до $66,5^\circ$, на тропиках — от 90 до 43° , на полярных кругах — от 47 до 0° и на полюсах — от $23,5$ до 0° .

24.4. Итак, шарообразность Земли и наклон плоскости экватора к плоскости эклиптики ($23,5^\circ$) создают сложное распределение притока радиации по широтам на границе атмосферы и его

изменения в течение года. Поскольку это распределение зависит лишь от астрономических факторов, его можно рассчитать по точным формулам (здесь они не приводятся), приняв известную величину солнечной постоянной. На основании таких расчетов на рис. 3.12 представлены изолинии равного суточного прихода радиации (изоплеты) на верхней границе атмосферы в мегаджоулях на каждый квадратный метр горизонтальной поверхности в зависимости от широты и времени года.

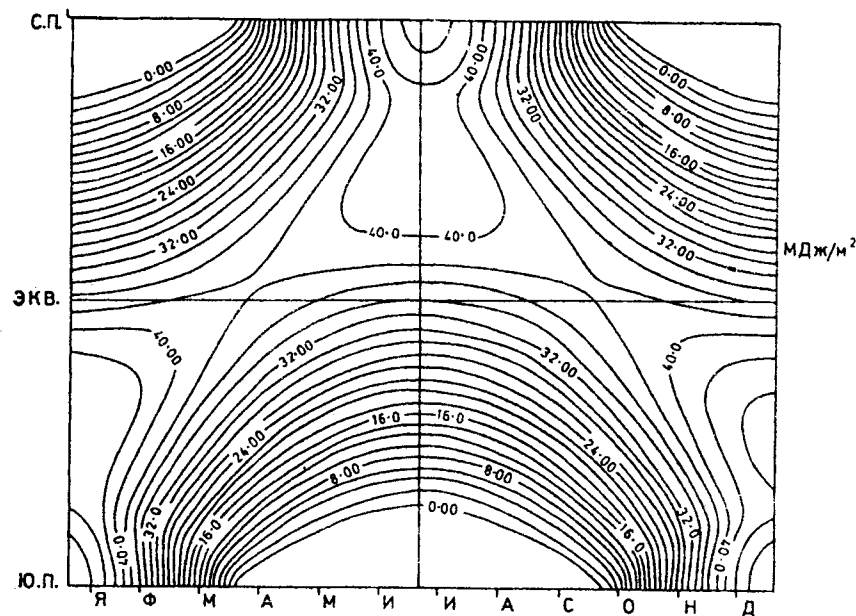


Рис. 3.12. Изоплеты суточного притока солнечной радиации на горизонтальную поверхность на верхней границе атмосферы (МДж/м^2) в зависимости от широты и времени года

Зимой каждого полушария приток радиации очень быстро убывает от экватора к полюсам, но летом картина более сложная. В середине лета максимум суточной суммы поступления радиации наблюдается не на экваторе, а на полюсах. Это происходит потому, что в это время солнечная радиация поступает в течение 24 ч полярного дня. В более обобщенном виде зависимость притока солнечной радиации на горизонтальную поверхность в отсутствие атмосферы от широты представлена на рис. 3.13. Малая разница в притоке 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. Таким образом, в день летнего солнцестояния полюс поэтому получал бы в отсутствие атмосферы больше радиации, чем экватор. Однако у земной поверхности в результате ослабления радиации атмосферой, отражения ее

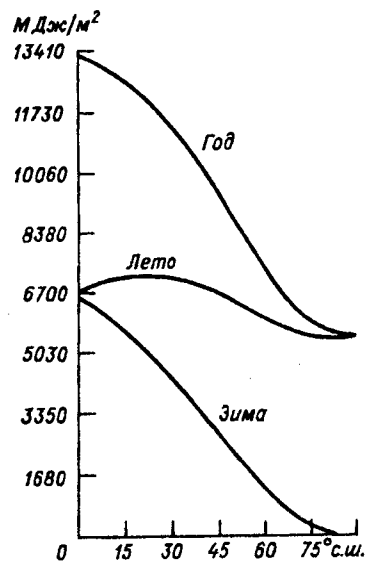


Рис. 3.13. Приток солнечной радиации на горизонтальную поверхность в отсутствие атмосферы (МДж/м²) в зимнее и летнее полугодия и за весь год в зависимости от географической широты

облачностью и других причин летний приток радиации в полярных широтах существенно меньше, чем в более низких широтах.

24.5. Как видно из рис. 3.12, на верхней границе атмосферы вне тропиков имеется в годовом ходе один максимум радиации, происходящий на время летнего солнцестояния, и один минимум, происходящий на время зимнего солнцестояния. Но между тропиками приток радиации достигает максимума два раза в году, 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. За год количество приходящей солнечной радиации меняется от $133 \cdot 10^2$ МДж/м² на экваторе до $56 \cdot 10^2$ МДж/м² на полюсе. Амплитуда годового хода на экваторе небольшая, внутри

тропиков тоже невелика; в умеренных и высоких широтах она значительно больше. Это можно видеть из данных таблицы, помещенной ниже, где приток солнечной радиации на единицу горизонтальной поверхности на верхней границе атмосферы указан для дней равноденствий и солнцестояний по широтным зонам Северного полушария. Радиация выражена в таблице в киловаттах на квадратный метр для соответствующих суток; иными словами, дается средняя за сутки радиация. В этой же таблице приведены соответствующие значения прямой и рассеянной радиации у земной поверхности.

25. ЗОНАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ У ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

25.1. 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 приток прямой радиации в широких пределах. Например, в Ташкенте в малооблачном августе теряется вследствие наличия облаков

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

Ниже приведены данные о среднем притоке солнечной радиации в Северном полушарии на горизонтальную поверхность (кВт/м²) для дней равноденствий и солнцестояний:

День	Широта, град						
	0—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—90
<i>На верхней границе атмосферы</i>							
21/XII	0,383	0,324	0,260	0,191	0,121	0,055	0,004
21/III	0,432	0,420	0,386	0,355	0,308	0,250	0,147
21/VI	0,404	0,440	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
<i>Прямая радиация у земной поверхности</i>							
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	0,118	0,151	0,163	0,128	0,111	0,093
23/IX	0,119	0,113	0,140	0,128	0,091	0,055	0,019
<i>Рассеянная радиация у земной поверхности</i>							
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	0,079	0,0865	0,087	0,088	0,085	0,107
23/IX	0,075	0,072	0,068	0,064	0,056	0,045	0,034

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 их по земному шару будет более сложным, так как степень прозрачности атмосферы и условия облачности весьма изменчивы в зависимости от географической обстановки.

25.2. 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 данных таблицы можно видеть, что прямая радиация у земной поверхности весьма значительно уменьшена на пути сквозь атмосферу. При этом наибольший приток 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 максимум прямой радиации не у экватора, как на границе атмосферы, а на 10—20° весной и на 20—30° осенью: у экватора слишком велика облачность. Только зимой данного полушария приэкваториальная зона получает радиации на земную поверх-

ность, так же как и на верхнюю границу атмосферы, больше, чем все другие зоны.

25.3. Из данных таблицы видно, насколько существенно дополняется приток прямой радиации к земной поверхности *рассеянной радиацией*. Величины рассеянной радиации в общем меньше, чем прямой, но порядок величин тот же. В тропических и средних широтах величина рассеянной радиации — от половины до двух третей прямой радиации; под $50-60^\circ$ широты она уже близка к прямой, а в высоких широтах ($60-90^\circ$) рассеянная радиация почти весь год больше прямой. Летом приток рассеянной радиации в высоких широтах больше, чем в других зонах Северного полушария.

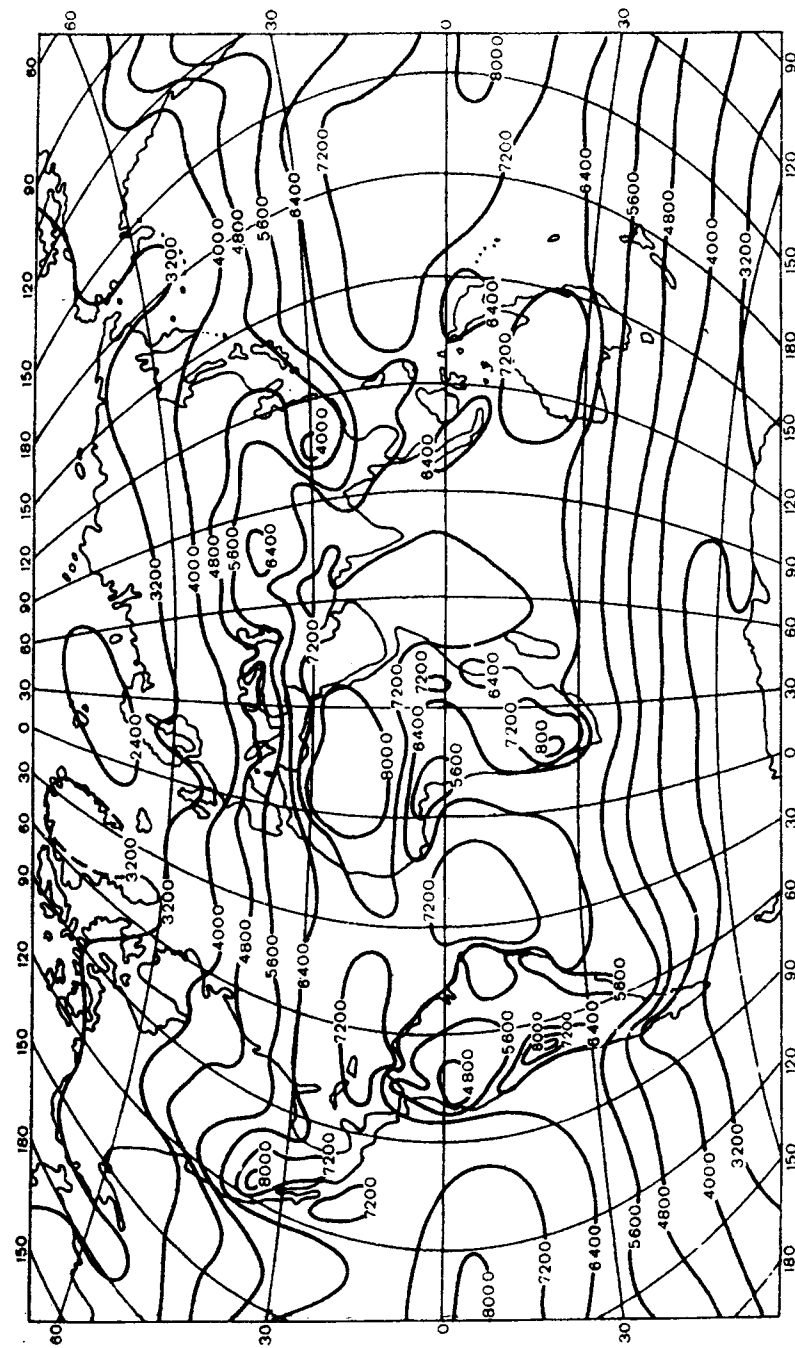
Более точное представление о распределении радиации по земному шару можно получить из климатологических (многолетних средних) карт. Мы рассмотрим дальше такие карты для суммарной радиации.

26. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СУММАРНОЙ РАДИАЦИИ

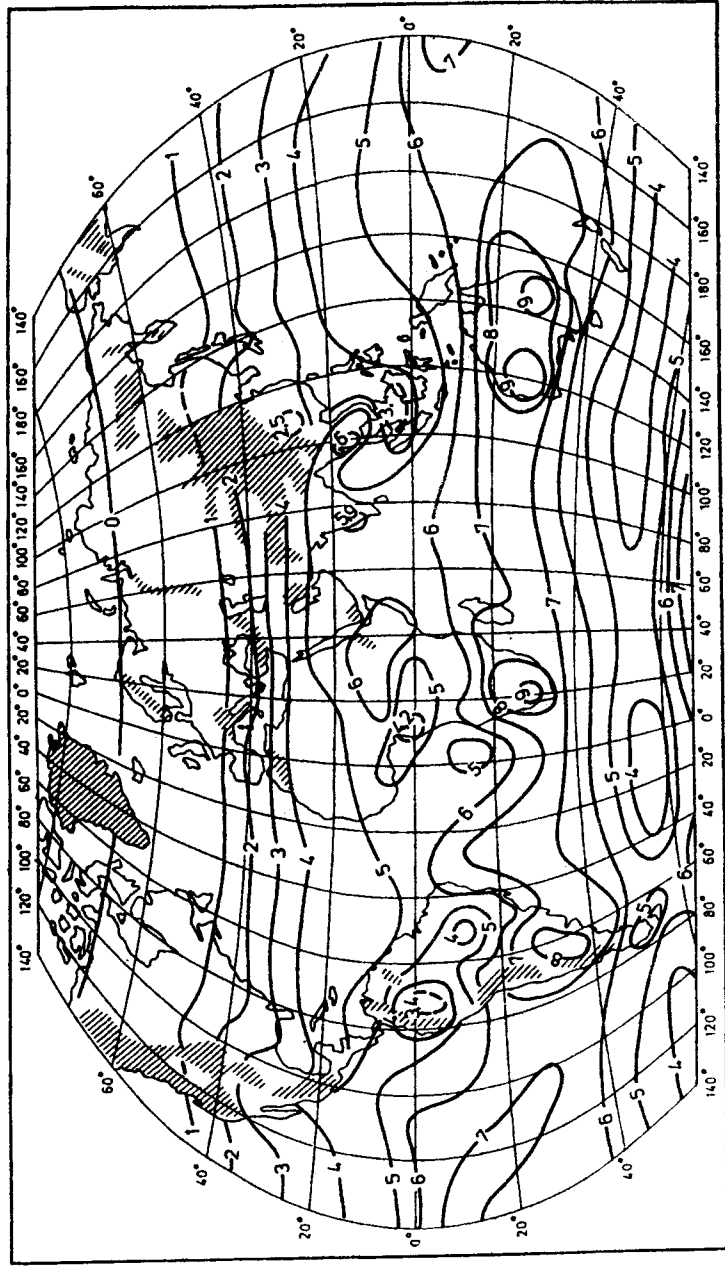
Рассмотрим распределение годовых и месячных количеств (сумм) *суммарной (прямой плюс рассеянной) солнечной радиации* по земному шару. Оно не вполне зонально: *изолинии (т. е. линии равных значений) потока радиации на картах не совпадают с широтными кругами*. Отклонения эти объясняются тем, что на распределение 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/м². Они особенно велики в малооблачных субтропических пустынях, а в Северной Африке достигает $84 \cdot 10^2 - 92 \cdot 10^2$ МДж/м². Зато над приэкваториальными лесными областями с их большой облачностью (над бассейнами рек Амазонки и Конго (Заир), над Индонезией) они снижены до $42 \cdot 10^2 - 50 \cdot 10^2$ МДж/м². К более высоким широтам обоих полушарий годовые количества суммарной радиации убывают, достигая под 60° широты $25 \cdot 10^2 - 33 \cdot 10^2$ МДж/м². Но затем они снова растут — мало в Северном полушарии, но весьма значительно над малооблачной и снежной Антарктидой, где в глубине материка они достигают $50 \cdot 10^2 - 54 \cdot 10^2$ МДж/м², 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/м² и выше) отмечается в пустынях Южного полушария. В облачных районах у экватора они снижаются до $3 \cdot 10^2 - 5 \cdot 10^2$ МДж/м². В зимнем Северном полушарии радиация быстро убывает к северу; к северу от 50-й параллели она менее $0,8 \cdot 10^2$ МДж/м² и несколько севернее полярного круга равна нулю. В летнем Южном полушарии суммы радиации убывают к югу до $4 \cdot 10^2$ МДж/м² и ниже (в широтах $50-60^\circ$). Затем они



Карта I. Годовое количество суммарной солнечной радиации [МДж/(м²·год)]



Карта II. Суммарная радиация, декабрь [в 10^2 МДж/(м²·мес)]



Карта III. Суммарная радиация, июнь [в 10^2 МДж/(м²·мес)]

растут — до $8 \cdot 10^2$ МДж/м² у берегов Антарктиды и свыше $13 \cdot 10^2$ МДж/м² внутри Антарктиды, где суммы радиации больше, чем летом в тропиках.

В июне (карта III) наибольшие суммы радиации (свыше $9 \cdot 10^2$ МДж/м²) наблюдаются над северо-восточной Африкой, Аравией, Иранским нагорьем. До $8 \cdot 10^2$ МДж/м² и выше они в Средней Азии, значительно меньше (до $6 \cdot 10^2$ МДж/м²) в тропических частях материков Южного полушария. В облачных приэкваториальных областях суммы радиации, как и в декабре, снижаются до $3 \cdot 10^2$ — $5 \cdot 10^2$ МДж/м². В летнем Северном полушарии суммы радиации убывают от субтропиков к северу медленно, а севернее 50° с. ш. возрастают, достигая $8 \cdot 10^2$ МДж/м² и более в Арктическом бассейне. В зимнем Южном полушарии они быстро убывают к югу — до нуля за Южным полярным кругом.

На территории России и сопредельных стран годовые количества суммарной радиации меняются от $25 \cdot 10^2$ МДж/м² на Северной Земле до $67 \cdot 10^2$ МДж/м² на юге Туранской низменности и на Памире. Под одной и той же широтой они больше на азиатской части, чем в европейской (вследствие меньшей облачности), и особенно велики в малооблачной Средней Азии. На Дальнем Востоке, где летом большая облачность, они уменьшаются.

Не вся суммарная радиация поглощается земной поверхностью. Какая-то часть ее отражается. В результате отражения теряется от 5 до 20% суммарной радиации. В пустынях и особенно в областях со снежным и ледяным покровом потеря радиации путем отражения больше.

27. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАДИАЦИОННОГО БАЛАНСА

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

Эффективное излучение земной поверхности распределяется 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; однако одновременно растет и встречное излучение атмосферы вследствие большего влагосодержания воздуха и более высокой его температуры. Поэтому изменения эффективного излучения с широтой не слишком велики.

Вблизи экватора при большой влажности и облачности как на суше, так и на море эффективное излучение около $13 \cdot 10^2$ МДж/м² в год. В направлении к высоким широтам над океанами оно растет и под 60-й параллелью достигает примерно $17 \cdot 10^2$ — $21 \cdot 10^2$ МДж/м² в год. На суше эффективное излучение больше, особенно в сухих, малооблачных и жарких тропических пустынях, где достигает $33 \cdot 10^2$ МДж/м² в год.

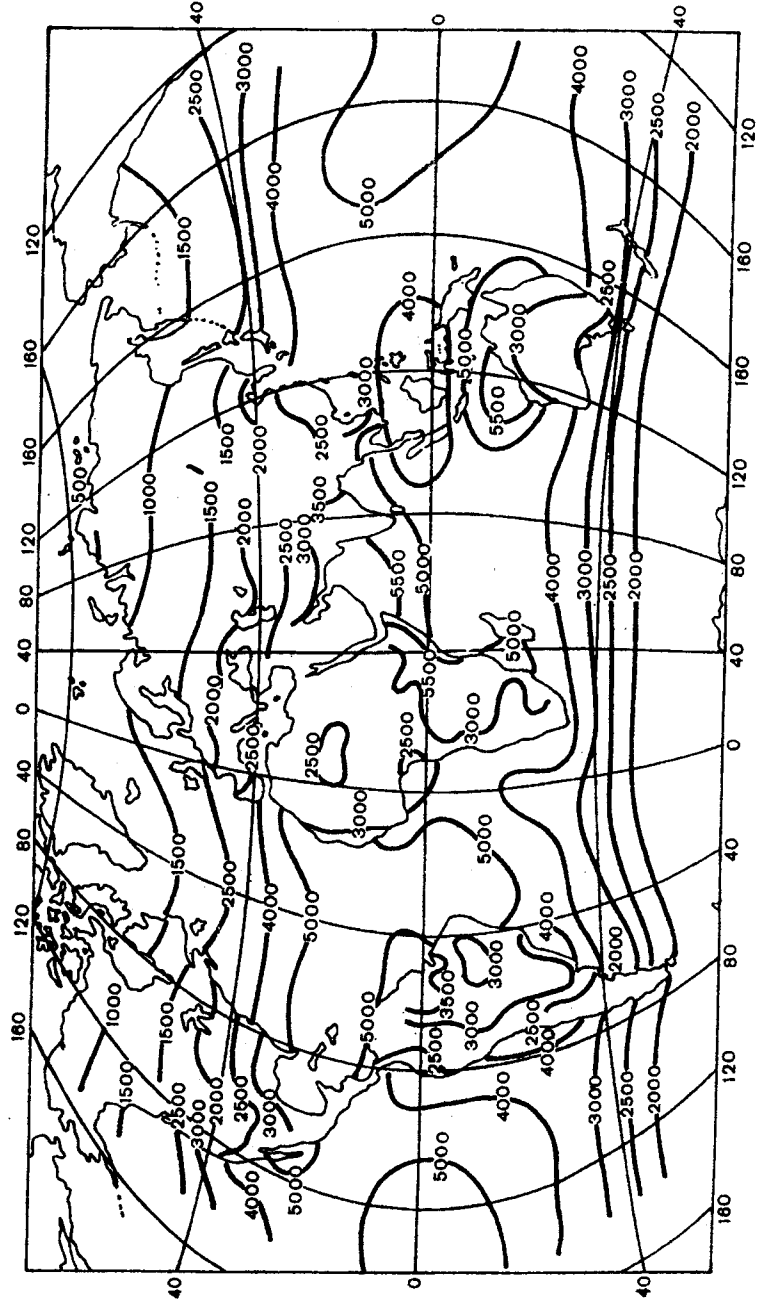
27.2. Радиационный баланс земной поверхности за год положительный повсюду на Земле, кроме ледяных плато Гренландии и Антарктиды. Это означает, что годовой приток поглощенной радиации больше, чем эффективное излучение за то же время. Но это вовсе не значит, что земная поверхность год от года становится все теплее. Избыток поглощенной радиации над излучением уравнивается передачей тепла от земной поверхности в воздух путем теплопроводности и при фазовых преобразованиях воды (при испарении с земной поверхности и последующей конденсации в атмосфере).

Следовательно, для земной поверхности не существует радиационного 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.

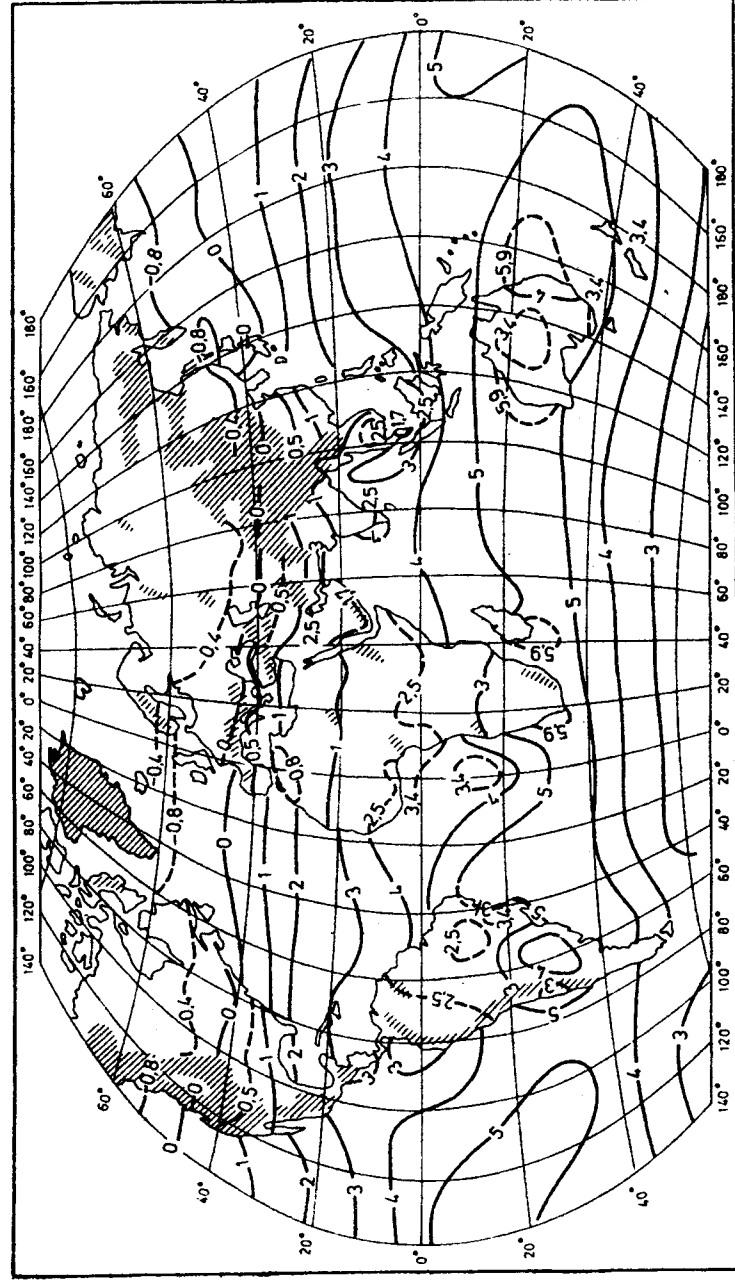
Около 60-й параллели в обоих полушариях годовой радиационный баланс на суше составляет от $8 \cdot 10^2$ до $13 \cdot 10^2$ МДж/м² (карта IV). К более высоким широтам он уменьшается и на материке Антарктиды становится отрицательным: от $-2 \cdot 10^2$ до $-4 \cdot 10^2$ МДж/м². К низким широтам он возрастает: между 40° с. ш. и 40° ю. ш. годовой баланс более $25 \cdot 10^2$ МДж/м², а между 20° с. ш. и 20° ю. ш. — более $42 \cdot 10^2$ МДж/м². На океанах радиационный баланс больше, чем на суше в тех же широтах. Это объясняется тем, что радиация в океанах поглощается большим слоем, чем на суше, а эффективное излучение не такое большое вследствие более низкой температуры морской поверхности, чем поверхности суши. Существенные отклонения от зонального распределения имеются в пустынях, где баланс ниже (в Сахаре, например, до $25 \cdot 10^2$ МДж/м²) 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 увеличивается, а поглощенная радиация уменьшается по сравнению с другими районами под той же широтой.

В декабре (карта V) радиационный баланс отрицательный на 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/м² и ниже. Южнее 40° с. ш. он возрастает до $4 \cdot 10^2$ — $6 \cdot 10^2$ МДж/м² на Южном тропике, потом убывает до $2 \cdot 10^2$ МДж/м² в прибрежных районах Антарктиды.

В июне (карта VI) радиационный баланс во всем Северном полушарии положительный. 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. На севере Аравийского моря радиационный баланс равен $7 \cdot 10^2$ МДж/м² и выше. Баланс остается положительным до 40° ю. ш. Южнее он становится отрицательным и у берегов Антарктиды снижается до $-0,4 \cdot 10^2$ — $0,8 \cdot 10^2$ МДж/м².



Карта IV. Радиационный баланс земной поверхности за год [МДж/(м²·год)]

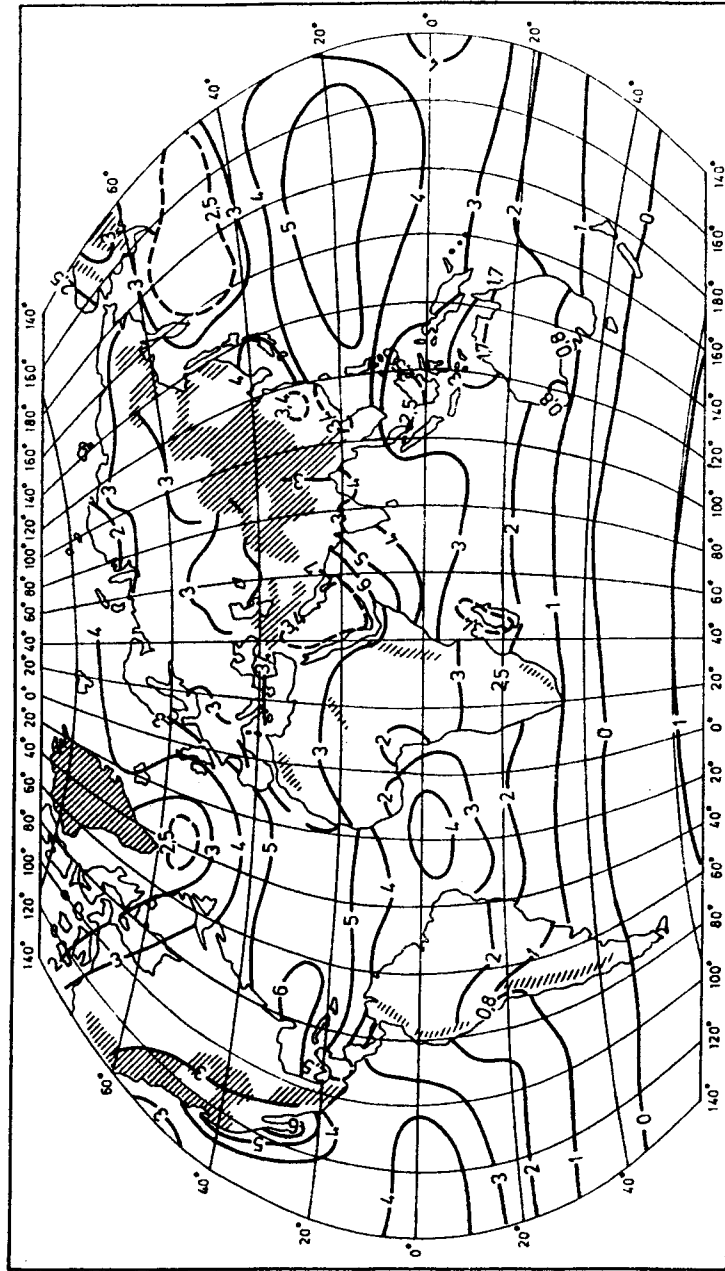


Карта V. Радиационный баланс земной поверхности за декабрь [в 10² МДж/(м²·мес)]

В России 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.

Вопросы к главе третьей

1. Как в метеорологии принято подразделять электромагнитную радиацию?
2. Расскажите о законах Кирхгофа, Вина, Стефана—Больцмана.
3. В чем суть гипотезы о тепловом и лучистом равновесии Земли?
4. Каков спектральный состав солнечной радиации вне земной атмосферы?
5. Что понимается под солнечной постоянной, в каких единицах она измеряется и от чего она зависит? Насколько меняется энергетическая освещенность на верхней границе атмосферы в течение года?
6. Что называется прямой солнечной радиацией? Как вычислить энергетическую освещенность прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность?
7. Какие изменения происходят с солнечной радиацией при проникновении ее в атмосферу? Меняются ли ее величина и спектральный состав?
8. Как поглощается солнечная радиация в атмосфере? Какие вещества являются наиболее сильными поглотителями и в каких участках спектра?
9. Как происходит рассеяние солнечной радиации в атмосфере? Сформулируйте закон Рэлея. Какие явления связаны с рассеянием радиации?
10. Что такое «дальность видимости»?
11. Как вывести закон ослабления радиации? Что называется коэффициентом прозрачности, от чего он зависит?
12. Что такое фактор мутности, от чего он зависит и какие его значения?
13. Чем характеризуется и от чего зависит суточный и годовой ход прямой радиации?
14. Что называется энергетической освещенностью рассеянной радиации? Какие факторы ее определяют?
15. Расскажите о суммарной радиации. Что происходит с ней при падении на земную поверхность? Расскажите об альбедо поверхности, что оно характеризует? Что называется поглощенной радиацией? Каковы средние значения альбедо для различных естественных поверхностей?
16. Каков спектральный состав излучения Земли?
17. Почему излучение атмосферы называют «встречным излучением»? Каков его спектральный состав?
18. Что такое «парниковый эффект»? Какие газы его создают?
19. Расскажите об эффективном излучении.
20. Охарактеризуйте радиационный баланс земной поверхности.
21. Как изменяется распределение радиации на верхней границе атмосферы и на земной поверхности в течение года?
22. Пользуясь картой, опишите географическое распределение суммарной радиации и радиационного баланса в течение года, декабря и июня.



Карта VI. Радиационный баланс земной поверхности за июнь [в 10^2 МДж/ (м² · мес)]

Глава четвертая

БАРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ И ВЕТЕР

1. БАРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ

1.1. Во второй главе мы познакомились с атмосферным давлением, единицами, в которых оно выражается, и с его распределением с высотой в покоящейся атмосфере. В этой главе мы остановимся на горизонтальном распределении давления в пространстве и на его изменениях во времени.

Известно, что пространство, каждой точке которого соответствует значение какой-либо величины, называют полем этой величины. В нашем случае в каждой точке атмосферы имеется определенное давление. Это значит, что давление образует поле, которое называют *барическим полем* или *полем давления*. Давление в каждой точке атмосферы характеризуется одним числовым значением, выраженным в гектопаскалях, т. е. оно является *скаляром*. Следовательно, *барическое поле* — *скалярное поле*. Как всякое скалярное поле, его можно наглядно представить в трехмерном пространстве семейством поверхностей равных значений данного скаляра, а на плоскости — линиями равных значений. В *барическом поле* это *изобарические поверхности* и *изобары*. *Изобарической* называется *поверхность*, в каждой точке которой *имеется одно и то же давление*. *Изобара* — *линия, соединяющая точки с одинаковым давлением на уровне моря (или на какой-либо поверхности уровня)*.

Для представления поля давления в трехмерном пространстве в какой-то определенный момент времени выбирают семейство поверхностей равных значений давления, т. е. изобарических поверхностей. Принято, что такими значениями давления являются: 1000, 925, 900, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 25 и 10 гПа.

Это семейство изобарических поверхностей пронизывает всю атмосферу, огибая земной шар. При этом изобарические поверхности пересекают поверхности уровня (поверхности равных высот) под очень малыми углами, порядка нескольких угловых минут. Изобарическая поверхность 1000 гПа проходит вблизи уровня моря. Изобарическая поверхность 700 гПа располагается около высоты 3 км, поверхность 500 гПа — около высоты 5 км, поверхности 300 и 200 гПа — соответственно около высот 9 и 12 км, т. е. вблизи тропопаузы умеренных широт, поверхность 100 гПа — около 16 км, т. е. вблизи тропической тропопаузы.

На каждой поверхности уровня, включая и уровень моря,

изобарические поверхности при пересечении образуют *семейство изобар*. Таким образом можно получить изобары на уровне моря. Это будет семейство изобар, значения которых будут группироваться около 1000 гПа. На высоте 3 км изобары будут группироваться около 700 гПа, на высоте 5 км — около 500 гПа, на высоте 9 км — около 300 гПа, на высоте 12 км — около 200 гПа, на высоте 16 км — около 100 гПа и т. д.

1.2. Точки пересечения изобарических поверхностей с поверхностями уровня в каждый момент времени в разных местах находятся на различных высотах над уровнем моря. Например, изобарическая поверхность 500 гПа над одними географическими районами может располагаться на высоте 6000 м, а над другими — на высоте 5000 м. Это зависит от распределения давления на уровне моря в каждый момент времени и от средней температуры атмосферного столба в разных местах. Из главы второй известно, что чем ниже температура столба воздуха, тем быстрее давление падает с высотой. Поэтому если даже на уровне моря давление было бы везде одинаковым, то вышележащие изобарические поверхности будут ниже в холодных областях атмосферы и выше в теплых.

1.3. *Атмосфера находится в непрерывном движении. Это движение связано с непрерывным перераспределением давления на всем земном шаре.* В свою очередь непрерывное движение приводит к тому, что форма изобарических поверхностей (барический рельеф) непрерывно меняется не только от точки к точке, но и во времени. Таким образом, *барическое поле зависит от географических координат (широты и долготы), высоты и времени.*

2. ИЗОБАРЫ

Исторически раньше всего в метеорологии начали анализировать географическое распределение давления на уровне моря, т. е. строить приземное поле давления с помощью изобар — линий равного давления. Чтобы построить карту изобар, на географическую карту наносят в пунктах расположения метеорологических станций приведенные к уровню моря значения атмосферного давления, измеренные на этих станциях в один и тот же момент времени. Затем точки с одинаковым давлением соединяют изобарами. Каждая изобара — след пересечения соответствующей изобарической поверхности с уровнем моря. На карте, охватывающей тот или иной географический район, можно для данного момента времени провести целое семейство изобар (рис. 4.1). Проводят их так, чтобы каждая изобара отличалась от соседних на 5 гПа. Например, изобары могут иметь значения 990, 995, 1000, 1005, 1010 гПа и т. д. В необходимых случаях используется интерполяция между давлениями на станциях. На карте барического поля обнаруживаются области с замкнутыми изобарами и самым низким давлением в центре, называемые

циклонами или депрессиями, и области с замкнутыми изобарами и самым высоким давлением в центре, называемые антициклонами. Кроме циклонов и антициклонов на карте изобар можно обнаружить и другие формы барического рельефа. Положение изобар от одного момента времени к другому непрерывно меняется: циклоны и антициклоны перемещаются, давление в их центрах понижается или повышается, они возникают в одних

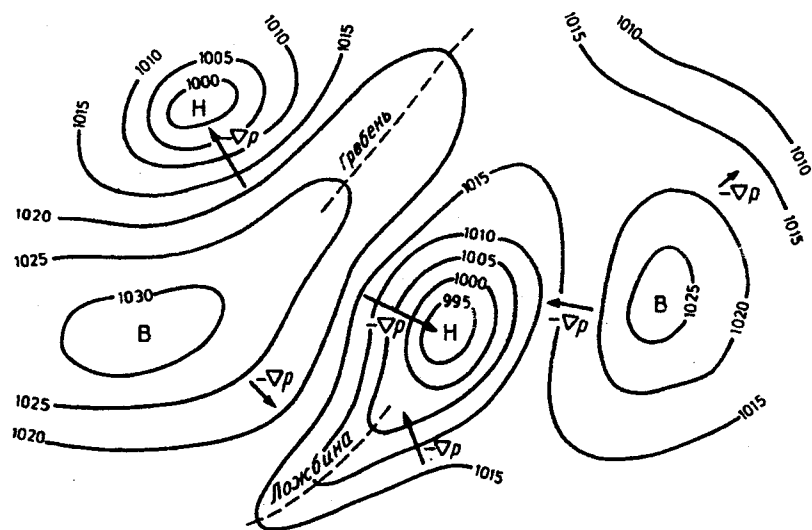


Рис. 4.1. Изобары на уровне моря (гПа) и горизонтальный барический градиент:

H — циклон, *B* — антициклон. Стрелками обозначен горизонтальный барический градиент в шести точках барического поля

географических районах, перемещаются и исчезают в других. За всеми этими изменениями необходимо следить, поскольку с областями изменения давления связаны изменения погоды. Такие изменения можно обнаружить при сопоставлении ряда карт, составленных для последовательных сроков наблюдений.

В настоящее время в практике службы погоды не применяются отдельные карты изобар, а составляются синоптические карты, или карты погоды. На карты погоды возле каждой метеорологической станции кроме приведенного к уровню моря давления наносят также цифрами или особыми знаками все метеорологические величины по наземным наблюдениям: температуру, скорость и направление ветра, характеристики облачности, видимость, изменение давления за последние 3 ч, погоду в срок наблюдения и др. На этих картах и проводят изобары.

В климатологии широко применяются карты изобар для уровня моря, составленные по средним многолетним данным.

3. КАРТЫ БАРИЧЕСКОЙ ТОПОГРАФИИ

3.1. Непрерывное изменение давления, видимое на картах изобар на уровне моря, означает, что и во всей толще тропосферы распределение давления меняется с течением времени, т. е. меняется расположение изобарических поверхностей в атмосфере. Каждая изобарическая поверхность образует купола и котловины (впадины), гребни и ложбины. Расположение изобарических поверхностей меняется относительно друг друга, где-то они сближаются, где-то расходятся. Чтобы следить за изменениями барического, а также и термического поля, в службе погоды ежедневно дважды в сутки по данным аэрологических наблюдений составляют карты топографии изобарических поверхностей — карты барической топографии. Сейчас получили распространение карты барической топографии двух типов: карты абсолютной барической топографии и карты относительной барической топографии.

Картой абсолютной барической топографии избранной изобарической поверхности называется карта топографии этой поверхности по отношению к уровню моря. Для того чтобы ее построить, нужно определить по данным аэрологических наблюдений на разных станциях за конкретный срок высоту этой поверхности над уровнем моря, например высоту изобарической поверхности 500 гПа в 15 ч 1 января 1984 г.; нанести на географическую карту высоты этой изобарической поверхности в пунктах наблюдений. Затем соединить точки с одинаковыми высотами над уровнем моря линиями равных высот — изогипсами абсолютной топографии, используя, если необходимо, интерполяцию между значениями высоты на станциях. Таким образом, карта изогипс абсолютной топографии изобарической поверхности изображает рельеф этой поверхности в данный момент времени над рассматриваемой территорией — Евразией, Северным полушарием, тропической зоной и т. д. По форме изогипс можно судить о распределении давления в тех слоях атмосферы, в которых располагается изобарическая поверхность.

В атмосфере всегда существуют области, в которых давление выше или ниже по сравнению с окружающими областями. В областях пониженного давления — циклонах или депрессиях — давление на каждом уровне самое низкое в центре области и повышается к периферии. Давление, кроме того, всегда понижается с высотой, поэтому изобарические поверхности в циклоне, снижаясь от периферии к центру, прогнуты в виде воронок. Следовательно, на карте абсолютной топографии циклон очерчивается замкнутыми изогипсами со значениями высот, уменьшающимися к центру (рис. 4.2). В области повышенного давления — антициклоне — напротив, на каждом уровне наивысшее давление в центре, поэтому изобарические поверхности в антициклоне имеют форму куполов. На картах абсолютной барической топографии высоты изогипс увеличиваются к центру

(см. рис. 4.2 и 4.3) и понижаются к периферии антициклона.

Форма изогипс, описывающая рельеф каждой изобарической поверхности, меняется не только от точки к точке, но и непрерывно меняется во времени. Поэтому *расположение областей низкого давления — циклонов и областей высокого давления — антициклонов не остается неизменным; они непрерывно перемещаются и меняют свою форму, возникают и исчезают.*

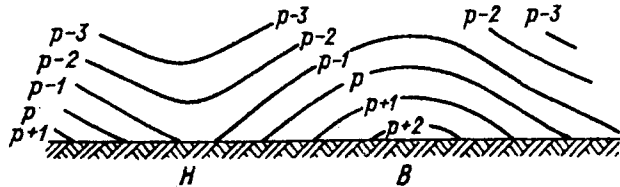


Рис. 4.2. Изобарические поверхности в циклоне (H) и в антициклоне (B) в вертикальном разрезе

3.2. *Картой относительной топографии данной изобарической поверхности называется карта топографии этой поверхности по отношению к нижележащей изобарической поверхности. Для того чтобы построить карту относительной барической топографии, на географическую карту в пунктах наблюдений наносят высоты данной изобарической поверхности, отсчитанные не от уровня моря, а от избранной нижележащей изобарической поверхности. Затем точки одинаковых относительных высот верхней изобарической поверхности над нижней поверхностью соединяют линиями*

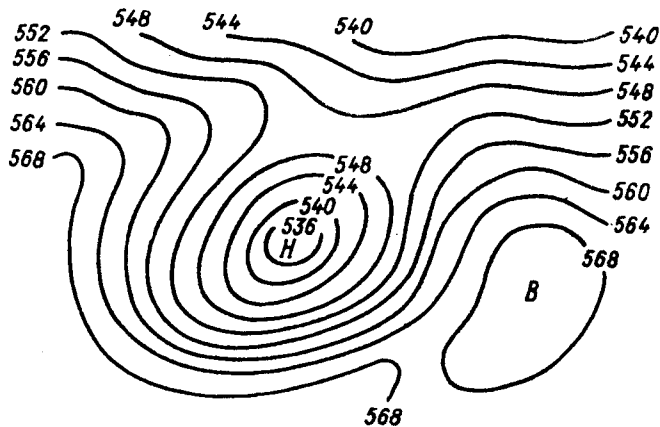


Рис. 4.3. Циклон (H) и антициклон (B) на карте абсолютной топографии изобарической поверхности 500 гПа: цифры — высоты в геопотенциальных декаметрах; в циклоне изобарическая поверхность лежит ближе к уровню моря, чем в антициклоне

равных относительных высот — изогипсами относительной топографии. Например, можно составить карту изогипс относительной топографии изобарической поверхности 500 гПа над поверхностью 1000 гПа или 300 гПа над 500 гПа. В картах относительной топографии давление верхней изобарической поверхности и давление нижней изобарической поверхности постоянно. Поэтому относительная высота одной изобарической поверхности над другой зависит только от средней температуры воздуха между этими двумя поверхностями (рис. 4.4).

Из главы второй известно, что барическая ступень зависит от температуры. Но барическая ступень, т. е. расстояние между двумя поверхностями с давлением, различающимся на единицу, в сущности, и есть относительная высота одной изобарической поверхности над другой. Следовательно, 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. Иными словами, *карты относительной топографии показывают распределение температуры в атмосфере (рис. 4.5). Иногда говорят, что карты абсолютной и относительной топографии вместе представляют термобарическое поле атмосферы.*

3.3. В службе погоды ежедневно два раза в сутки (03 и 15 ч московского времени) составляются карты абсолютной топографии изобарических поверхностей 1000, 850, 700, 500, 300, 200, 100, 50, 25 гПа и карты относительной топографии поверхности

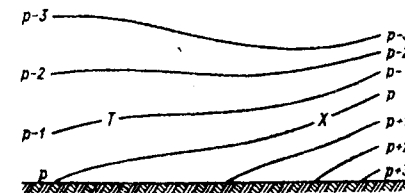


Рис. 4.4. Изобарические поверхности в областях тепла (T) и холода (X) в вертикальном разрезе: в области тепла они раздвинуты, в области холода — сближены

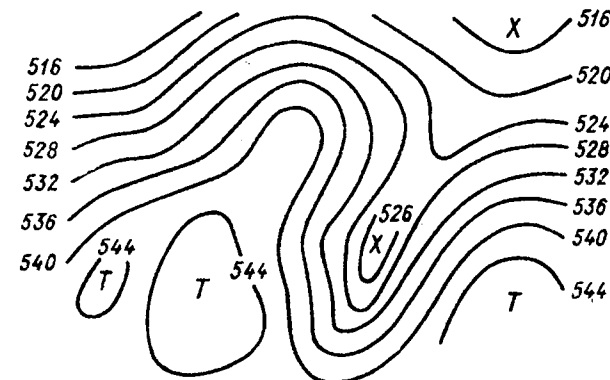


Рис. 4.5. Области тепла (T) и холода (X) на карте относительной топографии изобарической поверхности 500 гПа над поверхностью 1000 гПа: в областях тепла толщина атмосферного слоя между двумя поверхностями увеличена, в областях холода — уменьшена

ставляются карты абсолютной топографии поверхности 925 и 10 гПа. Набор карт абсолютной топографии за один срок наблюдений позволяет получить представление о трехмерном строении поля давления в момент наблюдений, а последовательность карт — об изменении поля давления с течением времени. Карта относительной топографии 500 над 1000 гПа за один срок характеризует распределение средней температуры в нижней половине тропосферы, а последовательность карт — изменение термического состояния нижней половины тропосферы во времени. Для целей долгосрочного прогноза и характеристики климата строят карты барической топографии по осредненным данным за промежутки времени от нескольких дней до месяца и сезона, а также по многолетним средним данным.

3.4. В действительности в службе погоды карты барической топографии строятся не по геометрическим высотам изобарических поверхностей, а по их геопотенциалам.

Абсолютным геопотенциалом называется потенциальная энергия единицы массы в поле силы тяжести. Иначе говоря, геопотенциал изобарической поверхности в каждой точке есть работа, которую нужно совершить против силы тяжести, чтобы поднять единицу массы от уровня моря в данную точку. По определению, геопотенциал в каждой точке атмосферы будет

$$\Phi^* = \int_0^z g dz = gz.$$

где z — высота точки над уровнем моря, 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 геометрической высоты вполне возможно и имеет определенные теоретические и технические преимущества. Для того чтобы сделать сравнимыми геометрическую единицу длины и единицу геопотенциала, вводят геопотенциальный метр:

$$\Phi = \Phi^*/9,80665,$$

где безразмерное число 9,80665 равно $g_0 = 9,80665 \text{ м/с}^2$ — ускорению свободного падения на уровне моря на широте 45° . Геопотенциальный метр представляет работу, которую нужно затратить на подъем массы в 1 кг на высоту 1 м при ускорении свободного падения $g_0 = 9,80665 \text{ м/с}^2$, но измеряется он в единицах работы — $\text{м}^2\text{с}^{-2}$. Геопотенциальный метр численно близок к геометрическому метру и, очевидно, точно равен ему на уровне моря на широте 45° . В связи с этим геопотенциал называют еще динамической или геопотенциальной высотой.

Итак, абсолютный геопотенциал изобарической поверхности

ρ (Φ_ρ) равен работе, которую нужно совершить, чтобы поднять единицу массы от уровня моря до заданной поверхности ρ .

Относительный геопотенциал представляет работу, которую нужно совершить против силы тяжести, чтобы поднять единицу массы от нижележащей изобарической поверхности до рассматриваемой вышележащей изобарической поверхности, т. е. $\Phi_\rho^{\rho_1}$. Он, очевидно, равен разности абсолютных геопотенциалов вышележащей и нижележащей изобарических поверхностей вдоль одной вертикали в рассматриваемой точке:

$$\Phi_{\rho_1}^{\rho_2} = \Phi_{\rho_2} - \Phi_{\rho_1}.$$

Для вычисления абсолютного и относительного геопотенциалов используют барометрическую формулу геопотенциала, которую легко получить из барометрической формулы. Эта формула позволяет рассчитать Φ_{ρ_2} , Φ_{ρ_1} и $\Phi_{\rho_1}^{\rho_2}$ по значениям ρ_1 , ρ_2 и T_m , полученным из радиозондовых наблюдений.

4. ГОРИЗОНТАЛЬНЫЙ БАРИЧЕСКИЙ ГРАДИЕНТ

4.1. Рассматривая изобары на синоптической карте, мы замечаем, что в одних местах они проходят гуще, а в других — реже. Очевидно, что в тех местах, где изобары гуще, атмосферное давление меняется в горизонтальном направлении сильнее, а где реже — слабее. Говорят еще: «быстрее» и «медленнее», однако не следует смешивать изменения в пространстве, о которых идет речь, с изменениями во времени.

Если имеется поле какой-либо скалярной величины (например, давления), то количественной мерой изменения этой величины в пространстве является ее градиент. Следовательно, изменение атмосферного давления в горизонтальном направлении можно выразить горизонтальным градиентом давления или горизонтальным барическим градиентом. Горизонтальным градиентом давления называют вектор, который направлен по нормали к изобаре, в сторону низкого давления и по величине равен производной давления по нормали.

По смыслу горизонтальный градиент давления представляет собой изменение давления на единицу расстояния в горизонтальной плоскости (точнее, на поверхности уровня) в направлении наиболее сильного убывания давления. Действительно, нормаль к изобаре и является таким направлением, в котором на единицу расстояния давление меняется сильнее всего. Вектор горизонтального градиента давления обычно обозначают — ∇p , а его модуль (числовое значение) — $-\frac{\partial p}{\partial n}$, где n — нормаль к изобаре.

Как всякий вектор, горизонтальный градиент давления графически можно представить стрелкой, длина которой пропорцио-

нальна числовой величине градиента, а направление совпадает с положительным направлением нормали, в нашем случае в сторону убывания давления (см. рис. 4.1).

В разных точках барического поля направление и модуль барического градиента, конечно, разные. Там, где изобары сгущены, изменение давления на единицу расстояния по нормали к изобаре больше; там, где изобары разрежены, оно меньше. Поскольку изобары проведены через одинаковые интервалы давления, *модуль горизонтального градиента давления 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. от низкого давления в сторону высокого давления (рис. 4.6).

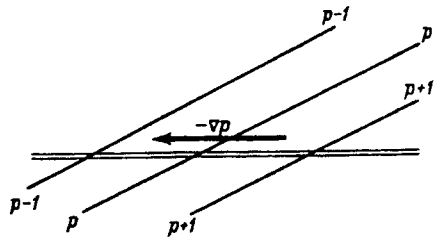


Рис. 4.6. Изобарические поверхности в вертикальном разрезе и направление горизонтального барического градиента; двойная линия — поверхность уровня

Полный барический градиент является векторной суммой векторов горизонтального и вертикального барических градиентов. Если ввести единичный вектор по вертикали \vec{k} , то можно записать

$$-\nabla_3 p = -\nabla p - \frac{\partial p}{\partial z} \vec{k}.$$

Можно разложить полный барический градиент и на три составляющие по осям прямоугольных координат x , y , z .

На нашей планете давление с высотой меняется гораздо сильнее, чем в горизонтальном направлении. Оказывается, что вертикальный барический градиент в десятки тысяч раз больше

горизонтального барического градиента. Соотношение между вертикальным барическим градиентом и горизонтальным градиентом можно представить следующим образом: если вертикальный барический градиент выразить вертикальной стрелкой длиной 50 м, то значения горизонтального градиента, характерного для различных барических систем атмосферы, нужно выразить стрелками величиной от 0,5 мм до 1 см. *Вертикальный барический градиент не оказывает влияния на горизонтальные движения.* Однако эти движения происходят так, что вертикальный барический градиент уравнивается с очень большой точностью силой тяжести, т. е. как в покоящейся атмосфере. Поэтому *горизонтальные движения в атмосфере являются квазистатическими.*

Поскольку вертикальный барический градиент на горизонтальные движения в атмосфере не влияет, дальше мы будем говорить только о горизонтальном барическом градиенте, называя его просто барическим градиентом.

4.3. На практике определить истинный барический градиент в точке трудно. Поэтому на синоптических картах определяют средний барический градиент для того или иного участка барического поля. Для этого изменение давления dp и изменение расстояния dn заменяют конечными разностями Δp и Δn . На синоптической карте измеряют расстояние Δn между двумя соседними изобарами по прямой, которая близка к нормальям обеих изобар и середина которой совпадает с интересующей нас точкой. Затем разность давлений между изобарами Δp (обычно 5 гПа) делят на это расстояние, выраженное либо в сотнях километров, либо в градусах меридиана (111 км). Средний барический градиент и будет отношением конечных разностей:

$\frac{\Delta p}{\Delta n}$ гПа/градус меридиана или $\frac{\Delta p}{\Delta n}$ гПа/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 составляют несколько гектопаскалей (обычно 1—3) на каждый градус меридиана.

4.4. Все, что сказано относительно барического поля на уровне моря, в равной мере можно повторить для поля изогипс абсолютной барической топографии Φ_p , относительной барической топографии $\Phi_{p_1}^{p_2}$ (средней температуры слоя, ограниченного изобарическими поверхностями $p_1 = \text{const}$ и $p_2 = \text{const}$), а также и температурного поля, поскольку все эти поля скалярные. По определению, *изогипсы абсолютной топографии — это линии, соединяющие точки с равной геопотенциальной высотой данной изобарической поверхности p , изогипсы относительной топографии — линии, соединяющие точки с одинаковой геопотенциальной высотой вышележащей изобарической поверхности p_2 над нижележащей изобарической поверхностью p_1 или, что одно и то же,*

соединяющие точки с одинаковой средней температурой слоя между изобарическими поверхностями p_1 и p_2 , изотермы — линии, соединяющие точки с одинаковыми температурами на уровне моря, либо на земной поверхности, либо на данной изобарической поверхности. Так же как и в случае барического поля, характер изменения абсолютного или относительного геопотенциала, а также температурного поля в пространстве можно описать горизонтальным градиентом абсолютной геопотенциальной высоты $-\nabla\Phi_p$, горизонтальным градиентом относительной геопотенциальной высоты (градиентом средней температуры слоя) $-(\nabla\Phi_{p_1}^{p_2})$ и горизонтальным температурным градиентом $-(\nabla T)$.

Горизонтальный градиент абсолютной геопотенциальной высоты или, более коротко, градиент абсолютного геопотенциала $(-\nabla\Phi_p)$ — это вектор, численно равный производной абсолютного геопотенциала изобарической поверхности p по нормали к изогипсе и направленный по нормали в сторону убывания геопотенциала. Горизонтальный градиент относительного геопотенциала (горизонтальный градиент средней температуры слоя) $(-\nabla\Phi_{p_1}^{p_2})$ — это вектор, численно равный производной относительного геопотенциала (средней температуры слоя) по нормали к изогипсе (средней изотерме) и направленный в сторону убывания относительного геопотенциала (убывания средней температуры слоя).

Горизонтальный градиент температуры $(-\nabla T)$ — это вектор, численно равный производной температуры по нормали к изотерме и направленный по нормали в сторону убывания температуры. При этом величина градиента температуры будет одной и той же независимо от того, выражены ли изотермы в шкале Кельвина или градусах Цельсия.

5. ИЗМЕНЕНИЕ БАРИЧЕСКОГО ГРАДИЕНТА С ВЫСОТОЙ

5.1. 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, т. е. с температурным полем.

Представим себе, что в некоторой области на уровне моря барический градиент равен нулю, т. е. давление во всех точках одинаковое (рис. 4.7). Но температура распределяется неравномерно: в одной части рассматриваемой области она выше, в другой — ниже. Следовательно, существует горизонтальный температурный градиент $(-\nabla T)$, направленный по нормали к изотерме в сторону убывания температуры. Мы знаем, что в холодном воздухе барическая ступень меньше, чем в теплом: давление падает с высотой тем больше, 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. 4.7), то каждая вышележащая поверхность будет приподнята над нижележащей поверхностью меньше в холодном воздухе и больше в теплом. Следовательно, вышележащие поверхности будут наклонены от теплого воздуха к холодному, причем с увеличением высоты наклон изобарических поверхностей будет возрастать. А это значит, что горизонтальный барический градиент, хотя мы и положили его равным нулю на уровне моря, в вышележащих слоях отличен от нуля. Обобщая это рассуждение, можно сказать: каков бы ни был горизонтальный барический градиент на уровне моря, по мере роста высоты он приближается к горизонтальному температурному градиенту.

Действительно, барический градиент на уровне моря получает дополнительную составляющую, пропорциональную горизонтальному градиенту температуры и направленную вдоль него. Чем больше высота, тем больше дополнительная составляющая. Поэтому на достаточно большой высоте горизонтальный барический градиент почти совпадает по направлению с горизонтальным градиентом температуры в слое воздуха от нижнего уровня до верхнего. Это значит, что от теплых областей, где атмосферное давление на высоте повышенное, к холодным, где оно пониженное, изобарические поверхности наклонены в стороны температурного градиента, т. е. от высоких температур к низким.

Барический градиент в разных случаях меняется с высотой по-разному в зависимости от взаимного расположения барического и температурного градиентов. Допустим, что барический градиент внизу направлен противоположно температурному градиенту. Тогда с высотой, получая дополнительную составляющую противоположного направления, он будет убывать и на какой-то высоте обратится в ноль, а дальше, изменив направление на противоположное, будет возрастать. В тех случаях, когда направления барического и температурного градиентов совпадают, барический градиент возрастает от самого уровня моря.

5.2. Если направления горизонтальных барических градиентов давления и средней температуры слоя совпадают, из барометрической формулы можно получить выражение для горизонтального барического градиента на верхнем уровне $(-\partial p_2/\partial n)$:

$$-\frac{\partial p_2}{\partial n} = -\frac{p_2}{p_1} \frac{\partial p_1}{\partial n} - \frac{g\rho_m(z_2 - z_1)}{T_m} \frac{\partial T_m}{\partial n},$$

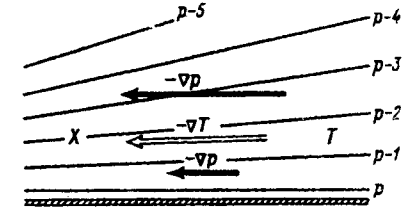


Рис. 4.7. Связь между горизонтальными градиентами температуры и давления

где $-\partial p_1/\partial n$ — горизонтальный барический градиент на нижнем уровне z_1 ; p_1 и p_2 — давление на нижнем z_1 и верхнем z_2 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 уравнения обращается в нуль; остается первый член уравнения, говорящий о том, что барический градиент на верхнем уровне ($-\partial p_2/\partial n$), совпадающий по направлению с барическим градиентом на нижнем уровне ($\partial p_1/\partial n$), по модулю будет меньше его в p_2/p_1 раз, т. е. во столько же раз, во сколько давление сверху меньше давления снизу. Если горизонтальный градиент температуры существует, то барический градиент получает с высотой еще дополнительную составляющую, пропорциональную градиенту температуры и разности высот ($z_2 - z_1$), и, стало быть, с увеличением высоты барический градиент будет во все большей степени определяться температурным градиентом.

Можно показать, что в общем случае, когда направления горизонтальных градиентов давления и средней температуры не совпадают, вклад градиента температуры также зависит от толщины слоя и с возрастанием высоты барический градиент будет по направлению все более приближаться к температурному градиенту.

6. БАРИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ

Форма барического поля атмосферы непрерывно меняется во времени. Однако это многообразие можно расчленить на небольшое число *барических систем* (рис. 4.8). Прежде всего всегда можно выделить области пониженного и повышенного давления, являющиеся основными типами барических систем. Области пониженного давления — *циклоны* и области повышенного давления — *антициклоны* на приземных синоптических картах обрисовываются замкнутыми концентрическими изобарами неправильной, в общем округлой или овальной формы. Поскольку в циклоне самое низкое давление находится в центре, то горизонтальные барические градиенты в циклоне направлены от периферии к центру; в антициклоне самое высокое давление находится в центре, поэтому барические градиенты в нем направлены от центра к периферии. Размеры циклонов и антициклонов очень велики; в умеренных широтах их поперечники измеряются тысячами километров, а у циклонов в тропиках (так называемых тропических циклонов) — сотнями километров.

К барическим системам с незамкнутыми изобарами относятся ложбина и гребень.

Ложбина — это полоса пониженного давления между двумя областями повышенного давления. Изобары в ложбине либо

близки к параллельным прямым, либо имеют вид латинской буквы V. В первом случае изобарические поверхности в ложбине напоминают желоба с ребром, обращенным вниз, во втором — ложбина является вытянутой периферийной частью циклона. Центра в ложбине нет, но есть ось, т. е. линия, на которой давление имеет минимальное значение. Если изобары имеют вид буквы V, то изобарические поверхности имеют форму лотка. Следовательно, на оси ложбины изобары меняют свое направление, испытывая резкий изгиб. На каждой поверхности ось совпадает с ребром изобарического лотка. Барические градиенты в ложбине направлены от периферии к оси.

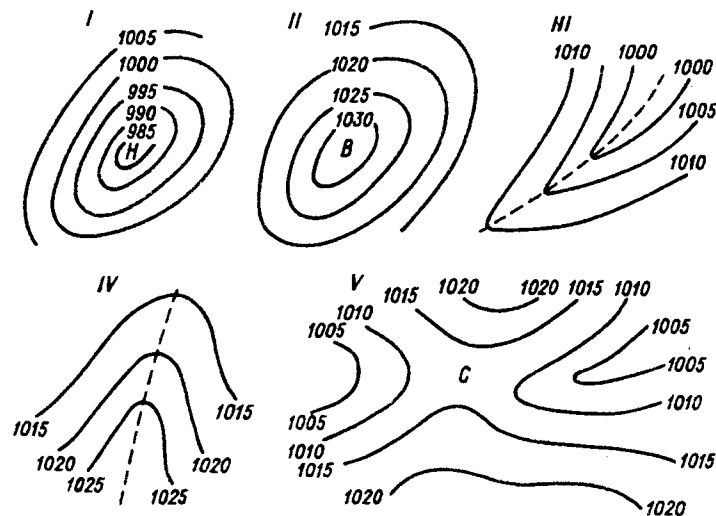


Рис. 4.8. Изобары на уровне моря в различных типах барических систем:

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 вид обращенной латинской буквы V, если гребень является периферийной частью антициклона. Изобарические поверхности в гребне напоминают желоба или лотки, обращенные выпуклостью вверх. Гребень имеет ось, на которой давление максимальное. На оси изобары резко меняют направление. Барические градиенты в гребне направлены от оси к периферии.

Различают еще *седловину* — участок барического поля между расположенными крест-накрест двумя циклонами (или ложбинами) и двумя антициклонами (или гребнями). В седловине изобарические поверхности имеют характерную форму седла: они

поднимаются в направлении к антициклонам и опускаются в направлении к циклонам. Точка в центре седловины называется *точкой седловины*.

7. ИЗМЕНЕНИЯ БАРИЧЕСКОГО ПОЛЯ С ВЫСОТОЙ В ЦИКЛОНАХ И АНТИЦИКЛОНАХ

7.1. Чтобы представить, как меняется барическое поле с высотой в циклонах и антициклонах, нужно знать характер температурного поля, поскольку барические градиенты с высотой приближаются к температурным градиентам, а следовательно, изобары с высотой приближаются к изотермам. Из наблюдений известно, что изотермы в циклонах и антициклонах обнаруживают несимметричное распределение температуры. Именно в восточной (обычно передней) части циклона, где ветры дуют из низких широт, температуры выше, а в западной (обычно тыловой) части, где ветры дуют из высоких широт, она ниже. В антициклонах, наоборот, температура в передней части ниже, а в тыловой части — выше. Таким образом, в расположенных рядом циклоне и антициклоне изотермы имеют волнообразную форму: в передней части циклона они продвинуты к высоким широтам, в тыловой части циклона и передней части антициклона — к низким широтам и в тыловой части антициклона — снова к высоким широтам. Следовательно, и изобары на высотах, принимая форму, все более близкую к форме изотерм, на некоторой высоте разомкнутся и станут такими же волнообразными (рис. 4.9). При

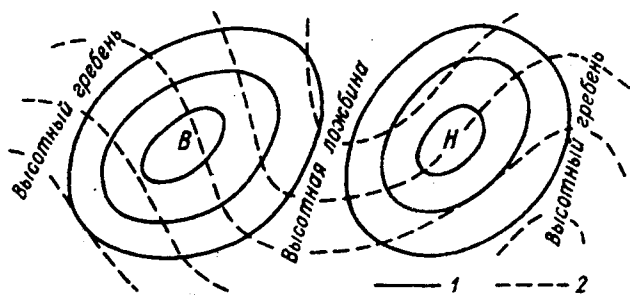


Рис. 4.9. Изобары в циклоне (H) и антициклоне (B) на уровне моря (1) и на более высоком уровне (2)

этом над передней (восточной) частью приземного циклона в средней и верхней тропосфере располагается гребень, совпадающий с языком теплого воздуха, а над тыловой (западной) частью циклона и передней частью приземного антициклона — ложбина, совпадающая с языком холодного воздуха. Над тыловой частью антициклона располагается еще один гребень, связанный с высокими температурами.

7.2. В некоторых случаях температура в области циклона или

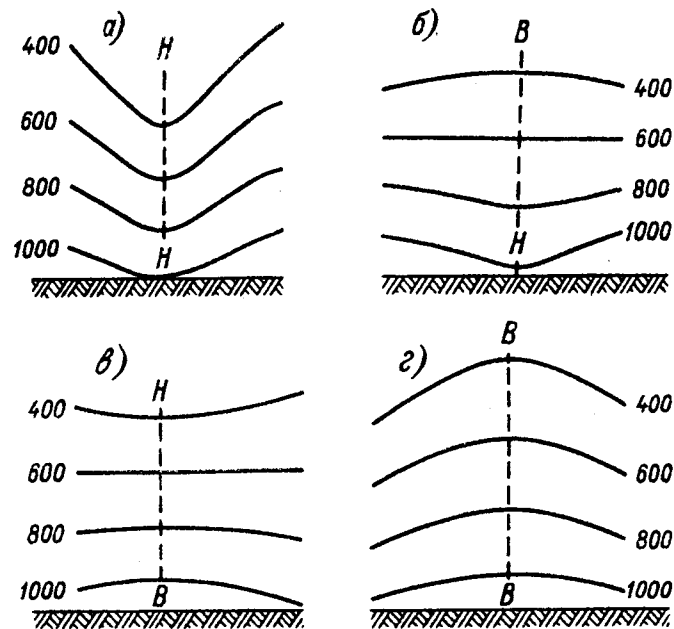


Рис. 4.10. Изобарические поверхности в вертикальном разрезе: а — высокий (холодный), б — низкий (теплый) циклон, в — низкий (холодный), г — высокий (теплый) антициклон

антициклона распределяется с высотой симметрично относительно приземного центра (циклона или антициклона). В этом случае градиенты давления и температуры либо совпадают по направлению, либо направлены противоположно в зависимости от того, какая температура наблюдается в центре области данной системы — более низкая или более высокая, чем вне ее.

Если циклон существует в холодном воздухе и самая низкая температура находится в его центральной части, то и барические градиенты, и термические градиенты совпадают по направлению. Таким образом, с высотой барические градиенты увеличиваются, практически не меняя своего направления, и замкнутые изобары с низким давлением в центре обнаруживаются до больших высот тропосферы. Поэтому холодный циклон является высоким (рис. 4.10, а). Если циклон совпадает с теплой воздушной массой и температура в центре циклона наивысшая, то составляющая барического градиента, обусловленная температурным градиентом, противоположна барическому градиенту у Земли. Значит, по мере увеличения высоты барический градиент будет уменьшаться и в конце концов обратится в ноль. На этой высоте циклон исчезает. Далее с высотой барический градиент будет направлен по температурному градиенту, т. е. в окружающий воздух. Следовательно, теплый циклон является низким образованием,

а в вышележащих слоях над ним располагается антициклон (рис. 4.10, б). Нетрудно показать, что холодные антициклоны являются низкими, а теплые — высокими (рис. 4.10, в и г).

8. КОЛЕБАНИЯ ДАВЛЕНИЯ

8.1. *Атмосферное давление в каждой точке земной поверхности и (или) в любой точке свободной атмосферы все время меняется, т. е. либо растет, либо падает. Эти изменения имеют сложный характер, так как складываются из периодической составляющей — суточного хода, и непериодических изменений.* В умеренных и высоких широтах непериодические изменения выражены значительно сильнее и затушевывают суточный ход. В тропических широтах ярче выражен суточный ход давления, а непериодические изменения давления малы в сравнении с такими же изменениями в умеренных и высоких широтах. В умеренных широтах иногда давление за одни сутки 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 то медленно, то быстро падает, затем растет, затем снова падает и т. д. Причем промежутки времени, занятые падением давления или его ростом, меняются в широких пределах, — от часов до нескольких десятков часов, а размах изменений для каждого места находится в пределах двух-трех десятков гПа. Поэтому *изменения давления называют еще колебаниями давления.*

При метеорологических наблюдениях отмечают изменение давления за последние 3 ч перед сроком наблюдений. Эта величина называется *барической тенденцией.*

8.2. *Периодические изменения давления определяются его суточным ходом. Кривая суточного колебания давления имеет два максимума и два минимума.* Максимальные значения наблюдаются перед полуднем и перед полночью (около 9—10 и 21—22 ч по местному времени), а минимальные — рано утром и после полудня (около 3—4 и 15—16 ч) (рис. 4.11).

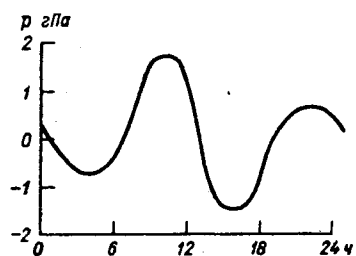


Рис. 4.11. Средний суточный ход атмосферного давления в Индийском океане

Как указывалось, суточный ход давления хорошо выражен в тропиках, где его размах, т. е. разность между наибольшим и наименьшим значениями в течение суток, может достигать 3—4 гПа. От тропиков к полюсам размах суточного хода убывает. Под 60-й параллелью он измеряется только десятками долями гектопаскаля, и суточный ход перекрывается и маскируется 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.

Суточный ход давления определяется: суточным ходом температуры воздуха; собственными упругими колебаниями атмосферы, возбуждаемыми суточными колебаниями температуры; приливными волнами в атмосфере, усиливаемыми резонансом с ее собственными колебаниями.

9. МЕЖДУСУТОЧНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ДАВЛЕНИЯ. КРАЙНИЕ ЗНАЧЕНИЯ

9.1. Мы уже знаем, что в атмосфере постоянно возникают, эволюционируют, перемещаются и затухают крупномасштабные барические системы — циклоны и антициклоны. Особенно хорошо выражены и часты они во внетропических широтах. Следствием этой *циклонической деятельности* и являются непериодические колебания давления, достигающие 30 гПа, а иногда и больше.

Общую характеристику непериодических изменений давления можно дать с помощью *междусуточной изменчивости давления.* Так называется среднее многолетнее изменение давления за сутки, взятое за определенный срок наблюдений, например за утренний, независимо от знака изменения, т. е. независимо от того, растет давление или падает. Иными словами, *междусуточной изменчивостью давления называют среднее многолетнее из суточных разностей давления, взятых по абсолютной величине.*

У земной поверхности в умеренных широтах средняя междусуточная изменчивость давления 3—10 гПа; больше всего она в северных частях океанов. Зимой, когда циклоническая деятельность развита сильнее, изменчивость больше, чем летом. В тропиках междусуточная изменчивость давления равна лишь десятым долям гектопаскаля т. е. значительно меньше размаха 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 изменчивость давления еще около 2,5 гПа. Это связано с тем, что циклоническая деятельность не ограничивается нижней тропосферой, а захватывает и значительно более высокие слои, даже стратосферу. Карты топографии высоких изобарических поверхностей вполне это подтверждают.

9.2. 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 С.-Петербурге, например, колебания давления за год в среднем составляют 76 гПа; в Джакарте, под экватором, уменьшаются до 12 гПа.

Еще больше абсолютный размах давления в данном месте, т. е. разность между самым высоким и самым низким из когда-либо наблюдавшихся значений давления. В Москве за 35 лет давление колебалось от 1037 до 994 гПа.

Если рассматривать весь земной шар в целом за длительное время, то давление на уровне моря меняется в пределах почти 200 гПа. В Агапе (Сибирь) 31 декабря 1968 г. наблюдалось давление, которое после приведения к уровню моря оказалось равным 1086 гПа, а в центре тропического циклона над Атлантическим океаном в сентябре 1988 г. было отмечено давление на уровне моря 860 гПа.

10. ОБЛАСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ДАВЛЕНИЯ

Так как неперIODические изменения давления связаны с циклонической деятельностью, то изменения одного знака, т. е. падение или рост, происходят сразу на большой площади, сравнимой с размерами циклона или антициклона. Если нанести на карту изменения давления, происшедшие в разных пунктах за один и тот же промежуток времени, например за 12 или 24 ч, то на карте можно выявить большие области, где давление за это время падало, и 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.*

Изаллобары имеют форму неправильных замкнутых кривых, приближающихся к овалам, они очерчивают на карте области падения давления и области роста давления (рис. 4.12). 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.

Анализ карт изаллобар за последовательные промежутки времени показывает, 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.

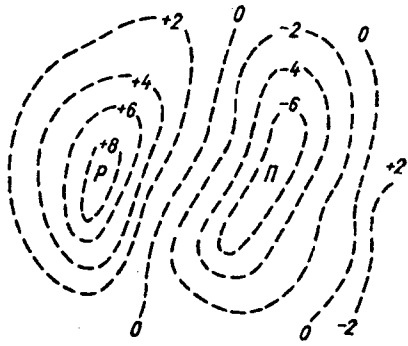


Рис. 4.12. Области падения (Π) и роста (P) давления на карте изаллобар

Если по суточным значениям давления вычислить среднее месячное значение давления для каждого из двенадцати месяцев года, построить соответствующую кривую, мы получим *годовой ход давления для данного пункта.* В разных областях Земли годовой ход разный. Также отличается он от года к году. Иными словами, ход среднемесячных значений давления данного года в точности не похож на ход давления прошлого года и т. д. Однако если построить ход давления по многолетним средним месячным значениям, то для каждого места он будет иметь определенные особенности, обусловленные главным образом характером циклонической деятельности в данном районе.

Типы годового хода давления разнообразны. Наиболее прост он над материками, где максимум давления приходится на зиму и минимум на лето, а годовая амплитуда¹ 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 оно равно 1026 гПа, в июле 1004 гПа, а 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 максимум 1020 гПа в мае и минимум 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 невелика. В тропических океанах годовой ход давления выражен слабо. Объясняются эти типы годового хода давления сезонными изменениями в циклонической деятельности. Над океанами умеренных широт циклоны зимой глубже, чем летом. Над материками летом преобладают области пониженного давления, а зимой — антициклоны; причем чем дальше от океанов, тем более сильные. Над субтропическими частями океанов круглый год господствуют антициклоны, но они испытывают сезонные смещения и к тому же в Северном полушарии они сильнее выражены летом, чем зимой.

12. МЕСЯЧНЫЕ И ГОДОВЫЕ АНОМАЛИИ ДАВЛЕНИЯ

12.1. Средние месячные значения давления за один и тот же календарный месяц в данном пункте в разные годы различны.

¹Под амплитудой годового хода понимается разность максимального и минимального среднемесячного значения, т. е. размах.

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, т. е. разность этих значений, 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, и менее изменчив в тропиках, чем в средних и высоких широтах.

Средние месячные аномалии давления над Европой и Атлантикой в субполярных широтах составляют 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, причем с удалением в глубь материка месячные аномалии давления убывают. Так, в С.-Петербурге средняя месячная аномалия давления в зимние месяцы 6 гПа, в Екатеринбурге 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. Это 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, на Азорских островах — на 14 гПа.

Средние годовые значения давления в отдельные годы также отклоняются от многолетнего среднего; это *годовые аномалии*. Они 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, в Барнауле — до 6, в Тбилиси — до 3 гПа.

Месячные аномалии давления одного знака охватывают обширные площади 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.

12.2. 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.

13.1. Ветер, как всякий вектор, можно изобразить стрелкой, длина которой пропорциональна численному значению скорости. Направление стрелки указывает, куда ветер дует. Например, при северо-восточном ветре стрелка должна быть направлена на юго-запад.

В каждой точке атмосферы имеется ветер (штиль можно рассматривать как ветер нулевой скорости). Поэтому *пространственное распределение ветра образует векторное поле*. Его можно представить графически разными способами. Наиболее наглядно ветер представляется с помощью *линий тока*, аналогичных, например, силовым линиям в магнитном поле. В каждой географической точке, в которой ветер известен, его изображают стрелкой, указывающей то направление, куда дует ветер; длина стрелки равна скорости, изображенной в избранном масштабе. На карте линии тока проводят 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, т. е. густота линий на единице расстояния должна быть пропорциональна скорости ветра. Иными словами, расстояние между линиями тока должно быть обратно пропорционально скорости ветра. Таким образом, на карте получается система линий тока (рис. 4.13), которая показывает, как именно течет

воздух в данной области в данный момент. Нужно помнить, что измерения ветра сделаны в определенный срок наблюдений и линии тока представляют моментальный снимок поля ветра именно для данного срока наблюдений. Их не следует смешивать 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 время движения проделывает свой путь в меняющемся поле ветра, и поэтому ее путь не совпадает с линиями тока, построенными для одного определенного момента времени. Только если с течением времени распределение скоростей в поле не меняется, линии тока и траектории воздушных частиц будут совпадать. Когда поле линий тока не меняется со временем, тогда поле ветра называют установившимся или стационарным. Следовательно, траектории воздушных частиц будут совпадать с линиями тока только в установившемся поле ветра. Как мы увидим в дальнейшем, для



Рис. 4.13. Линии тока

этого необходимо, чтобы поле давления с течением времени не менялось.

Линии тока можно строить и для средних характеристик ветра, например линий тока преобладающих направлений ветра или линии тока равнодействующих за многолетний период ветров.

Кроме линий тока очень часто анализируют поле численных значений скорости ветра. Для этого проводят *изотахи*, т. е. линии, соединяющие точки с одинаковыми численными значениями скорости ветра. Обычно изотахи проводят на картах абсолютной топографии, а также на специально строящейся за каждый срок аэрологических наблюдений карте максимальных скоростей ветра.

13.2. Рассматривая карты линий тока, можно заметить, что в одних местах они сближаются, в других — расходятся. Кроме того, существуют такие точки, к которым линии тока сходятся, как бы вливаясь в эту точку с разных сторон. Такие точки называются *точками сходимости*. Если линии тока расходятся от одной точки по всем направлениям, ее называют *точкой расходимости*. В некоторых случаях линии тока вливаются в одну линию — *линию сходимости* — или расходятся от одной линии — *линии расходимости* (рис. 4.14).

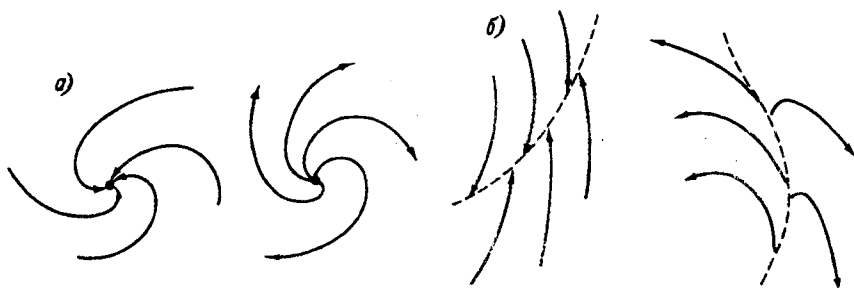


Рис. 4.14. Точки сходимости и расходимости (а) и линии сходимости и расходимости (б)

Если на поле линий 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. 4.15. Такую линию сходимости называют *односторонней*.

Исходя из соображения сохранения массы, сходимость линий тока должна сопровождаться восходящим движением стекающегося воздуха, а расходимость — нисходящим движением растекающегося воздуха (рис. 4.16). Причиной сходимости или расходимости в поле ветра могут быть особенности в распределе-

нии поля давления. Линии тока могут сходиться или расходиться также вследствие влияния трения на движущийся воздух. 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.

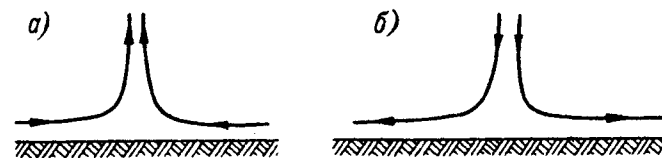


Рис. 4.16. Связь сходимости (а) и расходимости (б) с вертикальными движениями (вертикальный разрез)

14. ВЛИЯНИЕ ПРЕПЯТСТВИЙ НА ВЕТЕР

14.1. *Всякое препятствие*, стоящее на пути ветра, видоизменяет или, как часто говорят, *возмущает поле ветра*. Препятствия могут быть крупномасштабными, как горные системы и горные хребты, мезомасштабными, как отдельные долины, и мелко-масштабными, как здания, лесные полосы и т. д. В соответствии с размерами препятствия и масштаб возмущений в поле ветра также различен. В зависимости от размеров препятствия и от стратификации воздушного потока он либо обтекает препятствие с боков, либо переваливает через него сверху, либо обтекает его в нижних слоях и переваливает через него в верхних. Перетекание происходит тем легче, чем неустойчивее стратификация воздуха, т. е. чем больше вертикальные градиенты температуры в атмосфере. Перетекание воздуха через препятствие приводит к очень важным метеорологическим следствиям. Вынужденный подъем и адиабатическое расширение воздуха, а следовательно, падение температуры и приближение к насыщению способствуют увеличению облаков и осадков на наветренных склонах гор и горных хребтов. Нисходящее движение на подветренных склонах способствует удалению воздуха от насыщения, что приводит к рассеянию облачности и недостатку осадков.

Обтекая препятствие, ветер перед ним ослабевает, но с боковых сторон усиливается, особенно у выступов препятствий (мысы береговой линии, углы зданий и др.). Происходит это потому, что линии тока с боковых сторон и у углов препятствий сгущаются. Непосредственно за препятствием скорость ветра уменьшается, там наблюдается ветровая тень.

Очень существенное усиление ветра происходит при попадании воздушного потока в суживающееся орографическое ложе, например между двумя сближающимися горными хребтами. При продвижении воздушного потока в таких условиях ему приходится

Рис. 4.15. Односторонняя линия сходимости

протекать через все меньшее поперечное сечение. Так как сквозь уменьшающееся поперечное сечение должно пройти столько же воздуха, сколько его было вначале, то скорость должна все время увеличиваться (рис. 4.17). Именно этим объясняются очень сильные ветры в некоторых районах. Например, сильные восточные ветры в горле Ферганской долины, в Джунгарских воротах, западные ветры на западе оз. Иссык-Куль, северные ветры во Владивостоке и др. Тем же объясняется и усиление ветра в проливах между высокими островами и даже на городских улицах.

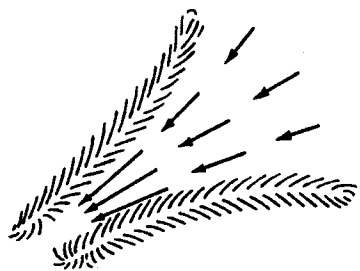


Рис. 4.17. Орографическое усиление ветра

Иногда перед хребтами и за ними создаются так называемые *наветренные и подветренные вихри*. Эти вихри имеют горизонтальную ось, направленную параллельно хребту. Поэтому они создают в приземном слое атмосферы ветер, дующий от препятствия на наветренной стороне, и ветер, дующий к препятствию на подветренной стороне. В некоторых случаях дующий от препятствия на наветренной стороне ветер достигает штормовой силы.

14.2. Влияние полезастных лесных полос на микроклиматические условия полей связано в первую очередь с ослаблением ветра в приземном слое воздуха, которое вызывают лесные полосы. Воздух задерживается перед лесной полосой и перетекает через нее, скорость ветра ослабевает также при просачивании воздуха сквозь просветы в полосе. Поэтому непосредственно за полосой скорость ветра уменьшается. С удалением от полосы скорость ветра постепенно увеличивается. Однако первоначальная, ослабленная скорость ветра восстанавливается только на расстоянии, равном 40 — 50-кратной высоте деревьев полосы, если полоса ажурная (неплошная). Влияние сплошной полосы распространяется на расстояние, равное 20—30-кратной высоте деревьев, и меньше.

15. УСКОРЕНИЕ ВОЗДУХА ПОД ДЕЙСТВИЕМ БАРИЧЕСКОГО ГРАДИЕНТА

15.1. Ветер возникает из-за неравномерного распределения атмосферного давления, т. е. благодаря существованию горизонтальных разностей давления. Если бы давление воздуха на каждой горизонтальной плоскости (на каждой поверхности уровня) было во всех точках одинаково, ветра бы не было. При неравномерном распределении атмосферного давления воздух стремится перемещаться из мест с более высоким давлением в места с более низким давлением.

Как мы видели, мерой неравномерности распределения давления является *горизонтальный барический градиент* $(-\frac{\partial p}{\partial n})$. Воздух стремится двигаться от высокого давления к низкому по наиболее короткому пути, т. е. по нормали к изобаре, а 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.* Действительно, если мы рассмотрим размерность $-\frac{\partial p}{\partial n}$, то получим

$$\left[\frac{\partial p}{\partial n} \right] = \left[\frac{H}{M^2 M} \right] = \left[\frac{H}{M^3} \right]$$

Следовательно, горизонтальный барический градиент есть равнодействующая сил давления, действующая в горизонтальном направлении на единицу объема воздуха (подобно тому как вертикальный барический градиент есть равнодействующая сил давления, действующих на единицу объема по вертикали). Таким образом, горизонтальный барический градиент $-\frac{\partial p}{\partial n}$ является силой, отнесенной к единице объема.

Чтобы получить силу барического градиента, действующую на единицу массы, нужно градиент разделить на плотность воздуха. Тогда для силы горизонтального барического градиента, действующей на единицу массы, получим 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. В атмосфере сила барического градиента является единственной силой, которая приводит воздух в движение и увеличивает его скорость. Все другие силы, проявляющиеся при движении воздуха, могут лишь тормозить движение и (или) отклонять его от направления градиента.

15.2. Сила, рассчитанная на единицу массы, равна ускорению, сообщаемому этой силой. Следовательно, выражение $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}$ численно равно ускорению, которое получает воздух под действием барического градиента. Найдем порядок величины этого ускорения. Пусть температура воздуха 0°C, а давление 1000 гПа. Стандартное значение для плотности воздуха при температуре 0°C и давлении 1000 гПа равно 1,273 кг/м³. Барический градиент примем равным 1 гПа на 100 км; 1 гПа = 10² Н/м² = 10² кг/(м·с²). Подставив все числовые значения, получим

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta n} = \frac{1}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta n} = (10^2 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}) / (1,273 \cdot 10^5 \cdot \text{с}^2 \cdot \text{кг} \cdot \text{м}) \approx 0,001 \text{ м/с}^2 = 10^{-3} \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$$

Таким образом, градиент в 1 гПа на 100 км создает ускорение примерно 0,001 м/с² или 1 мм/с². Это очень небольшое значение,

но оказывается, что и остальные силы, действующие на воздух в горизонтальном направлении, того же порядка.

15.3. Если бы на воздух действовала только сила барического градиента, то движение воздуха под действием этой силы было бы равномерно ускоренным. И хотя ускорение, сообщаемое воздуху силой градиента, невелико, при длительном действии этой силы воздух получил бы очень большие и притом неограниченно растущие скорости. В действительности в атмосфере этого не наблюдается. Воздух движется, как правило, со скоростью несколько метров и иногда — несколько десятков метров в секунду, причем обычно скорость ветра медленно меняется во времени. Это значит, что кроме силы барического градиента на движущийся воздух действуют другие силы, более или менее уравновешивающие силу градиента.

16. ОТКЛОНЯЮЩАЯ СИЛА ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ

16.1. Мы уже знаем, что ветер — это движение воздуха относительно земной поверхности, т. е. относительно системы координат, вращающейся вместе с Землей. Вращающаяся система координат не является инерциальной системой координат. В механике доказывается, что при движении любого тела во вращающейся системе координат оно отклоняется от первоначального направления движения относительно этой системы координат. Иными словами, тело, движущееся во вращающейся системе координат, получает относительно этой системы *поворотное ускорение*, или *ускорение Кориолиса*, направленное под прямым углом к скорости. Таким образом, поворотное ускорение не меняет модуль скорости, а только меняет направление скорости, т. е. направление движения.

Поворотное ускорение объясняется не какой-то внешней силой, отклоняющей воздух от первоначального направления движения. Поворотное ускорение объясняется неинерциальностью системы координат, т. е. вращением Земли. Действительно, воздух стремится сохранить по инерции свое первоначальное прямолинейное направление движения относительно мирового пространства, например относительно системы координат, связанной с неподвижными звездами. Система же координат, связанная с Землей, относительно которой определяют ветер, поворачивается под движущимся воздухом в противоположную сторону. Таким образом, относительно неподвижной системы координат не воздух отклоняется от первоначального направления движения относительно Земли, а Земля с ее параллелями и меридианами поворачивается под движущимся воздухом в противоположную сторону. Но в системе координат, связанной с Землей, наблюдателю будет казаться, что воздух отклоняется от первоначальных параллелей и меридианов.

Горизонтальная составляющая поворотного ускорения на вращающейся Земле имеет вид

$$A = 2\omega v \sin \varphi$$

где ω — угловая скорость вращения Земли, φ — географическая широта и v — скорость ветра. Эта составляющая направлена под прямым углом к скорости вправо в Северном полушарии и влево — в Южном.

Если рассматривать действие поворотного ускорения на единицу массы, то его можно условно назвать *отклоняющей силой вращения Земли* или *силой Кориолиса*.

16.2. Горизонтальная составляющая отклоняющей силы вращения Земли зависит от широты φ . Она имеет максимальную величину $2\omega v$ на полюсе ($\varphi = \pi/2$) и обращается в ноль на экваторе ($\varphi = 0$). Она также пропорциональна скорости ветра v и обращается в нуль при скорости ветра, равной нулю, т. е. в покоящемся воздухе силы Кориолиса нет. Найдем численное значение силы Кориолиса на полюсе для скорости ветра, например, 10 м/с. Нам нужно найти величину $2\omega v$. Определим значение угловой скорости вращения Земли. Так как полный оборот Земли вокруг оси происходит за звездные сутки (23 ч 56 мин 4 с), т. е. за 86 164 с, то угловая скорость вращения Земли

$$\omega = 2\pi : 86164 \text{ с} \approx 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}.$$

Взяв удвоенное значение этой величины и умножив его на 10 м/с, получим ускорение, сообщаемое единице массы воздуха отклоняющей силой вращения Земли на полюсе при ветре 10 м/с. Оно $\approx 1,5 \cdot 10^{-3} \text{ м/с}^2$ и, таким образом, оказывается величиной того же порядка, что и ускорение, создаваемое в атмосфере барическими градиентами. Это очень важный факт: *отклоняющая сила вращения Земли при движении воздуха может уравновесить силу барического градиента*.

17. ГЕОСТРОФИЧЕСКИЙ ВЕТЕР

17.1. Рассмотрим частицу воздуха, имеющую единицу массы. Пусть частица находится в простейшем барическом поле, которое описывается системой параллельных и равноотстоящих изобар. Будем считать, что трение отсутствует и частица находится в Северном полушарии. Под действием силы градиента давления частица начнет двигаться от высокого давления к низкому вдоль нормали к изобаре. Но как только частица начинает двигаться, на нее немедленно начинает действовать сила Кориолиса, которая будет отклонять частицу вправо от направления движения под прямым углом. Будем считать, что барическое поле не меняет свою форму, поэтому на частицу продолжает действовать градиент давления, а сила Кориолиса будет все время поворачивать частицу вправо. Равнодействующая сил градиента давления и Кориолиса будет увеличивать скорость частицы. По мере возрастания скорости частицы сила Кориолиса, пропорциональная скорости, также будет возрастать, а значит, будет возрастать и ее отклоняющее действие. В конце концов частица

придет в такое положение, когда градиент давления будет в точности уравновешен силой Кориолиса. Это произойдет, когда сила Кориолиса будет направлена вдоль силы барического градиента в противоположную сторону и равна ему по величине. В этом случае наша единица массы воздуха будет совершать прямолинейное равномерное движение. Такое движение называется *геострофическим*, а ветер — *геострофическим ветром*. Таким образом, при геострофическом движении вектор силы градиента и вектор силы Кориолиса равны по модулю и направлены взаимно противоположно, а воздух совершает равномерное и прямолинейное движение. Отклоняющая сила вращения Земли в Северном полушарии направлена вправо под прямым углом к направлению скорости движения частицы воздуха; следовательно, сила градиента давления должна быть направлена под прямым углом влево от направления скорости движения и равна по величине отклоняющей силе. Сила градиента давления направлена по нормали к изобаре, следовательно, под прямым углом к силе градиента давления лежит изобара. Это значит, что скорость геострофического ветра направлена вдоль изобары, т. е. *геострофический ветер дует вдоль изобар*, оставляя в Северном полушарии низкое давление слева (рис. 4.18).

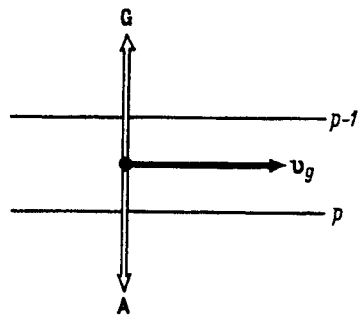


Рис. 4.18. Геострофический ветер:

\vec{G} — сила барического градиента,
 \vec{A} — отклоняющая сила вращения Земли, \vec{v}_g — скорость ветра

В Южном полушарии сила Кориолиса направлена под прямым углом влево от скорости движения, следовательно, геострофический ветер должен дуть вдоль изобар, оставляя низкое давление справа. Величину скорости геострофического ветра можно найти, написав условие равенства векторов действующих сил: $\vec{G} + \vec{A} = 0$ или $-\vec{G} = \vec{A}$. Переходя к модулям, можно записать

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} = 2\omega v_g \sin \varphi. \quad (4.1)$$

Отсюда для скорости геострофического ветра получим выражение

$$v_g = -\frac{1}{2\omega \rho \sin \varphi} \frac{\partial p}{\partial n}. \quad (4.2)$$

Это выражение показывает, что *скорость геострофического ветра прямо пропорциональна барическому градиенту*. Чем больше градиент, т. е. чем гуще проходят изобары, тем сильнее ветер. Формула (4.2) показывает также, что геострофический ветер обратно пропорционален плотности и синусу широты.

Обратная пропорциональность геострофического ветра плот-

ности означает, что при одном и том же градиенте давления с высотой скорость геострофического ветра будет больше. Зависимость скорости геострофического ветра от широты приводит к выводу, что на экваторе, где $\sin 0^\circ = 0$, геострофический ветер не существует, поскольку он равен бесконечности.

17.2. Придадим формуле $v_g = -\frac{1}{2\omega \rho \sin \varphi} \frac{\partial p}{\partial n}$ рабочий вид. Для этого подставим в формулу (4.2) числовые значения плотности воздуха при стандартных условиях давления и температуры на уровне моря (0°C , 1000 гПа), заменим угловую скорость вращения Земли ее числовым значением, выразим градиент давления в гектопаскалях на 100 км, а скорость ветра в метрах в секунду. Тогда получим формулу (4.2) в виде, удобном для определения скорости геострофического ветра на уровне моря:

$$v_g = -\frac{100 \Delta p \text{ м}^3 \cdot \text{кг}}{2 \cdot 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1} \cdot 1,273 \text{ кг} \cdot \sin \varphi \cdot \text{м} \cdot \text{с}^2 \cdot 100\,000 \text{ м} \cdot \Delta n}, \quad (4.3)$$

$$v_g = -\frac{5,4}{\sin \varphi} \frac{\Delta p}{\Delta n}.$$

где $\Delta p / \Delta n$ в гектопаскалях на 100 км, а v_g в м/с.

Например, при барическом градиенте 1 гПа/100 км под широтой 55° $v_g = 6,6$ м/с. При градиенте 2 гПа на 100 км и под широтой 30° $v_g = 21,6$ м/с.

17.3. Необходимым условием существования геострофического ветра было отсутствие силы трения. Но у земной поверхности сила трения существует и достаточно велика. Поэтому ветер у земной поверхности всегда отличается от геострофического. И только выше уровня 1000 м, где влияние силы трения становится незначительным, действительный ветер уже близок к геострофическому, т. е. дует по изобарам со скоростью, определяемой формулой (4.2). Кривизна траектории воздуха в большинстве случаев на этой высоте тоже небольшая, т. е. движение воздуха близко к прямолинейному. Наконец, хотя действительный ветер, как правило, не является вполне равномерным движением, все же ускорения в атмосфере обычно невелики.

В действительности 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 в умеренных широтах к геострофическому ветру дает возможность с достаточной для практики точностью определять скорость и направление действительного ветра на высотах по распределению давления.

ГРАДИЕНТНЫЙ ВЕТЕР

При криволинейном движении воздуха и отсутствии силы трения кроме силы барического градиента и отклоняющей силы

вращения Земли появляется еще центробежная сила, выражающаяся как $C = v^2/r$, где v — скорость ветра, а r — радиус кривизны траектории движущегося воздуха. Направлена центробежная сила по радиусу кривизны траектории наружу, в сторону выпуклости траектории. Если мы опять будем считать движение равномерным, то в этом случае должны уравниваться уже три силы, действующие на воздух: барического градиента, отклоняющая и центробежная.

Допустим, что траектории движения частиц воздуха являются окружностями (рис. 4.19, 4.20). Тогда скорость в любой точке

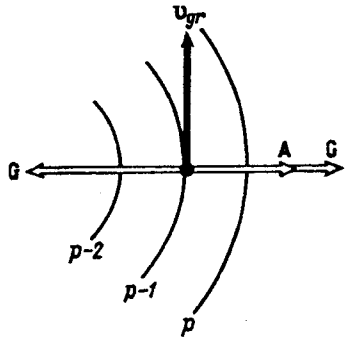


Рис. 4.19. Градиентный ветер в циклоне:

\vec{G} — сила барического градиента,
 \vec{A} — отклоняющая сила вращения Земли, \vec{C} — центробежная сила,
 \vec{v} — скорость градиентного ветра

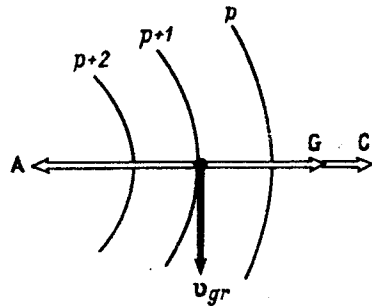


Рис. 4.20. Градиентный ветер в антициклоне.
 Условные обозначения см. на рис. 4.19

траектории будет направлена по касательной к окружности в этой точке. Отклоняющая сила направлена под прямым углом к скорости, следовательно, по радиусу окружности вправо (в Северном полушарии). Центробежная сила также направлена по радиусу кривизны круговой траектории, т. е. по радиусу окружности всегда в сторону выпуклости. Сила барического градиента должна уравнивать геометрическую сумму этих двух сил и, следовательно, лежать на одной прямой с ними, т. е. на радиусе окружности. Значит, барический градиент направлен под прямым углом к скорости, т. е. под прямым углом к касательной к окружности. Но под прямым углом к градиенту проходит изобара (в данном случае касательная к изобаре), следовательно, ветер направлен по изобаре. Такой теоретический случай равномерного движения воздуха по круговым траекториям без влияния трения называют *градиентным*, а ветер — *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.

19. ГРАДИЕНТНЫЙ ВЕТЕР В ЦИКЛОНЕ И АНТИЦИКЛОНЕ

Для градиентного ветра возможны два случая:

19.1. Первый случай. В барической системе с концентрическими круговыми изобарами градиенты направлены по радиусам от периферии к центру (см. рис. 4.19). 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 по радиусу, всегда наружу, в сторону выпуклости траектории (изобары), т. е. в данном случае против силы градиента.

Как правило, в атмосфере центробежная сила меньше силы барического градиента. Поэтому для равновесия действующих сил нужно, чтобы отклоняющая сила вращения Земли была направлена так же, как центробежная сила, и чтобы они вместе уравнивали силу барического градиента. Значит, и отклоняющая сила должна быть направлена вдоль радиуса наружу от центра циклона. Скорость же ветра должна быть направлена перпендикулярно отклоняющей силе так, чтобы отклоняющая сила была направлена под прямым углом вправо от скорости (в Северном полушарии). Это будет в том случае, если ветер в циклоне дует по круговым изобарам против часовой стрелки, отклоняясь от барического градиента вправо.

Чтобы определить скорость градиентного ветра в циклоне, запишем выражение для баланса сил:

$$\frac{v_{гр}^2}{r} + 2\omega v_{гр} \sin \varphi = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} \quad (4.4)$$

Таким образом, скорость градиентного ветра $v_{гр}$ в циклоне определяется из квадратного уравнения

$$\frac{v_{гр}^2}{r} + 2\omega v_{гр} \sin \varphi + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} = 0 \quad (4.5)$$

Следовательно,

$$v_{гр} = -\omega r \sin \varphi + \sqrt{(\omega r \sin \varphi)^2 - \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}} \quad (4.6)$$

19.2. Второй случай. В центре барической системы с круговыми концентрическими изобарами давление самое высокое, к перифе-

рин оно убывает. Следовательно, барические градиенты направлены от центра к периферии (см. рис. 4.20). Это простейший случай антициклона. Центробежная сила в антициклоне направлена по радиусу наружу, в сторону выпуклости изобар, т. е. одинаково с силой барического градиента. Отсюда следует, что отклоняющая сила вращения Земли должна быть направлена по радиусу внутрь антициклона, чтобы уравновешивать две одинаково направленные силы — градиента и центробежную. Если сила Кориолиса направлена к центру, то скорость ветра должна лежать к ней под прямым углом так, чтобы отклоняться от силы Кориолиса влево (в Северном полушарии). Это значит, что ветер в антициклоне дует по круговым изобарам по часовой стрелке.

Аналогично скорость градиентного ветра в антициклоне можно определить из условия равновесия силы Кориолиса сумме сил барического градиента и центробежной:

$$\frac{v_{гр}^2}{r} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} = 2\omega v_{гр} \sin \varphi; \quad (4.7)$$

скорость градиентного ветра $v_{гр}$ в антициклоне можно определить, решая квадратное уравнение:

$$\frac{v_{гр}^2}{r} - 2\omega v_{гр} \sin \varphi - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} = 0. \quad (4.8)$$

Отсюда

$$v_{гр} = \omega r \sin \varphi - \sqrt{(\omega r \sin \varphi)^2 + \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}}. \quad (4.9)$$

Знаки перед корнем для циклона плюс, а для антициклона минус выбираются исходя из того, что в центре циклона и антициклона при $\partial p / \partial n = 0$ скорость ветра должна быть также равна нулю.

19.3. Представим, что барический градиент одинаковый в барическом поле с прямолинейными изобарами и с концентрическими кругообразными изобарами. Если кругообразные изобары принадлежат циклону, то градиентный ветер описывается уравнением (4.5). Перенесем $v_{гр}^2 / r$ и $(1/\rho) (dp/dn)$ в правую часть уравнения, разделим обе его части на $2\omega \sin \varphi$ и получим

$$v_{гр} = -\frac{1}{2\omega \rho \sin \varphi} \frac{\partial p}{\partial n} - \frac{v_{гр}^2}{2\omega r \sin \varphi}.$$

Так как выражение $-\frac{1}{2\omega \rho \sin \varphi} \frac{\partial p}{\partial n} = v_g$ есть геострофический ветер,

запишем
$$v_{гр} = v_g - \frac{v_{гр}^2}{2\omega r \sin \varphi}.$$

Если кругообразные изобары описывают антициклон, то градиентный ветер описывается уравнением (4.8). Проведем аналогичные операции, получим

$$v_{гр} = v_g + \frac{v_{гр}^2}{2\omega r \sin \varphi}.$$

Отсюда легко заключить, что при одном и том же градиенте давления скорость градиентного ветра в циклоне меньше, а в антициклоне больше, чем скорость геострофического ветра, т. е. ветра при прямолинейных изобарах. Это видно и из данных рис. 4.19 и 4.20. Скорость ветра пропорциональна отклоняющей силе. В антициклоне отклоняющая сила больше, а в циклоне меньше, чем сила градиента. Поэтому одному и тому же градиенту давления, определяющему геострофический ветер, в антициклоне соответствует большая скорость градиентного ветра, а в циклоне — меньшая.

Расчет градиентного ветра затруднен тем, что радиус кривизны траекторий (а не изобар) r определить достаточно сложно. Поэтому действительный ветер в циклонах и антициклонах в свободной атмосфере описывается с примерно равной точностью как геострофическим, так и градиентным ветром. В слоях, близких к земной поверхности, где велико влияние трения, действительный ветер сильно отличается и от того, и от другого.

19.4. Как и в случае геострофического ветра, скорость градиентного ветра и в циклоне, и в антициклоне отклоняется от барического градиента вправо в Северном полушарии. В Южном полушарии, где отклоняющая сила вращения Земли направлена под прямым углом влево от скорости, градиентный ветер будет отклоняться от градиента давления 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.

20. ТЕРМИЧЕСКИЙ ВЕТЕР

Геострофический и градиентный ветер на уровне моря или на любой заданной уровневой поверхности в свободной атмосфере направлены по изобарам, существующим на уровне моря или на этой поверхности. Приблизительно вдоль изобар дует и действительный ветер в свободной атмосфере. Мы уже знаем, что с высотой направление изобар может меняться и действительно меняется. Следовательно, должно меняться и направление ветра. Но с высотой меняется не только направление изобар, но и их густота, т. е. барический градиент, а значит, будет меняться и скорость ветра.

Из параграфа 5 этой главы мы знаем, что барический градиент

на верхнем уровне какого-либо слоя получает дополнительную составляющую, пропорциональную толщине слоя и температурно-му градиенту средней температуры слоя. Дополнительная составляющая прибавляется к барическому градиенту, существующему на нижнем уровне слоя. Следовательно, и градиентный (и геострофический) ветер получает с высотой дополнительную составляющую скорости, направленную по средней изотерме рассматриваемого слоя атмосферы. Эту дополнительную составляющую $\Delta \vec{v}_T$ называют *термическим ветром*. Ее нужно векторно прибавить к градиентному ветру на нижнем уровне \vec{v}_0 , чтобы получить градиентный ветер на верхнем уровне \vec{v} (рис. 4.21):

$$\vec{v} = \vec{v}_0 + \Delta \vec{v}_T \quad (4.10)$$

Можно показать, что численно с достаточной точностью

$$|\Delta \vec{v}_T| = \frac{g}{2\omega T_m \sin \varphi} \frac{\partial T_m}{\partial v} (z_2 - z_1) \quad (4.11)$$

где T_m — средняя температура слоя ($z_2 - z_1$), v — нормаль к средней изотерме, положительная в сторону холодного воздуха. Направление $\Delta \vec{v}_T$ совпадает с направлением средних изотерм слоя ($z_2 - z_1$) так, чтобы в Северном полушарии холод оставался слева.

В атмосфере могут быть различные случаи взаимного расположения изобар и изотерм.

Если барический градиент на

нижнем уровне совпадает по направлению с температурным градиентом вышележащего слоя, 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 направлению 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 барический градиент убывает по мере роста высоты. Вместе с ним, не меняя направления, убывает и ветер до тех пор, пока он не обратится в нуль, а затем не изменит направления на прямо противоположное.

Если барический и температурный градиенты образуют между собой угол меньше 180° , то термический ветер будет направлен вправо или влево относительно ветра на нижнем уровне в зависимости от того, в какую сторону термический градиент

отклоняется от барического. 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 все наоборот.

Теория термического ветра справедлива, строго говоря, для градиентного и геострофического ветров. Но установленные закономерности изменений ветра с высотой оправдываются и для действительных условий в атмосфере.

21. СИЛА ТРЕНИЯ

Движущийся воздух испытывает трение о земную поверхность. Можно говорить о силе трения в атмосфере, которая сообщает уже существующему в атмосфере движению отрицательное ускорение, т. е. замедляет движение воздуха, а также меняет его направление.

В первом приближении силу трения в атмосфере можно считать направленной противоположно скорости. Как всякий газ, воздух обладает вязкостью. Вязкость — это способность двух слоев жидкой среды сопротивляться скольжению относительно друг друга. Благодаря вязкости сила трения, наибольшая у земной поверхности, с высотой также будет ощущаться. Однако в силу того, что вязкость воздуха мала, влияние трения о земную поверхность с высотой будет уменьшаться и на уровне около 1000 м сила трения становится незначительной по сравнению с другими силами, действующими на движение воздуха. Поэтому, начиная с этой высоты, трением 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, поэтому скорость воздушных частиц, непосредственно соприкасающихся с земной поверхностью, замедляется. Объемы воздуха с уменьшенной скоростью в процессе турбулентного обмена проникают в вышележащие слои, и сверху взамен их поступают объемы с большой 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 есть *слой трения*.

При неустойчивой стратификации атмосферы в дополнение к динамической турбулентности развивается *термическая турбулентность* — конвекция, особенно сильно перемешивающая воздух по вертикали (см. гл. пятую). В результате при неустойчивой стратификации (на суше особенно часто это бывает летом)

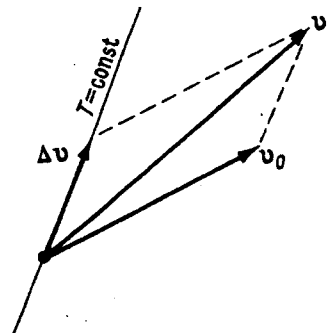


Рис. 4.21. Термический ветер:

\vec{v}_0 — ветер на нижнем уровне, $\Delta \vec{v}_T$ — термический ветер, \vec{v} — ветер на верхнем уровне, $T = \text{const}$ — изотерма средней температуры

замедляющее влияние трения распространяется на более мощный слой воздуха и уровень трения располагается выше, чем при устойчивой стратификации (особенно часто наблюдающейся зимой). Но зато у земной поверхности влияние трения на скорость и направление ветра при неустойчивой стратификации меньше, чем при устойчивой.

22. ВЛИЯНИЕ ТРЕНИЯ НА СКОРОСТЬ И НАПРАВЛЕНИЕ ВЕТРА

22.1. Скорость ветра уменьшается вследствие трения настолько, что у земной поверхности (на высоте флюгера) над сушей она примерно вдвое меньше, чем скорость геострофического ветра, рассчитанная для того же барического градиента. Например, в Берлине средняя годовая скорость ветра у земной поверхности 4,8 м/с, а вычисленная по приземному барическому градиенту средняя скорость геострофического ветра 9,5 м/с. Над морем скорость реального ветра составляет около 2/3 скорости геострофического ветра.

С высотой сила трения убывает, а скорость ветра возрастает, пока на высоте около 1000 м не станет близкой к скорости геострофического ветра. В Берлине средняя годовая скорость ветра на высоте 1000 м 10,2 м/с, т. е. немногим больше, чем приземная скорость геострофического ветра.

22.2. Сила трения влияет на направление ветра. Предположим, что воздух движется прямолинейно и равномерно и при наличии силы трения. Такое возможно, если уравновешиваются три силы: барического градиента, отклоняющая и трения (рис. 4. 22). Как мы знаем из предыдущего параграфа, в первом приближении силу трения можно принять направленной против скорости и пропорциональной ей. Отклоняющая сила вращения Земли направлена под прямым углом вправо от скорости (в Северном полушарии).

Для того чтобы сила барического градиента могла уравновесить силу трения и отклоняющую силу вращения Земли, она должна лежать на одной прямой с равнодействующей силы трения и отклоняющей силы вращения Земли, иметь противоположное равнодействующей направление и быть равной ей по абсолютной величине (см. рис. 4.22). Таким образом, сила барического градиента теперь уже не может лежать на одной прямой с отклоняющей силой вращения Земли, и, следовательно, сила барического градиента будет составлять со скоростью вет-

ра не прямой, а острый угол, как это видно из рис. 4.22. Значит, скорость ветра будет направлена не по изобарам, а будет пересекать их, отклоняясь от барического градиента вправо (в Северном полушарии) на острый угол. Скорость ветра в этом случае можно разложить на две составляющие — по изобаре и по барическому градиенту.

22.3. Если представим себе равномерное движение воздуха при круговых изобарах и при наличии силы трения, мы приходим 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, а направлена прямо противоположно равнодействующей сил трения, центробежной и отклоняющей силы и равна ей по величине. Следовательно, скорость ветра также будет отклоняться влево от изобар на острый угол, т. е. будет иметь составляющую, направленную по барическому градиенту.

При этом в циклоне, где градиенты давления направлены от периферии к центру благодаря силе трения, ветер будет иметь составляющую, направленную к центру. В сумме с составляющей по касательной к изобаре, направленной против часовой стрелки, они дают ветер, который будет дуть против часовой стрелки в область центра. Поэтому в циклоне в нижних слоях, где действует сила трения, воздух оттекает от периферии к центру, двигаясь против часовой стрелки. В антициклоне составляющая по изобарам 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 линии тока представляют собой спирали, расходящиеся по часовой стрелке от центра антициклона. Последний является для линий тока точкой расходимости (рис. 4.23).

Понятно, что в Южном полушарии спиралеобразные линии тока в циклоне будут направлены по часовой стрелке, а в антициклоне — против часовой стрелки. Но составляющая скорости ветра, нормальная к изобарам, будет направлена в циклоне внутрь, а в антициклоне — наружу и в Южном полушарии.

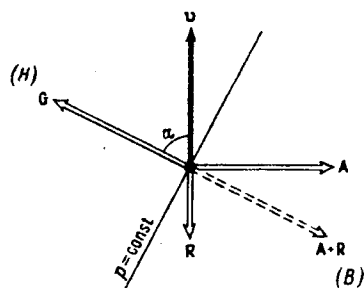


Рис. 4.22. Ветер в слое трения (равномерное прямолинейное движение воздуха при наличии силы трения):

\vec{G} — сила барического градиента, \vec{A} — отклоняющая сила вращения Земли, \vec{R} — сила трения, \vec{v} — скорость ветра

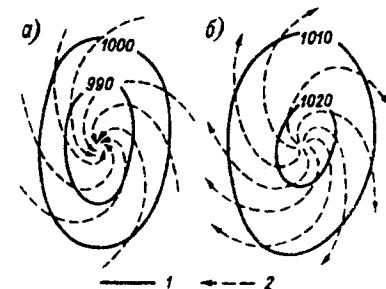


Рис. 4.23. Изобары (1) и линии тока (2) в нижних слоях циклона (а) и антициклона (б)

23. УГОЛ ОТКЛОНЕНИЯ ВЕТРА ОТ ГРАДИЕНТА

23.1. Угол, который вектор скорости ветра составляет с барическим градиентом, у земной поверхности имеет среднее значение около 60° . Следовательно, угол между скоростью ветра (линией тока) и изобарой имеет дополнительное до прямого угла значение — около 30° . Однако в разных условиях подстилающей поверхности этот угол разный. Над морем ветер может отклоняться от градиента на $70\text{—}80^\circ$ и становиться близким к изобарам; над сушей отклонения ветра от градиента меньше 60° , обычно он составляет $40\text{—}50^\circ$. Этот угол меняется также в зависимости от скорости ветра и от вертикальной стратификации атмосферы.

23.2. По мере уменьшения влияния трения с увеличением высоты угол отклонения ветра от градиента постепенно 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 и, следовательно, сильно отличается от градиентного, он и на уровне трения существенно отклоняется от изобар. В зависимости от знака ускорения ветер отклоняется от изобар вправо или влево.

Как мы видели, у земной поверхности ветер отклоняется от изобар влево, а на уровне трения он близок к изобаре. Это значит, что с высотой ветер меняет свое 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 с увеличением высоты.

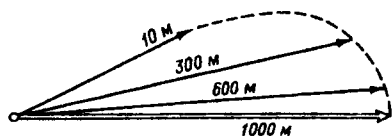


Рис. 4.24. Годограф скорости ветра в слое трения (спираль Экмана): векторы скорости ветра на различных высотах от земной поверхности до уровня трения

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 отложенных от одной точки (начала, рис. 4.24). В слое трения этот годограф называется *опиралью Экмана*.

24. СУТОЧНЫЙ ХОД ВЕТРА

24.1. 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 ч, минимум — ночью или утром. Начиная примерно с высоты 500 м, суточный ход обратный: с максимумом 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 искажается непериодическими изменениями ветра, связанными с циклонической деятельностью.

24.2. 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, а 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, обладающий большими скоростями, в процессе обмена переносится вниз, в результате чего общая скорость ветра внизу днем возрастает. В то же время приземный воздух, замедленный трением, перемещается вверх, вследствие чего в верхней части слоя трения происходит уменьшение скорости. Ночью при ослабленном вертикальном перемешивании скорость ветра внизу будет меньше, чем днем, а сверху больше. Над океаном некоторое усиление конвекции приходится на ночь (см. гл. пятую, параграф 30), поэтому и суточный максимум ветра наблюдается ночью.

24.3. 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 верхней части слоя трения 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. Следовательно, ветер поворачивается вправо, 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 прямо противоположные.

На горных вершинах суточный ход ветра в общем такой же, как в свободной атмосфере: с максимумом скорости ночью и минимумом днем. Однако в горах это явление сложнее, чем в свободной атмосфере.

25. БАРИЧЕСКИЙ ЗАКОН ВЕТРА

25.1. Опыт подтверждает, что действительный ветер у земной поверхности всегда (за исключением широт, близких к экватору) отклоняется от барического градиента на некоторый острый угол

в Северном полушарии вправо, в Южном — влево. Отсюда следует так называемый *барический закон ветра*: *если в Северном полушарии 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*. Этот закон был найден эмпирически еще в первой половине XIX в. Бейс-Балло и носит его имя. 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.

25.2. Барический закон ветра описывает свойства действительного ветра. Таким образом, закономерности геострофического и градиентного движения воздуха, т. е. при упрощенных теоретических условиях, в основном оправдываются и в более сложных действительных условиях реальной атмосферы. В свободной атмосфере несмотря на неправильную форму изобар ветер по направлению близок к изобарам (отклоняется от них, как правило, на $15-20^\circ$), а скорость его близка к скорости геострофического ветра. То же справедливо и для линий тока в приземном слое циклона или антициклона. Хотя эти линии тока и не являются геометрически правильными спиралями, однако характер их все же спиралеобразный и в циклонах они сходятся к центру, а в антициклонах расходятся от центра.

26. СВЯЗЬ ВЕТРА С ИЗМЕНЕНИЯМИ ДАВЛЕНИЯ

Выше мы установили, что атмосферное давление на любом уровне в атмосфере равно весу вышележащего столба воздуха, т. е. пропорционально массе воздуха, находящегося в этом столбе. Уменьшение массы воздуха в атмосферном столбе над тем или иным пунктом приводит к падению давления, увеличение массы воздуха — к росту давления.

Возьмем точку (единицу площади 1 м^2) на некотором уровне в свободной атмосфере. Давление здесь может меняться по следующим причинам: вертикальные движения через этот уровень, изменения массы выше данного уровня за счет горизонтальных движений, перемещение сюда воздушного столба другой плотности. Действительно, при нисходящем движении часть воздуха уходит ниже рассматриваемого уровня, следовательно, масса вышележащего столба атмосферы и давление на рассматриваемом уровне убывают. В случае восходящего движения масса вышележащего столба возрастает и давление на этом уровне растет.

Изменение давления в рассматриваемой точке может произойти также благодаря горизонтальному переносу воздуха другой плотности. Например, выше рассматриваемого уровня горизонтальные движения несут воздух большей плотности. В этом

случае давление в рассматриваемой точке увеличится, в противоположном случае — упадет.

Наконец, горизонтальные движения выше рассматриваемого уровня могут либо выносить часть массы воздуха из вертикального столба атмосферы над точкой, либо «накачивать» массу воздуха в этот столб. В первом случае давление в точке упадет, во втором — вырастет.

Рассмотрим теперь изменение давления у поверхности Земли, где единственной причиной изменения давления являются горизонтальные движения, так как любые вертикальные движения не меняют массу воздуха в столбе, находящемся над рассматриваемой единичной площадью земной поверхности. Теперь представим себе такой идеализированный случай: воздух движется вдоль широты со скоростью геострофического ветра, т. е. совершает равномерное движение, а температура и, следовательно, плотность везде одинаковы вдоль траектории движения. При таком горизонтальном движении давление вовсе не будет меняться. Действительно, столбы воздуха, переносимые в рассматриваемую точку, одной и той же плотности, благодаря равномерному движению масса в столбе не меняется. Для того чтобы давление в рассматриваемом столбе изменилось, нужно, чтобы притекало в него больше воздуха, чем выносилось. Тогда давление будет расти. Если воздуха притекает меньше, чем выносится из столба, то давление будет падать. Но это возможно, если воздушный поток будет не равномерным, а ускоренным, т. е. когда сила барического градиента не уравновешивается силой Кориолиса.

В случае неодинаковой температуры в перемещающейся по горизонтали воздушной массе (воздушные массы неодинаковой плотности) ветер также не может быть градиентным (а тем более геострофическим) и воздушный поток также обладает ускорением того или иного знака. Таким образом, как ни малы отклонения действительного ветра в свободной атмосфере от геострофического, именно они определяют изменение атмосферного давления.

Наблюдения показывают, что в атмосфере давление меняется все время и подчас очень сильно. Изменяется оно за счет отклонения действительного ветра от геострофического. В результате в одних местах наблюдается падение давления, приводящее к образованию и углублению циклонов и к разрушению антициклонов, в других — рост давления, вызывающий образование и усиление антициклонов и заполнение циклонов. Эти изменения в барическом поле происходят за счет таких отклонений действительного ветра от геострофического (градиентного) ветра в свободной атмосфере, при которых имеются составляющие ветра, направленные против градиентов.

27. ФРОНТЫ В АТМОСФЕРЕ

27.1. В атмосфере постоянно создаются такие условия, когда две воздушные массы с разными свойствами располагаются одна

подле другой. В этом случае эти две воздушные массы разделены узкой переходной зоной, называемой *фронтом*. Длина таких зон — тысячи километров, ширина — лишь десятки километров. Эти зоны относительно земной поверхности наклонены с высотой и прослеживаются вверх по крайней мере на несколько километров, а нередко до самой стратосферы. В зоне фронта, при переходе от одной воздушной массы к другой, температура, ветер и влажность воздуха резко меняются.

Фронты, разделяющие основные географические типы воздушных масс, называют главными фронтами. Главные фронты между арктическим и умеренным воздухом носят название *арктических*, между умеренным и тропическим воздухом — *полярных*. Раньше раздел между тропическим и экваториальным воздухом считали также фронтом и называли его тропическим фронтом. В последнее время утвердилось мнение, что раздел между тропическим и экваториальным воздухом не носит характера фронта. Этот раздел называют *внутритропической зоной конвергенции*.

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. Если мы идеализируем фронтальную зону как поверхность раздела, то для метеорологических величин она является *поверхностью разрыва*, потому что резкое изменение во фронтальной зоне температуры и некоторых других метеорологических величин приобретает на поверхности раздела характер скачка.

27.2. Фронтальные поверхности проходят в атмосфере наклонно (рис. 4.25). Если бы обе воздушные массы были неподвижными, то теплый воздух располагался бы над холодным и поверхность фронта между ними была бы горизонтальной, параллельной горизонтальным изобарическим поверхностям. Поскольку воздушные массы движутся, поверхность фронта может существовать и сохраняться при условии, что она наклонена к поверхности уровня и, стало быть, к уровню моря. Теория фронтальных поверхностей показывает, что 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 фронтальной поверхности называют просто *наклоном фронта* (тангенс угла имеет

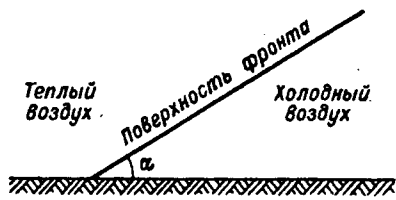


Рис. 4.25. Поверхность фронта в вертикальном разрезе

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. Следовательно, в процессе движения воздушных масс и разделяющей их фронтальной поверхности воздушные массы располагаются не только одна рядом с другой, но и одна над другой. При этом более плотный холодный воздух лежит под теплым воздухом в виде узкого клина, постепенно увеличивающего свою толщину по мере удаления от линии фронта. На чертежах угол наклона фронтальной поверхности по необходимости приходится преувеличивать.

27.3. Если приближаться к фронтальной поверхности со стороны теплой и холодной воздушных масс и следить за давлением, то очевидно, что на самой поверхности давление будет одинаковым. (Действительно, в любой точке вес вышележащего столба атмосферы может быть единственным.) Однако характер расположения изобарических поверхностей в теплой и холодной воздушных массах различный, поскольку температуры и скорости ветра в них различны. Вследствие этого при переходе из одной воздушной массы в другую изобарические поверхности меняют свое направление, «ломаются». Это значит, что на поверхности фронта происходит разрыв барических градиентов. Из основного уравнения статики следует, что барическая ступень в теплом воздухе больше, чем в холодном. Следовательно, в теплом воздухе вертикальные расстояния между изобарическими поверхностями больше, чем в холодном. Следовательно, при геострофическом ветре в обеих воздушных массах возможны три основных типа распределения давления и ветра около поверхности фронта (рис. 4.26, 4.27).

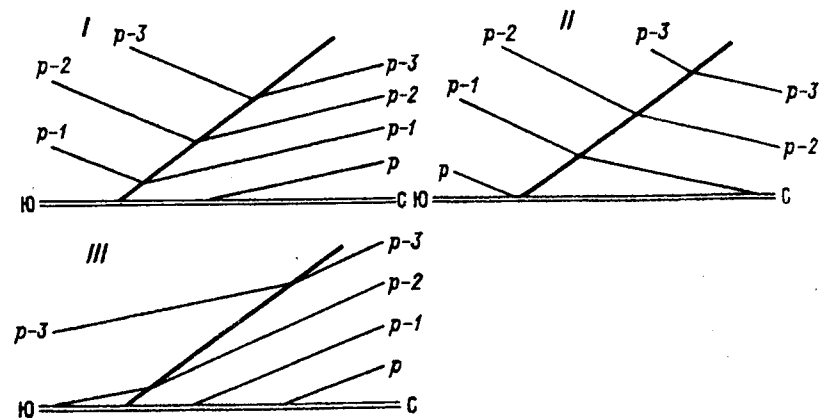


Рис. 4.26. Типы распределения давления вблизи фронтальной поверхности в вертикальном разрезе:

тонкие линии — изобарические поверхности, жирные линии — фронтальная поверхность

На рис. 4.26 видно, что изобарические поверхности, пересекая поверхность фронта, прогибаются и принимают форму желобов, открытых вверх. Такое распределение давления представляет собой ложбину в барическом поле — явную (случай I) или замаскированную (случаи II и III). Вспомним, что в Северном полушарии геострофический ветер направлен вправо от градиента давления под прямым углом. Тогда скорости воздушных течений по обе стороны от линии фронта распределятся следующим образом (см. рис. 4.27).

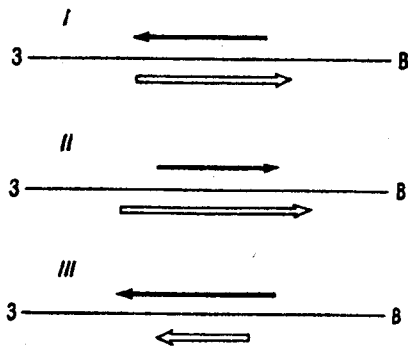


Рис. 4.27. Типы распределения ветра по обе стороны фронта в горизонтальной плоскости, соответствующие трем типам распределения давления (см. рис. 4.26)

сах, причем в холодном воздухе более сильное.

27.4. Каждый индивидуальный фронт в атмосфере не существует бесконечно долго. Фронты постоянно возникают, обостряются, размываются и исчезают. Условия для образования фронтов всегда существуют в тех или иных частях атмосферы, поэтому фронты не редкая случайность, а постоянная, повседневная особенность атмосферы. Обычный механизм образования фронтов в атмосфере — *кинематический*: фронты возникают в таких полях движения воздуха, которые сближают между собой воздушные частицы с различной температурой (и другими свойствами). В таком поле движения горизонтальные градиенты температуры растут, и это приводит к образованию резкого фронта вместо постепенного перехода между воздушными массами. Процесс образования фронта называется *фронтогенезом*. Аналогично в полях движения, которые удаляют воздушные частицы друг от друга, уже существующие фронты могут размываться, т. е. превращаться в широкие переходные зоны, а существовавшие в них большие градиенты метеорологических величин, в частности температуры, — сглаживаться.

В некоторых случаях возникают фронты и под непосред-

ственным 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.

28. ТИПЫ ФРОНТОВ

28.1. В реальной атмосфере 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.

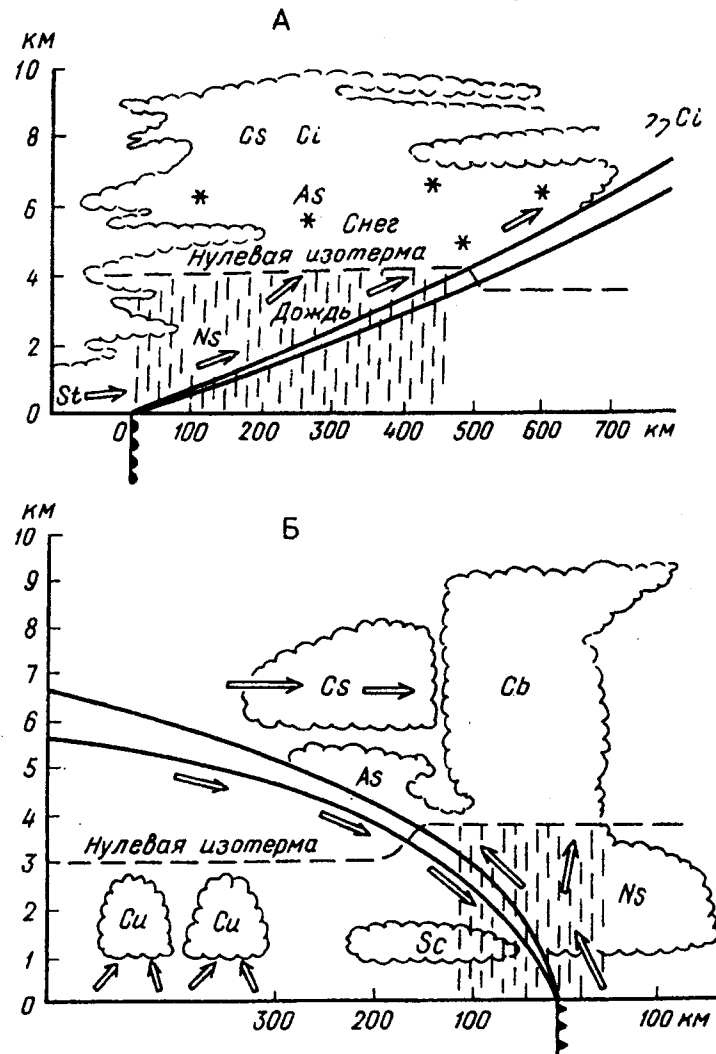


Рис. 4.28. Теплый (А) и холодный (Б) фронты (вертикальный разрез)

Фронт может перемещаться либо в сторону более холодного воздуха, либо в сторону более теплого воздуха. Если линия фронта перемещается у земли в сторону более холодного воздуха, это значит, что клин холодного воздуха отступает и освобожденное им место занимает теплый воздух. Такой фронт называют *теплым* (рис. 4.28, 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, теплый воздух перед ним отступает, а также вытесняется вверх наступающим холодным клином. Такой фронт называют *холодным* (рис. 4.28, Б). При его прохождении теплая воздушная масса сменяется холодной, температура понижается и резко изменяются другие метеорологические величины (рис. 4.29).

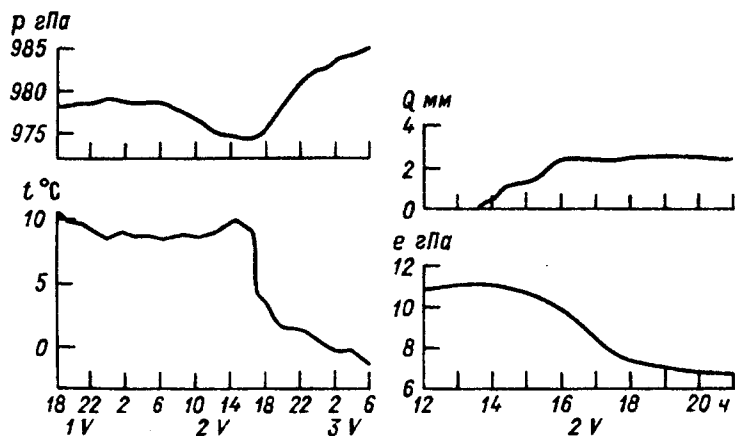


Рис. 4.29. Изменение метеорологических величин в случае прохождения холодного фронта в Москве

28.2. В области фронтов (или, как обычно говорят, на фронтальных поверхностях) возникают вертикальные составляющие скорости движения воздуха. Наиболее важен особенно частый случай, когда теплый воздух находится в состоянии упорядоченного 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.

На теплом фронте восходящее движение охватывает мощные слои теплого воздуха над всей фронтальной поверхностью, вертикальные скорости здесь порядка 1—2 см/с при горизонталь-

ных скоростях в несколько десятков метров в секунду. Поэтому движение теплого воздуха имеет характер восходящего скольжения вдоль фронтальной поверхности. В восходящем скольжении участвует не только слой воздуха, непосредственно примыкающий к фронтальной поверхности, но и все вышележащие слои, часто до тропопаузы. В результате возникает обширная система перистослоистых, высокослоистых — слоисто-дождевых облаков, из которых выпадают обложные осадки. В случае холодного фронта восходящее движение теплого воздуха ограничено более узкой зоной, однако вертикальные скорости значительно больше, чем на теплом фронте, и особенно они сильны перед холодным клином, где теплый воздух вытесняется холодным. Здесь преобладают кучево-дождевые облака с ливневыми осадками и грозами.

На фронтах и в воздушных массах по обе стороны фронтов возникают огромные атмосферные волны, приводящие к образованию атмосферных возмущений вихревого характера — *циклонов* и *антициклонов*. Вместе с эволюцией циклонов и антициклонов происходит и эволюция фронтов. В процессе эволюции циклонов возникают более сложные фронты, представляющие собой объединение теплой и холодной фронтальных поверхностей. Это — *фронты окклюзии*. С ними связаны наиболее сложные облачные системы.

28.3. Очень существенно, что все фронты связаны с ложбинами в барическом поле. В случае стационарного (малоподвижного) фронта изобары в ложбине параллельны самому фронту. В случаях теплого и холодного фронтов изобары приобретают форму латинской буквы V, пересекаясь с фронтом, лежащим на оси ложбины.

При прохождении фронта ветер в данном месте меняет свое направление по часовой стрелке. Например, если перед фронтом ветер юго-восточный, то за фронтом он изменится на южный, юго-западный или западный.

29. ФРОНТ И СТРУЙНОЕ ТЕЧЕНИЕ

Выше мы идеализировали фронт, представив его как геометрическую поверхность разрыва. В реальной атмосфере такая идеализация допустима в планетарном пограничном слое. В действительности фронт есть переходная зона между теплой и холодной воздушными массами; в тропосфере он представляет некоторую область, называемую фронтальной зоной. Температура на фронте не испытывает разрыва, а резко меняется внутри зоны фронта, т. е. фронт характеризуется большими горизонтальными градиентами температуры, на порядок большими, чем в воздушных массах по обе стороны от фронта.

Мы уже знаем, что если есть горизонтальный градиент температуры, достаточно близко совпадающий по направлению с горизонтальным барическим градиентом, последний с высотой растет, а с ним растет и скорость ветра. В фронтальной зоне, где

между теплым и холодным воздухом горизонтальный градиент температуры особенно велик, барический градиент сильно растет с высотой. Это значит, что термический ветер вносит большой вклад и скорость ветра на высотах достигает больших значений.

При резко выраженном фронте над ним в верхней тропосфере и нижней стратосфере наблюдается в общем параллельное фронту сильное воздушное течение в несколько сотен километров шириной, со скоростями от 150 до 300 км/ч. Оно называется *струйным течением*. Его длина сопоставима с длиной фронта и может достигать нескольких тысяч километров. Максимальная скорость ветра наблюдается на оси струйного течения вблизи тропопаузы, где она может превышать 100 м/с (рис. 4.30). Выше, в стратосфере, где горизонтальный температурный градиент меняется на обратный, барический градиент уменьшается с высотой, термический ветер направлен противоположно скорости ветра и она уменьшается с высотой. У арктических фронтов струйные течения обнаруживаются на более низких уровнях. При опреде-

ленных условиях струйные течения наблюдаются в стратосфере.

Обычно 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. При резком отклонении главного фронта от широтного направления отклоняется и струйное течение.

В субтропиках, где тропосфера умеренных широт соприкасается с тропической тропосферой, возникает *субтропическое струйное течение*, ось которого обычно расположена между тропической и полярной тропопаузами. Субтропическое струйное течение жестко не связано с каким-либо фронтом и является главным образом следствием существования температурного градиента экватор — полюс.

Струйное течение, встречное по отношению к летящему самолету, уменьшает скорость его полета; попутное струйное течение ее увеличивает. Кроме того, в зоне струйного течения может развиваться сильная турбулентность. Поэтому учет струйных течений важен для авиации.

Вопросы к главе четвертой

1. Что такое барическое поле? Каким образом можно описать барическое поле на уровне моря и в пространстве? Что такое изобара? Что такое главные изобарические поверхности? Функцией каких независимых переменных являются изобарические поверхности?
2. Как анализируют поле давления на уровне моря? Какие карты составляют в службе погоды?
3. Что такое карты барической топографии? Что такое изогипса?
4. Чем различаются карты абсолютной и относительной барической топографии?
5. Что такое геопотенциал? В каких единицах он измеряется?
6. Что такое горизонтальный градиент давления (горизонтальный барический градиент)? Какую он имеет размерность?
7. Расскажите о полном барическом градиенте. Как его получить? Каково соотношение между горизонтальным и вертикальным барическими градиентами?
8. Как определяют горизонтальный барический градиент по синоптической карте?
9. Какая разница и какое сходство между горизонтальными градиентами давления, абсолютной топографии изобарической поверхности, относительной топографии слоя p_2 над p_1 и температуры?
10. Какие факторы влияют на изменение с высотой величины и направления горизонтального барического градиента? Каков относительный вклад в это изменение горизонтального барического градиента на нижнем уровне и горизонтального градиента средней температуры слоя?
11. Какие существуют барические системы? Дайте определение каждой из них.
12. Как располагаются изобарические поверхности в пространстве в циклонах и антициклонах? Какова роль температурного поля?
13. Как меняется атмосферное давление с течением времени? Какая разница между изменениями давления со временем в умеренных широтах и тропиках? Каковы характерные значения изменения давления в тропиках и умеренных широтах? Что такое барическая тенденция?
14. Какой величиной характеризуют непериодические изменения давления?
15. Что такое изаллобары?
16. Расскажите о годовом ходе давления и его типах.

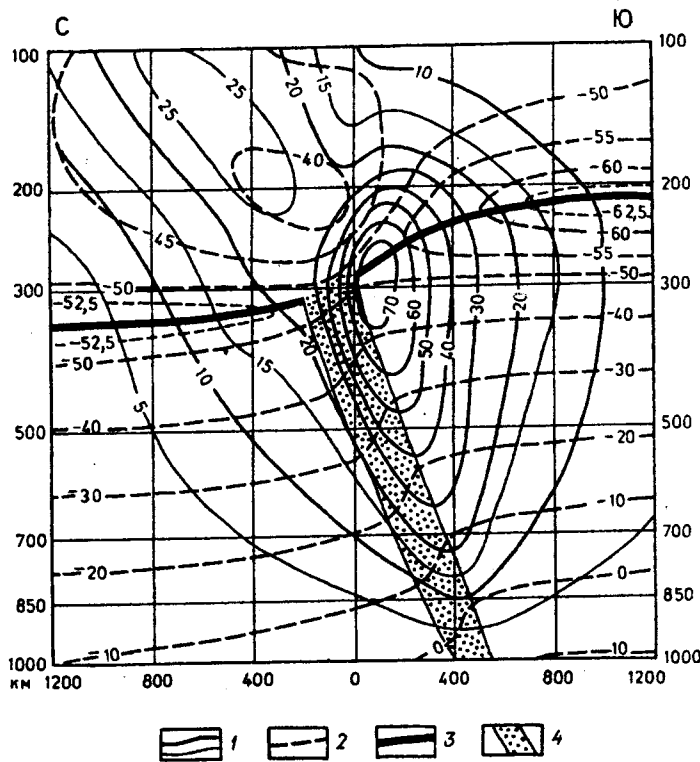


Рис. 4.30. Вертикальный разрез через струйное течение: 1 — изобары; 2 — изотермы (°C); 3 — тропопауза в холодном и теплом воздухе; 4 — зона фронта

ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРЫ

17. Что такое месячные и годовые аномалии давления?
18. Какая линия называется линией тока? Что такое изотаха?
19. Какие особенности можно отметить в поле линий тока?
20. Какая разница между линией тока и траекторией? Когда они совпадают? Какие вертикальные движения наблюдаются в точке сходимости и какие в точке расходимости?
21. Как влияют препятствия на воздушный поток?
22. Какая сила в атмосфере вызывает горизонтальное движение воздуха? Каков порядок величины ускорений воздуха, вызываемых этой силой?
23. Запишите силу градиента давления, отнесенную к единице объема и к единице массы.
24. Что такое отклоняющая сила вращения Земли? Как она направлена и как действует на воздушный поток отклоняющая сила вращения Земли? Каков порядок величины ускорений воздуха, вызываемых этой силой?
25. Что такое геострофическое движение, геострофический ветер? От чего зависит скорость геострофического ветра и как он направлен в Северном и Южном полушариях? Напишите формулу скорости геострофического ветра.
26. В каком случае ветер называется градиентным? Как дует градиентный ветер в циклоне и антициклоне?
27. При одном и том же градиенте давления где больше скорость градиентного ветра: в циклоне или антициклоне? Объясните почему.
28. Что называют термическим ветром? Как направлен термический ветер в Северном полушарии? Какова роль термического ветра в изменении геострофического ветра с высотой?
29. Где в атмосфере проявляется сила трения? Как она действует на скорость и направление ветра?
30. Как меняются линии тока в циклоне и антициклоне из-за действия силы трения?
31. Что представляет собой циклоническая система ветров?
32. Что представляет собой антициклоническая система ветров?
33. От каких факторов и как зависит угол отклонения ветра от изобары?
34. Как меняется скорость и направление ветра в слое трения?
35. Каков суточный ход ветра у земной поверхности? Почему суточный ход ветра в нижней половине слоя трения и в его верхней половине противоположен?
36. Сформулируйте барический закон ветра (закон Бэйс-Балло) для Северного и Южного полушарий.
37. Каким образом ветер связан с изменениями давления?
38. Что называется главными фронтами в атмосфере? Почему фронт идеализируется как поверхность раздела (между чем и чем)? Каковы углы наклона фронтальной поверхности к земной поверхности? Как ведут себя изобарические поверхности на фронте?
39. Какие существуют типы фронтов? Что такое теплый фронт, холодный фронт? Какое различие существует между теплым и холодным фронтами в системе облачности и осадков?
40. Что называется струйным течением? Как струйное течение связано с фронтом? Какую роль играет наибольший градиент температуры во фронтальной зоне (между теплой и холодной воздушными массами)?

1. ПРИЧИНЫ ИЗМЕНЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

1.1. *Распределение температуры воздуха в атмосфере и непрерывные изменения этого распределения называют тепловым режимом атмосферы.* Тепловой режим атмосферы является важнейшей характеристикой климата и 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, теплообмен 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 или кристаллизации 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. гл. вторую).

1.2. *Непосредственное поглощение солнечной радиации в тропосфере мало; оно может вызвать повышение температуры воздуха всего на величину порядка 0,5°С в день. Несколько большее значение имеет потеря тепла воздухом через длинноволновое излучение. Решающее значение для теплового режима атмосферы имеет теплообмен с земной поверхностью путем теплопроводности.*

Тонкая пленка воздуха, непосредственно соприкасающегося с земной поверхностью, обменивается с нею теплом вследствие *молекулярной теплопроводности.* 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 на место охла-

дившегося воздуха непрерывно переносится более теплый воздух из вышележащих слоев. Этот процесс поддерживает разность температур между воздухом и поверхностью и, следовательно, процесс передачи тепла от воздуха к поверхности. Охлаждение воздуха непосредственно над земной поверхностью будет не так велико, как было бы при отсутствии турбулентной теплопроводности, но оно распространяется на более мощный слой атмосферы. В результате потеря тепла земной поверхностью оказывается больше, чем она была бы в отсутствие турбулентности.

Для высоких слоев атмосферы теплообмен с земной поверхностью имеет меньшее значение. Решающая роль в тепловом режиме в высоких слоях переходит к излучению из воздуха и 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.

1.3. Различают индивидуальные и локальные (местные) изменения температуры. Индивидуальными называют изменения температуры, происходящие в определенном количестве воздуха, сохраняющего свою целостность в процессе движения. Эти изменения происходят вследствие указанных выше процессов. Они характеризуют изменения теплового состояния данного определенного количества воздуха.

Локальными называют изменения температуры в 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 в качестве такой точки. Температура в этой точке будет меняться не только в силу указанных индивидуальных изменений теплового состояния воздуха, но и вследствие непрерывной смены воздуха в данном месте, т. е. прихода воздуха из других мест атмосферы, где он имеет другую температуру.

Изменения температуры, связанные с адвекцией — с 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.

Таким образом, локальное изменение температуры в зафиксированной географической точке зависит от индивидуальных изменений состояния воздуха и от адвекции воздуха иной температуры. 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.

2.1. 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 нерадационного 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 растительного, снежного, ледяного покрова), непрерывно и разными способами получает и теряет тепло. Через земную поверхность тепло передается вверх — в атмосферу и вниз — в почву или в 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 тем самым теряет тепло.

Во-вторых, к земной поверхности приходит тепло сверху, из атмосферы, *путем турбулентной 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 теряет тепло при испарении с нее воды.* В первом случае выделяется скрытая теплота, во втором теплота переходит в скрытое состояние.

На менее важных процессах (например, затратах тепла на таяние снега, лежащего на поверхности, или распространении тепла в глубь почвы вместе с водой осадков) останавливаться не будем.

Будем считать земную поверхность идеализированной геометрической поверхностью, не имеющей толщины, теплоемкость которой, следовательно, равна нулю. Тогда ясно, что в любой промежуток времени от земной поверхности будет уходить вверх и вниз в совокупности такое же количество тепла, какое она за это же время получает сверху и снизу. Естественно, что если рассматривать не поверхность, а некоторый слой земной поверхности, то здесь равенства входящих и уходящих потоков тепла может и не быть. В таком случае избыток входящих потоков тепла над уходящими потоками в соответствии с законом сохранения энергии пойдет на нагревание этого слоя, а в обратном случае — на его охлаждение.

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

2.2. Чтобы написать уравнение теплового баланса, объединим поглощенную радиацию и эффективное излучение в радиационный баланс:

$$B = (S \sin h_{\odot} + D) (1 - A) - E_{эф}$$

Приход тепла из воздуха или отдачу его в воздух путем теплопроводности обозначим буквой P . Такой же приход или расход путем теплообмена с более глубокими слоями почвы или воды обозначим через G_n . Потерю тепла при испарении или приход его при конденсации на земную поверхность обозначим LE_n , где L — удельная теплота испарения и E_n — масса испарившейся или сконденсировавшейся воды. Тогда уравнение теплового баланса земной поверхности примет вид

$$B + P + G_n + LE_n = 0. \quad (5.1)$$

Можно еще отметить, что смысл уравнения состоит в том, что радиационный баланс на земной поверхности уравнивается нерадикационной передачей тепла (рис. 5.1).

Уравнение (5.1) действительно для любого промежутка времени, в том числе и для многолетнего периода.

2.3. Из того, что тепловой баланс земной поверхности равен нулю, не следует, что температура поверхности не меняется. Если 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, следовательно, и температура земной поверхности при этом возрастают. При передаче тепла через земную поверхность снизу вверх, в атмосферу, тепло уходит прежде всего из деятельного слоя, вследствие чего температура поверхности падает.

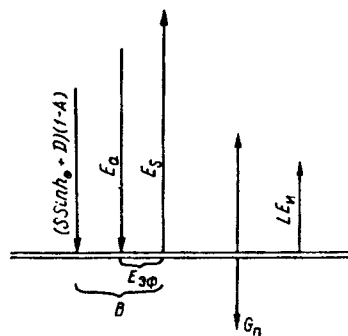


Рис. 5.1. Составляющие теплового баланса земной поверхности в дневное время суток

От суток к суткам и от года к году средняя температура деятельного слоя и земной поверхности в любом месте меняется мало. Это значит, что за сутки в глубь почвы или воды попадает днем столько же тепла, сколько уходит из нее ночью. Так как за летние сутки тепла уходит вниз все-таки несколько больше, чем приходит снизу, слои почвы и воды и их поверхность день ото дня нагреваются. Зимой происходит обратный процесс. Сезонные изменения прихода-расхода тепла в почве и воде за год почти уравниваются, и средняя годовая температура земной поверхности и деятельного слоя год от года меняется мало.

3. РАЗЛИЧИЯ В ТЕПЛОМ РЕЖИМЕ ПОЧВЫ И ВОДОЕМОВ

3.1. 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, namного более эффективного. Турбулентность в водоемах обусловлена прежде всего волнением и течениями. В ночное время суток и в холодное время года к этого рода турбулентности присоединяется *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 *испарение*. При значительном испарении с поверхности моря верхний слой воды становится более соленым и поэтому более плотным, вследствие чего вода опускается с поверхности в глубину. Кроме того, *радиация* глубже проникает в воду в сравнении с почвой. Наконец, теплоемкость воды более значительна, чем почвы, 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 одного метра. Годовые колебания температуры в воде распространяются на глубину сотен метров, а в почве — только на 10—20 м.

3.2. 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 приходящее тепло распределяется в тонком верхнем слое, который сильно нагревается. Член G_n в уравнении теплового баланса (5.1) для воды гораздо больше, чем для почвы, а P соответственно меньше.

Ночью и зимой вода теряет тепло из поверхностного слоя, но взамен его приходит накопленное тепло из нижележащих слоев. Поэтому температура на поверхности воды понижается медленно. На поверхности почвы температура при отдаче тепла падает быстро: тепло, накопленное в тонком верхнем слое, быстро из него и 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. Почва в течение теплого сезона

отдает по ночам большую часть того тепла, которое получает днем, и мало накапливает его к зиме. В результате температура воздуха над морем летом ниже, а зимой выше, чем над сушей.

4. СУТОЧНЫЙ И ГОДОВОЙ ХОД ТЕМПЕРАТУРЫ НА ПОВЕРХНОСТИ ПОЧВЫ

4.1. Измерение температуры на поверхности почвы — методически трудная задача, 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 уравнивается возросшим притоком суммарной радиации. Нерадиационный обмен тепла в это время незначителен.

Затем температура на поверхности почвы растет до 13—14 ч и достигает максимума в суточном ходе. После этого начинается падение температуры. Радиационный баланс в послеполуденные часы и до вечера 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 увеличившегося испарения воды. Продолжается и передача тепла в глубь почвы. Эти потери тепла оказываются значительно большими, чем радиационный приток, поэтому температура на поверхности почвы падает с 13—14 ч до утреннего минимума.

Суточный ход температуры на поверхности почвы на графике время — температура имеет вид волнообразной кривой, более или менее напоминающей синусоиду. Высшая точка кривой характеризует максимум, низшая — минимум температуры (рис. 5.2).

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

4.2. 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. В Московской обл. летом на поверхности обнаженной почвы наблюдаются температуры от +55°C, а в пустынях — даже до +80°C.

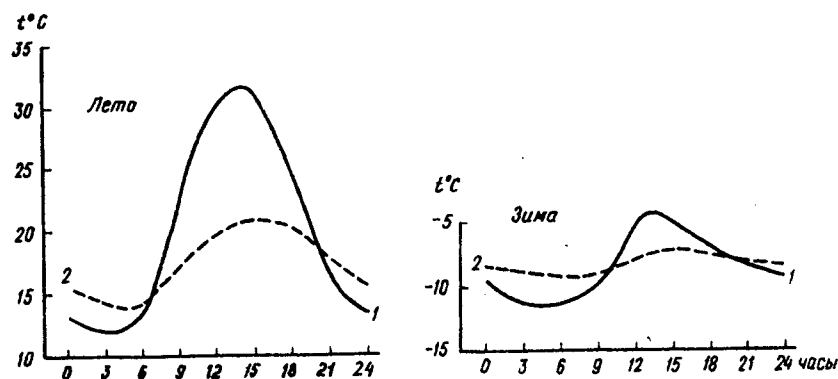


Рис. 5.2. Средний суточный ход температуры на поверхности почвы (1) и в воздухе на высоте 2 м (2) летом и зимой. Москва (МГУ)

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

4.3. Разность между суточным максимумом и суточным минимумом температуры называется суточной амплитудой температуры.

В Московской обл. в зимние месяцы многолетняя средняя суточная амплитуда температуры на поверхности почвы (снега) $5\text{--}10^{\circ}\text{C}$, в летние — $10\text{--}20^{\circ}\text{C}$. В отдельные дни суточные амплитуды 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, велика суточная амплитуда. В облачную погоду дневной максимум понижен, ночной минимум повышен и меньше суточная амплитуда.

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 наибольшее на южных склонах и наименьшее

на северных. *Суточный ход температуры почвы зависит также от почвенного покрова.*

4.4. Температура поверхности почвы, конечно, меняется и в годовом ходе. В тропических широтах ее годовая амплитуда (разность многолетних средних температур самого теплого и самого холодного месяцев года) небольшая и растет с широтой. В Северном полушарии на широте 10° она около 3°C, на широте 30° около 10°C, на широте 50° в среднем около 25°C.

5. ВЛИЯНИЕ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА НА ТЕМПЕРАТУРУ ПОВЕРХНОСТИ ПОЧВЫ

Растительный покров уменьшает охлаждение почвы ночью. Ночное излучение происходит преимущественно с поверхности растительности. Поэтому растительность охлаждается больше, чем почва под растительным покровом. Днем растительность препятствует радиационному нагреванию почвы. В результате суточная амплитуда температуры под растительным покровом меньше, а средняя суточная температура ниже, чем на открытой поверхности. Следовательно, растительный покров *в общем охлаждает почву.*

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

Снежный покров предохраняет почву зимой от чрезмерной потери тепла. Излучение идет с поверхности снежного покрова; почва под снегом остается более теплой, чем обнаженная почва. Суточная амплитуда температуры на поверхности почвы под снегом *резко уменьшается.*

В средней полосе Европейской территории России при снежном покрове высотой 40—50 см температура поверхности почвы под ним на 6—7°C выше, чем температура обнаженной почвы, и на 10°C выше, чем температура на поверхности снежного покрова. Зимнее промерзание почвы под снегом достигает глубин порядка 40 см, а без снега может распространяться до глубин более 100 см.

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

6. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ТЕПЛА В ГЛУБЬ ПОЧВЫ

6.1. К распространению тепла в почве применима общая теория молекулярной теплопроводности, предложенная в свое время Фурье. 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. 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 сохраняется суточный ход с периодом в 24 ч между каждыми двумя последовательными максимумами или минимумами и годовой ход с периодом в 12 мес. Однако амплитуды колебаний с глубиной уменьшаются. Это уменьшение описывается законом:

$$A_z = A_0 e^{-z\sqrt{\frac{\pi}{kT_k}}};$$

где A_0 — амплитуда колебаний температуры поверхности почвы; A_z — амплитуда колебаний температуры на глубине z ; T_k — период колебаний; k — коэффициент температуропроводности почвы; e — основание натуральных логарифмов.

Закон показывает, что *возрастание глубины в арифметической прогрессии приводит к уменьшению амплитуды в прогрессии геометрической (второй закон Фурье).* Так, если на поверхности суточная амплитуда равна 30°C, на глубине 20 см 5°C, то на глубине 40 см она будет уже менее 1°C (рис. 5.3).

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 объясняется более длительным временем их распространения. 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.*

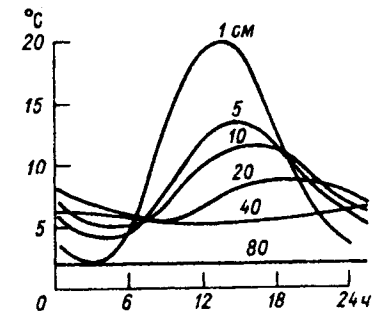


Рис. 5.3. Суточный ход температуры почвы на разных глубинах — от 1 до 80 см. Павловск, май

Сроки наступления максимальных и минимальных температур как в суточном, так и в годовом ходе запаздывают с глубиной пропорционально увеличению глубины (третий закон Фурье)¹. 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. 5.3). Это значит, что на глубине,

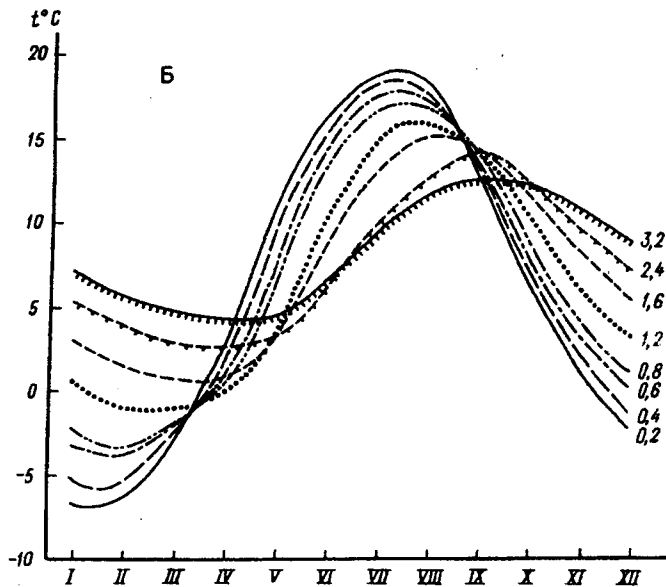
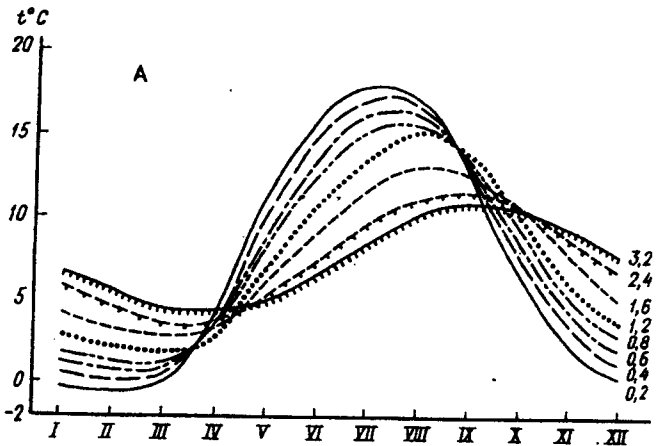


Рис. 5.4. Годовой ход температуры почвы на разных глубинах в Москве под травяным покровом (А) и на оголенной поверхности (Б)

например, 50 см суточный максимум наблюдается уже после полуночи. Годовые максимумы и минимумы запаздывают на 20—30 дней на каждый метр глубины. Так, в Москве на глубине 3 м минимум температуры наблюдается не в январе, а в апреле, максимум — не в июле, а в сентябре (рис. 5.4).

Четвертый закон Фурье гласит: 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 глубины, на которой затухают суточные колебания. И этот закон, как и остальные законы Фурье, достаточно хорошо подтверждается наблюдениями.

Осложнения вызываются неоднородностью состава и структуры почвы. Кроме того, тепло распространяется в глубь почвы вместе с просачивающимися осадками, 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: летом температура от поверхности почвы

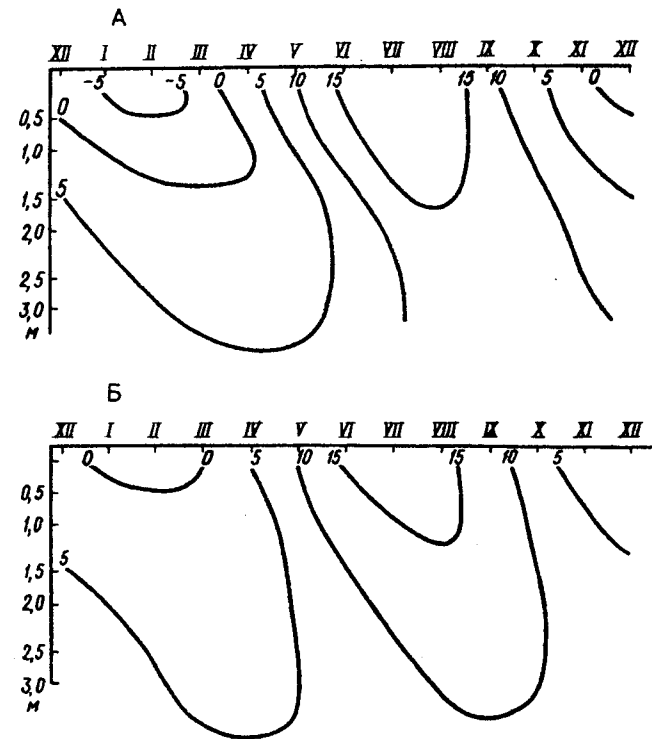


Рис. 5.5. Изоплеты годового хода температуры почвы в Москве (МГУ) на оголенном участке (А) и под травяным покровом (Б)

¹ Время запаздывания τ определяется формулой $\tau = \frac{z}{2} \sqrt{\frac{T_k}{\pi k}}$.

в глубину падает, зимой — растет; весной она сначала убывает, а потом растет; осенью — сначала растет, а затем убывает.

6.2. Изменения температуры в почве с глубиной в течение суток или года можно представить с помощью *графика изоплет*, на котором 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 изолинии, соединяющие точки с равными температурами (например, через каждый градус или через каждые 5°C), получим семейство термоизоплет (рис. 5.5). По такому графику можно определить значение температуры для любого момента суток или дня и для любой глубины в пределах графика.

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 распространяются в водоемах на более толстый и обладающий большей теплоемкостью слой, чем в почве. Вследствие этого изменения температуры на поверхности воды незначительны (рис. 5.6). Амплитуда температуры порядка десятых долей градуса:

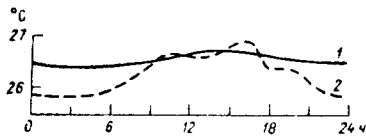


Рис. 5.6. Суточный ход температуры поверхности моря (1) и температуры воздуха на высоте 6 м (2) в тропической Атлантике

около $0,1-0,2^{\circ}\text{C}$ в умеренных широтах, около $0,5^{\circ}\text{C}$ в тропиках. В южных морях Европы суточная амплитуда температуры больше — $1-2^{\circ}\text{C}$; на поверхности больших озер в умеренных широтах еще больше — $2-5^{\circ}\text{C}$. Суточные колебания температуры воды на поверхности океана имеют максимум около 15—16 ч и минимум через 2—3 ч 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 порядка $2-3^{\circ}\text{C}$, под 40° с.ш. около 10°C , а под 40° ю.ш. около 5°C .

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

Как суточные, так и годовые колебания распространяются в воде (также 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

8.1. Понятие «температура воздуха» нуждается в некоторых пояснениях. В первую очередь речь идет о *температуре воздуха у земной поверхности*, под которой понимается температура, измеренная 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 защиты термометра от прямой солнечной радиации, а также от эффективного излучения земной поверхности и окружающих предметов (зданий, деревьев). Только в таких условиях может произойти выравнивание температуры самого измерительного прибора — термометра — с температурой окружающего воздуха. Термометр, открытый для солнечной радиации, нагревается сильнее, чем окружающей воздух, поэтому температуру, которую он показывает, нельзя отождествлять с температурой воздуха. Выражение температура «на солнце» не имеет никакого отношения к истинной температуре воздуха, не имеет метеорологического значения и означает температуру резервуара, содержащего термометрическое тело.

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 воздух, не застываясь в будке. Для этого стенки будки делают в виде *жалюзи*, состоящих из отдельных планок. Планки расположены так, что лучи солнца не проникают в глубь будки, но воздух свободно циркулирует в ней. При прохождении воздуха между планками крупные турбулентные вихри дробятся 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 наименьшую температуру за промежуток времени между двумя сроками наблюдений. Эти термометры также помещают в будку. При стандартных метеорологических наблюдениях применяют *жидкостные термометры*: для срочных наблюдений и для измерения максимальной температуры — *ртутные*, а для минимальной температуры — *спиртовые*. Спиртовой термометр применяют и для срочных наблюдений при температурах ниже точки замерзания ртути (-40°C).

Для специальных измерений температуры на различных

уровнях с последующей передачей показаний на расстояние применяются *электрические термометры сопротивления и термоэлементы*.

Для непрерывной регистрации изменений температуры применяются 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.

Температуру в высоких слоях атмосферы измеряют при помощи автоматических приборов. В *радиозондах* зарегистрированные измерения передаются с помощью радиосигналов и принимаются приемной станцией на земной поверхности.

8.2. 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 микроколебаний температуры интересно само по себе и в целях изучения атмосферной турбулентности. Для этого особенно удобны малоинерционные электрические термометры. Но для характеристики 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, которое через очень короткое время 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 службы погоды отсчеты по термометрам делают с точностью до десятых долей градуса. Затем в метеорологических телеграммах эти значения температуры передаются в прогностические центры.

СУТОЧНЫЙ ХОД ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА У ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

9.1. Температура воздуха меняется 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* (см. рис. 5.2). 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 температура почвы уравнивается с температурой воздуха; с этого времени при дальнейшем падении температуры почвы 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 (см. рис. 5.2).

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 и неправильную 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% случаев 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 плавная и близка к синусоидальной.

Для примера на рис. 5.2 показан суточный ход температуры воздуха в Москве в январе и июле, вычисленный по многолетним данным. Определялась 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.

9.2. 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*. 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 на рис. 5.7, на котором представлен суточный ход температуры воздуха в Павловске (под С.-Петербургом), средний для всех дней летнего сезона и отдельно для ясных и пасмурных дней.

Суточная амплитуда температуры воздуха меняется также по

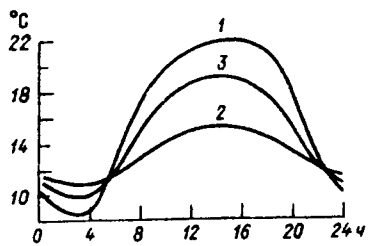


Рис. 5.7. Суточный ход температуры воздуха в Павловске в зависимости от облачности: 1 — ясные дни, 2 — пасмурные дни, 3 — все дни

70° — только 3° С: В самых высоких широтах, где солнце не восходит или не заходит много дней подряд, регулярного суточного хода температуры нет.

Имеет значение и *характер почвы и почвенного покрова*. Чем больше суточная амплитуда температуры самой поверхности почвы, тем больше и суточная амплитуда температуры воздуха над нею. В степях и пустынях средняя суточная амплитуда 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, чем в глубине суши.

На *выпуклых формах рельефа местности* (на вершинах и на склонах гор и холмов) суточная амплитуда температуры воздуха *меньше*, чем на равнинной местности, а в *вогнутых формах рельефа* (в долинах, оврагах и лощинах) — *больше* (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 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 меньше, суточные амплитуды также меньше, чем в широких долинах.

§3. Понятно, что малые суточные амплитуды температуры поверхности моря определяют и малые суточные амплитуды температуры воздуха над морем. Однако последние все же *больше, чем суточные амплитуды на самой поверхности моря*. Суточные амплитуды температуры поверхности открытого океана измеряются десятками долями градуса; но в нижнем слое воздуха над океаном они доходят до 1—1,5°С (см. рис. 5.6), а над внутренними морями и больше. Амплитуда температуры в воздухе повышена, потому что на ней сказывается непосредственное поглощение солнечной радиации водяным паром в нижнем слое воздуха днем и излучением им длинноволновой радиации ночью.

10. ИЗМЕНЕНИЕ СУТОЧНОЙ АМПЛИТУДЫ ТЕМПЕРАТУРЫ С ВЫСОТОЙ

10.1. 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. 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, и турбулентная теплопроводность в нем значительно больше. 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 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 обнаружены даже в верхней тропосфере и нижней стратосфере. Но там они определяются уже процессами поглощения и излучения радиации воздухом, а не влияниями земной поверхности.

10.2. 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, суточная амплитуда температуры воздуха того же порядка, что и в низинах, так как поглощенная радиация и эффективное излучение здесь так же значительны, как и поверхность соприкосновения воздуха с почвой. Суточная амплитуда температуры воздуха на станции Мургаб на Памире в среднем годовом 15,6°С, тогда как в Ташкенте 12°С.

11. НЕПЕРИОДИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

Во внетропических широтах неперіодические изменения температуры воздуха настолько часты и значительны, что суточный ход температуры отчетливо проявляется лишь в периоды относительно устойчивой малооблачной антициклонической погоды. В остальное время он затушевывается неперіодическими изменениями, кото-

рые могут быть очень интенсивными. Например, похолодания зимой, когда температура в любое время суток может упасть (в континентальных условиях) на 10—20°C в течение одного часа.

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

Непериодические изменения температуры связаны главным образом с адвекцией 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 России. 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°C, а в марте 1911 г. температура упала на 20°C. Холодные массы при этом обтекают горные массивы с запада. Легче и чаще холодный воздух проникает на юго-восток Азии, не встречая по пути значительных преград.

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

Над океанами вторжения холодных воздушных масс могут глубоко проникать в тропики. Конечно, холодный воздух постепенно прогревается над теплой водой, но все же он может вызывать 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 меняются 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. Летом воздушные массы, близкие по температуре к воздушным массам тропиков и поэтому также называемые тропическим воздухом, формируются на юге Европы или приходят в Европу из Казахстана и Средней Азии. На Азиатской территории России летом наблюдаются вторжения тропического воздуха из Монголии, Северного Китая, из южных районов Казахстана и из пустынь Средней Азии.

В отдельных случаях сильные повышения температуры (до +30°C) при летних вторжениях тропического воздуха распространяются до Крайнего Севера России.

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 адвекции из умеренных широт, причем потепление можно проследить во всей тропосфере.

Перемещения воздушных масс, приводящие к адвективным изменениям температуры, связаны с циклонической деятельностью. (О ней см. подробнее в гл. седьмой).

В менее значительных пространственных масштабах резкие непериодические изменения температуры могут быть связаны с *фенами* в горных районах, т.е. с адиабатическим нагреванием воздуха при его нисходящем движении (см. также гл. седьмую).

12. ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУШНЫХ МАСС

12.1. В каждый отдельный район Земли воздушные массы различного происхождения приходят с разными, характерными для них температурами. Эти температуры для каждого места свои: например, арктический воздух, достигнув Крыма, имеет более высокую температуру, чем на Белом море. Характерная температура для каждого типа воздушных масс в данном месте, конечно, меняется 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 вполне одинаковые. 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°C, в марте —13°C, в апреле +1°C, в июне +10°C, в августе +11°C, в октябре +4°C и в ноябре —10°C. В то же время *морской полярный воздух* с Атлантики приходит в Москву со средними температурами в январе —1°C, в марте +1°C, в апреле +4°C, в июне +13°C, в августе +15°C, в октябре +5°C и в ноябре +2°C. *Континентальный тропический воздух* с юга Европы или из

Средней Азии имеет температуру в июне $+24^{\circ}\text{C}$, в августе $+26^{\circ}\text{C}$. 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.

12.2. Выше приведены *средние температуры*. В отдельных случаях вторжение арктического воздуха зимой обуславливают в Москве гораздо более сильные морозы. При этом в начале вторжения арктического воздуха температура не бывает очень низкой. Но если воздух длительно занимает район Москвы, температура дополнительно понижается ночь от ночи вследствие радиационного выхолаживания.

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

На юге России и особенно в Средней Азии арктический или морской полярный воздух летом за несколько дней прогревается настолько, что получает температуру, характерную для тропического воздуха, т.е. он трансформируется в тропический воздух. Зимой 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 совершенно различными условиями в поступлении солнечной радиации в эти сезоны.

Различия в температурах воздушных масс сохраняются и в высоких слоях тропосферы.

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

13. МЕЖДУСУТОЧНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕМПЕРАТУРЫ

13.1. *Характеристикой непериодических колебаний температуры в том или ином месте может служить междусуточная изменчивость температуры, т.е. среднее 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 меняется от суток к суткам по-разному, а иногда и очень резко в связи со сменой воздушных масс. В отдельных случаях эти изменения могут достигать в средних широтах 25°C и даже 35°C , 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 среднюю величину 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.

13.2. *Междусуточная изменчивость температуры небольшая 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 $3,5^{\circ}\text{C}$. На Европейской территории России междусуточная изменчивость в среднем годовом около $2,5^{\circ}\text{C}$, в Западной Европе около 2°C , в Южной Европе меньше $1,5^{\circ}\text{C}$. При этом зимой она всюду больше, чем летом: зимние значения на севере Западной Сибири и внутри Северной Америки достигают $5-6^{\circ}\text{C}$. 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°C , в Северной Америке около $6,5^{\circ}\text{C}$; еще выше она убывает. Большая междусуточная изменчивость температуры в высоких слоях свидетельствует о наличии там больших адвективных изменений температуры, а также о сильном развитии восходящих и нисходящих движений, влекущих за собой адиабатические изменения температуры.

14. ЗАМОРОЗКИ

14.1. 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 как средние суточные температуры уже (или еще) 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*, где на высоте 2 м она может оставаться несколько выше нуля. В это же время в самом нижнем, припочвенном слое воздуха температура 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 при вторжении в данный район достаточно холодной воздушной массы, 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.

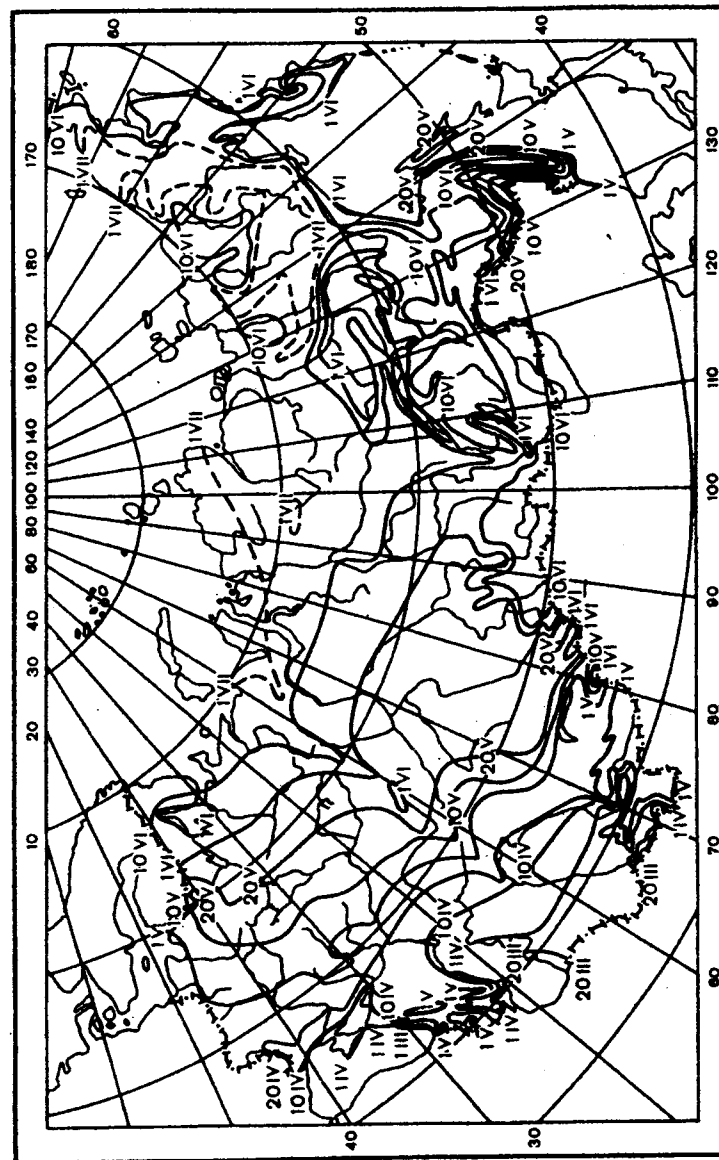
Для заморозка нужна *ясная и тихая ночь*, когда эффективное излучение с поверхности почвы велико, а турбулентность мала и воздух, охлаждающийся от почвы, не переносится в более высокие слои, а подвергается длительному охлаждению. Такая ясная и тихая погода обычно наблюдается во внутренних частях областей 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*.

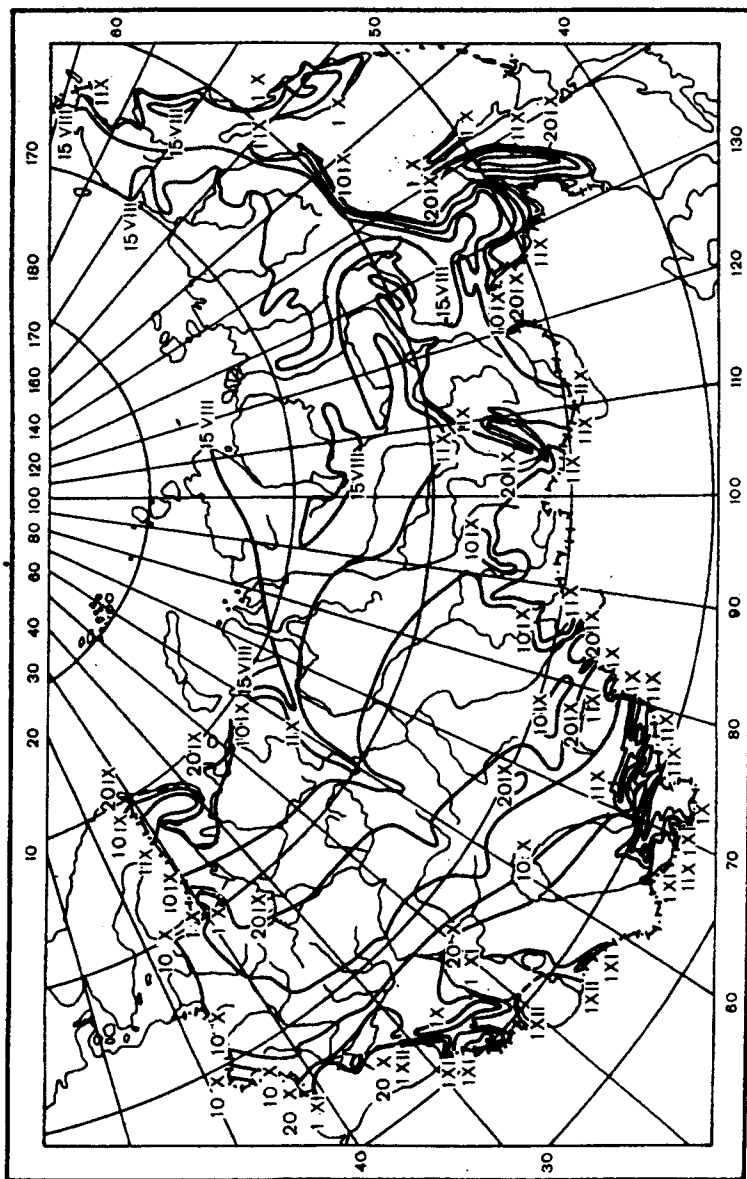
Заморозки чаще происходят в *низинах*, чем на вершинах холмов или на склонах, так как в вогнутых формах рельефа ночное понижение температуры более значительное. В низких местах холодный воздух больше застаивается и длительнее охлаждается, поэтому заморозок нередко поражает сады, огороды или виноградники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

Последние весенние заморозки наблюдаются в центральных областях европейской территории России в конце мая — начале июня, а уже в начале сентября возможны первые осенние заморозки (карты VII, VIII).

14.2. В настоящее время существуют *средства для защиты* садов и огородов от ночных заморозков. Огород или сад укутывают дымовой завесой, которая понижает эффективное излучение и уменьшает ночное падение температуры. Грелками разного рода можно подогревать нижние слои воздуха, накапливающегося в приземном слое. Участки с садовыми или огородными культурами можно закрывать на ночь полиэтиленовой пленкой,



Карта VII. Средние даты начала безморозного периода на территории России и сопредельных стран



Карта VIII. Средние даты конца безморозного периода на территории России и сопредельных стран

также уменьшающей эффективное излучение с почвы и растений, и т.д. Такие меры следует принимать с вечера, когда температура уже достаточно низкая и согласно прогнозу погоды предстоит ясная и тихая ночь.

По местным наблюдениям за многолетний период можно подсчитать, какова вероятность того, что в ясную и тихую антициклоническую погоду температура ночью перейдет через нуль (в зависимости от величины метеорологических элементов предшествующим вечером). Таким образом можно дать вероятностный прогноз заморозка.

15. ГОДОВАЯ АМПЛИТУДА ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

Все воздушные массы зимой холоднее, а летом теплее, поэтому температура воздуха в каждом отдельном месте *меняется в годовом ходе*: средние месячные температуры в зимние месяцы ниже, в летние — выше. Вычислив для какого-либо места средние месячные температуры по многолетнему ряду наблюдений, увидим, что они плавно меняются от одного месяца к другому, повышаясь от января или февраля к июлю или августу и затем понижаясь (рис. 5.8).

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 (карта IX).

Годовая амплитуда температуры воздуха растет с географической широтой. На экваторе приток солнечной радиации меняется в течение года очень мало. По направлению к полюсу различия в поступлении солнечной радиации между зимой и летом возрастают, а вместе с ними возрастают и годовые амплитуды температуры воздуха. Над океаном вдали от берегов широтное изменение годовой амплитуды невелико. Если бы Земля была сплошь покрыта океаном, свободным ото льда, то годовая амплитуда температуры воздуха менялась 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. 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.

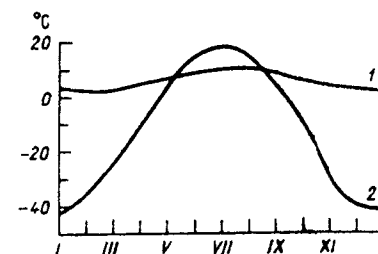
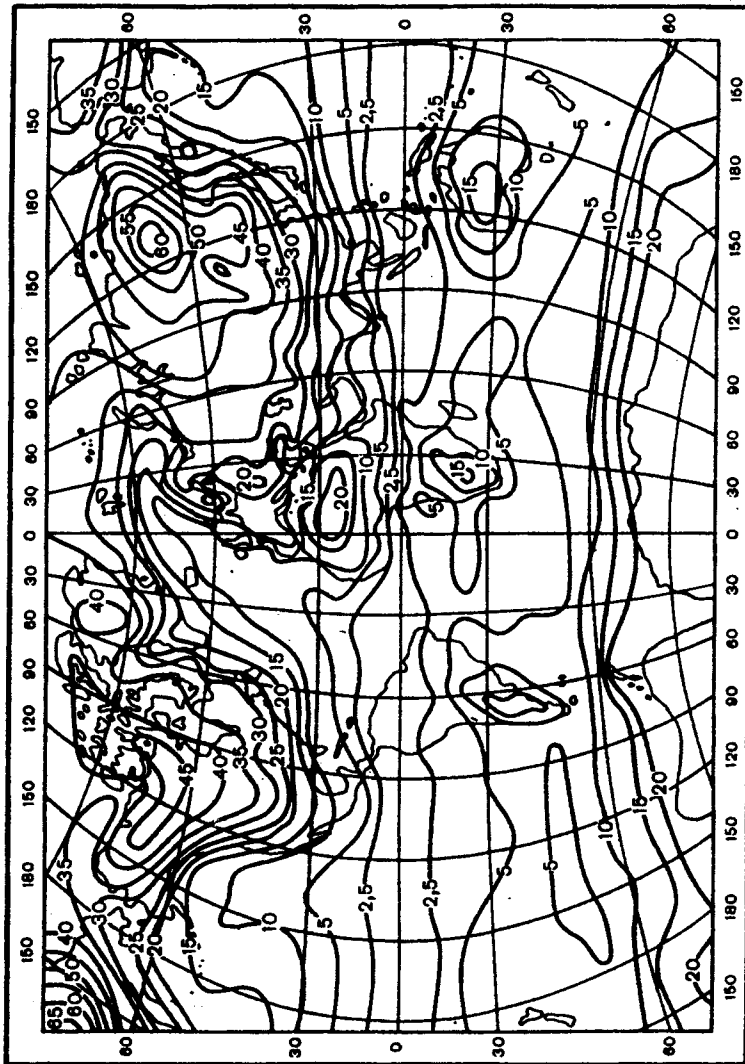


Рис. 5.8. Годовой ход температуры воздуха на широте 62° с.ш. в Торсхавне и Якутске: 1 — Торсхавн, 2 — Якутск



Карта IX. Средние годовые амплитуды температуры воздуха

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°C, а под широтой 60° на материке Азии (в Якутии) они достигают 60°C (карта IX).

Малые амплитуды наблюдаются и во многих областях над сушей и даже вдали от береговой линии, если в эти области часто приходят воздушные массы с моря (Западная Европа). Повышенные амплитуды наблюдаются и над океаном, если в эти районы часто попадают воздушные массы с материка, например в западных частях океанов Северного полушария. Следовательно, величина годовой амплитуды температуры зависит не просто от характера подстилающей поверхности или от близости данного места к береговой линии, а от повторяемости в данном месте воздушных масс морского и континентального происхождения, т. е. от условий общей циркуляции атмосферы.

Не только моря, но и большие озера уменьшают годовую амплитуду температуры воздуха и смягчают климат. Посредине оз. Байкал годовая амплитуда температуры воздуха 30—31°C, на его берегах около 36°C, а под той же широтой на р. Енисей 42°C. Аналогичное влияние на температуру воздуха наблюдается на озерах Иссык-Куль, Ладожском, Севан и др.

С высотой годовая амплитуда температуры убывает. В горах внетропического пояса температура убывает в среднем на 2°С на каждый километр высоты, в свободной атмосфере больше. На рис. 5.9 видно, что над океаном к югу от Японии годовая амплитуда даже в пределах нижних 100 м убывает вдвое. Во внетропических широтах значительный годовой ход температуры остается даже в верхней тропосфере и стратосфере. Он определяется сезонным изменением условий поглощения и отдачи радиации не только земной поверхностью, но и воздухом.

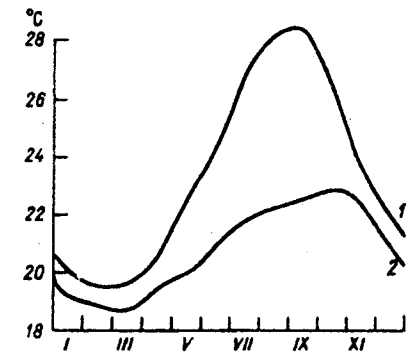


Рис. 5.9. Годовой ход температуры воздуха над океаном к югу Японии непосредственно над водой (1) и на высоте 100 м (2)

16. КОНТИНЕНТАЛЬНОСТЬ КЛИМАТА

16.1. Климат над морем, характеризующийся малыми годовыми амплитудами температуры, естественно назвать *морским* в отличие от *континентального климата* над сушей с большими годовыми амплитудами температуры. Морской климат распространяется и на прилегающие к морю области материков, над которыми велика повторяемость морских воздушных масс. Можно

сказать, что морской воздух приносит на сушу морской климат. Области океанов, где преобладают воздушные массы с близлежащего материка, обладают 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 температуры воздуха всего несколько градусов. С удалением от Атлантического океана в глубь материка годовые амплитуды температуры растут. Иначе говоря, *растет континентальность климата*. В Восточной Сибири годовые амплитуды достигают 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.

16.2. На рис. 5.8 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 средняя температура самого холодного месяца (март) +3°C, а самого теплого (июль) +11°C. В Якутске средняя температура самого холодного месяца (январь) —43°C, а самого теплого (июль) +19°C. Таким образом, средняя годовая амплитуда в Торсхавне 8°C, в Якутске 62°C, средняя годовая температура в Торсхавне +6°C, а в Якутске —11°C, 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 понижением зимних температур*. В тропических широтах, наоборот, *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 месяцев, средние годовые температуры и годовые амплитуды температуры меняются так, как это показано ниже для нескольких мест на 52-й параллели:

Из данных таблицы хорошо видны возрастание летних и падение зимних температур, убывание средней годовой температуры и возрастание годовой амплитуды в направлении с запада на восток.

Город	Долгота	Январь, °С	Июль, °С	Год., °С	Амплитуда, °С
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

17. ИНДЕКСЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОСТИ

17.1. Между морским и континентальным климатом существуют различия и в суточных амплитудах температуры, и в режиме влажности и осадков, и в других особенностях. Но величина годовой амплитуды температуры все же наиболее ясно отражает континентальность климата.

Годовая амплитуда температуры зависит не только от перечисленных факторов, но и от географической широты. В низких широтах годовые амплитуды температуры меньше, чем в высоких широтах, даже в континентальных условиях. Следовательно, для более точной числовой характеристики континентальности климата нужно *исключить влияние широты* на годовую амплитуду температуры. Для этого предложено ряд способов, с помощью которых получают разные индексы (показатели) континентальности климата, являющиеся функцией годовой амплитуды температуры и широты места. Особенно известен показатель Л. Горчинского:

$$K_{гр} = C \frac{A_{лок} - 12 \sin \varphi}{\sin \varphi}, \quad (5.2)$$

где $A_{лок}$ — годовая амплитуда температуры, 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 исходя из предположения, что средняя континентальность над океаном (при $A_{лок} = 12 \sin \varphi$) равна нулю, а в Верхоянске —100. После этого формула примет вид

$$K_{гр} = \frac{1.7 A_{лок}}{\sin \varphi} - 20.4. \quad (5.3)$$

17.2. Несколько измененный индекс континентальности предложен С. П. Хромовым. Определяется в зависимости от широты «чисто океаническая амплитуда», т. е. 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 $A_{ок}$ принято выражение

$$A_{ок} = 5,4 \sin \varphi. \quad (5.4)$$

Затем берется разность между фактической годовой амплитудой данного места $A_{лок}$ и чисто океанической амплитудой и делится на фактическую амплитуду:

$$K_{хр} = \frac{A_{лок} - A_{ок}}{A_{лок}} = \frac{A_{лок} - 5,4 \sin \varphi}{A_{лок}} \cdot 100\%. \quad (5.5)$$

Индекс континентальности Хромова показывает, *какая доля годовой амплитуды температуры воздуха в данном месте создается за счет наличия суши на земном шаре, каков континентальный вклад в годовую амплитуду температуры* (карта X).

Во внутренних частях всех океанов Южного полушария индекс $K_{хр}$ меньше 10 %. Над северным Атлантическим океаном он выше 25 %, над крайним западом Европы — между 50 и 75 %, над Центральной и Северо-Восточной Азией — выше 90 %. Также выше 90 % $K_{хр}$ на небольших площадях внутри Австралии и северных частей Африки и Южной Америки.

Таким образом, *судя по годовой амплитуде температуры, даже самый морской климат на материке все-таки больше подвержен влиянию суши, чем океана*. Более того, в центре северного Атлантического океана 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.

18. ТИПЫ ГОДОВОГО ХОДА ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

В зависимости от широты и континентальности можно выделить следующие типы годового хода температуры (рис. 5.10).

18.1. Экваториальный тип. Характерна малая амплитуда, так как различия в поступлении солнечной радиации в течение года невелики, а время наибольшего притока радиации на гра-

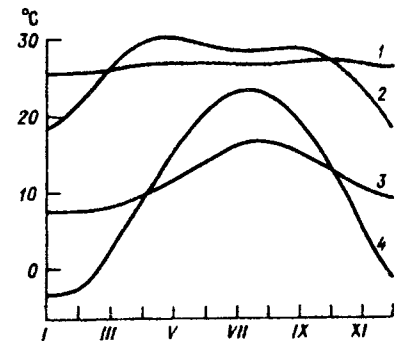
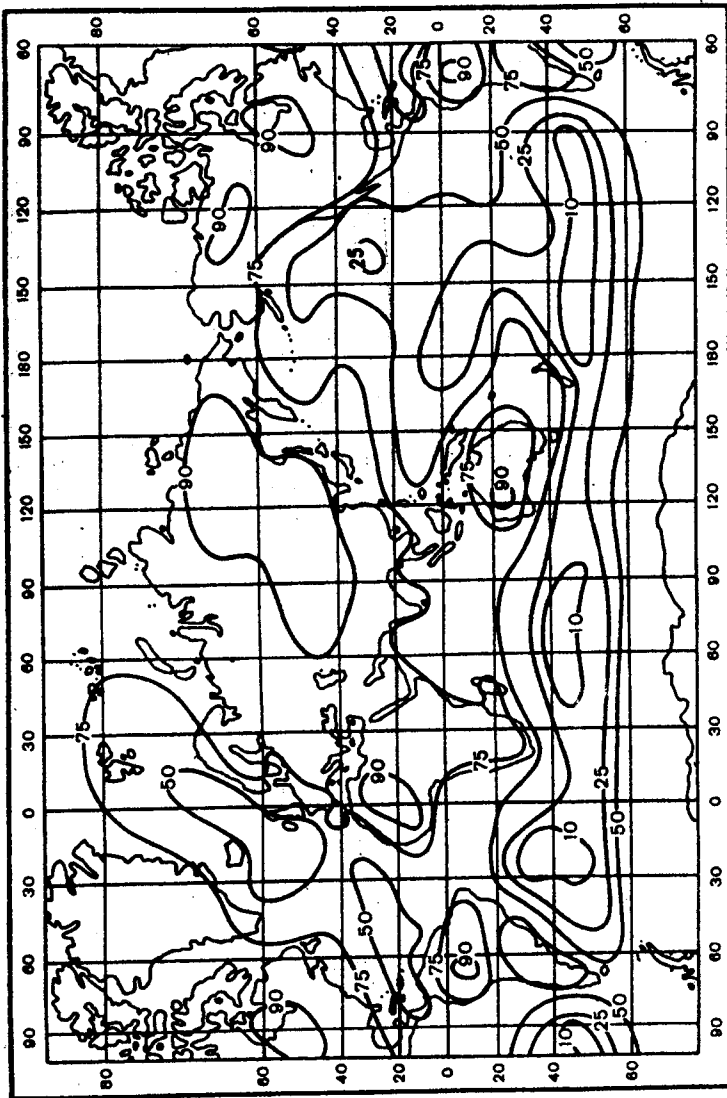


Рис. 5.10. Некоторые типы годового хода температуры воздуха:
1 — экваториальный (Джакарта), 2 — тропический в области муссонов (Калькутта), 3 — морской в умеренном поясе (Силли, Шотландия), 4 — континентальный в умеренном поясе (Чикаго)

Карта X. Распределение индексов континентальности С. П. Хромова по земному шару



ницу атмосферы совпадает с наибольшей облачностью и дождями. Внутри материков амплитуда порядка 5°C, на побережьях менее 3° С, на океанах 1° С и менее, на острове Молден (4° ю. ш., 155° з. д.) всего 0,5°C. Обнаруживаются, хотя и не всегда отчетливо, два максимума температуры после стояний Солнца в зените (равноденствий) и два более холодных сезона при наиболее низких положениях Солнца (солнцестояниях). Например:

Город	Месяц						
	I	II	III	IV	V	VI	VII
Джакарта (о. Ява, 6,2° ю.ш., 106,8° в.д.)	25,8	25,8	26,2	26,7	26,8	26,5	26,3
Монгалла (Судан, 5,2° с.ш., 31,8° в.д.)	27,2	27,8	28,5	27,2	26,1	25,4	24,3
Фаннинг (о-ва Лайн, 3°45 с.ш., 159,4° з.д.)	26	26	26	26	26	26	27

Город	Месяц					Год	Амплитуда
	VIII	IX	X	XI	XII		
Джакарта (о. Ява, 6,2° ю.ш., 106,8° в.д.)	26,8	26,8	26,8	26,5	26,1	26,4	1,0
Монгалла (Судан, 5,2° с.ш., 31,8° в.д.)	24,4	25,1	25,7	25,7	26,4	26,2	4,2
Фаннинг (о-ва Лайн, 3°45 с.ш., 159,4° з.д.)	27	26	27	26	26	26	1,0

18.2. Тропический тип. Амплитуда больше, чем в экваториальном типе: на побережьях порядка 5°C, внутри материка 10—15°C. Один максимум и один минимум в течение года в основном после наивысшего и наименьшего стояния Солнца. В муссонных областях главный максимум в этом типе наблюдается перед началом летнего муссона. Облачность и дожди летнего муссона приносят некоторое снижение температуры. После окончания летнего муссона возможен вторичный максимум температуры. Например:

Город	Месяц						
	I	II	III	IV	V	VI	VII
Гонолулу (Гавайские о-ва, 21,3° с.ш., 157,9° з.д.)	+22	+22	+22	+23	+24	+25	+25
Алис-Спрингс (Австралия, 23,6° ю.ш., 133,6° в.д.)	+28	+28	+24	+20	+15	+12	+12
Нагпур (Индия, 21,1° с.ш., 79,1° в.д.)	+22	+24	+28	+33	+35	+32	+28

Город	Месяц					Год	Амплитуда
	VIII	IX	X	XI	XII		
Гонолулу (Гавайские о-ва, 21,3° с.ш., 157,9° з.д.)	+26	+26	+25	+24	+23	+24	4,0
Алис-Спрингс (Австралия, 23,6° ю.ш., 133,6° в.д.)	+14	+18	+23	+26	+27	+21	16
Нагпур (Индия, 21,1° с.ш., 79,1° в.д.)	+27	+28	+27	+23	+21	+27	14

Обратим внимание на смещение главного максимума в Нагпуре на май и появление вторичного максимума в сентябре.

18.3. Тип умеренного пояса. Крайние значения наблюдаются после солнцестояний, причем в морском климате они запаздывают по сравнению с континентальным. В Северном полушарии минимум наблюдается над сушей в январе, над морем — в феврале или марте; максимум наблюдается над сушей в июле, над морем — в августе и иногда даже в сентябре, что легко объясняется различиями в нагревании и теплоотдаче суши и моря, которые рассматривались выше.

Для континентального климата в умеренном поясе особенно характерна холодная зима и более жаркое лето, чем в морском климате. Переходные сезоны выделяются в самостоятельное время года, причем в типично морском климате весна холоднее осени, а в континентальном — теплее. Особенно теплые весны в степях и пустынях Казахстана, Туранской низменности, Монголии, где ничтожный снежный покров сходит рано и не мешает прогреванию почвы. В материковых областях с обильным снежным покровом (например, на европейской территории России и в Западной Сибири), где много тепла идет на таяние снега, весна (как и в морском климате) холоднее осени. Годовые амплитуды даже в морском климате умеренного пояса 10—15°C, в континентальном 25—40°C, а в Азии могут превышать 60°C.

В умеренном поясе можно выделить подзоны: *субтропическую, собственно умеренную и субполярную*. Переходные сезоны хорошо выражены только в средней из них, где и годовые амплитуды в континентальном и морском климате имеют наибольшие различия. Например:

Город	Месяц						
	I	II	III	IV	V	VI	VII
Тристан-да-Кунья (37° ю.ш., 12,3° з.д.)	+17	+18	+17	+16	+14	+13	+12
Монтевидео (Уругвай, 34,9° ю.ш., 56,2° з.д.)	+23	+22	+20	+17	+14	+11	+10
Багдад (Ирак, 33,3° с.ш., 44,4° в.д.)	+9	+12	+16	+22	+28	+32	+35
Лондон (51,5° с.ш.,							

Город	Месяц						
	I	II	III	IV	V	VI	VII
0,0° в.д.)	+5	+5	+6	+8	+12	+15	+17
Москва (55,8° с.ш., 37,7° в.д.)	-10	-10	-5	+4	+12	+15	+18
Иркутск (52,3° с.ш., 104,3° в.д.)	-20	-18	-10	0	+8	+14	+17
Стиккисхоульмур (Исландия, 65,1° с.ш., 22,7° з.д.)	-1	-1	-1	+1	+5	+9	+11
Архангельск (64,6° с.ш., 40,5° в.д.)	-12	-12	-8	-1	+6	+12	+15
Верхоянск (67,5° с.ш., 133,4° в.д.)	-50	-44	-30	-13	+2	+13	+15

Город	Месяц						
	I	II	III	IV	V	VI	VII
Грин-Харбор (Шпицберген, 78,0° с.ш., 14,2° в.д.)	-16	-18	-20	-14	-5	+2	+5
Восток (Антарктида, 72,1° ю.ш., 96,6° в.д.)	-34	-44	-55	-63	-63	-67	-67

Город	Месяц					Год	Амплитуда
	VIII	IX	X	XI	XII		
Грин-Харбор (Шпицберген, 78,0° с.ш., 14,2° в.д.)	+5	0	-6	-11	-14	-8	25
Восток (Антарктида, 72,1° ю.ш., 96,6° в.д.)	-71	-67	-59	-44	-32	-55	39

Город	Месяц					Год	Амплитуда
	VIII	IX	X	XI	XII		
Тристан-да-Кунья (37° ю.ш., 12,3° з.д.)	+12	+12	+13	+14	+16	+15	6
Монтевидео (Уругвай, 34,9° ю.ш., 56,2° з.д.)	+11	+13	+15	+18	+21	+16	13
Багдад (Ирак, 33,3° с.ш., 44,4° в.д.)	+35	+32	+25	+18	+11	+23	26
Лондон (51,5° с.ш., 0,0° в.д.)	+16	+14	+10	+6	+5	+10	12
Москва (55,8° с.ш., 37,6° в.д.)	+16	+10	+4	-2	-8	+4	28
Иркутск (52,3° с.ш., 104,3° в.д.)	+15	+8	0	-11	-18	-1	37
Стиккисхоульмур (Исландия, 65,1° с.ш., 22,7° з.д.)	+10	+8	+4	+1	-1	+3	12
Архангельск (64,6° с.ш., 40,5° в.д.)	+13	+8	+1	-5	-10	0	27
Верхоянск (67,5° с.ш., 133,4° в.д.)	+11	+2	-15	-37	-46	-16	65

19. ИЗМЕНЧИВОСТЬ СРЕДНИХ МЕСЯЧНЫХ ТЕМПЕРАТУР

Так как непериодические изменения температур 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°C, в 1925 г. +6,1°. Средняя температура того или иного месяца в отдельные годы варьирует в еще более широких пределах, особенно для зимних месяцев. Так, в Москве за 170 лет средняя температура января колебалась в пределах 19°C (от -21 до -2°C), а июля — в пределах 7°C (от +15 до +22°C). Но это крайние пределы колебаний. В среднем температура того или другого месяца отдельного года отклоняется от многолетней средней для этого месяца зимой примерно на 3°C и летом на 1,5°C в ту или другую сторону.

Отклонение средней месячной температуры от климатической нормы называют аномалией средней месячной температуры данного месяца. Среднюю многолетнюю величину из абсолютных значений месячных аномалий температуры можно принять за меру изменчивости, которая 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 небольшая, в умеренных широтах значительная, в морском климате меньше, чем в континентальном. Особенно велика изменчивость в переходных областях между морским и континентальным климатом, где в одни годы могут преобладать морские воздушные массы, в другие — континентальные.

18.4. 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) 30—40°C. В морском климате полярных широт — на островах и на окраинах материков — она меньше, но все же порядка 20°C и более. Например:

29. ИЗОТЕРМЫ. ПРИВЕДЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ К УРОВНЮ МОРЯ

Нанесем на географическую карту средние месячные или годовые температуры воздуха, вычисленные по многолетним наблюдениям на отдельных станциях, соединим точки с одинаковыми температурами линиями равных значений и получим *средние изотермы* — *линии равной температуры воздуха*, наглядно показывающие географическое распределение температуры. *Изотермы являются частным случаем изолиний (линий равной величины) метеорологических величин.*

Чтобы разобраться во влиянии различных географических факторов на приземное распределение температуры воздуха, необходимы 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. Станции на суше расположены на разных высотах над уровнем моря. Известно, что с возрастанием высоты температура воздуха падает и падает гораздо быстрее, чем меняется в горизонтальном направлении. В самом деле, температура воздуха в пограничном слое убывает в среднем на $0,5^{\circ}\text{C}$ на каждые 100 м повышения места. В горизонтальном направлении температура воздуха меняется 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 различаться в зависимости от различий в высоте станций над уровнем моря. В горных странах влияние высоты над уровнем моря и особенностей рельефа перекрывает влияние остальных, более общих факторов.

Исключить влияние высоты можно *путем приведения температуры к уровню моря*, т. е. увеличения температуры на каждой станции, расположенной выше уровня моря, соответственно высоте станции. Так как на 100 м высоты температура в среднем падает на $0,5^{\circ}\text{C}$, эта величина и берется для приведения температуры к уровню моря. Если, например, станция расположена на высоте 400 м и температура на ней равна 8°C , то на уровне моря в том же месте она должна быть равна $8 + 0,5 \cdot 4 = 10^{\circ}\text{C}$. Это и есть температура на станции, приведенная к уровню моря.

В горных районах на карте приведенных температур они оказываются значительно более высокими, чем действительные температуры на уровне местности. Это следует особенно помнить при изучении высоких плато, таких, как Гренландия, Антарктида, Эфиопское и Тибетское нагорья и др. В то же время на картах температур на уровне местности (неприведенных) провести изотермы в горных районах трудно или невозможно из-за чрезвычайной пестроты распределения температур, обусловленной различиями в высоте станций. Поэтому на картах неприведенных температур изотермы над большими горными массивами вообще не проводятся.

21. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА У ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

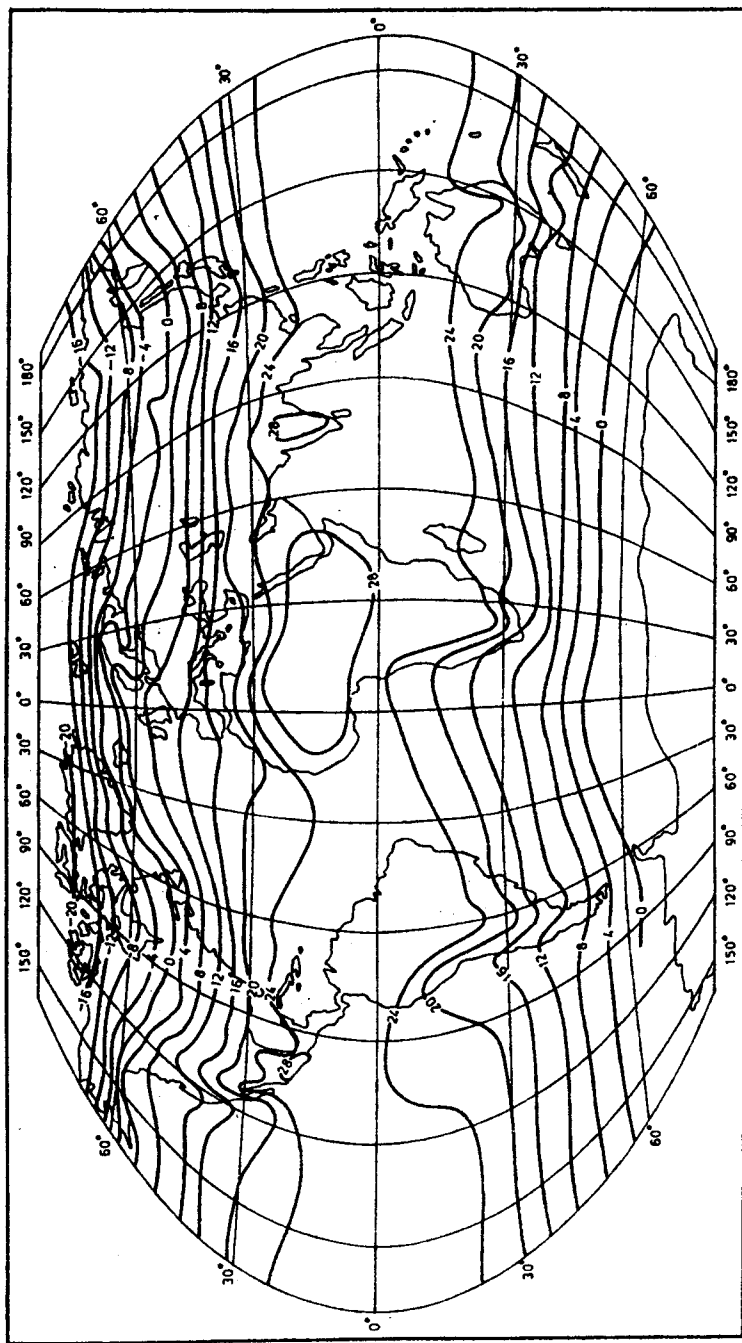
21.1. Рассматривая карты многолетнего среднего распределения температуры воздуха на уровне моря для отдельных календарных месяцев и для всего года, мы обнаруживаем ряд закономерностей, указывающих на влияние географических факторов на это распределение.

Прежде всего влияет *широта местности*. Температура в общем *убывает от экватора к полюсам* в соответствии с распределением радиационного баланса земной поверхности. Убывание температуры особенно значительно в каждом полушарии зимой, потому что вблизи экватора температура мало меняется в годовом ходе, а в высоких широтах зимой она значительно ниже, чем летом.

Однако изотермы на картах не совпадают вполне с широтными кругами, как и изолинии радиационного баланса. Особенно сильно они отклоняются от зональности в Северном полушарии, где ясно видно влияние *расчленения земной поверхности на сушу и море*. 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*, так как температура в каждом данном месте определяется не только условиями радиационного баланса в этом месте, но и адвекцией воздуха из других районов. Например, самые низкие температуры в Евразии наблюдаются не в центре материка, а в его восточной части. 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.

21.2. Меньше всего отклонений от широтных кругов на карте *средних годовых температур* для уровня моря (карта XI). Зимой материка холоднее океанов, летом теплее, поэтому в средних годовых величинах противоположные отклонения изотерм от зонального распределения частично взаимно компенсируются. На карте средней годовой температуры мы находим по обе стороны от экватора — *в тропиках* — широкую зону, где средние годовые температуры выше $+25^{\circ}\text{C}$. Внутри зоны очерчиваются замкнутыми изотермами *острова тепла* на Северной Африке и (менее значительные по размерам) над Индией и Мексикой, где средняя годовая температура выше $+28^{\circ}\text{C}$. Над Южной Америкой, Южной Африкой и Австралией островов тепла нет. Однако над этими материками изотермы прогибаются к югу, образуя *«языки тепла»*, в которых высокие температуры распространяются дальше в сторону высоких широт, нежели над океанами. Таким образом, тропики материков теплее тропиков океанов (речь идет о средне-годовой температуре воздуха над ними).

Во внетропических широтах изотермы менее отклоняются от



Карта XI. Распределение средней годовой температуры воздуха на уровне моря (°C)

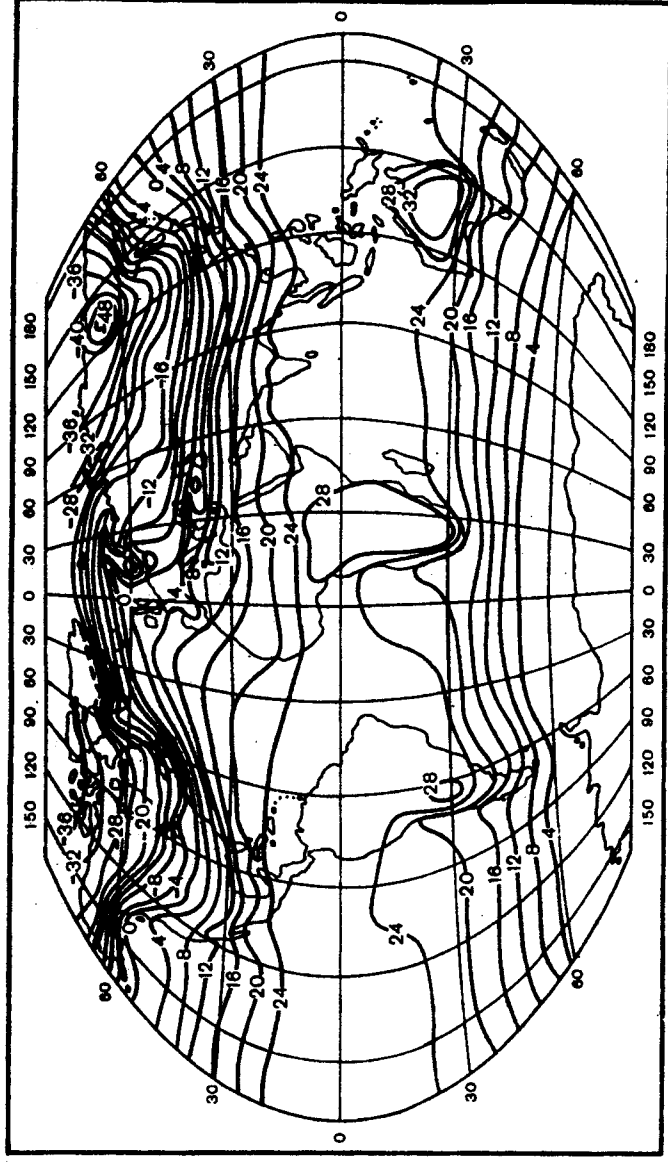
широтных кругов, особенно в Южном полушарии, где подстилающая поверхность в средних широтах представляет собой почти сплошной океан. В Северном полушарии в средних и высоких широтах наблюдаются более или менее заметные отклонения изотерм к югу над материками Азии и Северной Америки. Это означает, что в среднем годовом материке в этих широтах несколько холоднее океанов.

Самые теплые места Земли в среднем годовом наблюдаются на побережьях южной части Красного моря. В Массауа (Эритрея, 15,6° с. ш., 39,4° в. д.) средняя годовая температура на уровне моря +30°C, а в Ходейде (Йемен, 14,6° с. ш., 42,8° в. д.) даже 32,5°C. Самый холодный район — Восточная Антарктида, где в центре плато средние годовые температуры порядка —50...—55°C.

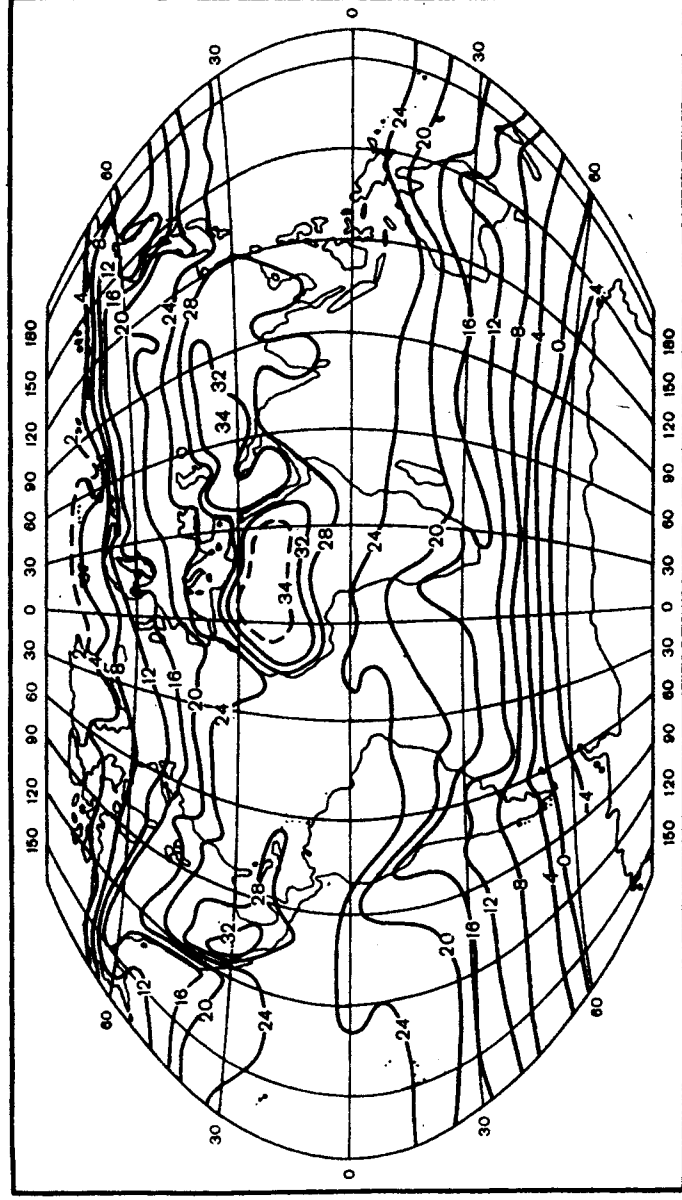
21.3. На картах для января и июля (центральные месяцы зимы и лета) отклонения изотерм от зонального направления значительно больше. Правда, в тропиках Северного полушария январская температура над океанами и материками довольно близка (под каждой данной параллелью). Изотермы не особенно сильно отклоняются от широтных кругов. Внутри тропиков температура мало меняется и с широтой. Но вне тропиков температура в Северном полушарии быстро убывает к полюсу. Изотермы проходят очень густо в сравнении с июльской картой. Кроме того, над холодными материками Северного полушария во внетропических широтах резко выражены прогибы изотерм в направлении к югу, а над более теплыми океанами — к северу. Это языки холода и тепла (карты XII и XIII).

Особенно значителен прогиб изотерм к северу над теплыми водами Северной Атлантики, над восточной частью океана, где проходит ветвь Гольфстрима — Атлантическое течение. Это яркий пример влияния океанических течений на распределение температуры. Нулевая изотерма в районе Северной Атлантики проникает за полярный круг (зимой!). Резкое сгущение изотерм у берегов Норвегии свидетельствует еще об одном факторе — о влиянии прибрежных гор, за которыми скапливается в глубине полуострова холодный воздух. Горы усиливают контраст между температурами над Гольфстримом и Скандинавским полуостровом. В районе Тихоокеанского побережья Северной Америки можно заметить сходное влияние Скалистых гор. 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 на карте находим даже замкнутые изотермы, обрисовывающие острова холода. В первом районе, между Леной и Индигиркой, средние температуры января достигают —48°C, а на уровне местности до —50°C и ниже, абсолютные минимумы даже до —70°C. Это район якутского полюса холода. Самые низкие температуры наблюда-



Карта XII. Распределение средней месячной температуры воздуха на уровне моря в январе (°C)



Карта XIII. Распределение средней месячной температуры воздуха на уровне моря в июле (°C)

ются 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. Возникновению чрезвычайно низких минимумов температуры у земной поверхности способствуют в указанных районах орографические условия: низкие температуры наблюдаются во впадинах или долинах, окруженных горами, где создается застой воздуха в нижних слоях.

Вторым полюсом холода в Северном полушарии является Гренландия, где средняя температура января на уровне местности понижается до -55°C , а наиминимые температуры в центре острова доходят, по-видимому, до таких же низких значений, как в Якутии (-70°C). На карте изотерм для уровня моря гренландский полюс холода менее выражен, чем якутский, вследствие большой высоты гренландского плато. Существенное отличие гренландского полюса холода от якутского состоит в том, что и летом температуры над льдами Гренландии очень низкие: средняя температура июля на уровне местности до -15°C . В Якутии температуры летом сравнительно высокие: того же порядка, что и под соответствующими широтами в Европе. Поэтому гренландский полюс холода является постоянным, а якутский — только зимним. Очень холодный 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 равномерное. Но над материками в Южной Африке, Южной Америке и особенно в Австралии намечаются хорошо выраженные острова тепла со средними температурами до $+34^{\circ}\text{C}$ в Австралии. Максимальные температуры достигают в Австралии $+55^{\circ}\text{C}$. В Южной Африке температуры на уровне местности не так высоки вследствие значительных высот местности над уровнем моря: абсолютные максимумы не превышают $+45^{\circ}\text{C}$.

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 $0-5^{\circ}\text{C}$) до самых берегов Антарктиды. В глубине ледяного материка температуры падают до -35°C . Следует обратить внимание на языки холода над океанами у западных берегов Южной Америки и Южной Африки, связанные с холодными океаническими течениями.

21.4. *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. Как Мексика, так и Центральная Азия обладают большими высотами над уровнем моря, поэтому

температуры на уровне местности там не так высоки, как на уровне моря.

Средние июльские температуры в Сахаре достигают $+40^{\circ}\text{C}$ (на уровне местности несколько ниже). Абсолютные максимумы температуры в Северной Африке до $+58^{\circ}\text{C}$ (Азизия в Ливийской пустыне, южнее города Триполи; $32,4^{\circ}$ с. ш., $13,0^{\circ}$ в. д.). Немногим ниже ($+57^{\circ}\text{C}$) абсолютный максимум температуры в глубокой впадине среди гор в Калифорнии, в Долине Смерти ($36,5^{\circ}$ с. ш., $117,5^{\circ}$ з. д.). Абсолютные максимумы температуры в Туркмении доходят до $+50^{\circ}\text{C}$.

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 отмечается и над Гренландией с ее постоянным ледяным покровом. Низкие температуры над Гренландией, конечно, лучше выражать на уровне местности, где средняя температура в центре острова ниже -15°C .

Интересно сгущение изотерм у берегов Калифорнии, связанное с соседством перегретых пустынь и холодного Калифорнийского течения. Средняя температура июля на побережье Северной Калифорнии около $+16^{\circ}\text{C}$, а в пустыне внутри страны до $+32^{\circ}\text{C}$ и выше. Следует также отметить языки холода над Охотским и Беринговым морями и над Байкалом. Температура над последним в июле примерно на 5°C ниже, чем в районах, удаленных 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 $-15...-35^{\circ}\text{C}$, а в центре Восточной Антарктиды средние температуры близки к -70°C . В отдельных случаях наблюдаются температуры ниже -80°C , абсолютный минимум ниже -89°C (станция «Восток», $72,1^{\circ}$ ю. ш., $96,6^{\circ}$ в. д., высота 3420 м)¹. Это полюс холода не только Южного полушария, но и всего земного шара.

22. ТЕМПЕРАТУРА ШИРОТНЫХ КРУГОВ, ПОЛУШАРИЙ И ЗЕМЛИ В ЦЕЛОМ

22.1. Чтобы лучше ориентироваться в том, как меняется температура воздуха у земной поверхности в зависимости от географической широты (отвлекаясь от долготных различий),

¹ 21 июня 1983 г. на станции «Восток» зафиксирован абсолютный минимум: $-89,2^{\circ}\text{C}$.

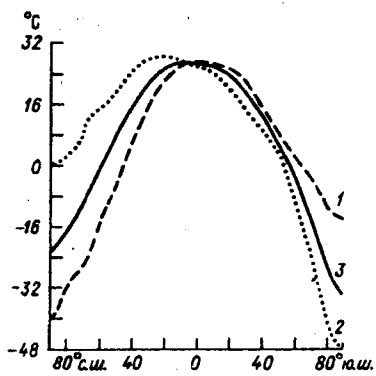


Рис. 5.11. Зависимость средней температуры воздуха у земной поверхности от географической широты:
1 — январь, 2 — июль,
3 — год

удобно рассматривать *средние температуры широтных кругов*. Их легко получить, определив на карте изотерм значения температуры в ряде точек, равномерно распределенных на интересующем нас широтном круге, и вычислив из них среднюю величину. Ниже приведены средние температуры ($^{\circ}\text{C}$) широтных кругов на уровне моря (рис. 5.11):

В январе средняя температура самая высокая на экваторе: $+27^{\circ}\text{C}$. Почти такие же температуры под 5° с. ш. и 5° ю. ш. В июле самой теплой параллелью является 20° с. ш. с температурой $+28^{\circ}\text{C}$. В среднем годовом самая теплая параллель — 10° с. ш. с температурой $+27^{\circ}\text{C}$.

Самую теплую параллель называют *термическим экватором*. Как видим, 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.

Широта северная, град.	Январь	Июль	Год	Широта южная, град.	Январь	Июль	Год
90	-41	-1	-23	Экватор	+27	+26	+26
80	-30	-1	-17	10	+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

От экватора к полюсу температура падает в среднем на $0,5\text{--}0,6^{\circ}\text{C}$ на каждый градус широты. Внутри тропиков температура меняется с широтой очень мало. В средних широтах изменение становится максимальным, а в высоких широтах снова уменьшается. Зимой температура падает в направлении от экватора к полюсу и сильнее, чем летом.

Умеренные широты в Южном полушарии зимой теплее, а летом холоднее, чем в Северном полушарии. Поэтому годовые амплитуды в умеренных широтах Южного полушария значительно

меньше, чем в Северном полушарии. Различия в средних годовых температурах небольшие.

Высокие широты в Южном полушарии значительно холоднее, чем в Северном, вследствие наличия ледяного материка Антарктиды с преобладающим режимом высокого атмосферного давления.

22.2. По средним температурам широтных кругов можно считать 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. Ниже приведены средние температуры воздуха, $^{\circ}\text{C}$:

Северное полушарие	Январь	Июль
Южное полушарие	+8	+22
	+17	+10

Годовая амплитуда температуры для Северного полушария 14°C , для Южного — только 7°C . 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 менее отличаются, чем летние. Это кажется странным, так как зимой в Северном полушарии наблюдается сильное охлаждение материков. Однако океаны в Северном полушарии теплее, чем в южном, и это уменьшает разницу зимних температур полушарий и увеличивает разницу летних температур.

Средняя температура воздуха у земной поверхности для всего земного шара в январе $+12^{\circ}\text{C}$, в июле $+16^{\circ}\text{C}$ и в среднем годовом $+14^{\circ}\text{C}$. 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. И это несмотря на большую близость Земли к Солнцу в январе по сравнению с июлем.

23. АНОМАЛИИ В РАСПРЕДЕЛЕНИИ ТЕМПЕРАТУРЫ

Зная средние температуры широтных кругов, можно найти для каждого места разность между его температурой (годовой или месячной) и соответствующей температурой широтного круга, которая называется *термической аномалией данного места*. Так, средняя температура января под 71-й параллелью — 27°C , а на о. Ян-Майен, расположенном под этой широтой в Атлантике, — 5°C . Следовательно, средняя январская температура Ян-Майена на 22°C выше, чем средняя январская температура для всей 71-й параллели. Можно сказать, что на Ян-Майене имеется положительная термическая аномалия $+22^{\circ}\text{C}$.

Чтобы представить распределение в пространстве, наносят аномалии средних годовых или месячных температур воздуха на карту и проводят линии, соединяющие точки с равными аномалиями. Таким образом получается *карта изаномал температуры (термоизаномал)*, которая наглядно показывает, в каких областях Земли температура воздуха повышена и в каких понижена по сравнению со средними температурами соответствующих параллелей (карта не приводится). Влияние географической широты на распределение температуры исключено: распределение областей положительных и отрицательных аномалий температуры показывает только температурные различия под разными меридианами. А эти различия в основном зависят от распределения суши и моря с их разными условиями нагревания.

В январе особенно большие положительные и отрицательные аномалии температуры воздуха наблюдаются в Северном полушарии. Наибольшие отрицательные аномалии обнаруживаются внутри выхолаженных материков Евразии и Северной Америки, где они сдвинуты в восточную часть материка, а наибольшие положительные аномалии температуры наблюдаются на северо-западе Европы с прилегающими морями. Так, в Верхоянске и Якутске аномалия около -26°C , в Норвежском море — от 20 до 25°C . В июле области положительных и отрицательных аномалий в Северном полушарии меняются местами. Наиболее значительная летняя положительная аномалия существует над прогретым материком Евразии. Однако контрасты между сушей и морем в июле гораздо меньше, чем в январе.

24. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ С ВЫСОТОЙ В ТРОПОСФЕРЕ И СТРАТОСФЕРЕ

24.1. В атмосфере наблюдаются как падение, так и рост 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* $0,5-0,7^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. В нижних 4 км он ближе к $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, в полярных областях и зимой в средних широтах уменьшается до $0,1-0,4^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, в верхней части тропосферы возрастает до $0,7-0,8^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

В переходном слое — *тропопаузе* — вертикальный градиент убывает до $0,1-0,2^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. В высоких широтах тропопауза лежит (в среднем) на высоте $8-10\text{ км}$, в средних широтах — $10-12$, а вблизи экватора — выше 16 км .

Выше тропопаузы начинается *стратосфера*, где падение температуры с высотой сменяется повышением; вертикальные градиенты температуры здесь отрицательные, но малы по абсолютной величине. В первом приближении нижнюю стратосферу можно считать даже изотермическим слоем, в котором температура с высотой не меняется.

Высота тропопаузы в средних и высоких широтах меняется в годовом ходе. Так, в С.-Петербурге тропопауза в среднем начинается летом на высоте $10,7\text{ км}$, а зимой — $9,6\text{ км}$. В Антарктике максимум высоты тропопаузы — 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 низкая*: круглый год от -70 до -80°C , а в отдельных случаях ниже -90°C . В умеренных широтах температура нижней стратосферы значительно выше (порядка -55°C) и с небольшим годовым ходом (рис. 5.12). Например, в С.-Петербурге на уровне тропопаузы летом в среднем -48°C , зимой -57°C .

В полярных областях температура тропопаузы летом еще выше, чем в умеренных широтах, особенно в Арктике (-45°C). Над тропопаузой, в нижней стратосфере, она повышается даже до -35°C как в Арктике, так и в Антарктике. Это значит, что *летом полярная стратосфера много теплее, чем стратосфера тропическая*. Зимой тропопауза над Арктикой имеет температуру порядка -60°C и над Антарктикой около -70°C . В нижней стратосфере температура еще ниже: до -70°C в Арктике и до -80°C (а в отдельных случаях до -90°C) в Антарктике (рис. 5.13).

Следовательно, *зимой стратосфера над полярными областями почти так же холодна, как и над тропиками*. В тропиках стратосфера холодна круглый год, в полярных областях — только зимой. Это очень важное различие нам придется вспомнить, когда мы будем рассматривать особенности общей циркуляции атмосферы.

24.2. Высота тропопаузы и температура на уровне тропопаузы и в нижней стратосфере меняются не только в годовом ходе, но и день ото дня. Иногда за сутки высота тропопаузы меняется на 3 км и больше, а температура на уровне тропопаузы — на $10-20^{\circ}\text{C}$. 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 положительных тропосферных градиентов температуры к отрицательным стра-

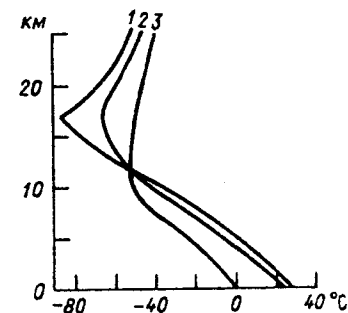


Рис. 5.12. Среднее распределение температуры воздуха с высотой на экваторе (1), под 30° с.ш. (2) и под 60° с.ш. (3)

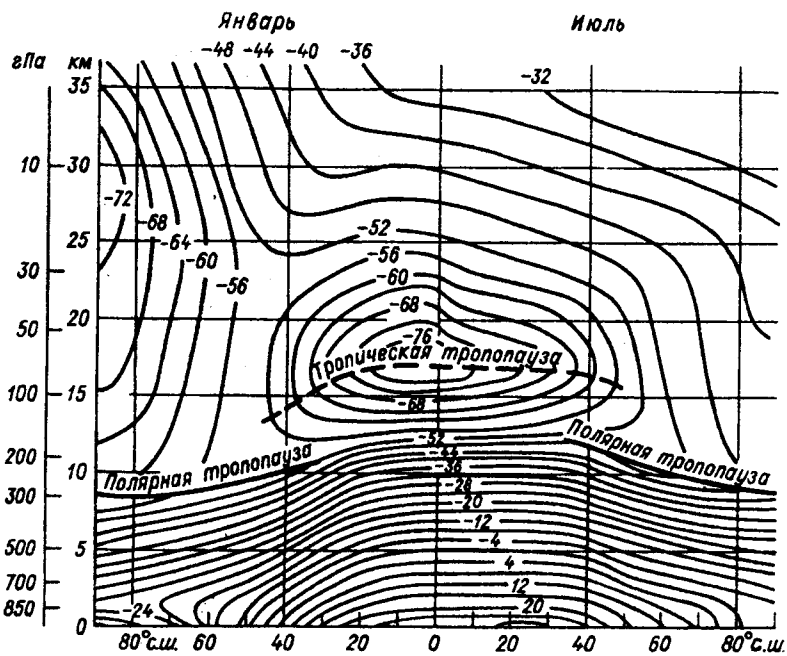


Рис. 5.13. Среднее распределение температуры воздуха в Северном полушарии в январе и июле (по И. В. Ханевской)

тосферным. Иногда в слое тропопаузы может наблюдаться *резкая инверсия температуры*, т. е. скачкообразный рост температуры с высотой. Над тропопаузой, в стратосфере, температура обычно растет, но не всегда. Если тропопауза низко опущена и температура на ее уровне высокая (как бывает в глубоких циклонах), то и в стратосфере продолжается падение температуры, хотя и медленное в сравнении с тропосферным.

Бывает, что в высоких широтах Арктики и Антарктики зимой тропопаузы вообще нет: 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 непрерывная поверхность, охватывающая весь земной шар, и что в субтропических широтах постоянно обнаруживаются разрывы тропопаузы. Над одним и тем же пунктом может одновременно наблюдаться *низкая полярная и высокая тропическая тропопаузы*. Но 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.

25. ОБЪЯСНЕНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ С ВЫСОТОЙ

25.1. Допустим, что на каждом уровне в атмосфере установилась *температура лучистого равновесия*, т. е. 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 должна убывать с высотой. Подсчитано, что в нижнем километре атмосферы ее градиент был бы в среднем равен $2^\circ \text{C}/100 \text{ м}$, на высоте 2—3 км — $1^\circ \text{C}/100 \text{ м}$, а в верхней части тропосферы уменьшался бы до нескольких десятых долей градуса на 100 м.

В действительности среднее понижение температуры с высотой в нижней половине тропосферы значительно меньше, а в верхней больше (рис. 5.14). 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. Перемешивание — результат атмосферной турбулентности, включая и термическую конвекцию, обусловленную архимедовой силой.

Восходящий воздух адиабатически охлаждается на 1°C на 100 м, пока он не насыщен, и на несколько десятых долей градуса на 100 м, когда он достиг состояния насыщения. Опускающийся воздух нагревается на 1°C на каждые 100 м спуска, а если в нем есть испаряющиеся продукты конденсации (капельки или кристаллы облаков), то меньше, чем на градус. 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 заключаются между величинами сухоадиабатического и влажноадиабатического градиентов температуры*, т. е. между $1^\circ \text{C}/100 \text{ м}$ и несколькими десятками долями градуса. 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 конвективному равновесию. 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 радиа-

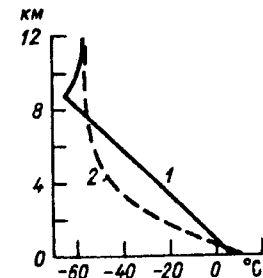


Рис. 5.14. Распределение средней температуры воздуха с высотой по фактическим данным (1) и в предположении лучистого равновесия (2)

ционных 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. Но и вертикальное перемешивание в стратосфере менее интенсивно, чем в тропосфере. Распределение температуры в стратосфере определяется повышенным содержанием в ней озона, сильно поглощающего радиацию, а его содержание растет с высотой. В результате в стратосфере устанавливается по вертикали *температура лучистого равновесия*, мало меняющаяся или растущая с высотой.

Высокие температуры в полярной стратосфере летом в сравнении с тропической стратосферой объясняются увеличенным образованием озона в высоких широтах. Зимой в отсутствие солнечной радиации в высоких широтах содержание озона небольшое и стратосфера имеет почти такую же низкую температуру, как в тропиках.

25.2. Наиболее регулярные отклонения от средних вертикальных градиентов температуры наблюдаются в нижних слоях тропосферы — приземном и слое трения, особенно подверженных влиянию земной поверхности. Так, в тропиках (в зоне пассатов) в нескольких нижних сотнях метров над морем почти всегда наблюдаются вертикальные градиенты температуры, очень близкие к $1^\circ \text{C}/100 \text{ м}$. Здесь над теплым морем всегда сильно развита конвекция. Так как при этом воздух в нижних слоях не насыщен, в нем устанавливается вертикальный градиент температуры, близкий к сухоадиабатическому. В средних широтах в летние дни над перегретой почвой возникают в нижних метрах очень большие вертикальные градиенты, значительно превышающие сухоадиабатический (см. гл. восьмую, параграф 14, о температурных условиях в приземном слое воздуха). Ночью над охлажденной почвой вертикальные градиенты в приземном слое воздуха уменьшаются и даже 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 температуры или, по крайней мере, изотермии наблюдаются круглые сутки не только зимой, но и летом.

На больших высотах в тропосфере нередко обнаруживаются мощные, в несколько сотен метров, слои инверсий, в которых температура иногда очень сильно растет с высотой. Причинами таких инверсий в свободной атмосфере являются главным образом нисходящие движения воздуха.

26.1. В главе второй сказано, что конвекция вообще имеет турбулентный характер, характер беспорядочного перемешивания воздуха. Однако при вертикальных градиентах температуры, близких к адиабатическим, она становится *упорядоченной*, превращается в мощные и значительные по площади поперечного сечения вертикальные токи воздуха, причем скорости восходящих токов могут достигать $10\text{--}20 \text{ м/с}$. Однако нельзя утверждать, что это непрерывные токи 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 токи конвекции все время вовлекается окружающий воздух, что еще более усложняет механизм конвекции.

26.2. Рассмотрим условия конвекции в наиболее простом идеализированном виде. Будем считать, что *в процессе конвекции 1 кг воздуха адиабатически поднимается или опускается, не смешиваясь с окружающей воздушной средой*. Выведем уравнение для ускорения этого количества воздуха.

На вертикально движущийся килограмм воздуха (будем говорить — на частицу воздуха) действуют две силы: направленная *вниз сила тяжести* и направленная *вверх сила вертикального барического градиента*. Напишем уравнение вертикального движения рассматриваемой частицы, приравняв ускорение движения d^2z/dt^2 к сумме этих двух сил (отнесенных каждая к единице массы):

$$\frac{d^2z}{dt^2} = -g - \frac{1}{\rho_i} \frac{dp}{dz}$$

В окружающей атмосфере в то же время выполняется основное уравнение статики, известное из главы второй:

$$g = -\frac{1}{\rho_a} \frac{dp}{dz}; \quad -\frac{dp}{dz} = g\rho_a$$

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,

$$\frac{d^2z}{dt^2} = g \frac{T_i - T_a}{T_a} \quad (5.6)$$

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. к 0° С, при разности $T_i - T_a = 1^\circ \text{С}$ вертикальное ускорение — около 3 см/с^2 .

Если разность температур $T_i - T_a$ положительна, то ускорение конвекции также положительно и частица поднимается ускоренно вверх. Если движущаяся частица холоднее окружающего воздуха, ускорение конвекции отрицательно, т. е. частица опускается. Если температуры частицы и окружающего воздуха равны, ускорение конвекции отсутствует.

27. СТРАТИФИКАЦИЯ АТМОСФЕРЫ И ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАВНОВЕСИЕ ДЛЯ СУХОГО ВОЗДУХА

27.1. Итак, для развития конвекции необходимо такое распределение температуры в атмосфере, при котором разность температур $T_i - T_a$ сохранялась бы или (еще лучше) увеличивалась 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 менялась 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. $1^\circ \text{С}/100 \text{ м}$. Существующая конвекция при нем сохраняется, но не усиливается с высотой.

Если вертикальный градиент температуры в атмосфере меньше $1^\circ \text{С}/100 \text{ м}$ ($\gamma < \gamma_a$), 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 и вертикальное движение частицы прекратится.

Если вертикальный градиент температуры в атмосфере *сверхадиабатический*, т. е. больше $1^\circ \text{С}/100 \text{ м}$ ($\gamma > \gamma_a$), 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 *меньше 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*. Описанные условия представлены на схематических примерах на рис. 5.15.

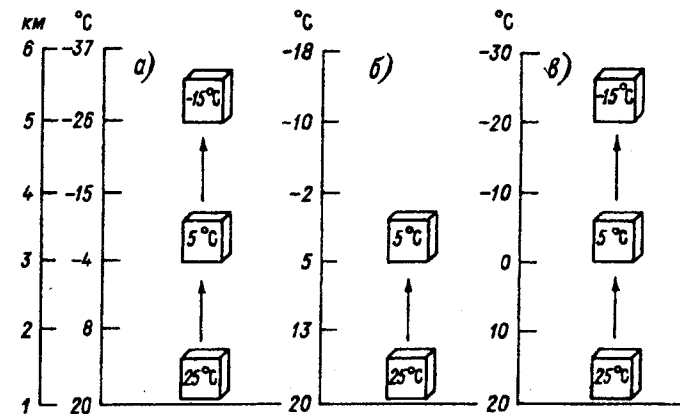


Рис. 5.15. Схематические примеры неустойчивой (а), устойчивой (б) и безразличной (в) стратификации в сухом воздухе: первоначальная разность температур восходящего и окружающего воздуха в первом случае возрастает, во втором — убывает, в третьем — не меняется

27.2. Вместо терминов «устойчивая», «неустойчивая» и «безразличная стратификация» употребляют также термины «устойчивое», «неустойчивое» и «безразличное равновесие». Смысл термина «равновесие» состоит 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 без внешнего воздействия? При безразличной стратификации, т. е. при вертикальном градиенте в атмосферном столбе $1^\circ \text{С}/100 \text{ м}$ ($\gamma = \gamma_a$), 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 $1^\circ \text{C}/100 \text{ м}$ ($\gamma < \gamma_a$), частица, смещенная из первоначального положения, адиабатически охладившись или нагревшись при смещении, станет холоднее окружающего воздуха, если она поднята вверх, и теплее, если она 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*.

Наконец, при *неустойчивой стратификации*, т. е. при вертикальном градиенте температуры больше $1^\circ \text{C}/100 \text{ м}$ ($\gamma > \gamma_a$), 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 по вертикали*.

В параграфе 26 главы второй мы уже выяснили, как меняется с высотой *потенциальная температура* в зависимости от вертикального градиента молекулярной температуры. Теперь можно сформулировать, что *в случае безразличной стратификации потенциальная температура в воздушном столбе не меняется с высотой, в случае неустойчивой стратификации падает с высотой, а в случае устойчивой стратификации растет с высотой*.

27.3. Описанные выше соотношения удобно представить графически на *адиабатной (аэрологической) диаграмме* (см. гл. вторую, параграф 24). Изменение температуры в вертикально движущейся частице сухого воздуха представлено на диаграмме (рис. 5.16) *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* стратификации в данном случае и тем сильнее развитие конвекции.

Чем больше площадь, заключенная между кривой стратификации и адиабатой, проходящей через начальную точку кривой стратификации, тем больше энергия неустойчивости стратификации в данном случае и тем сильнее развитие конвекции.

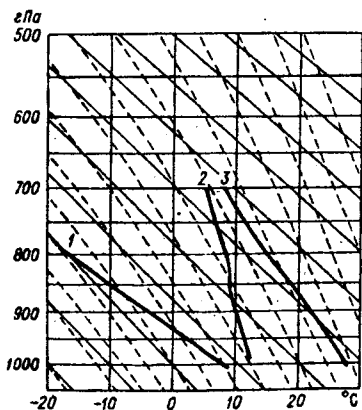


Рис. 5.16. Условия стратификации на аэрологической диаграмме: 1 — сухонестойчивая, 2 — влажностойчивая, 3 — влажностойчивая

28. СТРАТИФИКАЦИЯ АТМОСФЕРЫ И ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАВНОВЕСИЕ ДЛЯ НАСЫЩЕННОГО ВОЗДУХА

28.1. Все сказанное выше относилось к сухому или к влажному ненасыщенному воздуху. Теперь допустим, что частица воздуха, движущаяся по вертикали вследствие разности температур ($T_i - T_a$) *насыщена*, т. е. содержит водяной пар в состоянии насыщения. Напомним, что частица, движущаяся вниз, может сохранять состояние насыщения только в том случае, если в ней есть жидкие или твердые продукты конденсации — взвешенные капельки или кристаллы. В противном случае адиабатическое повышение температуры при нисходящем движении сразу же ликвидирует состояние насыщения.

Как и в случае сухого воздуха, для сохранения конвекции нужно, чтобы первоначальная разность температур $T_i - T_a$ не менялась. Но насыщенный воздух адиабатически меняет свою температуру при вертикальном смещении не на 1°C на каждые 100 м, а только на несколько десятых долей градуса в зависимости от температуры и давления. Поэтому сохранение разности температур возможно лишь при условии, что вертикальный градиент температуры γ в атмосферном столбе *равен влажноадиабатическому градиенту $\gamma_{w.a.}$*

Если *вертикальные градиенты температуры в атмосфере больше влажноадиабатических для данных значений давления и температуры ($\gamma > \gamma_{w.a.}$)*, стратификация атмосферы *неустойчива по отношению к насыщенному воздуху* или, короче, *влажнонеустойчива*. Для сухого воздуха она при этом может быть устойчивой. При такой стратификации разность температур $T_i - T_a$ растет. Следовательно, будет возрастать ускорение конвекции и конвекция будет развиваться. При *вертикальных градиентах меньше влажноадиабатических ($\gamma < \gamma_{w.a.}$)* стратификация *устойчивая для насыщенного воздуха (влажноустойчивая)*, т. е. не поддерживающая конвекцию в нем. Если *вертикальные градиенты в атмосферном столбе в точности равны влажноадиабатическим ($\gamma = \gamma_{w.a.}$)*, стратификация *безразличная для насыщенного воздуха*.

28.2. В насыщенном воздухе также выделяют *устойчивое, безразличное и неустойчивое равновесие атмосферы*. При *влажноадиабатическом вертикальном градиенте температуры частица насыщенного воздуха, выведенная из первоначального положения равновесия, на любом новом уровне имеет ту же температуру, что и окружающий воздух, т. е. снова находится в состоянии равновесия*. Таким образом, при $\gamma = \gamma_{w.a.}$ наблюдается *безразличное равновесие для насыщенного воздуха*.

При $\gamma < \gamma_{w.a.}$ разность температур заставит выведенную из начального равновесия частицу вернуться в начальное положение. Это *устойчивое равновесие для насыщенного воздуха*.

Наконец, при $\gamma > \gamma_{w.a.}$ выведенную из начального положения равновесия частицу разность температур с окружающим воздухом

заставит продолжать удаляться от начального уровня. Это *неустойчивое равновесие* для насыщенного воздуха.

28.3. Если на адиабатной диаграмме (см. рис. 5.16) 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*. При совпадении кривой стратификации с влажной адиабатой *стратификация влажнобезразличная*.

29. СУТОЧНЫЙ ХОД СТРАТИФИКАЦИИ И КОНВЕКЦИИ

Итак, конвекция развивается только при неустойчивой стратификации. Чем неустойчивее стратификация, т. е. чем больше вертикальные градиенты температуры превышают адиабатические градиенты (сухоадиабатический для ненасыщенного воздуха и влажноадиабатический 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 превышая сухоадиабатический градиент. В среднем в нижних сотнях метров или одном-двух километрах они приближаются к сухоадиабатическому градиенту. Во всяком случае больше, чем влажноадиабатические градиенты. Стратификация атмосферы становится неустойчивой, и возникает конвекция.

Как неустойчивость стратификации, так и конвекция особенно велики около полудня и в первые послеполуденные часы. Поэтому *кучевые облака, ливневые осадки и грозы над сушей, 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 начнут развиваться 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. 5.17.

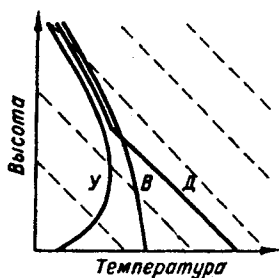


Рис. 5.17. Изменение атмосферной стратификации над сушей в суточном ходе: У — на восходе Солнца, Д — около полудня, В — вечером

К вечеру стратификация становится устойчивее, а в ночные часы, когда приземный слой воздуха охлаждается от почвы, стратификация может стать даже настолько устойчивой, что начнут развиваться 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. 5.17.

Иные условия над морем. Суточный ход температуры на поверхности моря очень мал. Поэтому существенного дневного увеличения неустойчивости над морем нет. Следовательно, нет и послеполуденного максимума в разви-

тии конвекции. В ночные часы неустойчивость стратификации над морем несколько возрастает в связи 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 конвекция над морем имеет тенденцию к усилению ночью.

30. СТРАТИФИКАЦИЯ ВОЗДУШНЫХ МАСС

Как известно из главы второй (параграф 33), воздушные массы в наиболее общем виде делятся на теплые, холодные и местные. Разные типы воздушных масс различаются 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) и охлаждается снизу. Охлаждение захватывает прежде всего самые нижние слои воздушной массы и лишь постепенно и в ослабленном виде оно распространяется вверх. Следовательно, вертикальные градиенты температуры в нижних слоях воздушной массы уменьшаются. В типичной теплой массе, особенно в зимнее время над материком, вертикальные градиенты температуры становятся в нижнем километре порядка $0,2—0,4^\circ \text{C}/100 \text{ м}$, т. е. меньше влажноадиабатических для данных условий. Иными словами, воздушная масса получает в нижних сотнях метров устойчивую стратификацию — не только сухоустойчивую, но и влажноустойчивую. Иными словами, теплая воздушная масса по мере своего продвижения на холодную поверхность становится *устойчивой массой*. Понятно, что конвекция ослабевает и прекращается. Конденсация водяного пара в устойчивой массе происходит 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 поэтому нагревается снизу. Нагревание распространяется вверх путем турбулентности и конвекции быстрее, чем охлаждение, но все-таки особенно нагреваются нижние слои, а с высотой нагревание становится слабее. Поэтому в холодной воздушной массе устанавливаются в нескольких нижних километрах большие вертикальные градиенты температуры, превышающие влажноадиабатические: порядка $0,7—0,8^\circ \text{C}/100 \text{ м}$ и более. А это означает, что холодная масса приобретает в этих слоях неустойчивую стратификацию, становится *неустойчивой массой*. В такой массе сильно развивается конвекция, конденсация водяного пара происходит в виде кучевых и кучево-дождевых облаков с выпадающими 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.

В устойчивых воздушных массах вертикальные градиенты температуры в некоторых слоях могут стать даже отрицательными. В таких слоях температура с высотой не падает, а растет, т. е. наблюдается инверсия температуры.

31. ИНВЕРСИИ ТЕМПЕРАТУРЫ

31.1. В предыдущих параграфах неоднократно упоминалось об инверсиях температуры. Рассмотрим их несколько подробнее, поскольку с ними связаны важные особенности в состоянии атмосферы.

Падение температуры с высотой можно считать нормальным явлением для тропосферы, а инверсии температуры — отклонениями от нормального состояния. Правда, инверсии температуры в тропосфере — почти повседневное явление. Но они захватывают незначительные по сравнению со всей толщиной тропосферы воздушные слои.

Инверсию температуры можно характеризовать *высотой нижней границы*, т. е. высотой, с которой начинается повышение температуры, *толщиной слоя*, в котором наблюдается 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 можно выделить явление *вертикальной изотермии*, когда температура в некотором слое с высотой не меняется.

31.2. По высоте все тропосферные инверсии можно разделить на *инверсии приземные* и *инверсии в свободной атмосфере*.

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.

Инверсия в свободной атмосфере наблюдается в некотором слое воздуха, лежащем на той или иной высоте над земной поверхностью (рис. 5.18). Основание инверсии может находиться на любом уровне в тропосфере, однако наиболее часты инверсии в пределах нижних 2 км (если не говорить об инверсиях на 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°C и меньше до $10\text{--}15^{\circ}\text{C}$ и больше.

Случается, что приземная инверсия, простирающаяся до значительной высоты, сливается с вышележащей инверсией в свободной атмосфере. 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°C , а на высоте 1500 м $-3,5^{\circ}\text{C}$; там же 7 декабря 1910 г. у земной поверхности было -12°C , а на высоте 520 м $+7^{\circ}\text{C}$ (рис. 5.19).

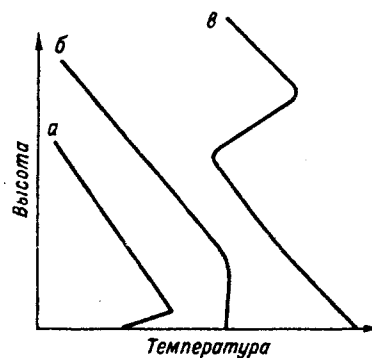


Рис. 5.18. Типы распределения температуры с высотой: а — приземная инверсия, б — приземная изотермия, в — инверсия в свободной атмосфере

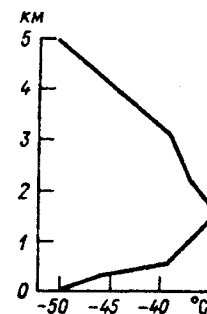


Рис. 5.19. Зимняя инверсия температуры над Якутском 2 декабря 1957 г.

Иногда инверсия непосредственно переходит в вышележащую изотермию. Нередко над тем или иным районом наблюдаются в свободной атмосфере 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, особенно в случае инверсий в свободной атмосфере.

32. ПРИЗЕМНЫЕ ИНВЕРСИИ

32.1. Приземные инверсии температуры над поверхностью суши или над ледяным покровом океана по большей части 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 степени турбулентности, передающей охлаждение вверх. Однако слишком сильная турбулентность неблагоприятна для образования и сохранения инверсии, так как охлажденный воздух будет ею быстро рассеиваться. 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. гл. шестую, параграф 26).

С восходом Солнца приземная инверсия радиационного типа разрушается, так как ночное охлаждение почвы сменяется прогреванием. В холодное время года приземная инверсия может существовать по нескольку суток подряд, ослабевая днем и 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. Так, охлаждение воздуха в ясную погоду особенно велико в котловинах, откуда выхолаженный 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. Правда, нельзя объяснить такой огромный скачок только приземными инверсиями. Зимой они в Верхоянске переходят на высоте в инверсии в свободной атмосфере, о причинах которых будет сказано дальше.

32.2. 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 сильный, 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.

33. ПРИПОДНЯТЫЕ ИНВЕРСИИ

33.1. *Приподнятые инверсии, т. е. инверсионные слои в свободной атмосфере, 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. Круглый год приподнятые инверсии 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 нередко 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. Инверсии оседания образуются именно в устойчивых воздушных массах антициклонов, где воздух обладает нисходящими составляющими движения. При этом решающее значение имеет наличие максимума оседания в свободной атмосфере. Опускаясь вниз, оседая вследствие горизонтального растекания, атмосферный слой в то же самое время сжимается вследствие повышения давления. Температура каждой опускающейся воздушной частички возрастает. Частички в верхней части слоя нагреваются больше, чем в нижней, так как опускаются 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 и сжатии слоя она должна стать еще устойчивей, и это может привести к образованию инверсии.*

Для того чтобы яснее представить оседание в антициклоне, рассмотрим слой воздуха ABCD толщиной 1000 м, на верхней границе которого температура равна $t_{gr} = -2^\circ \text{C}$, на нижней $t_{gr} = 2^\circ \text{C}$ (рис. 5.20). Температура в слое падает с высотой с вертикальным градиентом температуры:

$$\gamma = -\frac{dT_a}{dz} = -\frac{-2^\circ - 2^\circ}{1000} = 0,4^\circ \text{C}/100 \text{ м.}$$

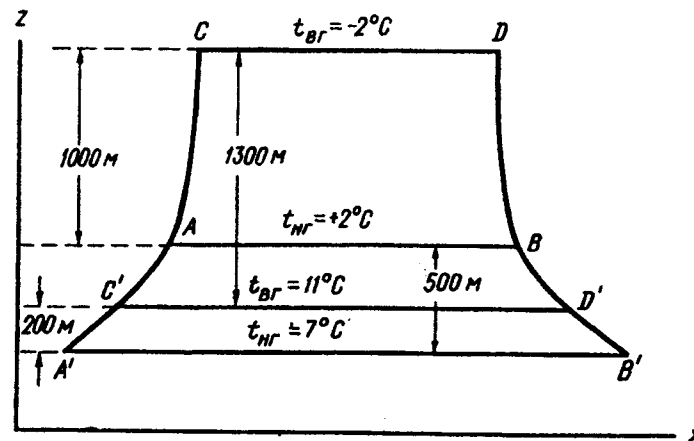


Рис. 5.20. Образование инверсии сжатия

Слой $ABCD$ участвует в оседании. Так как максимум оседания наблюдается в свободной атмосфере, верхняя часть слоя оседает больше, чем нижняя. Предположим, что поверхность AB осела на 500 м и заняла положение $A'B'$. Температура воздуха стала 7°C , так как при адиабатическом оседании температура росла на 1°C на каждые 100 м. За то же самое время поверхность CD осела на 1300 м и заняла положение $C'D'$. Таким образом, слой воздуха, имевший первоначально толщину 1000 м, в результате растекания из антициклона и неравномерного оседания приобрел толщину 200 м. В результате оседания температура воздуха на $C'D'$ стала 11°C . Таким образом в слое $A'B'C'D'$ образовалась инверсия с вертикальным градиентом температуры:

$$\gamma = -\frac{dT_a}{dz} = -\frac{11^\circ - 7^\circ}{200} = -2^\circ\text{C}/100\text{ м.}$$

Инверсии оседания покрывают обширные территории в соответствии с размерами антициклонов, в которых они возникают. Особенно велики инверсии оседания в зимних устойчивых антициклонах над материками умеренных широт. Почти постоянно инверсии или изотермии наблюдаются в нижних двух километрах в зоне пассатов на обращенной к экватору периферии субтропических антициклонов (см. гл. седьмую, параграф 12).

33.2. Инверсия оседания связана с падением относительной влажности. Относительная влажность наибольшая у основания инверсии, где накапливается водяной пар, переносимый турбулентностью снизу. Воздух здесь обычно близок к насыщению, поэтому нередко под слоем инверсии возникают облака. Внутри инверсионного слоя водяной пар внизу почти не проникает из-за очень устойчивой стратификации, сводящей турбулентность к минимуму. В самом инверсионном слое содержание водяного пара то же, какое было в нем до начала оседания. Но если температура слоя повышается, а влагосодержание остается прежним, то относительная влажность соответственно понижается. В связи с этим внутри инверсионного слоя наблюдается резкое падение относительной влажности с высотой, иногда до 20—30 % и ниже.

Над Боденским озером (в Северных Альпах) на нижней границе инверсии относительная влажность в среднем 96 %, а на верхней границе — 43 %.

33.3. Кроме инверсий оседания в тропосфере наблюдаются фронтальные инверсии. Фронты, разделяющие теплую и холодную воздушные массы, в тропосфере становятся узкими фронтальными зонами перехода от холодной к теплой воздушной массе. При этом клин холодного воздуха лежит под теплой воздушной массой. Проследим распределение температуры вдоль вертикали, начинающейся у поверхности земли в холодной воздушной массе, пересекающей фронтальную зону и выходящей в теплую воздушную массу (рис. 5.21). Вертикальный градиент температуры в холодной воздушной массе обычно больше, чем в теплой.

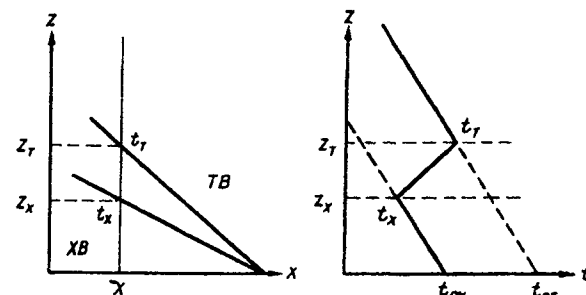


Рис. 5.21. Фронтальная зона и образование фронтальной инверсии:

Z_X — верхняя граница холодной воздушной массы в пункте X ; Z_T — нижняя граница теплой воздушной массы в пункте X ; $Z_T - Z_X$ — толщина фронтальной зоны в пункте X ; t_X — температура на верхней границе холодной воздушной массы в пункте X ; t_T — температура на нижней границе теплой воздушной массы в пункте X ; $t_T - t_X$ — значение инверсии температуры во фронтальной зоне

Падение температуры с высотой в холодной воздушной массе начинается с более низких температур у Земли, да и происходит сильнее, чем в теплой воздушной массе, где начальная температура у поверхности Земли выше, чем в холодной воздушной массе. В результате на нижней холодной границе фронтальной зоны температура оказывается значительно меньше, чем на верхней теплой ее границе. Поэтому от нижней границы к верхней температура повышается т. е. во фронтальной зоне возникает инверсия температуры.

34. ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС СИСТЕМЫ ЗЕМЛЯ — АТМОСФЕРА

34.1. Земля в целом, атмосфера в отдельности и земная поверхность находится в состоянии теплового равновесия, если рассматривать условия за длительный период (год или, лучше, ряд лет). Средние температуры их от года к году меняются 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 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 нею и атмосферой.

34.2. Прием солнечную радиацию, входящую в атмосферу, за 100 единиц (рис. 5.22). Из этого количества 21 единица отражается обратно облаками и уходит в мировое пространство, 18 единиц радиации поглощаются воздухом и тем самым идут на образование озона и нагревание атмосферы. Облаками поглощается 5 единиц, еще 32 единицы радиации рассеиваются в атмосфере и из них 6 единиц уходят в мировое пространство. 24 единицы прямой и 26 единиц рассеянной радиации доходят до земной поверхности. Из них $22 + 25 = 47$ единиц поглощаются и нагревают верхние слои почвы и воды, а $2 + 1 = 3$ единицы отражаются обратно в мировое пространство.

Итак, с верхней границы атмосферы уходит обратно в мировое пространство $21 + 9 = 30$ единиц «неиспользованной» солнечной радиации, т. е. 30 % ее притока на границу атмосферы. Эту величину (30 %) называют, как мы уже знаем, планетарным альбедо Земли. Для сохранения радиационного равновесия на верхней границе атмосферы необходимо, чтобы через нее наружу уходило еще 70 единиц длинноволнового излучения земной поверхности.

34.3. Обратимся к земной поверхности. Она поглощает 47 единиц прямой и рассеянной солнечной радиации. Кроме того, к земной поверхности направлен поток длинноволнового излучения из атмосферы. Атмосфера соответственно своим температурным условиям излучает 161 единицу энергии. Из 161 единицы 96 направлены к земной поверхности и поглощаются ею, 65 уходят в мировое пространство. Таким образом, кроме 47 единиц коротковолновой солнечной радиации земная поверхность поглощает еще вдвое большее количество длинноволновой атмосферной радиации.

Всего же земная поверхность получает от поглощения радиации 143 единицы тепла. Очевидно, что при тепловом равновесии она должна столько же и терять. Путем собственного длинноволнового излучения она теряет 114 единицы. Еще 24 единицы тепла расходуются земной поверхностью при испарении воды. Наконец, путем теплопроводности в процессе теплообмена между

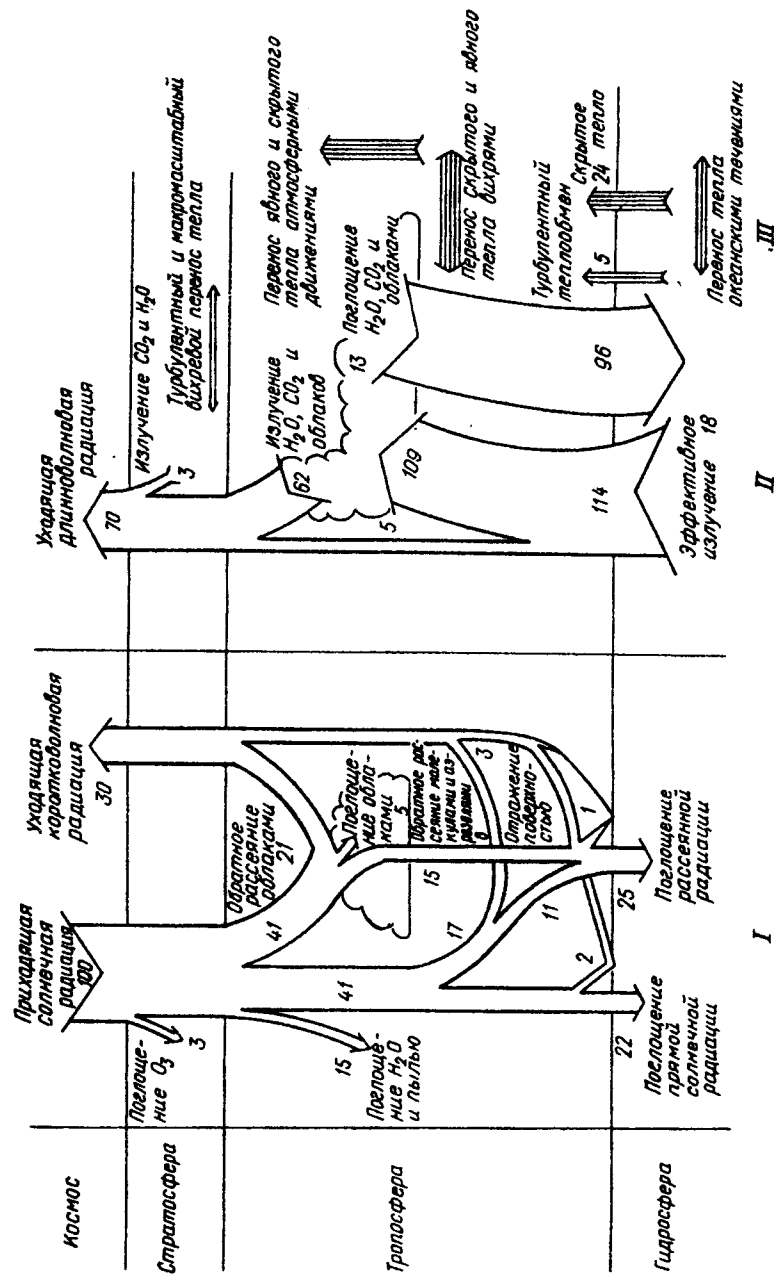


Рис. 5.22. Средний тепловой баланс Земли, атмосферы и земной поверхности: I — коротковолновая радиация, II — длинноволновая радиация, III — нерадиационный обмен

земной поверхностью и атмосферой поверхность теряет 5 единиц тепла (тепло уходит от нее в атмосферу в больших количествах, но компенсируется обратной передачей, которая только на 5 единиц меньше).

Всего, таким образом, земная поверхность теряет $114 + 24 + 5 = 143$ единицы тепла, т. е. столько же, сколько получает, поглощая солнечную и атмосферную радиацию. Из 114 единиц длинноволнового излучения земной поверхностью 109 единиц поглощаются атмосферой, а 5 единиц через «окно прозрачности 8—12,5 мкм» уходят за пределы атмосферы в мировое пространство.

34.4. Теперь сделаем подсчет для атмосферы. Она поглощает 18 единиц солнечной радиации, 109 единиц земного излучения, 24 единицы тепла конденсации, 5 единиц в процессе теплообмена с земной поверхностью и 5 единиц поглощаются облаками. Всего $18 + 109 + 24 + 5 + 5 = 161$ единица энергии, т. е. столько же, сколько атмосфера сама излучает.

Снова обратимся к *верхней поверхности атмосферы*. Через нее приходит 100 единиц солнечной радиации и уходит обратно 30 единиц отраженной и рассеянной солнечной радиации, 5 единиц земного излучения и 65 единиц атмосферного излучения, а всего 100 единиц. Таким образом, и на верхней границе атмосферы существует равновесие между притоком и отдачей энергии, притом *только лучистой энергии*. Никаких других механизмов обмена теплом между Землей и мировым пространством, кроме радиационных процессов, нет.

Все приведенные числа 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.

34.5. 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, это взаимный обмен, взаимная «перекачка» радиации. Например, земная поверхность теряет в конечном счете не 114 единиц радиации, 96 единиц она получает обратно, поглощая встречное излучение; чистая потеря равна только $114 - 96 = 18$ единицам. Лишь 70 единиц земной и атмосферной радиации уходят через верхнюю границу атмосферы в мировое пространство. *Приток 100 единиц солнечной радиации на границу атмосферы как раз и уравнивает чистую потерю радиации Землей путем отражения (30) и излучения (70).*

35. ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ШИРОТНЫХ ЗОН И ВОЗДУШНЫЕ ТЕЧЕНИЯ

35.1. Приведенный выше расчет действителен для всего 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 перевеши-

вать отток; с этим и связан годовой ход температуры. Если говорить только о радиационном обмене, то даже за год в отдельно взятых зонах Земли приток радиации не уравнивается 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 было отведено очень мало единиц для обмена путем теплопроводности между земной поверхностью и атмосферой (5 единиц в пользу атмосферы). Но это число 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.

35.2. Чем стимулируется 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. Холодные воздушные массы, попадая в низкие широты, воспринимают путем турбулентной теплопроводности избыток тепла от земной поверхности. *Таким образом, в широтных зонах поддерживается тепловое равновесие земной поверхности.*

В самой атмосфере вследствие 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 здесь 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°C , на экваторе $+39^{\circ}\text{C}$. В действительности на полюсе средняя температура -22°C , на экваторе $+26^{\circ}\text{C}$.

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.

Вопросы к главе пятой

1. Что называют тепловым режимом атмосферы? Перечислите основные процессы, определяющие теплообмен между воздухом и окружающей средой. Каково относительное значение этих процессов для различных слоев атмосферы?
2. Какие изменения температуры различают в атмосфере? Поясните разницу между этими изменениями и приведите примеры, демонстрирующие их.
3. Напишите уравнение теплового баланса земной поверхности и перечислите его составляющие. Объясните процесс нагревания или охлаждения деятельного слоя земной поверхности.
4. Какие физические процессы определяют различие в тепловом режиме почвы и водоемов? Как это различие влияет на температуру поверхности суши и моря?
5. Опишите суточный ход температуры поверхности почвы, объясните, почему максимум температуры поверхности почвы приходится на середину дня, а не на его конец? Постройте суточный ход температуры почвы в системе координат: время суток — температура поверхности почвы. Что такое амплитуда суточного хода? Когда она больше: зимой или летом? Почему?
6. Опишите годовой ход температуры поверхности почвы. Что такое амплитуда годового хода температуры поверхности почвы? Как меняется амплитуда годового хода с увеличением широты?
7. Как влияет почвенный покров на температуру поверхности почвы?
8. Сформулируйте законы, описывающие распространение тепла в глубь почвы (законы Фурье).
9. Чем отличается суточный ход температуры поверхности водоема от суточного хода температуры поверхности почвы?
10. Чем отличается годовой ход температуры поверхности водоема от годового хода температуры поверхности почвы?
11. Как измеряется температура воздуха?
12. Опишите суточный ход температуры воздуха у земной поверхности. Что называется амплитудой суточного хода температуры воздуха у земной поверхности? Что больше, амплитуда суточного хода температуры поверхности почвы или амплитуда суточного хода температуры воздуха? Как меняется амплитуда суточного хода температуры с увеличением широты? В чем сущность закона Воейкова? Какая разница между суточным ходом температуры у поверхности суши и у поверхности моря?
13. Как меняется суточная амплитуда температуры с высотой?
14. Чем отличаются непериодические изменения температуры от периодических? С какими процессами главным образом связаны непериодические изменения температуры? Как меняются температуры различных воздушных масс при их движении из очага формирования в другие районы земного шара?
15. Что такое междусуточная изменчивость температуры и как она меняется в зависимости от широты?
16. Что такое заморозки? Какие процессы приводят к их появлению?
17. Что такое годовой ход температуры и годовая амплитуда температуры воздуха? Как меняется значение годовой амплитуды температуры воздуха с увеличением широты? Зависит ли значение годовой амплитуды температуры воздуха от степени удаленности пункта наблюдения от океана?
18. Какой климат называется морским и какой континентальным? Как эти типы климата связаны с преобладающими переносами воздушных масс? Почему в умеренных широтах континентальный климат в среднем годовом холоднее морского, а в тропических широтах континентальный климат теплее морского?
19. Напишите индексы континентальности и дайте им толкование как показателей континентальности климата.
20. Перечислите типы годового хода температуры воздуха и объясните причины их особенностей.
21. Что такое межгодовая изменчивость средних месячных температур? Что принимается за меру изменчивости средних месячных температур в данном месте?
22. Как характеризовать пространственное температурное поле? Как выполняются приведение температуры к уровню моря и зачем это делается?
23. Опишите основные закономерности географического распределения температуры воздуха у земной поверхности в январе, июле и в году.
24. Сопоставьте температуры широтных кругов Северного и Южного полушарий и объясните их различия.
25. Что показывают термические аномалии в распределении температуры на земном шаре?
26. Опишите распределение средней температуры с высотой в тропосфере и стратосфере зимой и летом. Какие особенности тропопаузы в умеренных широтах и тропиках Вы бы отметили? Как строится кривая стратификации?
27. Как объясняется распределение средней температуры с высотой?
28. Выведите формулу, определяющую ускорение конвекции. Сформулируйте условия неустойчивой, устойчивой и безразличной стратификации сухой, влажной ненасыщенной и насыщенной атмосферы. Почему можно говорить, что эти условия говорят о вертикальном равновесии воздуха?
29. Каков суточный ход стратификации и конвекции?
30. Как различаются теплая, холодная и местная воздушные массы по условиям стратификации?
31. Что такое инверсия температуры? Какие существуют типы инверсий? Как образуются приземные и приподнятые инверсии?
32. Что представляет собой тепловой баланс системы Земля — атмосфера? Какая гипотеза положена в его основу? Каковы составляющие баланса?
33. В чем принципиальное отличие теплового баланса системы Земля — атмосфера и теплового баланса отдельных широтных зон?

Из первой главы 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 не рассматриваем. Остальные составляющие влагооборота — испарение, конденсация и осадкообразование — и их климатические следствия составляют основное содержание этой главы.

1. ИСПАРЕНИЕ И НАСЫЩЕНИЕ

1.1. Водяной пар непрерывно поступает в атмосферу вследствие испарения с поверхностей водоемов и почвы и вследствие транспирации (испарение растительностью). Испарение, в отличие от транспирации, называют еще *физическим испарением*, а испарение и транспирацию вместе — *суммарным испарением*.

Суть процесса испарения заключается в отрыве отдельных молекул воды от водной поверхности или от влажной почвы и переходе в воздух в качестве молекул водяного пара. В воздухе они быстро распространяются вверх и в стороны от источника испарения отчасти вследствие собственного движения молекул и главным образом вместе с воздухом. В первом случае процесс распространения молекул газа на возможно большее пространство называется *молекулярной диффузией*. К молекулярной диффузии в атмосфере присоединяется значительно более интенсивное 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.

Но одновременно с отрывом молекул от поверхности воды или почвы происходит и обратный процесс их перехода из воздуха в воду или в почву. Когда достигается состояние подвижного равновесия — возвращение молекул становится равным их отдаче с поверхности, — испарение прекращается: отрыв молекул с поверхности продолжается, но он покрывается возвращением молекул. Такое состояние называют *насыщением*, *водяной пар в этом состоянии — насыщающим*, а *воздух, содержащий насыщающий водяной пар, — насыщенным*. Парциальное давление

водяного пара в состоянии насыщения называют *давлением насыщенного водяного пара*.

Давление насыщенного водяного пара растет с температурой. Следовательно, при более высокой температуре воздух способен содержать больше водяного пара, чем при более низкой. Зависимость давления насыщенного водяного пара от температуры представлена на рис. 6.1. Например, при температуре 0°C давление насыщенного водяного пара равно 6,1 гПа, при $+10^{\circ}\text{C}$ — 12,3, при $+20^{\circ}\text{C}$ — 23,4, при $+30^{\circ}\text{C}$ — 42,4 гПа. Таким образом, на каждые 10°C температуры давление насыщенного водяного пара и пропорциональное ему содержание насыщающего водяного пара в воздухе возрастают почти вдвое. При температуре $+30^{\circ}\text{C}$ воздух может содержать водяного пара в состоянии насыщения в 7 раз больше, чем при температуре 0°C .

1.2. Капли жидкой воды (облаков и туманов) часто находятся в атмосфере в переохлажденном состоянии. При температурах до -10°C 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 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. 6.2). Например,

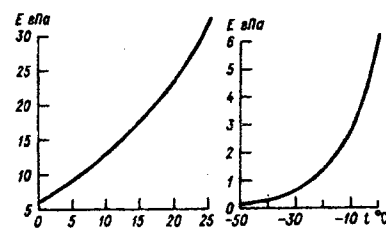


Рис. 6.1. Давление насыщенного водяного пара в зависимости от температуры

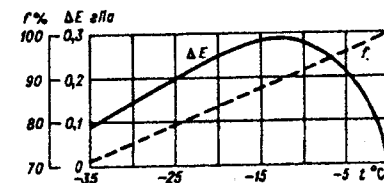


Рис. 6.2. Разность давления насыщения над водой и льдом и относительная влажность при насыщении над льдом в зависимости от температуры

при температуре -10°C над переохлажденной водой давление насыщенного водяного пара 2,85 гПа, а над льдом 2,60 гПа. При температуре -20°C — соответственно 1,27 и 1,03 гПа. Если, например, при температуре -10°C фактическое давление водяного пара 2,7 гПа, то для переохлажденных капель такой воздух ненасыщенный и капли в нем должны испаряться; для ледяных кристаллов он уже перенасыщенный, и кристаллы должны расти. Такие условия действительно создаются в облаках и очень 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.

1.3. Для выпуклых поверхностей, какими являются поверхности капель, давление насыщенного водяного пара больше, чем для плоской поверхности воды. Это объясняется тем, что на выпуклой поверхности силы сцепления между молекулами меньше, чем на плоской поверхности. Для крупных капель это превышение незначительно. Но, например, для капель радиусом 10^{-7} см (10^{-3} мкм) для насыщения нужно втрое большее давление водяного пара в воздухе, чем для плоской водной поверхности. Следовательно, в воздухе, который насыщен по отношению к плоской водной поверхности, такие мелкие капли существовать не могут: для них воздух ненасыщенный, и они быстро испаряются.

1.4. 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

2.1. *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, когда большому дефициту насыщения часто сопутствуют и сильные ветры.

Итак,

$$V = k \frac{E_s - e}{p} f(v), \quad (6.1)$$

где k — коэффициент пропорциональности.

2.2. Измерение испарения — трудная задача. 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 водоеме 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 осложняется 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 (6.1), т.е. по данным о влагосодержании воздуха, температуре и ветре.

3. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ИСПАРЯЕМОСТИ И ИСПАРЕНИЯ

3.1. 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 добавляют воду. Испарение с поверхности водоема или избыточно увлажненной почвы также может быть названо испаряемостью. Однако в случае большой испаряющей поверхности оно меньше, чем испарение, определенное по испарителю.

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, потому 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 осадков очень мало, фактическое испарение из иссушенной песчаной почвы также очень мало, так как испаряться нечему.

3.2. Рассмотрим числовые величины 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 России испаряемость растет с северо-запада на юго-восток вместе с ростом дефицита насыщения. В С.-Петербурге испаряемость равна 320 мм в год, в Москве — 420, 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.

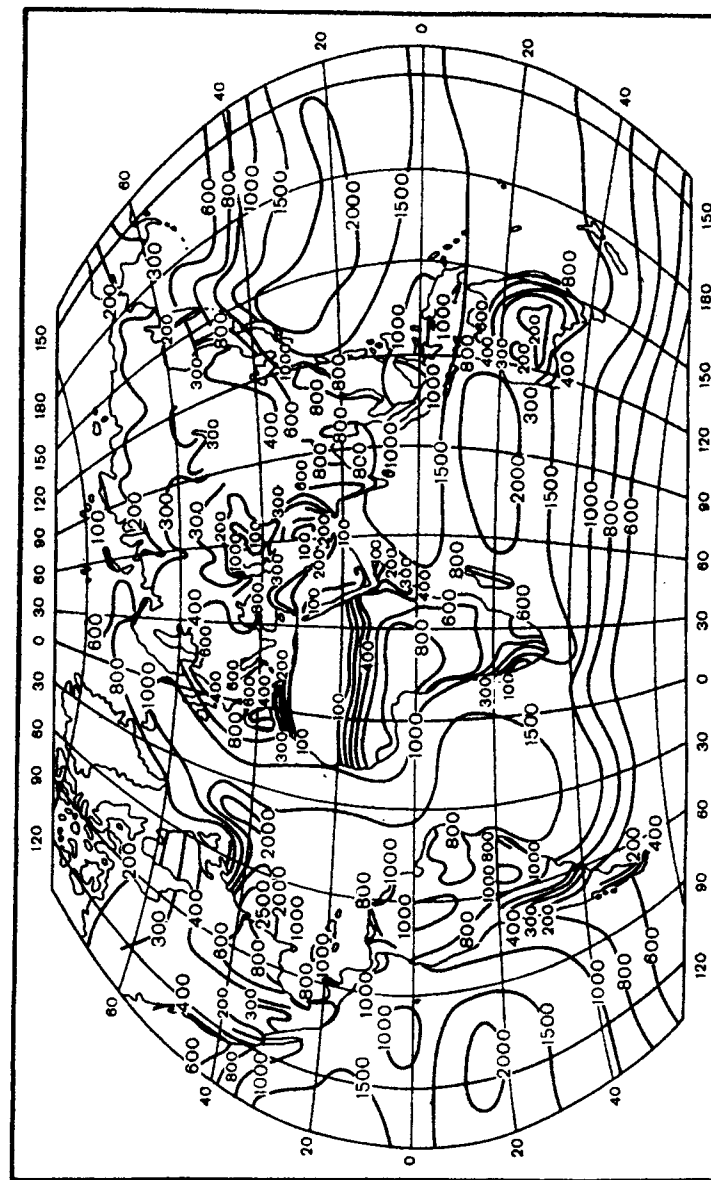
В тропиках испаряемость сравнительно невелика на побережьях и резко возрастает внутри материков, особенно в пустынях. Так, на Атлантическом побережье Сахары годовая испаряемость составляет 600—700 мм, на расстоянии 500 км от берега — 3000 мм. В наиболее засушливых районах Аравии и пустынь Колорадо она выше 3000 мм. Только в Южной Америке нет областей с годовой испаряемостью более 2500 мм.

У экватора, где дефицит насыщения мал, испаряемость относительно низкая — 700—1000 мм. В прибрежных пустынях Перу, Чили и Южной Африки годовая испаряемость также не более 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.

3.3. Рассмотрим географическое распределение фактического испарения.

На карте XIV (из «Атласа теплового баланса земного шара» под редакцией 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



Карта XIV. Средние годовые значения (мм/год) испарения с подстилающей поверхности

600 до 2500 мм, а максимумы достигают 3000 мм. В полярных водах при наличии льдов испарение сравнительно невелико. На суше годовые суммы испарения 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 бассейн р. Конго, юго-восток США, восточное побережье Австралии, острова Индонезии, Мадагаскар). Максимальные значения на суше — несколько больше 1000 мм.

4. ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЛАЖНОСТИ

4.1. Влажность воздуха прежде всего зависит от того, сколько водяного пара поступает в атмосферу путем испарения с земной поверхности в том же районе. Естественно, что над океаном испарение больше, чем над материками, так как оно 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. Наконец, для каждой температуры существует состояние насыщения, т.е. существует некоторое предельное влагосодержание, которое не может быть превзойдено.

4.2. Для количественного выражения содержания водяного пара в атмосфере используют различные характеристики влажности воздуха. О двух из них было сказано в главе второй. Это — *парциальное давление* водяного пара e — основная и наиболее употребительная характеристика влажности и *относительная влажность* f , т.е. отношение фактического давления пара к давлению насыщенного пара при данной температуре, выраженное в процентах:

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

4.3. Абсолютная влажность a — масса водяного пара в граммах в 1 м^3 воздуха, т.е. плотность водяного пара, выраженная в граммах на кубический метр.

Для абсолютной влажности a справедливо выражение

$$a = 217 \frac{e}{T} \text{ г/м}^3. \quad (6.2)$$

где e — в гектопаскалях (гПа); T — в кельвинах (К). Это выражение получим, если плотность водяного пара $\rho_w = (0,622e)/(R_d T)$ выразим в граммах на 1 м^3 , а e — в гПа.

Итак, абсолютную влажность легко рассчитать, зная давление пара и температуру воздуха. При температуре 0°C (273 K) и для состояния насыщения $a = 4,9 \text{ г/м}^3$.

Абсолютная влажность меняется при адиабатических процес-

сах. При расширении воздуха объем его увеличивается и то же количество водяного пара распределяется на больший объем; следовательно, абсолютная влажность уменьшается. При сжатии воздуха абсолютная влажность растет.

4.4. Удельная влажность (массовая доля водяного пара) q — отношение массы водяного пара в некотором объеме к общей массе влажного воздуха в том же объеме. Если этот объем равен 1 м^3 , можно определить удельную влажность q как отношение плотности водяного пара к общей плотности влажного воздуха:

$$q = \rho_w / \rho. \text{ С учетом формул } \rho_w = \frac{0,622 e}{R_d T} \text{ и } \rho = \frac{p}{R_d T} (1 - 0,378 \frac{e}{p})$$

получим

$$q = 0,622 \frac{e}{p (1 - 0,378 \frac{e}{p})}. \quad (6.3)$$

Так как $(0,378 e/p)$ мало в сравнении с единицей и его без больших погрешностей можно отбросить, формула примет вид

$$q = 0,622 e/p. \quad (6.4)$$

Итак, удельную влажность можно вычислить, зная давление водяного пара и давление воздуха.

Удельная влажность — безразмерная величина. Из выражения (6.4) видно, что ее значения всегда малы, поскольку p во много раз больше e . В соответствии с ГОСТом удельную влажность выражают в промилле (‰). Однако на практике ее часто выражают числом граммов водяного пара в килограмме воздуха: $q = [622e/p]$ г/кг. При таком условии удельная влажность выражается уже не тысячными долями, а единицами или десятками граммов на килограмм.

В отличие от абсолютной влажности удельная влажность не меняется при адиабатическом расширении или сжатии воздуха, так как при адиабатических процессах меняется объем воздуха, но не масса его.

Близка по значению к удельной влажности другая безразмерная характеристика — *отношение смеси S* . Отношением смеси называют отношение массы водяного пара к массе сухого воздуха в том же объеме. Если этот объем 1 м^3 , то $S = \rho_w / \rho_d$. С учетом формул для $\rho_w = (0,622e)/(R_d T)$ и $\rho_d = (p - e)/(R_d T)$ имеем $S = (0,662e)/(p - e)$.

Так же как и удельную влажность, на практике отношение смеси выражают числом граммов водяного пара на килограмм сухого воздуха:

$$S = [(622e)/(p - e)] \text{ г/кг.}$$

4.5 Остановимся еще на трех характеристиках влажности.

1. *Температура, при которой содержащийся в воздухе водяной*

пар достигает насыщения при неизменном общем давлении воздуха, называется точкой росы τ . Так, если при температуре воздуха $+27^{\circ}\text{C}$ давление пара в нем равно 23,4 гПа, то такой воздух не является насыщенным. Для того чтобы он стал насыщенным, нужно было бы понизить его температуру до $+20^{\circ}\text{C}$. Вот эта температура $+20^{\circ}\text{C}$ 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.

2. Разность между температурой воздуха T и точкой росы τ называется дефицитом точки росы Δ : $\Delta = T - \tau$.

3. Разность между давлением насыщенного пара E при данной температуре воздуха и фактическим давлением e пара в воздухе ($D = E - e$) называется дефицитом насыщения. Иначе говоря, дефицит насыщения показывает, сколько водяного пара недостает для насыщения воздуха при данной температуре. Выражается он в гектопаскалях.

5. ИЗМЕРЕНИЕ ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА

В приземных условиях влажность воздуха удобнее всего определять психрометрическим методом, т.е. по показаниям двух термометров — с сухим и со смоченным резервуаром (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 приводятся соответствующие значения относительно льда.

Пара термометров — с сухим и со 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 для вентиляции сквозь трубки специальный вентилятор прокачивает воздух, обдувающий термометры. Один из термометров увлажняется перед самым наблюдением.

Применяют также волосной гигрометр, основанный на свойстве обезжиренного волоса изменять свою длину при изменении относительной влажности. Это относительный прибор, который нужно градуировать по психрометру. Принцип волосного гигро-

метра 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

6.1. Абсолютное содержание водяного пара в воздухе можно охарактеризовать одной из указанных выше величин: давлением водяного пара, абсолютной влажностью или удельной влажностью. Чаще всего используется давление пара. 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 связанные 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 2—3 гПа, осенью и зимой 1—2 гПа.

Над морем 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. 6.3). В теплое время года в глубине материков давление пара, как правило, имеет двойной суточный ход (рис. 6.3 и 6.4). Первый минимум наступает рано утром вместе с минимумом температуры.

Затем давление пара быстро растет вместе с температурой часов до девяти утра. После этого давление пара убывает до 15 ч, когда наступает второй минимум. В сухих и жарких местностях этот дневной минимум является главным. Затем

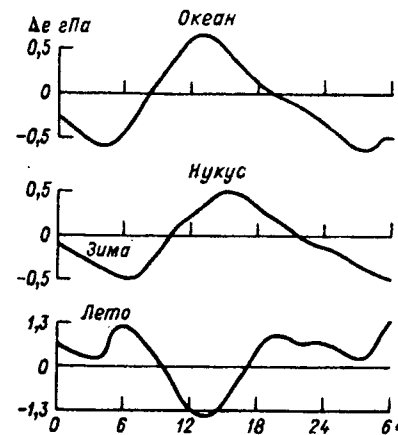


Рис. 6.3. Суточный ход давления водяного пара в тропическом океане и пустыне (г. Нукус) зимой и летом: D_e — отклонения от средних суточных значений

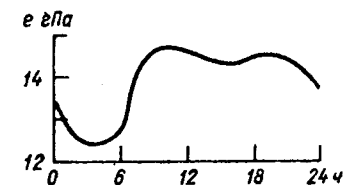


Рис. 6.4. Суточный ход давления водяного пара в Иркутске в июле

давление пара снова растет до 21—22 ч, когда наступает второй максимум; после этого оно снова падает до утра.

6.2. 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. Около 8—10 ч в приземном слое уже устанавливается неустойчивая стратификация, и конвекция получает достаточное развитие. В процессе конвекции устанавливается перенос водяного пара 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 уменьшается, а при охлаждении воздуха от земной поверхности водяной пар даже 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 меньше, и экстремальные значения запаздывают.

6.3. 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 наибольшими и наименьшими давлениями пара. Иногда экстремальные значения содержания пара запаздывают на месяц относительно экстремумов температуры. В тех районах тропиков, где максимум температуры наблюдается 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. Над океанами и в морском климате на суше, особенно в экваториальных областях, годовая амплитуда содержания пара мала. Например, средние значения давления пара (в гектопаскалях) 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

7.1. Суточный ход относительной влажности $f = (e \cdot 100\%) / E$ зависит от суточного хода фактического парциального давления пара e и от суточного хода давления насыщенного пара E . Но последний 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 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. 6.5).

На море средняя суточная амплитуда относительной влажности небольшая, поскольку небольшая и суточная амплитуда температуры. На южных морях России суточная амплитуда относительной влажности зимой 5—7%, летом 10—15%. На океанах она еще меньше.

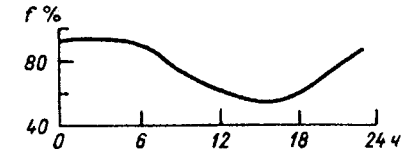


Рис. 6.5. Суточный ход относительной влажности в Иркутске в июле

На суше суточная амплитуда f больше, чем на море, особенно летом. В Дублине в ярко выраженном морском климате зимой она равна 7%, летом 20%; в Вене зимой 9%, летом 27%; в Нукусе (Каракалпакия) зимой 25%, летом 45%. В Индии в жаркое предмуссонное время суточная амплитуда около 40%, а в период муссонных дождей — 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. гл. седьмую). При дневном бризе с моря температура падает, а относительная влажность растет вопреки нормальному суточному ходу.

В горах и в свободной атмосфере суточный ход относительной влажности параллелен суточному ходу температуры. Максимум приходится на дневные часы, когда увеличивается облакообразование.

7.2. В годовом ходе относительная влажность также меняется обратно температуре. Так, в Москве она в январе 85%, в июне 68%. Однако в муссонных районах относительная влажность увеличивается летом при поступлении морского воздуха и при выпадении муссонных дождей и уменьшается зимой в период выноса сухих воздушных масс с материка. Например, во Владивостоке она в июле 89%, в ноябре 68%.

8. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА

8.1. Географическое распределение влажности воздуха зависит: 1) от испарения в каждом данном районе; 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, удельной или абсолютной влажности) в общем следует распределению температуры. На климатических картах расположение изолиний влажности близко к расположению изотерм (карты XV—XVI). Влажность воздуха наибольшая у экватора, где многолетнее среднее месячное давление пара выше 20 гПа, а в ряде мест достигает экстремальных значений (30—35 гПа). Максимальная влажность воздуха на суше отмечается в области экваториальных лесов.

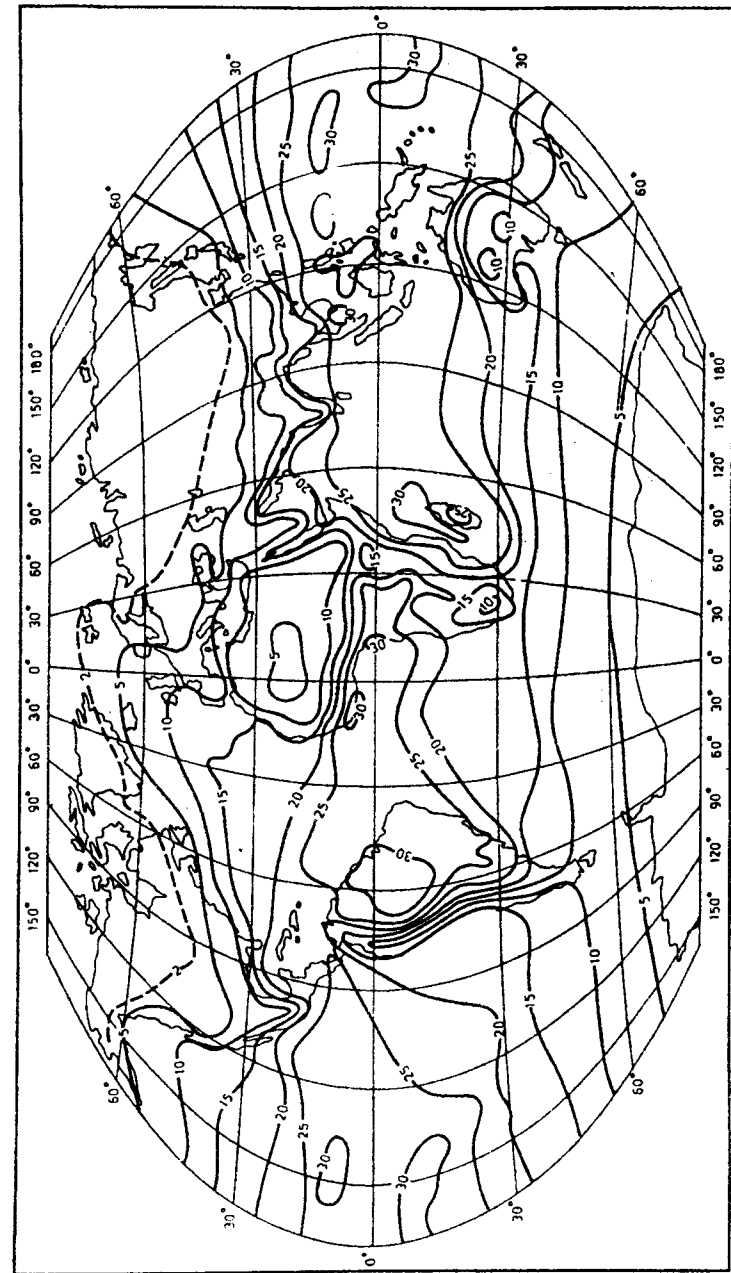
Влажность воздуха, как и температура, убывает с широтой. Кроме того, зимой она, как и температура, ниже на материках и выше на океанах, поэтому зимой изолинии давления пара или абсолютной влажности, подобно изотермам, прогнуты над материками в направлении к экватору. Над очень холодными внутренними районами 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 высокие, но фактическое испарение ограничено запасами влаги, поэтому водяного пара может поступать в воздух не больше, чем над океанами, а фактически его поступает меньше. Следовательно, 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. А пустыни, такие, как Сахара или пустыни Средней и Центральной Азии, являются областями пониженного давления пара с замкнутыми изолиниями.

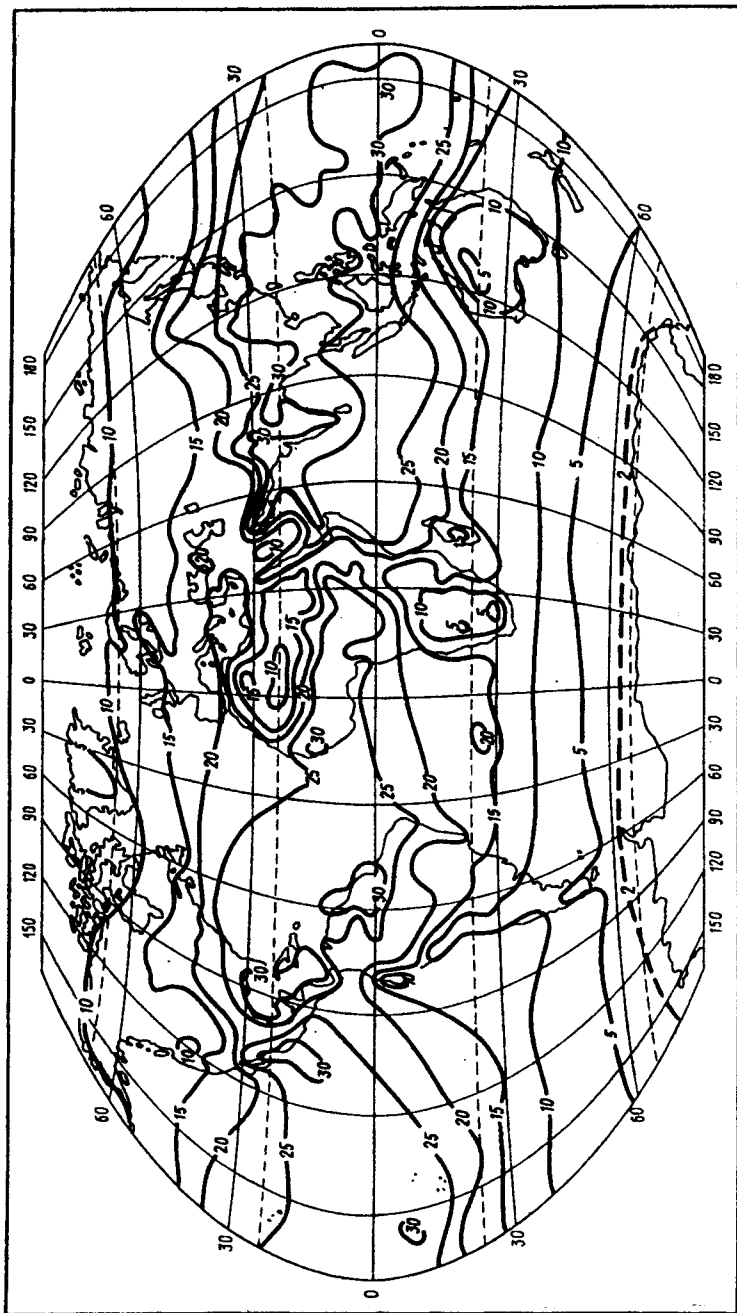
В материковых областях с преобладающим круглый год переносом воздуха с океана, например в Западной Европе, содержание пара достаточно большое, близко к океаническому и зимой и летом. В муссонных областях, таких, как юг и восток Азии, где воздушные течения направлены летом с моря, а зимой с суши, содержание пара велико летом и мало зимой.

На рис. 6.6 дано среднее годовое распределение давления пара по широте. Для сравнения приведем распределение средней годовой абсолютной влажности по широтным зонам φ в Северном полушарии:

φ°	70—60	50—40	30—20	10—0
a г/м ³	3	7	14	19



Карта XV. Распределение среднего месячного давления водяного пара в январе (гПа)



Карта XVI. Распределение среднего месячного давления водяного пара в июле (гПа)

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 меньше летних.

В среднем годовом для всей Земли абсолютная влажность у земной поверхности 11 г/м^3 . Это значит, что плотность водяного пара составляет всего 1% общей плотности воздуха у земной поверхности.

8.2. Относительная влажность, как мы знаем, зависит от содержания пара и температуры воздуха. Она всегда высокая в экваториальной зоне, где содержание пара в воздухе очень большое, а температура не слишком высокая вследствие большой облачности. Здесь относительная влажность в среднем годовом доходит до 85% и более. Относительная влажность всегда высокая и в Северном Ледовитом океане, на севере Атлантического и Тихого океанов, в антарктических водах, где она достигает таких же или почти таких же высоких значений, как и в экваториальной зоне. Однако причина высокой относительной влажности здесь другая. Содержание пара воздуха в высоких широтах незначительное, но и температура воздуха также низкая, особенно зимой (карты XVII—XVIII).

Сходные условия наблюдаются 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 такие низкие, как в полярных областях или в Сибири, но больше содержание пара.

Летом к районам с особенно высокой относительной влажностью (75—80%) присоединяется Индия, где в это время господствует океанический юго-западный муссон. Очень низкая относительная влажность (до 50% и ниже) наблюдается круглый год в субтропических и тропических пустынях — в Сахаре, Аравии, Мексике, в пустынях Южной Америки, Южной Африки и Австралии, где при высоких температурах воздух содержит мало пара. Низкая 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 внутренняя Индия (где в это время господствует

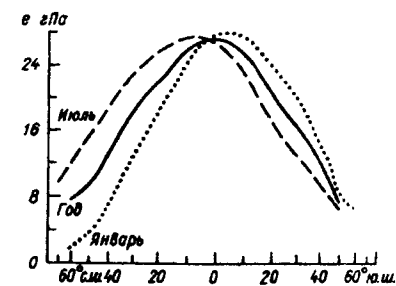
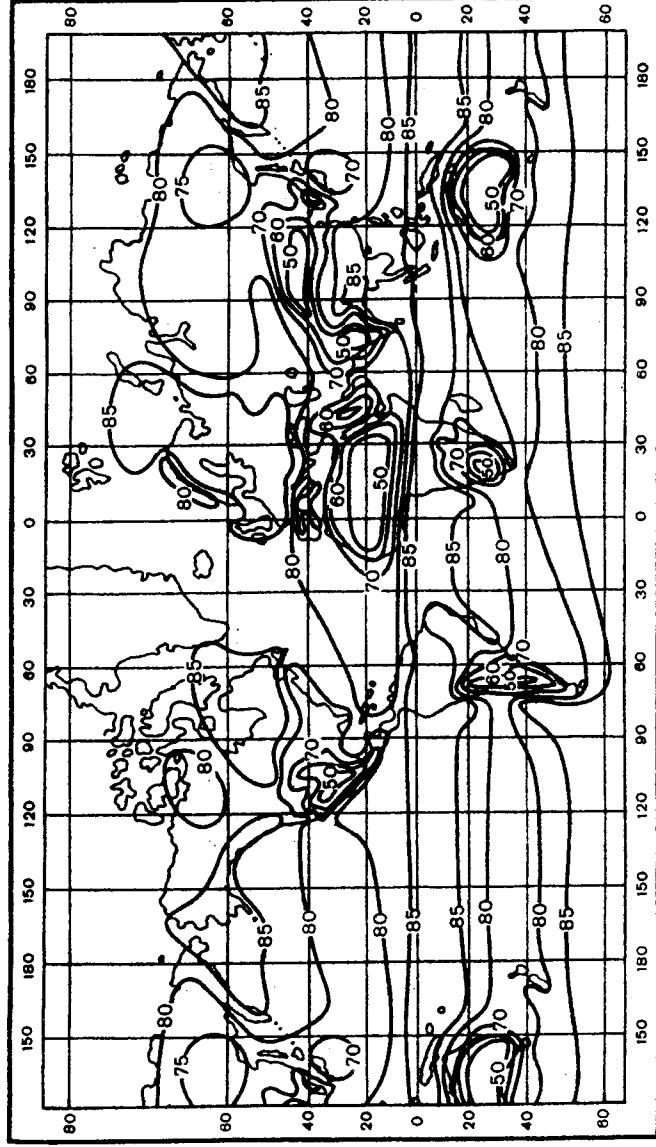
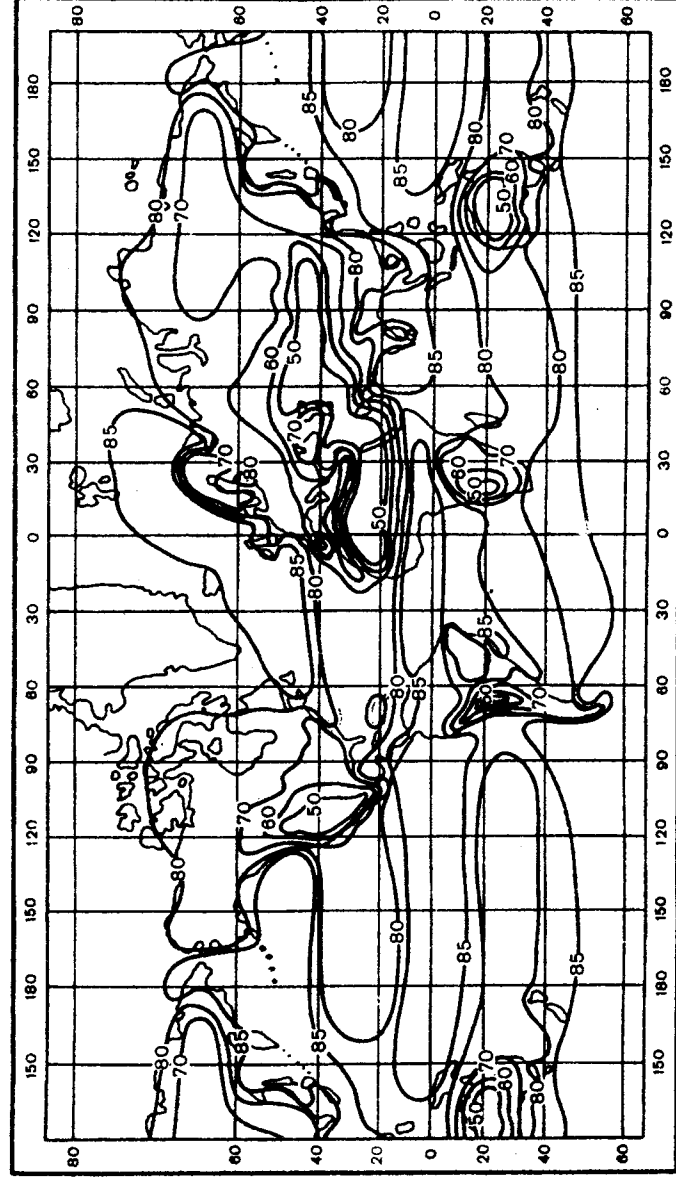


Рис. 6.6. Распределение зонального давления водяного пара в зависимости от географической широты



Карта XVII. Распределение средней месячной относительной влажности в январе (%)



Карта XVIII. Распределение средней месячной относительной влажности в июле (%)

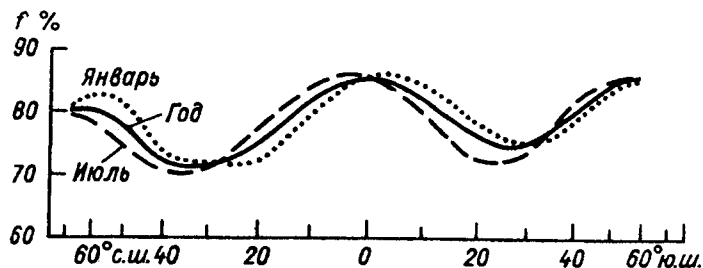


Рис. 6.7. Распределение зональной относительной влажности в зависимости от географической широты

материковый северо-восточный муссон) и Тибетское нагорье, а летом — внетропические пустыни Колорадо, Средней Азии и Ирана. На рис. 6.7 приведено распределение относительной влажности по широте.

9. ИЗМЕНЕНИЕ ВЛАЖНОСТИ С ВЫСОТОЙ

9.1. С высотой давление водяного пара убывает; убывает и абсолютная, и удельная влажность. Это вполне понятно: давление и плотность воздуха в целом также убывают с высотой. Замечательно, что и 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 источником водяного пара служит поверхность Земли (океаны, суша), т.е. 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 также быстро убывает с высотой и абсолютная и удельная влажность воздуха. Таким образом, половина всего водяного пара приходится на нижние 1,5 км и свыше 99% — на тропосферу.

В горах 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 пара и удельной влажности с высотой в горах и свободной атмосфере.

9.2. Относительная влажность меняется с высотой менее

закономерно. В общем она с высотой убывает. Но на уровнях, где происходит облакообразование, относительная влажность, конечно, повышенная. В слоях с температурными инверсиями она уменьшается очень резко вследствие повышения температуры.

9.3. Зная распределение абсолютной влажности по высоте, можно подсчитать, сколько водяного пара содержится во всем столбе воздуха над единицей площади земной поверхности. Эту величину называют *влажностью атмосферного столба*. В иностранной литературе эту величину называют *precipitable water*, т.е. водой, которая может быть осаждена. В среднем над каждым квадратным метром земной поверхности в воздухе содержится около 28,5 кг водяного пара. Напомним, что общая масса такого столба при среднем атмосферном давлении более 10 т (примерно в 300 раз больше массы водяного пара).

10. КОНДЕНСАЦИЯ В АТМОСФЕРЕ

10.1. *Конденсация — переход воды из газообразного в жидкое состояние.* При конденсации 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, если 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.

10.2. Охлаждение воздуха чаще всего происходит адиабатически вследствие его расширения без отдачи тепла в окружающую среду. Такое расширение происходит преимущественно при подъеме воздуха.

Известно (см. гл. 2), что пока воздух не насыщен, он охлаждается адиабатически на 1°C 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. В турбулентных движениях воздух поднимается в виде неупорядоченных вихрей. Он может подниматься в более или менее сильных восходящих токах конвекции. Подъем больших количеств воздуха происходит на атмосферных фронтах, в результате чего возникают облачные системы, покрывающие площади в сотни тысяч квадратных километров. Подъем воздуха происходит также в гребнях атмосферных волн, вследствие чего также могут возникать облака на тех высотах, где существует волновое движение. В зависимости от механизма подъема воздуха образуются и различные формы облаков.

При формировании туманов главной причиной охлаждения воздуха является уже не адиабатический подъем, а отдача тепла из воздуха земной поверхности.

10.3. В атмосферных условиях происходит не только конденсация, но и сублимация — образование кристаллов, переход водяного пара в твердое состояние. Этот процесс происходит при очень низких температурах — ниже -40°C . Твердые осадки, выпадающие из облаков, обычно имеют хорошо выраженное кристаллическое строение; всем известны сложные формы снежинок — шестилучевые звездочки 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 др.).

11. ЯДРА КОНДЕНСАЦИИ

11.1. 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 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, поэтому сколько-нибудь значительных пересыщений не наблюдается. Аэрозольные примеси к воздуху в значительной части могут служить и ядрами конденсации.

Важнейшими ядрами являются частички растворимых гигроскопических солей, особенно морской соли, которая всегда обнаруживается в воде осадков. Частички 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 и при распылении почвы.

Конденсация происходит также на гигроскопических твердых частичках и капелях, являющихся продуктами сгорания или органического распада. Это азотная и серная кислоты, сульфат аммония и др. В промышленных центрах в атмосфере содержится особенно большое число таких ядер конденсации. По-видимому, роль ядер конденсации играют также негигроскопические, но смачиваемые, достаточно крупные частички.

11.2. Различают: 1) наиболее мелкие ядра радиусом $r < 0,1$ мкм (так называемые «ядра Айткена»), которые при наблюдающихся в атмосфере пересыщениях в процессе конденсации не участвуют; 2) облачные ядра конденсации ($r = 0,1 \div 1,0$ мкм); именно эти ядра обеспечивают конденсацию в атмосфере; 3) гигантские ядра ($r = 1,0 \div 3,5$ мкм, $m > 10^{-11}$ г), очень немногочисленные, но важные для образования крупных капель в облаках. Ядра конденсации вследствие своей незначительной массы не оседают сами и переносятся воздушными течениями на большие расстояния. Вследствие гигроскопичности они часто плавают в атмосфере в виде мельчайших капелек насыщенного соляного раствора. При повышении относительной влажности капельки начинают расти, а при значениях влажности около 100% они превращаются в видимые капельки облаков и туманов.

Число ядер конденсации в 1 см^3 воздуха у земной поверхности достигает тысяч и десятков тысяч. С высотой число ядер быстро убывает. На высоте 3—4 км уже только сотни ядер конденсации.

11.3. Одно время предполагали, что развитие ледяных кристаллов в атмосфере происходит на особых ядрах сублимации. Теперь считается, что сначала образуются ледяные зародыши на инородных частицах. При достаточно низких отрицательных температурах капли замерзают при взаимодействии с ледяным зародышем и дальше на них уже развиваются кристаллы. Поэтому все частицы, на которых образуются ледяные зародыши, называют ядрами льдообразования или ледяными ядрами. В настоящее время можно считать твердо установленным, что в атмосферных условиях образование ледяного зародыша за счет сублимации значительно менее вероятно, чем за счет замерзания.

12. ОБЛАКА

12.1. В атмосфере в результате конденсации возникают скопления продуктов конденсации — капель и кристаллов, видимых простым глазом. Их называют облаками. Облачные элементы — капли и кристаллы — настолько малы, что их вес уравновешивается силой трения. Установившаяся скорость падения капель в неподвижном воздухе равна нескольким долям сантиметра в секунду, а скорость падения кристаллов — еще меньше. Существующее в атмосфере турбулентное движение воздуха приводит к тому, что столь малые капли и кристаллы вовсе не выпадают, а длительное время остаются взвешенными в воздухе, смещаясь то вниз, то вверх.

Облака переносятся воздушными течениями. Если относительная влажность в воздухе, содержащем облака, убывает, то облака испаряются. При определенных условиях часть облачных элементов укрупняется и утяжеляется настолько, что выпадает из облака в виде осадков. Таким путем вода возвращается из атмосферы на земную поверхность.

При конденсации непосредственно у земной поверхности

скопления продуктов конденсации называют *туманами*. Принципиальной разницы в строении облаков и туманов нет. В горах возможно возникновение облака на самом горном склоне. Для наблюдателя, смотрящего снизу, из долины, это будет облако, для наблюдателя на самом склоне — туман.

12.2. Отдельные облака существуют очень короткое время. Например, время существования отдельного кучевого облака иногда исчисляется всего 10—15 мин. Это значит, что недавно возникшие капли, из которых состоит облако, снова быстро испаряются. Но даже длительное существование облака не означает, что оно находится в неизменном состоянии, т.е. длительное время состоит из одних и тех же частиц. 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.

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 испаряются. В результате облако будет казаться длительно находящимся на одном уровне.

13. МИКРОСТРУКТУРА И ВОДНОСТЬ ОБЛАКОВ

13.1. По фазовому состоянию облачных элементов облака делятся на три класса.

Водяные (капельные) облака, состоящие только из капель. Они могут существовать не только при положительных температурах, но и при отрицательных (-10°C и ниже). В этом случае капли находятся в переохлажденном состоянии, что в атмосферных условиях вполне обычно.

Смешанные облака, состоящие из смеси переохлажденных капель и ледяных кристаллов. Они могут существовать, как правило, при температурах от -10 до -40°C .

Ледяные (кристаллические) облака, состоящие только из ледяных кристаллов. Они преобладают, как правило, при температурах ниже -30°C (см. таблицу).

В теплое время года водяные облака образуются главным образом в нижних слоях тропосферы, смешанные — в средних слоях, ледяные — в верхних. В холодное время года при низких температурах смешанные и ледяные облака могут возникать и вблизи земной поверхности. В исключительно редких случаях чисто капельное строение облака могут сохранять до температур порядка $-30...-35^{\circ}\text{C}$.

При температурах ниже -10°C преобладают смешанные облака, т.е. в облаке наряду с каплями имеются и кристаллы. Наиболее высокие облака тропосферы, наблюдающиеся при

температурах порядка $-30...-50^{\circ}\text{C}$, имеют, как правило, чисто кристаллическое строение.

Ниже приводится повторяемость (%) различных типов облаков в разных градациях температуры:

Облака	Градации температуры, $^{\circ}\text{C}$						
	0...-5	-5...-10	-10...-15	-15...-20	-20...-25	-25...-30	-30...-35
Переохлажденные водяные	71,4	50,4	34,4	18,2	11,2	3,8	2,5
Смешанные	28,6	46,7	57,7	60,4	54,7	47,7	32,3
Кристаллические	—	2,9	7,9	21,4	34,1	48,5	65,2

13.2. Размеры облачных капель варьируют в широких пределах — от долей до сотен микрометров. В зависимости от условий образования и от стадии развития облако может состоять из капель как сравнительно однородных, так и весьма различных по размерам. В умеренных широтах наиболее часто в облаках встречаются капли радиусом от 3 до 20 мкм. В стадии, близкой к выпадению осадков, радиус облачных капель увеличивается примерно до 20—30 мкм, появляются и сверхкрупные капли с $r = 100$ мкм. При таянии кристаллов и взаимном слиянии капель в облаках могут образоваться 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. Замерзание капель при низких температурах дает 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. Величина их может достигать нескольких миллиметров в диаметре.

Число капель в единице объема облачного воздуха (1 см^3) в среднем составляет: от сотен на 1 см^3 (800 капель/см^3) в нижней тропосфере до десятков на 1 см^3 (100 капель/см^3) в высоких слоях тропосферы. Содержание кристаллов в облаках еще меньше — порядка $0,1/\text{см}^3$, однако в плотных облаках оно может быть на порядок больше, т.е. $1/\text{см}^3$. В неплотных облаках верхнего яруса концентрация кристаллов может составлять десятки на 1 м^3 .

13.3. Массу капель воды и кристаллов льда в единичном объеме облачного воздуха называют *водностью облаков*. Содержащиеся в единице объема облачного воздуха капли и (или) кристаллы так малы, что несмотря на их значительное количество масса воды в жидком виде в облаках невелика. В водяных

облаках в 1 м^3 облачного воздуха содержится от 0,1 до 0,3 г воды. Только в кучевых облаках водность больше и меняется от $0,7 \text{ г/м}^3$ в их нижней части до $1,8 \text{ г/м}^3$ — в верхней, достигая в отдельных случаях 5 г/м^3 . В кристаллических облаках водность значительно меньше — сотые доли грамма на 1 м^3 . Это и понятно, если вспомнить, что абсолютная влажность воздуха равна лишь граммам в 1 м^3 , а в более высоких слоях, т.е. при более низких температурах, — несколькими долями грамма. При конденсации переходит в жидкое состояние не весь водяной пар, имеющийся в воздухе, а только часть его. Поэтому водность облаков оказывается еще меньше, чем абсолютная влажность воздуха.

14. МЕЖДУНАРОДНАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ОБЛАКОВ

14.1. Формы облаков в тропосфере очень разнообразны. Однако их можно свести к относительно небольшому числу основных типов. В современном варианте международной классификации облака делятся на десять основных форм (родов) по внешнему виду. В основных родах различают значительное число видов, разновидностей и дополнительных особенностей; различаются также промежуточные формы.

Ниже приводятся десять основных родов облаков. Кроме их русских названий, даются также международные латинские наименования и их сокращения:

- I. Перистые — Cirrus (Ci).
- II. Перисто-кучевые — Cirrocumulus (Cc).
- III. Перисто-слоистые — Cirrostratus (Cs).
- IV. Высококучевые — Altocumulus (Ac).
- V. Высокостлоистые — Altostratus (As).
- VI. Слоисто-дождевые — Nimbostratus (Ns).
- VII. Слоисто-кучевые — Stratocumulus (Sc).
- VIII. Слоистые — Stratus (St).
- IX. Кучевые — Cumulus (Cu).
- X. Кучево-дождевые — Cumulonimbus (Cb).

Существуют наставления и атласы фотографий облаков, помогающие классифицировать наблюдаемые на небе облака.

14.2. Облака всех родов встречаются на высотах между уровнем моря и тропопаузой. В этом диапазоне высот условно различаются три яруса. Для каждого рода облаков можно указать, в каком ярусе или ярусах эти облака встречаются. В зависимости от температурных условий и от высоты тропопаузы границы ярусов в разных широтах несколько различаются.

Основание облаков верхнего яруса находится в полярных широтах на высотах от 3 до 8 км, в умеренных широтах — от 6 до 13 и в тропических широтах — от 6 до 18 км; среднего яруса — соответственно от 2 до 4, от 2 до 7 и от 2 до 8 км; нижнего яруса на всех широтах — от земной поверхности до 2 км.

Облака перистые, перисто-кучевые и перисто-слоистые встречаются в верхнем ярусе; высококучевые и высокостлоистые —

в среднем ярусе; слоисто-кучевые, слоистые и слоисто-дождевые — в нижнем. Высокостлоистые облака часто проникают и в верхний ярус; слоисто-дождевые обычно проникают и в вышележащие ярусы. Основания кучевых и кучево-дождевых облаков почти всегда находятся в нижнем ярусе, но их вершины часто проникают в средний, а у кучево-дождевых облаков и в верхний ярус. Поэтому эти облака называют облаками вертикального развития, а также конвективными.

15. ОПИСАНИЕ ОСНОВНЫХ РОДОВ ОБЛАКОВ

15.1. Облака верхнего яруса. Это самые высокие облака тропосферы. Они образуются при наиболее низких температурах и состоят из ледяных кристаллов. Эти облака имеют белый цвет, они полупрозрачные и мало затевают 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 — тонкая прозрачная белесоватая вуаль, частично или полностью закрывающая небосвод. Иногда они имеют волокнистую структуру. В этих облаках часто возникают оптические явления: гало или различные комбинации светлых дуг (см. параграф 16).

15.2. Облака среднего яруса. Высококучевые облака представляют собой облачные пласты или гряды белого или серого цвета (или одновременно и того и другого). Это достаточно тонкие облака, более или менее затевающие солнце. Пласты или гряды состоят из плоских залов, дисков, пластин, часто расположенных рядами. Кажущаяся шарина этих элементов в облаках на небесном своде $1-5^\circ$. В них возникают оптические явления — венцы (см. параграф 16). Для высококучевых облаков характерна иризация — радужная окраска краев облаков, направленных к солнцу. Иризация указывает на то, что высококучевые облака состоят из очень мелких однородных капель, как правило переохлажденных.

Высокостлоистые облака — 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. Высокостлоистые 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 высокостлоистых облаков часто выпадает мелкий снег.

15.3. Облака нижнего яруса. Слоисто-дождевые облака имеют такое же происхождение, как и высокостлоистые. 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 высокостолбистыми 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 слоисто-дождевых облаков, как правило, выпадает обложной дождь или снег, достигающий земной поверхности. Под покровом таких облаков часто существуют бесформенные скопления низких разорванных облаков, особенно мрачных на фоне слоисто-дождевых.

Слоисто-кучевые облака представляют собой гряды или слои серых или беловатых облаков, почти всегда имеющие более темные участки. Облака состоят из таких же элементов, что и высококучевые (из дисков, плит, валов), только 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. Иногда из них выпадает слабая морось или (при низких температурах) снежные зерна.

Слоистые облака — однородный серый слой капельного строения. Из них может выпадать морось. При достаточно низких отрицательных температурах в облаках появляются и твердые элементы: тогда из этих облаков могут выпадать ледяные иглы, мелкий снег, снежные зерна. Солнечный диск, просвечивающий сквозь облака, имеет четкие очертания. Иногда слоистые облака имеют вид разорванных клочьев; тогда их называют разорванно-слоистыми.

15.4. 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 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 облаков 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 и имеют волокнистую перистообразную структуру, нередко характерную форму наковален. Кучево-дождевые облака состоят в верхней части из ледяных кристаллов, 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 основанием этих облаков, так же как и под слоисто-дождевыми, часто наблюдаются скопления разорванных облаков.

16. СВЕТОВЫЕ ЯВЛЕНИЯ В ОБЛАКАХ

С облаками в атмосфере связаны различные световые (оптические) явления. Практического значения они не имеют, но дают некоторые сведения о характере облаков. Световые явления обусловлены отражением, преломлением и дифракцией света в каплях и кристаллах облаков.

16.1. В ледяных облаках верхнего яруса, особенно в перисто-слоистых, возникают явления *гало*. К ним относятся *световые круги радиусом 22 или 46 угловых градусов*, центры которых совпадают с центром солнечного (или лунного) диска. Круги 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. 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° .

Горизонтальный круг обусловлен отражением света боковыми гранями вертикально расположенных кристаллов, а солнечный столб — отражением света от кристаллов, расположенных преимущественно горизонтально.

16.2. В тонких водяных облаках, состоящих из мелких однородных капель (обычно это высококучевые облака) и закрывающих диск светила, за счет дифракции 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 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 кругу и друг к другу. Радиус ореола 1—5°. Он обратно пропорционален диаметрам капель в облаке, поэтому по нему можно определить размеры капель в облаках.

Венцы вокруг искусственных источников света малых размеров (по сравнению с дисками светил) имеют более богатые радужные цвета.

Явление иризации облаков (см. параграф 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 глория 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.

16.3. Всем известно эффектное явление *радуги*. Радуга наблюдается на фоне облаков, из которых выпадает дождь, если эти облака освещены Солнцем и, следовательно, расположены против него. 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 радуга. 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 вообще не видно. С самолета иногда удавалось наблюдать радугу в виде почти полного круга.

Кроме основной радуги (первой) нередко можно видеть более слабую *дополнительную (вторую) радугу* радиусом около 50° с фиолетовым цветом по наружному краю, а изредка даже третью и четвертую дугу. Иногда можно заметить дополнительные радуги и внутри основной. Интенсивность света, ширина и окраска радуги сильно варьируют в зависимости от размеров капель.

Так как для образования типичной радуги необходимы достаточно крупные капли облаков или выпадающего дождя, условия, при которых наблюдается типичная радуга (освещенное

Солнцем облако с дождем), создаются преимущественно в кучево-дождевых облаках. Иногда радуга может 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.

Радуга объясняется преломлением солнечных лучей при входе и выходе из капель, их отражением внутри капель и явлениями дифракции на каплях.

17. КУЧЕВООБРАЗНЫЕ ОБЛАКА

17.1. *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. происходящими на границах между воздушными массами.

17.2. *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. 6.8). В среднем скорость восходящих токов при облакообразовании равна 3—6 м/с, но в отдельных случаях она превышает 10 м и даже может достигать 20 м/с. Вокруг облака наблюдаются более слабые нисходящие движения.

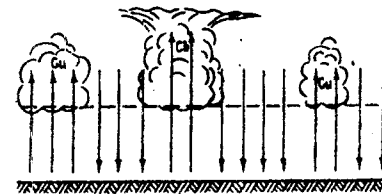


Рис. 6.8. Схема возникновения облаков конвекции

Процессы образования определяют и характерный внешний вид облаков, позволяющий называть их *кучевообразными*. По международной классификации это кучевые облака, которые при последующем развитии могут превратиться в *кучево-дождевые*. Превращение кучевых в кучево-дождевые облака заключается в появлении ледяных кристаллов в верхних частях облаков, или, как говорят, в оледенении вершин облаков. Внешне оно выражается в нарушении клубообразности вершин и появлении в них волокнистой 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 могут в отдельных случаях достигать высоты 12 км и проникать в стратосферу. В тропиках они могут развиваться по вертикали даже выше 14 км. Поперечники кучево-дождевых облаков

достигают 15—20 км. Облака состоят из отдельных ячеек, которые существуют в течение 20—30 мин.

17.3. Для сильного развития облаков конвекции очень важно, чтобы воздушная масса до значительной высоты обладала неустойчивой стратификацией. Это значит, что вертикальные градиенты температуры в ней до *уровня конденсации* (т. е. до уровня, где начинается (облакообразование) должны быть больше сухоадиабатического градиента или по крайней мере близкими к нему, а над уровнем конденсации — больше влажноадиабатического. Высоту уровня конденсации можно приблизительно подсчитать (или определить с помощью аэрологической диаграммы), зная температуру и влажность воздуха у земной поверхности, по формуле

$$z_c = 122 (t_0 - t_0'),$$

где z_c — уровень конденсации в метрах, t_0 — температура воздуха ($^{\circ}\text{C}$) у земли, t_0' — точка росы для этого воздуха. Размерность коэффициента — 122 м/град. Температуры на уровне оледенения около $-8\dots -12^{\circ}\text{C}$ или еще ниже. До достижения этого уровня облако сохраняет капельную структуру, остается кучевым.

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 слой инверсии лежит низко, он может помешать и самому образованию облаков.

17.4. В *холодных воздушных массах*, движущихся над теплой поверхностью, облака конвекции возникают и над сушей, и над морем. Над сушей летом они развиваются также в *местных воздушных массах* над сильно прогреваемой 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 резкий, но все же существует суточный ход облаков конвекции в холодных воздушных массах.

Зимой над сушей, покрытой снегом, облака конвекции развиваются редко или отсутствуют вовсе. Их развитие в холодных массах начинается весной, после таяния снежного покрова. Зимой над морем облака конвекции образуются часто. Они хорошо оформлены.

18. ВОЛНООБРАЗНЫЕ ОБЛАКА

В *устойчивых воздушных массах* (теплых, а зимой над сушей также и местных) основной процесс развития облаков — достаточно слабый турбулентный перенос водяного пара вместе с воздухом от земной поверхности вверх и соответствующее его адиабатическое охлаждение. Слои инверсии ограничивают перенос подинверсионным слоем. Под инверсией происходит накопле-

ние водяного пара и его радиационное выхолаживание. Поэтому облака и возникают преимущественно под слоем инверсии. По международной классификации это *слоистые облака*. Другой процесс связан с переносом облаков нижнего яруса из областей пониженного давления в области повышенного давления, где облака оказываются под инверсией, образующейся над ними в результате оседания воздуха, характерного для восточных частей антициклонов. По международной классификации это, как правило, *слоисто-кучевые облака*.

И те и другие облака растянуты в горизонтальном направлении и часто обнаруживают волновую структуру, поэтому и называются *волнообразными*. Такая структура объясняется участием в облакообразовании еще и волнового процесса: в слое инверсии и по обе стороны от него возникают воздушные волны длиной 50—2000 м, обусловленные разрывом скорости ветра и плотности (температуры) воздуха. В гребнях волн воздух приподнимается вверх, в долинах опускается вниз (рис. 6.9). В результате

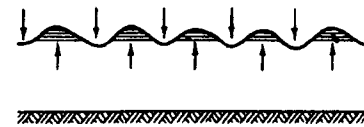


Рис. 6.9. Схема возникновения волнообразных облаков

облачный слой может расчлениваться на отдельные валы, характерные для внешнего вида слоисто-кучевых облаков. При существовании инверсий в средней тропосфере такой же процесс приводит к образованию *высококучевых облаков*. Волнообразная структура слоистых облаков менее очевидна при наблюдении снизу, так как длины волн очень большие, а облака близки к земной поверхности. При наблюдении с самолета (сверху) волнообразный вид облаков хорошо различим.

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*, для них характерен чечевицеобразный вид.

Волнообразные облака в суточном ходе имеют максимум повторяемости ночью. Слоистые облака особенно характерны для ночного времени и для холодного сезона.

19. СЛОИСТООБРАЗНЫЕ ОБЛАКА

19.1. С *фронтами* связаны облака *упорядоченного крупномасштабного 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 облака имеют вид мощных облачных слоев, поэтому 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 (см. рис. 4.25). При этом, как правило, развивается восходящее движение теплого воздуха по холодному клину.

Так как поверхность фронта очень пологая (тангенс ее угла наклона всего 0,01 и меньше), то в основном движение теплого воздуха представляет собой горизонтальный перенос. К горизонтальному переносу присоединяется небольшая направленная вверх вертикальная составляющая, порядка сантиметров или долей сантиметра в секунду, и это чрезвычайно важно. Медленный подъем теплого воздуха по холодному клину и над ним 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 упорядоченного восходящего движения особенно хорошо выражена на теплом фронте (см. гл. четвертую, параграф 28). 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 *высокослоистые*, еще дальше — в *перисто-слоистые*, перед которыми наблюдаются гряды *перистых облаков* уже на расстоянии многих сотен километров от линии фронта (см. рис. 4.28, А).

Осадки из высокослоистых облаков не достигают земной поверхности, по крайней мере летом. Но из слоисто-дождевых облаков выпадают обложные протягивающиеся вдоль фронта 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.

При холодном фронте образуется, по существу, такая же облачная система, только более узкая и в передней (наиболее мощной) части имеющая характер кучево-дождевых облаков с ливневыми осадками, так как подъем теплого воздуха носит более бурный характер, чем при теплом фронте (см. рис. 4.28, Б).

На так называемых *фронтах окклюзии* (см. гл. седьмую) движение воздуха сложнее, но и там возникает в общем сходная облачная система.

19.2. На фронтах возможно образование облаков и некоторых других типов. Например, *для холодного фронта характерны перисто-кучевые облака, для фронта окклюзии типичны разнообразные виды высококучевых 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 упорядоченного восходящего движения. В тропиках основное место принадлежит облакам конвекции.

20. ОБЛАЧНОСТЬ, ЕЕ СУТОЧНЫЙ И ГОДОВОЙ ХОД

20.1. *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, число 5,7 означает, что облака покрывают 57% небосвода.

Облачность обычно определяется наблюдателем на глаз. Но существуют и приборы в виде выпуклого полусферического зеркала, отражающего весь небосвод, фотографируемого сверху, либо в виде фотокамеры с широкоугольным объективом.

Принято оценивать отдельно 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 климатообразующее значение. Она влияет на оборот тепла на Земле: 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 затруднять взлет и посадку самолета, мешать ориентации без приборов, может вызвать обледенение самолета и др.

20.2. *Суточный ход облачности сложен и в большей 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, возникают преимущественно в дневные часы и исчезают к 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 упорядоченного восходящего движения, связанные с фронтами, не имеют ясного 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 стать единственным (рис. 6.10). В тропиках на суше весь год преобладает послеполуденный максимум, так как там важнейшим облакообразующим процессом является конвекция.

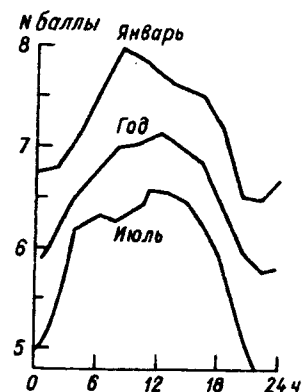


Рис. 6.10. Суточный ход облачности в Потсдаме

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.

20.3. 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) значения облачности в сентябре и октябре — 8,5, в апреле — 7,0; на Фарерских островах в августе — 7,9, в апреле — 7,0 баллов.

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 значения облачности в декабре — 8,5, в мае — 6,4; в Вене в декабре — 7,8, в августе — 5,0 баллов.

В Восточной Сибири и Забайкалье, где зимой господствуют антициклоны, максимум приходится на лето или осень, а минимум на зиму. Так, в Красноярске значения облачности составляют в октябре — 7,3, в феврале — 5,3; в Чите в июле 6,7, в январе 3,3 балла. В муссонной области Дальнего Востока годовой ход такой же, но амплитуда его больше; во Владивостоке значения облачности в июне и июле — 7,7, а в январе — 2,8 балла.

В субтропиках, где летом преобладают антициклоны, а зимой циклоническая деятельность, максимум приходится на зиму, минимум на лето, как и в умеренных широтах Европы, но амплитуда больше. Так, в Афинах в декабре 5,9, в июне 1,1 балла. Таков 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 балла.

В тропиках, в областях пассатов, максимум облачности приходится на лето, а минимум на зиму; в Камеруне в июле — 8,9, в январе — 5,4 балла. В муссонном климате тропиков годовой ход такой же, но резче выражен: в Дели в июле 6,0, в ноябре 0,7 балла.

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.

21. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОБЛАЧНОСТИ ПО НАЗЕМНЫМ ДАННЫМ

21.1. Средние годовые значения облачности в разных широтных зонах над сушей и над морем составляют:

Территория	Широта, град								
	90—80	80—70	70—60	60—50	50—40	40—30	30—20	20—10	10—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	5,7	5,7	6,3	—	5,6	4,7	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 составляет над сушей 5,4 и над морем 6,2 балла; для Южного полушария (без материка Антарктиды, где она меньше) — над сушей 5,2 и над морем 6,4 балла. Для обоих полушарий вместе получается для суши 5,3, для моря 6,2 балла. Наконец, для Северного полушария значения облачности равны 5,9, для Южного полушария — 6,2 и для всего земного шара в целом — 6,0 балла. Таким образом, поверхность земного шара в общем закрыта облаками более чем наполовину.

Из данных таблицы также следует, что от самых высоких широт к субполярным облачность растет и достигает максимума в зоне 70—60° широты, что связано с максимальным развитием циклонической деятельности в субполярных широтах, особенно над морями. К субтропическим широтам облачность убывает и достигает минимума в зоне 30—20°. Этот минимум связан с субтропическими антициклонами. Дальше к экватору облачность снова увеличивается. Это внутритропическая зона конвергенции с ее сезонным смещением, где встречаются пассаты двух полушарий и развивается сильная конвекция.

21.2. На многолетних средних картах распределения облачности (карты XIX, XX) во все сезоны года видны резко выраженные малооблачные области (до 2,0 баллов и ниже) в субтропических пустынях обоих полушарий. В Асуане (22,4° с. ш., 33,0° в. д.), например, средняя годовая облачность составляет только 0,5. Облачность мала (особенно летом) и в Средней Азии (в Термезе, например, в среднем годовом 1,6, а летом даже 0,2 балла). В зимнее время облачность небольшая в Восточной Сибири, Центральной Азии и Индии, где наблюдается антициклонический режим или зимняя муссонная циркуляция.

Особенно значительная облачность (до 7,0—8,0 балла и больше) отмечается круглый год на севере Атлантического и Тихого океанов, включая северо-запад 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 России наиболее облачные места на северо-западе европейской части. На Белом море в Зимней Золотице отмечается в среднем годовом 7,7, а на маяке Сосновец зимой 9,0 балла.

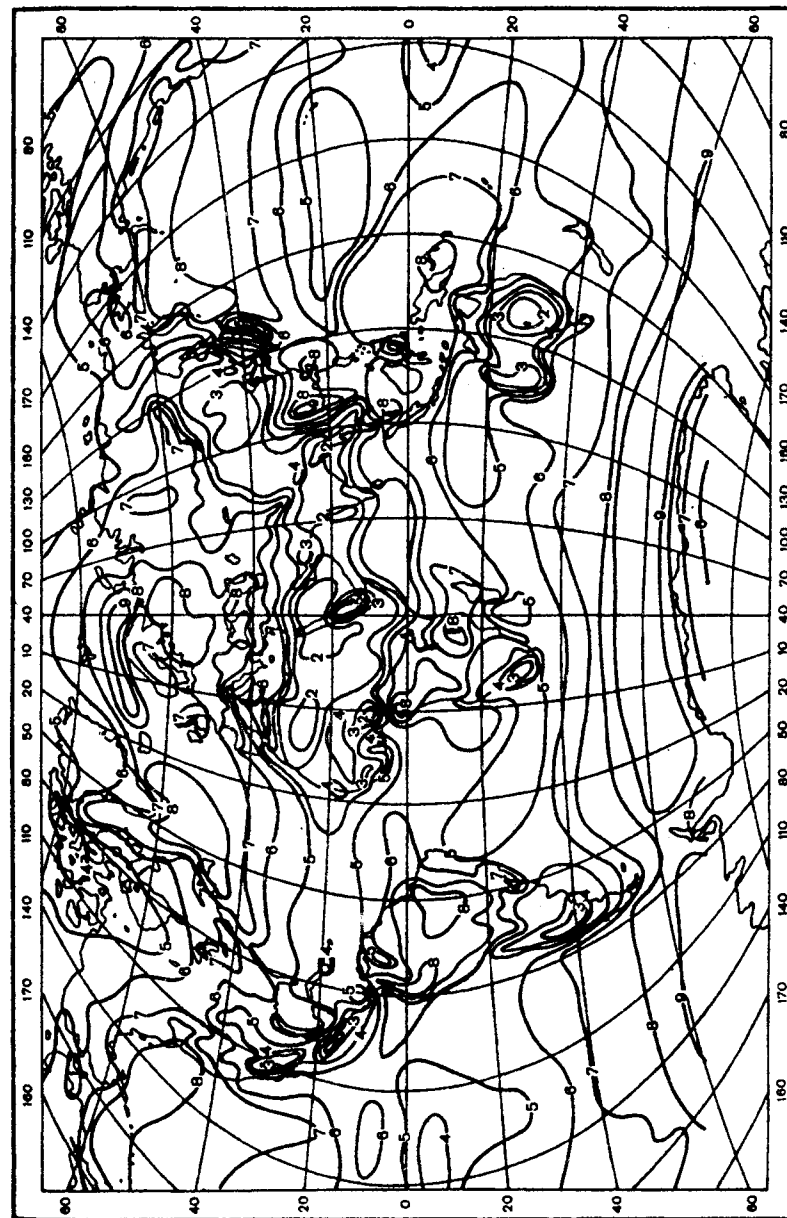
21.3. Условия облачности можно также характеризовать числом ясных и пасмурных дней. Так, в С.-Петербурге ясных дней в ноябре 0,9, в мае 4,1, в году 31; пасмурных дней в декабре 22,8, в июле 8,5 и в году 172. В Волгограде ясных дней в декабре 2,4, в августе 13,0 и в году 66, а пасмурных дней в декабре 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 Термезе (Узбекистан) — 260, а в Имандре (Кольский полуостров) — только 9. В Шотландии на горной станции Бен-Невис отмечается 247 пасмурных дней в году, на восточном берегу Тайваня — 233 пасмурных дня в году.

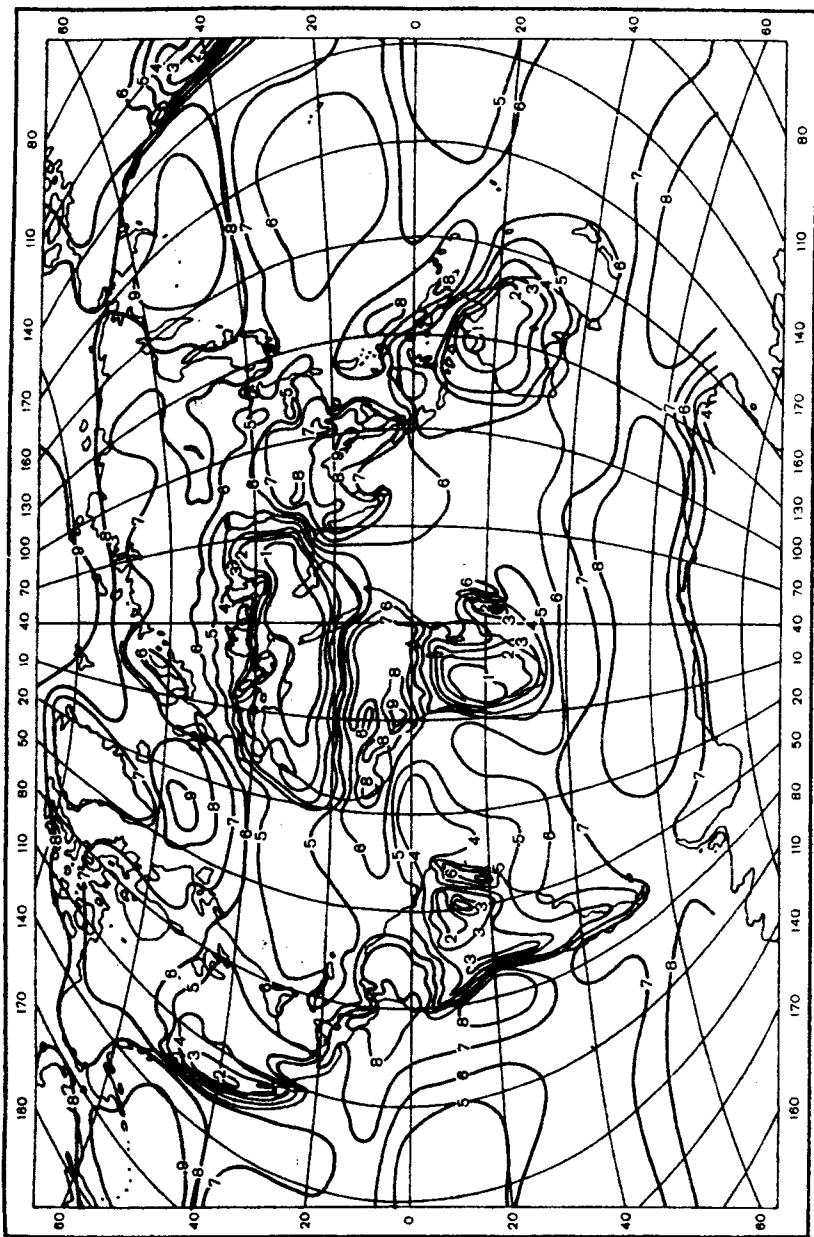
22. ГЛОБАЛЬНОЕ ПОЛЕ ОБЛАЧНОСТИ ПО ДАННЫМ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ СПУТНИКОВ¹

Приведенные в параграфе 21 сведения о поле облаков основаны на многолетних наземных наблюдениях. Однако наблюдения облачности с поверхности Земли обладают рядом недостатков: неравномерное распределение по земному шару метеорологических станций и слабое освещение наблюдениями обширных районов Земли (океанов и Южного полушария), затруднения в оценке облачности в нижней части горизонта, отсутствие на многих станциях наблюдений в ночные сроки. Поэтому с появлением метеорологических искусственных спутников Земли были сделаны многочисленные попытки оценить количество облачности в отдельных районах, на полушариях и Земле в целом. Некоторые

¹ Параграф написан Ю. Л. Матвеевым.



Карта XIX. Распределение средней облачности в январе (%)



Карта XX. Распределение средней облачности в июле (%)

недостатки присущи и спутниковым наблюдениям за облаками: искажения на краях фотоснимка, 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 охватывающих Северное и Южное полушария как днем, так и ночью.

Приведенные ниже сведения получены путем обобщения данных об облачности за 10-летний период (1966—1975). 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, град	Океан				Материк				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.	3,7	3,9	5,9	5,4	3,4	3,0	4,5	4,0	3,4	3,7	5,6	5,1
70	4,6	4,7	6,1	6,2	3,9	4,2	5,6	5,7	4,3	4,4	5,8	5,9
60	6,4	6,2	6,7	7,1	5,2	6,4	6,2	6,4	5,7	5,7	6,4	6,7
50	7,5	7,2	7,6	7,3	5,6	5,3	5,4	5,4	6,4	6,1	6,3	6,2
40	6,9	6,3	6,0	6,2	4,9	4,7	3,9	3,7	6,1	5,6	5,1	5,2
30	6,3	5,7	5,3	5,7	3,2	3,4	3,5	2,8	4,9	4,7	4,5	4,4
20	4,9	4,7	5,4	5,0	1,8	2,1	3,1	2,5	4,1	3,9	4,8	4,3
10	5,0	5,0	6,2	5,9	2,4	3,8	4,9	4,5	4,5	4,8	6,0	5,6
0	5,4	5,1	5,4	5,4	5,9	6,2	6,2	6,3	5,5	5,4	5,6	5,6
10° ю.ш.	5,7	5,2	5,4	5,6	6,4	5,6	3,5	5,3	5,9	5,3	5,0	5,5
20	5,8	5,6	5,9	6,0	5,4	4,2	3,1	4,3	5,7	5,3	5,2	5,6
30	5,7	6,1	6,4	6,5	4,3	4,2	4,1	4,3	5,4	5,6	5,8	6,0
40	6,5	6,8	6,8	7,0	4,7	5,1	5,9	4,7	6,4	6,8	6,8	7,0
50	7,1	7,3	7,1	7,4	6,4	6,2	6,5	6,1	7,1	7,3	7,1	7,4
60	7,3	7,5	7,0	7,6	—	—	—	—	7,3	7,5	7,0	7,6
70	5,9	6,5	5,7	5,9	3,1	2,7	3,0	2,8	4,8	4,9	4,6	4,6
80	—	—	—	—	1,8	1,9	1,7	1,6	1,8	1,9	1,7	1,6

Из данных таблицы следует, что облачность на океанах больше, чем на материках. Различия в отдельных широтных зонах (прежде всего в тропиках) достигают 1,5—2,5 балла.

Изменение облачности с широтой по наблюдениям со спутников согласуется с ее изменением, полученным по наземным данным: количество облаков сравнительно мало в высоких широтах, с уменьшением широты оно растет и достигает максимума (6 и 7 баллов) в умеренных широтах, затем по направлению к тропикам облачность убывает до 2,0—4,0 и вновь растет при приближении к экватору.

Годовой ход облачности незначителен, особенно на океанах, лишь в субполярной области Северного полушария и в тропических областях обоих полушарий количество облаков летом на 1—2 балла больше, чем зимой.

Осредненные по полушариям и в целом по 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	5,7	4,2	5,1	6,3	4,4	5,9	6,0	4,3	5,5
III—V	5,4	4,4	5,0	6,1	4,1	5,7	5,8	4,3	5,4
VI—VIII	5,9	4,8	5,5	6,3	4,0	5,8	6,1	4,5	5,6
IX—XI	5,7	4,6	5,3	6,4	4,3	6,0	6,1	4,5	5,6
Год	5,7	4,5	5,2	6,3	4,2	5,9	6,9	4,4	5,5

Осреднение проведено с учетом изменения с широтой площадей широтных зон. Цифры в таблице показывают, что на океанах спутниковые данные практически совпадают с наземными: количество облаков в среднем за год в том и другом полушариях и на Земле в целом по спутниковым данным на 0,1—0,5 балла меньше, чем по наземным. Но на материках наблюдается существенное различие в количестве облаков: по спутниковым данным оно меньше, чем по наземным, в среднем за год в Северном полушарии на 0,9 балла, в Южном — на 1 балл. 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 балла.

Облака относятся к таким атмосферным явлениям, которые подвержены наиболее сильным изменениям во времени и пространстве. Такой вывод следует как из повседневных наблюдений, так и из результатов расчет средних квадратических отклонений количества облаков — они колеблются в различные сезоны года и в разных широтных зонах между 1,7 и 3,7 баллами.

Повторяемость (в %) различных градаций облачности в нескольких широтных зонах для двух сезонов года следующая (см. табл. на стр. 289).

Из данных таблицы видно, что в умеренных и низких широтах максимум повторяемости количества облаков приходится на 4—6 или на 7—8 баллов. Только в высоких широтах (особенно Южного полушария) преобладает безоблачное или малооблачное состояние неба. Годового хода повторяемости различных градаций облачности не наблюдается.

Облачность, баллы	Широта, град											
	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	

23. ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ СОЛНЕЧНОГО СИЯНИЯ

23.1. Продолжительностью солнечного сияния называется время, в течение которого прямые солнечные лучи освещают земную поверхность. На метеорологических станциях она измеряется *гелиографами*, которые основаны обычно на том, что под действием фокусированных солнечных лучей остается либо прожог на специальной бумажной ленте прибора, либо след на фотобумаге.

Продолжительность солнечного сияния — немаловажный элемент климата. Она зависит от длины дня, определяемой географической широтой и временем года, а также от облачности, которая не пропускает прямую радиацию. Ее 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.

23.2. 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 Аризоне она составляет в среднем годовом 88%, а в июне даже 97% от возможной. В дождливых областях вблизи экватора продолжительность 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 России до 2900 ч в Мадриде. В Москве она равна 1600 ч, в Феодосии — 2200, в Средней Азии — 3000 ч.

В умеренных широтах Северного полушария (кроме муссонных районов) в годовом ходе максимум относительной продолжительности приходится на июль и август, минимум — на декабрь. В пустынях Северного полушария в большинстве случаев наблюдаются два ее максимума — в июне и в 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 солнечного сияния может быть больше, чем на равнинах и в долинах, так как высокогорные районы находятся выше уровня низких слоистых облаков. Это важное преимущество некоторых горных курортов.

23.3. Максимум солнечного сияния в центральной части Европы в среднем годовом приходится на 12—13 ч; летом — на 10—11 ч, зимой — на 13—14 ч. На горных вершинах максимум солнечного сияния отмечается на два часа раньше, а в тропиках приходится на 8—9 ч.

В больших городах загрязнение воздуха снижает продолжительность солнечного сияния иногда на 20% и более по сравнению с продолжительностью его за городом.

24. ДЫМКА, ТУМАН, МГЛА

24.1. Воздух часто представляется замутненным вследствие наличия в нем различных примесей и мельчайших продуктов конденсации. Примеси рассеивают проходящий свет и приводят к ухудшению видимости. Если помутнение воздуха невелико (дальность видимости 1—10 км), оно называется *дымкой*. Помутнение вызывают микроскопические частицы — капли (или кристаллы) и пылинки. Помутнение на высоких уровнях придает небесному своду белесоватость.

Обычно дымка наблюдается у земной поверхности. Отсюда она распространяется на более или менее значительную высоту вверх. Дымка ослабляет краски ландшафта и уменьшает дальность видимости, т. е. расстояние, на котором различимы очертания предметов.

Если диаметр рассеивающих частиц меньше длины световых волн (радиус — 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.

24.2. При более крупных продуктах конденсации и при большей их концентрации у земной поверхности дальность видимости может стать менее 1 км. В таких случаях говорят уже не о дымке, а о *тумане*. *Туманом называют скопление продуктов конденсации (капель, кристаллов или тех и других) у земной поверхности и связанное с ним сильное помутнение воздуха, при котором дальность видимости становится менее 1 км*. При сильном тумане дальность видимости может уменьшиться до немногих десятков метров и даже до немногих метров.

При положительных температурах туман состоит из капель. При не слишком низких отрицательных температурах он также состоит из переохлажденных капель. Только при температурах около -10°C и ниже в тумане наряду с каплями появляются кристаллы, и он становится смешанным, подобно смешанным облакам. При очень низких температурах туман может быть целиком кристаллическим; однако наблюдались случаи капельно-жидкого тумана даже при температурах ниже -30°C .

24.3. Если сильное помутнение вызвано не продуктами конденсации, а твердыми частицами, то оно называется *мглой*. Мгла особенно часто возникает в районах эродированных почв 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 очень небольшой. Этим она отличается от тумана. Дальность видимости при сильной мгле может уменьшаться так же значительно, как и при тумане.

В больших городах и в индустриальных районах наблюдается очень неприятное и даже опасное явление, называемое *смогом*¹. Смог — сильный туман, смешанный с газообразными и твердыми примесями антропогенного происхождения. Первоначально под термином «смог» понимали смесь тумана и дыма. Такого типа смоги в Лондоне наблюдались уже более 100 лет тому назад. В настоящее время установлено, что кроме дымотуманных смогов существуют фотохимические смоги, которые образуются в результате реакции между примесями в атмосфере во взаимодействии с каплями тумана. Основная причина загрязнения воздуха при дымотуманных смогах — сжигание угля и мазута, а при фотохимических смогах — выбросы автотранспорта. При туманах вредное воздействие ряда примесей, например сернистого газа, превращающегося в аэрозоль серной кислоты, сильнее, чем при других погодных условиях. При фотохимических смогах оксиды азота и углеводорода, содержащиеся в выхлопных газах автомашин, под влиянием солнечной радиации образуют различного рода окислители. Смоги вызывают удушье и раздражение глаз, повреждение растительности и резиновых изделий, ухудшение видимости и т. д.

¹ От англ. smoke — дым, fog — туман.

25.1. 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. Как уже говорилось, при температурах — 10°C туман может быть смешанным, а при очень низких температурах (ниже — 30°C) — и чисто кристаллическим. Образование тумана при таких температурах возможно при 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*. Первые абсолютно преобладают.

25.2. Охлаждение воздуха у земной поверхности происходит при разных условиях. Во-первых, воздух может перемещаться с более теплой подстилающей поверхности на более холодную и охлаждаться вследствие этого. *Туманы*, которые при этом возникают, *называются адвективными*. Во-вторых, воздух может охлаждаться при радиационном охлаждении подстилающей поверхности. Такие *туманы называются радиационными*. Это название говорит о радиационном охлаждении поверхности почвы или снежного покрова, а не самого воздуха; воздух охлаждается главным образом от земной поверхности. В-третьих, охлаждение может происходить под влиянием обоих факторов. *Туманы*, возникающие в этом случае, *называются адвективно-радиационными*.

25.3. Адвективные туманы возникают в теплых воздушных массах, движущихся на более холодную поверхность. Такой процесс наблюдается, когда воздушная масса движется из низких широт в высокие, или зимой с теплого моря на холодную сушу, или летом с теплой суши на холодное море, а также с теплых участков морской поверхности на холодные (например, у Ньюфаундленда при переносе воздуха из области (теплого течения) Гольфстрима в область холодного Лабрадорского течения). Во всех этих случаях туманы носят определенные названия, которые здесь не приводятся.

На суше адвективные туманы наблюдаются чаще всего осенью и зимой, когда существуют особенно значительные различия в температуре между низкими и высокими широтами, а также суши и морем. На море они наблюдаются чаще весной и летом.

Адвективные туманы простираются в высоту на сотни метров. Они возникают при значительных скоростях ветра, поэтому в них может происходить коагуляция капель. Такие туманы принимают моросьный характер: наиболее крупные капли из них выпадают.

25.4. *Радиационные туманы* бывают 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: они возникают пятнами, особенно в низинах, вблизи болот, на лесных полянах. Над большими реками они не образуются вследствие конвекции над теплой (в ночные часы) водой. Поземные туманы возникают в тихую погоду, но не при штиле — небольшая скорость ветра необходима для появления турбулентности, обуславливающей распространение охлаждения и туманообразования вверх. Поземные 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. Вследствие турбулентного переноса водяного пара вверх сначала развиваются слоистые облака на высоте нескольких сотен метров под инверсией оседания. Затем эти облака распространяются сверху вниз до земной поверхности, и тогда их уже называют высоким *радиационным туманом*. Такой туман может захватывать большие районы и сохраняться неделями.

25.5. *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 промочена и сильно испаряет, а температура воздуха падает. Над арктическими морями туманы испарения возникают над льдинами или над 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 и 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 насыщают воздух

и промачивают 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.

25.6. 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 величину ночного понижения температуры в данной местности по вечерним значениям метеорологических элементов. 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 точки росы, определенной по вечерним наблюдениям. Только при этом условии сконденсируется достаточное количество водяного пара.

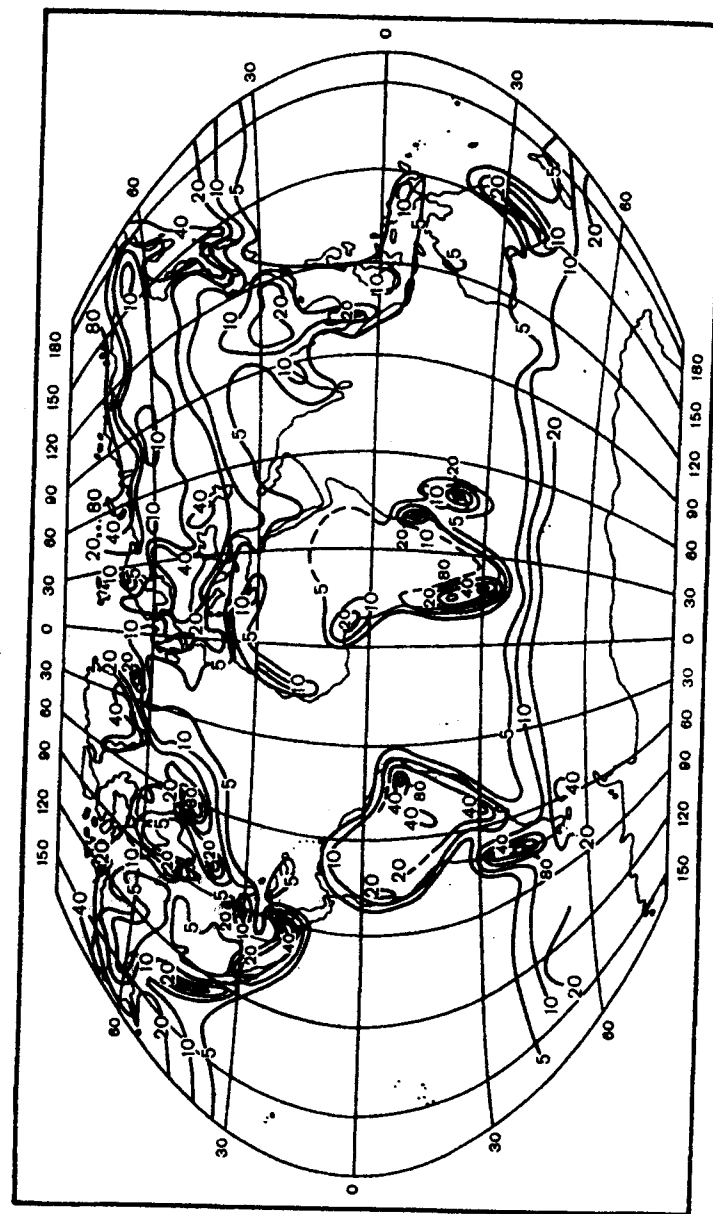
25.7. В суточном ходе туманы на равнине имеют максимум интенсивности и повторяемости утром. На высоких уровнях в горах туманы распределяются в течение суток равномерно или имеют слабый максимум в послеполуденные часы. Причина заключается в особых условиях туманообразования в горах. Горный туман, по существу, 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*.

26. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТУМАНОВ

На карте XXI представлено в самых общих чертах годовое число дней с туманом. Особенно часты туманы в Арктике: число дней с туманом в Арктическом бассейне превышает 80. Причины частых туманов — перенос теплых воздушных масс на холодную поверхность льда и 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 туманы наблюдаются в районе Ньюфаундленда (до 80 дней и более), где они связаны с переносом воздуха с теплых вод Гольфстрима на холодные воды Лабрадорского течения. В субтропических широтах Южного полушария особенно богаты туманами (также до 80 дней и более) прибрежные пустыни Южной Африки и Южной Америки и омывающие их воды. Теплый воздух здесь распространяется на холодные океанические течения.

Увеличена повторяемость туманов также в Средней Европе, на берегах Калифорнии, Атлантическом побережье Южной Америки,



Карта XXI. Среднее годовое число дней с туманом

Мадагаскаре. И здесь высокую повторяемость туманов можно объяснить термическими особенностями подстилающей поверхности, над которой проходят преобладающие воздушные течения.

Мало туманов во внутренних частях материков, особенно в пустынях, где содержание водяного пара в воздухе невелико, а температуры высокие. Мало туманов в Сибири и Канаде. Здесь в теплое лето воздух далек от насыщения, а в холодную зиму влажность воздуха настолько мала, что даже при насыщении туманы редко образуются.

27. ОСАДКИ, ВЫПАДАЮЩИЕ ИЗ ОБЛАКОВ (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. Наиболее типичны и важны *дождь* и *снег*. Однако имеется еще несколько видов осадков, отличающихся от типичных форм дождя и снега.

В зависимости от физических условий образования (по генетическому признаку) осадки подразделяют на три вида.

27.1. Из облаков упорядоченного восходящего движения (слоисто-дождевых и высокослоистых), связанных с фронтами, выпадают *обложные 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). В области, захваченной фронтальной облачной системой, осадки отмечаются на всех или на большинстве станций и суммы осадков на отдельных станциях не слишком сильно отличаются одна от другой. Наибольший процент в общем количестве осадков в умеренных широтах составляют именно обложные осадки.

27.2. Из кучево-дождевых облаков, связанных с конвекцией, выпадают интенсивные, но малопродолжительные *ливневые осадки*. Сразу же после начала они могут иметь большую интенсивность, но вскоре резко обрываются. 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 неустойчивость атмосферы существует в течение всего дня и кучево-дождевые облака непрерывно образуются, или при прохождении фронтов ливни иногда продолжаются часами. По наблюдениям в США, средняя площадь, одновременно захватываемая одним и тем же ливневым дождем, около 20 км².

Интенсивность ливневых осадков сильно колеблется. Даже во время 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.

27.3. Кроме обложных и ливневых осадков различают еще *осадки морозящие*. 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 капелек. Зимой при низких температурах такие облака могут содержать кристаллы. Тогда вместо мороси из них выпадают *мелкие снежинки* и так называемые *снежные зерна*.

Как правило, морозящие осадки не дают существенных суточных количеств влаги. Зимой они не увеличивают заметно снежного покрова. Только в особых условиях, например в горах, морось может быть более интенсивной и обильной.

27.4. По форме различают следующие виды осадков.

Дождь — жидкие осадки, состоящие из капель диаметром 0,5—6 мм. Капли более значительных размеров при падении разбиваются на части. В ливневых дождях величина 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 порядка 0,5—0,05 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 могут быть очень различными (в среднем порядка нескольких миллиметров). Снежинки при падении часто сливаются 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 озерненных снежинок диаметром более 1 мм. Чаще всего крупа наблюдается при температурах, близких к нулю, особенно осенью и весной. Снежная крупа имеет снегopodobное строение: крупинки легко сжимаются пальцами. Ядрышки ледяной крупы имеют оледневшую поверхность. Раздавить их трудно, при падении на землю они подсакаивают.

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 яруса 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 игл 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. Их выпадение ясно говорит о наличии инверсии температуры. Где-то в атмосфере есть слой воздуха с положительной температурой, в котором выпадающие сверху кристаллы растаяли и превратились в капли, а под ним — слой с отрицательной температурой, где капли замерзли.

Летом в достаточно жаркую погоду из кучево-дождевых облаков иногда выпадает *град* — осадки в виде кусочков льда шарообразной или неправильной формы (градин) диаметром от нескольких миллиметров 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. Град выпадает из кучево-дождевых облаков при грозах и, как правило, вместе с ливневым дождем.

Вид и размеры градин говорят о том, что они в течение своей «жизни» многократно увлекаются то вверх, то вниз сильными токами конвекции. В результате столкновения с переохлажденными каплями градины наращивают свои размеры. В нисходящих токах градины опускаются в слои с положительными температурами, где обтаивают 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 уничтожает их (градобития). В отдельных случаях от него могут пострадать животные и даже люди.

28. 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 и восходящие движения

воздуха 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. При конденсации образуются только очень мелкие капли. Для возникновения более крупных капель процесс конденсации должен был бы продолжаться чрезмерно долго. Более крупные капли, выпадающие из облаков в виде дождя или мороси, могут возникнуть другими путями.

Капли могут укрупняться в результате взаимного их слияния. Если капли заряжены разноименными электрическими зарядами, то это благоприятствует слиянию. Большое значение имеет также различие размеров капелек. При разных размерах они падают с разной скоростью и поэтому 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.

Однако 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. Именно такими являются высокостойкие, слоисто-дождевые и кучево-дождевые облака. Для соседствующих переохлажденных капель и кристаллов в смешанных облаках условия влажности разные: для капель имеет место насыщение, а для кристаллов — пересыщение (см. параграф 1 этой главы). В этом случае кристаллы будут быстро расти путем сублимации, количество водяного пара в воздухе облака уменьшится, и для капель водяной пар в облаке станет ненасыщенным. Поэтому одновременно с ростом кристаллов будет происходить испарение капель, т. е. 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. Кроме того, они могут сталкиваться с переохлажденными каплями и примораживать их к себе и еще более увеличиваться в размерах. 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 появляются крупные кристаллы. Если в нижней части облака температура выше нуля, кристаллы тают и превращаются в капли, которые выпадают из облака в виде дождя. Образующиеся капли имеют разную скорость падения и при столкновениях могут коагулировать (сливаться) между собой. Если положительная температура наблюдается в подоблачном слое, кристаллы тают уже под основанием облака. Растаявшие кристаллы также выпадают в виде капель дождя. Наконец, если температура под

облаками отрицательная до самой земной поверхности, осадки выпадают в виде снега или крупы. Более сложные условия имеют место, если осадки выпадают в виде града или ледяного дождя, но существо явления такое же.

29. ИСКУССТВЕННЫЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ОБЛАКА

Выпадение осадков прямо не связано с вертикальной протяженностью и водностью облаков. Конечно, чем больше вертикальная протяженность облаков, тем больше вероятность того, что они достигнут уровня оледенения и из них начнут выпадать осадки. Чем больше водность облаков, тем интенсивнее должны быть осадки. Однако облака могут быть сильно развиты, обладать большой водностью, но осадков все-таки не будет, если уровень оледенения лежит высоко. В степной зоне летом и в тропических широтах часто развиваются мощные кучевые облака, которые не дают осадков из-за слишком высокого положения уровня оледенения.

Нельзя ли в таких случаях вызвать осадки из облака искусственным путем, нарушив его коллоидальное равновесие? Эффективнее всего это можно сделать, если вызвать состояние оледенения в переохлажденном капельно-жидком облаке. Такого рода опыты производятся сейчас в широких масштабах. Чаще всего в облаках *рассеивают твердую углекислоту с очень низкой температурой*. Это вызывает замерзание некоторых капель, что приводит к возникновению тех зародышевых ледяных ядер, которые дают начало выпадению осадков. Дальше процесс развивается уже в виде цепной реакции.

Другой распространенный способ — *введение в облака паров йодистого серебра (AgI)*, которые, охлаждаясь, образуют в воздухе ультрамикроскопические кристаллы. При температурах ниже -4°C , 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.

Практическое значение получил в нашей стране и в некоторых странах за рубежом *метод искусственного воздействия на градовые кучево-дождевые облака*, служащие источником опасных для народного хозяйства градобитий. Метод основан на введении в зону накопления переохлажденных капель большого количества искусственных ядер кристаллизации йодистого серебра. Ядра начинают конкурировать с небольшим числом естественных зародышей, на которых образуются крупные градины в отсутствие искусственного воздействия, т. е. при естественном процессе образования града. Искусственное увеличение ядер кристаллизации приводит к тому, что содержащийся в облаке запас переохлажденной воды рассредоточивается среди большего числа ледяных зародышей. В результате образуется много мелких градин вместо небольшого числа крупных. Осадки

из такого градового облака выпадают в виде ливневого дождя или мелкого града, а не в виде крупных градин.

Процесс развития градового облака и образования града очень скоротечен (30—40 мин). Поэтому разработана специальная радиолокационная техника наблюдения за градовыми очагами в кучево-дождевых облаках и техника введения кристаллизующего реагента в облако путем его обстрела специальными ракетами или снарядами.

Значительно более труден учет результатов искусственных воздействий на облака с целью вызывания дополнительных осадков: не всегда ясно, выпали ли осадки вследствие искусственного воздействия или в результате естественного процесса. Разработанный метод рандомизации¹ позволил сделать вывод о том, что в холодное время года путем воздействия на слоистообразные облака можно увеличить сумму осадков на 12—15%, а летом при воздействии на кучевые облака — на 10—12%. Таким образом, принципиальное решение проблемы искусственного осаждения переохлажденных облаков существует. Применение искусственного осаждения на практике диктуется экономическими соображениями.

Твердую углекислоту можно использовать для рассеивания переохлажденных туманов. Процесс протекает так же, как и в переохлажденных облаках. Для рассеивания теплых туманов вдоль взлетно-посадочной полосы в некоторых аэропортах использовались специальные горелки, которые нагревали воздух и испаряли капли тумана. Однако этот метод очень дорог.

30. 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 туманов капли заряжены разноименно. Средний заряд капель в туманах — 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. Капли ливневого дождя несут заряды в среднем около 10^{-12} Кл. Это в шесть миллионов раз больше элементарного заряда. Наибольшие заряды капель могут быть еще в десятки раз больше этого среднего значения. Твердые

¹ Идея метода рандомизации заключается в сравнении среднего количества осадков, выпавших из множества облаков, подвергшихся воздействию, и множества облаков без воздействия при случайном выборе объекта воздействия (облака).

элементы облаков и осадков заряжены так же, как капли, или еще сильнее.

Дожди значительно чаще выпадают на земную поверхность с положительными зарядами; относительно снега сведения менее определенные.

Разделение зарядов в кучево-дождевых облаках, т. е. скопление электричества одного знака в одной части облака, а противоположного 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. Существуют разные теории. Среди причин указывают: захват ионов капельками 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.

31. ГРОЗА

31.1. 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. гл. седьмую, параграф 37), называется *грозой*. По происхождению грозы делятся на *внутримассовые* и *фронтальные*.

Внутримассовые грозы наблюдаются двух типов: в холодных воздушных массах, перемещающихся на теплую земную поверхность, и над прогретой сушей летом (местные, или тепловые, грозы). В обоих случаях возникновение 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. гл. четвертую, параграф 29), где *теплый воздух вытесняется вверх продвигающимся вперед холодным воздухом.* Летом над сушей они нередко связаны и с теплыми фронтами. Континентальный теплый воздух, поднимающийся летом над поверхностью теплого фронта, может оказаться очень неустойчиво стратифицированным, поэтому над поверхностью фронта может возникнуть сильная конвекция.

Продолжительность грозы в каждом отдельном месте обычно невелика: от минут до нескольких часов. Число молний при сильной грозе измеряется десятками в одну минуту. Как правило, гроза сопровождается ливневыми осадками, иногда градом.

31.2. Грозы особенно часты над сушей в тропических широтах. Там есть районы, где 100—150 дней и более в году с грозами. На океанах в тропиках гроз гораздо меньше, примерно 10—30 дней в году. Тропические циклоны всегда сопровождаются жестокими грозами, однако сами эти возмущения наблюдаются редко (карта XXIV).

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 единичное явление.

Убывание числа гроз от низких широт к высоким понятно. Для осуществления грозы необходимы не только большая неустойчивость стратификации и сильная конвекция, но и большая водность облаков; а водность облаков убывает с широтой вследствие убывания температуры.

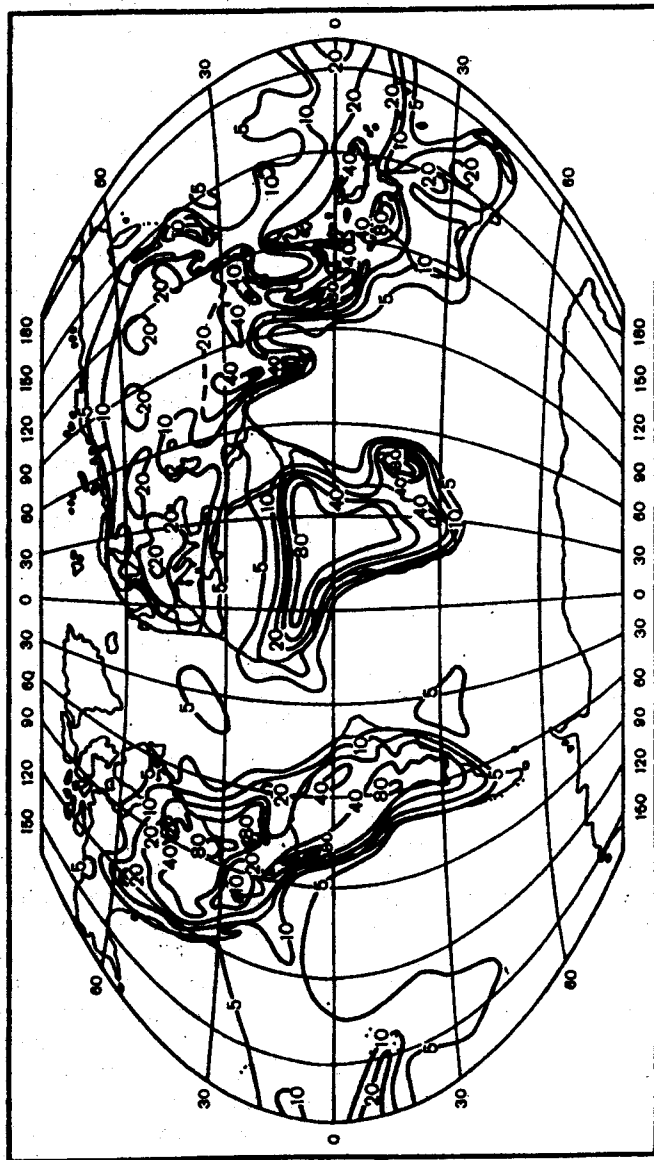
В тропиках и субтропиках грозы чаще всего наблюдаются в дождливый период. В умеренных широтах над сушей наибольшая повторяемость гроз летом, когда сильно развивается конвекция в местных воздушных массах. Зимой грозы над сушей в умеренных широтах очень редки. Но над океаном грозы, возникающие в холодных воздушных массах, нагреваемых снизу от теплой воды, имеют максимум повторяемости зимой. На крайнем западе Европы (Британские острова, побережье Норвегии) также часты зимние грозы.

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.

32. МОЛНИЯ И ГРОМ

32.1. 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: 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. 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 могут выравниваться постепенно, путем тока проводимости. Когда напряженность поля достигает некоторого критического значения — $(25 \div 50) 10^3$ В/м и более, разности потенциалов выравниваются посредством искровых разрядов — молний — между разноименно заряженными облаками, или частями облаков, или между облаком



Карта XXII. Среднее годовое число дней с грозами

и земель. На пути в несколько километров (а такова обычно длина молнии) разность потенциалов может достигать сотен миллионов вольт, а сила тока в молнии — порядка десятков тысяч ампер. Одна молния переносит за доли секунды несколько кулонов электричества (по некоторым данным, в среднем около 30 кулонов).

32.2. 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 по пути наименьшего электрического сопротивления в атмосфере, т. е. 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 25 000—30 000°С. Интервалы между отдельными импульсами составляют примерно 0,05 с, а продолжительность всей молнии — десятки 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. Процесс протекает 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 проложения канала по нему проходит 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. Объясняется это тем, что в нижней части грозового облака обычно накапливаются отрицательные заряды, а земная поверхность под облаком заряжается положительно путем индукции. При грозовом разряде происходит, таким образом, пополнение общего отрицательного заряда земной поверхности (см. гл. вторую, параграф 14).

32.3. Быстрое и сильное нагревание и, следовательно, быстрое расширение воздуха в канале молнии образуют взрывную волну, которая и 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 гром) носит название *зарниц*.

33. ШАРОВАЯ МОЛНИЯ. ОГНИ СВЯТОГО ЭЛЬМА

33.1. Шаровая молния — светящийся шар диаметром в десятки сантиметров, перемещающийся вместе с ветром или

вообще с током воздуха (если попадает внутрь помещения). При соприкосновении с наземными предметами он может взорваться. Взрыв сопровождается разрушениями и ожогами (иногда и человеческими жертвами). 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, сопровождающимся взрывом.

33.2. При достаточно больших разностях 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 очень большая, то над выдающимися и остроконечными предметами она может стать еще значительнее и приблизиться к критической. В таких случаях воздух в непосредственной близости к острию становится проводящим, а с острия происходит заметное истечение электричества. При особенно сильной напряженности истечение становится видимым. Оно наблюдается в виде светящихся нитей, кистей, расходящихся от острия вверх (кистевые разряды).

Истечение электричества с остриев играет роль в сохранении отрицательного заряда Земли. Наблюдения показывают, что в результате истечения земная поверхность чаще отдает положительные заряды.

34. НАЗЕМНЫЕ ГИДРОМЕТЕОРЫ

Кроме конденсации водяного пара в атмосфере возможна его конденсация и на земной поверхности, и на наземных предметах. Водяной пар конденсируется при соприкосновении влажного воздуха с холодными поверхностями. Образующаяся вода или лед покрывают эти поверхности. Продукты конденсации такого типа называются *наземными гидрометеорами*. В зависимости от условий, в которых происходит конденсация, они разделяются на жидкие и твердые виды.

К жидким продуктам наземной конденсации относятся роса и жидкий налет. К твердым наземным гидрометеорам относятся иней, твердый налет, изморозь. Различают также гололед и обледенение самолетов. Последнее уже не у земной поверхности, а в свободной атмосфере. Однако в случае гололеда или обледенения, как правило, происходит не непосредственное

выделение льда на поверхностях предметов, а замерзание переохлажденной воды облаков или осадков.

34.1. 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. На листьях с несмачиваемой поверхностью (например, ландыша) капли росы сливаются между собой и образуют более крупные капли.

Причина выделения (неправильно говорят — выпадения) росы состоит в охлаждении поверхности почвы и особенно растительности (травы, листья) путем ночного излучения до точки росы. Воздух, непосредственно соприкасающийся с такой поверхностью, охлаждается. Если температура воздуха падает ниже точки росы, то происходит выделение жидкой воды на поверхности, с которой соприкасается воздух. 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. В России 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.

34.2. *Жидким налетом называется пленка воды, возникающая на холодных, преимущественно вертикальных поверхностях в пасмурную и ветреную погоду.* Причина осаждения — не в ночном излучении, а в адвекции сравнительно теплого и влажного воздуха после холодной погоды. Поверхности, о которых идет речь (стены, заборы, стволы деревьев), охлаждаются 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 покрываются мельчайшими каплями (запотевают).

Хорошо известен искусственный вид подобного налета: в отапливаемых жилых помещениях в холодное время года таким образом часто запотевают изнутри оконные стекла.

34.3. Инеем называют ледяные кристаллы различной формы, длиной порядка миллиметров, возникающие на траве, почве и на различных горизонтальных поверхностях при таких же условиях, что 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.

34.4. Твердый налет возникает на вертикальных поверхностях, особенно каменных (стены, цоколи зданий), с наветренной стороны при таких же условиях, как и 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 доходить до слабой оттепели, 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 иметь и вид тонкого слоя гладкого прозрачного льда.

34.5. Изморозью называют рыхлые белые кристаллы, нарастающие на ветвях деревьев, на хвое, проводах, проволоочных изгородях и других тонких предметах. Эти кристаллы образуют длинные, легко осыпающиеся нити. Изморозь нарастает при значительных морозах и, как правило, при тумане. Сублимация водяного пара и замерзание переохлажденных капель тумана 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.

В повседневной речи и в художественной литературе часто называют изморозь 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, в погребах, на складах, а также в пещерах.

35. ГОЛОЛЕД И ОБЛЕДЕНЕНИЕ САМОЛЕТОВ

35.1. Образование слоя плотного льда на земной поверхности и на предметах в результате замерзания 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°C). Осадки выпадают в виде переохлажденных капель, но при соприкосновении с земной поверхностью или предметами замерзают, покрывая их ледяным слоем.

Различают гололед прозрачный и мутный (матовый). Послед-

ний возникает при более мелких каплях (мороси) и при более низких температурах. Корка замерзшего льда может достигать нескольких сантиметров (а иногда многих сантиметров) и вызывать поломку сучьев и обрыв проводов. Под тяжестью льда, осевшего на проводах, могут ломаться телеграфные столбы. Покрытые гололедом улицы и дороги превращаются в сплошные катки. Гололед обилен в горах в морском климате; ели в горных лесах иногда превращаются гололедом в бесформенные глыбы.

Гололед часто наблюдается зимой на юге Европейской территории России и на Украине. Вред, причиняемый гололедом связи и транспорту, заставляет особенно внимательно относиться к его прогнозу.

35.2. Образование гололеда (как и твердого налета) может происходить также на самолетах. Это явление называют *обледенением 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, возникнуть опасные вибрации и др. Обледенение неоднократно приводило к авариям самолетов и дирижаблей.

Обледенение происходит в переохлажденных водяных облаках, чаще всего при температурах от 0 до -10°C . При соприкосновении с самолетом капли замерзают, растекаясь по поверхности; к ним примерзают также и содержащиеся в облаке снежинки. Обледенение может происходить также при полете под облаками в зоне переохлажденного дождя. Причины обледенения 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, так как эти облака всегда смешанные, а их горизонтальные и вертикальные размеры сравнимы с размерами фронтов и воздушных масс.

36. ХАРАКТЕРИСТИКА РЕЖИМА ОСАДКОВ

36.1. 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 «выдуть» снег из него. В то же время 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 приоры — *плювиографы*, непрерывно регистрирующие прирост осадков, а также *суммарные дождемеры*, приспособленные для накопления осадков в течение длительного времени.

36.2. *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.

Один миллиметр осадков на площади 1 м² соответствует 1 кг выпавшей воды (или 10³ т на 1 км², или 10 т на 1 га).

36.3. 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 *среднеквадратические отклонения*, характеризующие изменчивость осадков и крайние отклонения.

В дополнение к средним суммам осадков подсчитывают еще *среднее число дней с осадками за месяц и за год, среднюю месячную и годовую продолжительность осадков в часах, общую продолжительность 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 *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 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 осадков, 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

37.1. *Для определения суточного хода количества осадков выражают осадки, выпавшие за определенный часовой интервал суток, в процентах от общего суточного количества.* При этом исключаются абсолютные значения осадков, сильно варьирующие от одного места к другому и затрудняющие сравнение.

Суточный ход осадков очень сложен; даже в многолетних средних величинах в нем часто нельзя обнаружить какие-либо закономерности.

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.

37.2. В континентальном типе главный максимум осадков приходится 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 максимум выражен резче, чем зимой, что объясняется годовым ходом конвекции. Этот тип суточного хода наиболее характерен для тропиков, так как здесь дневная конвекция развивается сильнее, а повторяемость фронтальных облаков (не имеющих существенного суточного хода) меньше.

37.3. В береговом типе единственный максимум осадков приходится на ночь и утро, а 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, следовательно, 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).

37.4. 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 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, минимум — на 4—6 ч.

38. 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 из всех возможных вариантов (рис. 6.11).

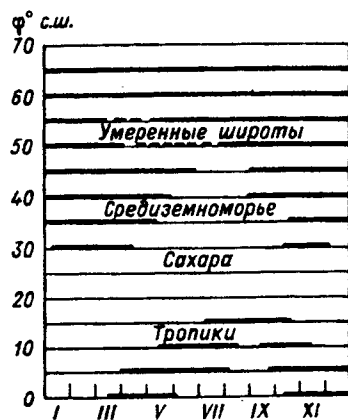


Рис. 6.11. Распределение сезонов с осадками в различных широтах Северного полушария

год — 2410; на ст. Богота (4,5° с. ш., 74° з. д.) январь — 60, апрель — 140, июль — 50, октябрь — 160, год — 1060; на ст. Занзибар (6,2° ю. ш., 39,2° в. д.) февраль — 60, апрель — 360, август — 40, ноябрь — 190, год — 1540.

38.2. 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 при наивысшем стоянии Солнца. Вблизи тропика примерно четыре месяца в году характеризуются обильными дождями и восемь месяцев — сухие.

Примеры (суммы осадков в мм): 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.

38.3. Тип тропических муссонов. В тех районах тропиков, где хорошо выражена муссонная циркуляция (например, Индия, юго-восточный Китай, район Гвинейского залива, Северная Австралия), годовой ход осадков такой же, как в типе 2, с максимумом летом и минимумом зимой, но с большей амплитудой.

Примеры (сумма осадков в мм): на ст. Фритаун (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 —

38.1. Экваториальный тип. Вблизи экватора (примерно до 10° широты в каждом полушарии) в году имеются два дождливых сезона, разделенных сравнительно сухими сезонами. Дождливые сезоны приходятся на время после равноденствий, когда внутритропическая зона конвергенции близка к экватору и конвекция получает наибольшее развитие. Главный минимум приходится на лето Северного полушария, когда внутритропическая зона конвергенции наиболее удалена от экватора.

Примеры (суммы осадков в мм): на ст. Либревиль (0,5° с. ш., 9,5° в. д.) февраль — 220, март — 340, июль — 3, ноябрь — 380,

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 муссонные осадки и тем самым делать годовой ход осадков исключительно резким. Например, на ст. Черапунджи (25,3° с.ш., 91,8° в. д.) декабрь — 10, июль — 2730, год — 11020.

38.4. 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 с влиянием субтропических антициклонов, создающих малооблачную погоду. Зимой антициклоны смещаются в более низкие широты и циклоническая деятельность умеренных широт захватывает 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, на юге Австралии, где имеются сходные условия атмосферной циркуляции. К этому типу относятся и осадки Южного берега Крыма, наиболее северной окраины средиземноморского климата. Годовой ход осадков в пустынях Средней Азии можно отнести к этому же типу.

Примеры (сумма осадков в мм): 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.

38.5. Внутриматериковый тип умеренных широт. Внутри материков в умеренных широтах максимум осадков приходится на лето, 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 осадков существует также в Европе и Северной Америке.

Примеры (сумма осадков в мм): 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.

38.6. 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.

Примеры (сумма осадков в мм): 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.

38.7. Муссонный тип умеренных широт. В муссонных районах умеренных широт, преимущественно на востоке материка Азии, 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.

Примеры (сумма осадков в мм): 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.

38.8. 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 меняется в течение года.

Примеры (сумма осадков в мм): на ст. Нижнеколымск (68,6° с. ш., 161,1° в. д.) с февраля по май по 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.

Примеры (сумма осадков в мм): 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.

39. ПОКАЗАТЕЛЬ НЕРАВНОМЕРНОСТИ ОСАДКОВ

Степень неравномерности в годовом распределении осадков можно охарактеризовать некоторым числовым индексом — *показателем неравномерности (или показателем периодичности)*:

$$w = \frac{\sum |m_i - R/12|}{R} \cdot 100\% \quad (6.5)$$

где R — годовая сумма осадков $\sum m_i - R/12$ — сумма абсолютных величин разностей между количеством осадков каждого месяца и 1/12 частью годовой суммы осадков.

При вполне равномерном распределении осадков по месяцам года показатель w был бы равен нулю. Чем больше отличаются одна от другой месячные суммы осадков, тем больше должен быть w . В муссонных областях и тропических пустынях он достигает

125% и более. В Южной и Центральной Азии и в северной части Австралии — от 75 до 100%. В экваториальных областях — только около 50% и ниже. От западных берегов Европы в глубь Евразии этот показатель возрастает от 25 до 100% и выше.

40. ИЗМЕНЧИВОСТЬ СУММ ОСАДКОВ. ЗАСУХИ

40.1. Изменчивость месячных и годовых сумм осадков весьма значительна, особенно в условиях континентального климата. Изменчивость месячных сумм больше, чем годовых (карта XXIII).

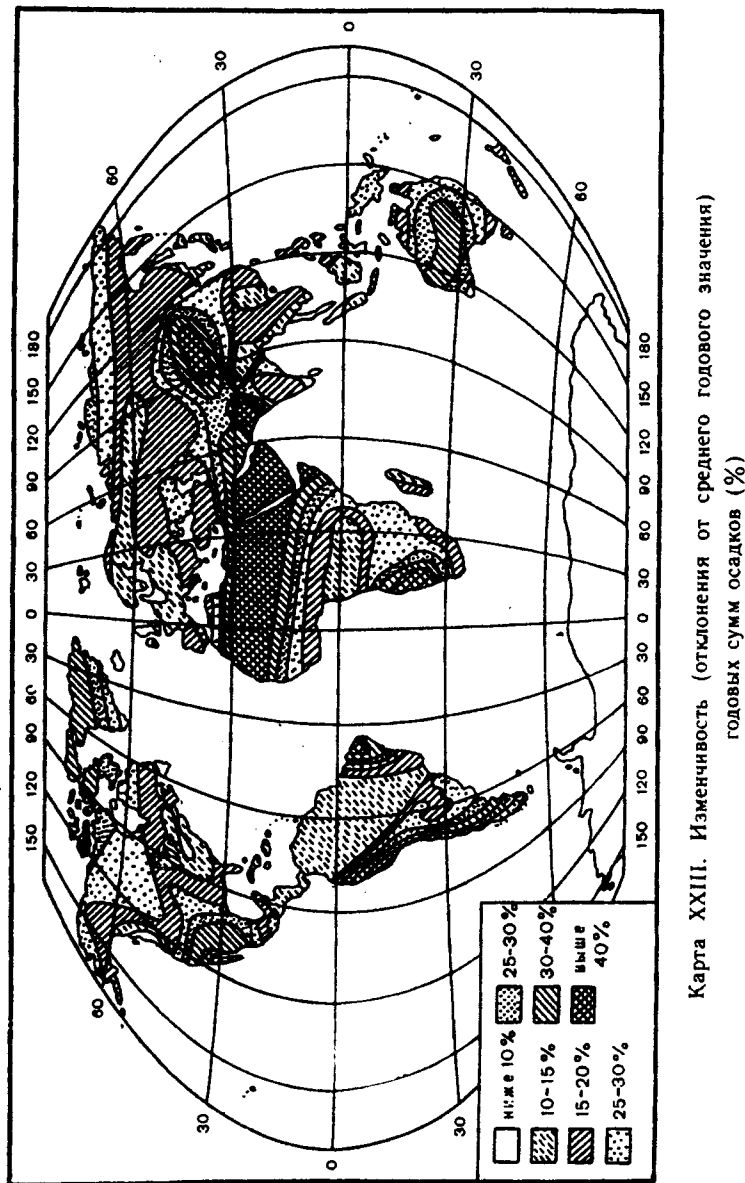
Изменчивость годовых сумм осадков (т. е. среднеквадратическое их отклонение от нормы в процентах) на большей части Евразии и Северной Америки составляет 10—20%, на севере обоих материков — до 20—30, в пустынях — больше 30%. Велика изменчивость осадков и в пустынях других материков.

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 России — в 2,5—3, в Италии — в 4 раза больше.

Изменчивость месячных осадков в Средней Европе составляет около 25% нормы, в Южной Европе — 50—60, на севере Европейской территории России и в Сибири — 40—50, на юге России — 50—70%. В Астрахани в июне она достигает 90%. В Сан-Сальвадоре (Центральная Америка) в апреле 1954 г. выпало 510 мм осадков, а в апреле 1955 г. — только 30 мм.

40.2. В степной зоне Евразии годовая изменчивость осадков больше, чем в более северных районах. Изменчивость особенно велика в летние месяцы. Большая изменчивость осадков в степной зоне при весьма ограниченном их среднем количестве приводит к тому, что в некоторые годы осадков не хватает и возникают *засухи*. Это зона неустойчивого увлажнения. В отдельные годы в степной зоне число дней подряд без дождя в большом районе составляло 60—70. Летом при длительном отсутствии дождей и при 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 такие средства борьбы с засухой, как снегозадержание и задержка весеннего стока полезными лесными полосами.

Засухи с неблагоприятными последствиями для урожая характерны для степной зоны Евразии (Южная Украина, Нижнее Поволжье, Северный Казахстан и другие районы) и США. Реже засухи распространяются на лесостепную зону. Один-два раза в 100 лет засухи бывают даже в Финляндии и Швеции.



Карта XXIII. Изменчивость (отклонения от среднего годового значения) годовых сумм осадков (%)

41.1. Число дней с осадками за месяц или за год наряду с суммами осадков является существенным климатическим элементом. Для растительности безразлично, выпало ли то или иное количество осадков в течение всего нескольких дней месяца или же осадки выпадали часто и распределялись сравнительно равномерно от начала и до конца месяца. В степной зоне летом даже значительный ливень мало может улучшить засушливое положение, если он оказывается единственным.

На европейской части России 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.

41.2. Годовая продолжительность осадков в часах на европейской части России от 1200—1500 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 С.-Петербурге 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 Евразии летом в дождливый день число часов с осадками не более 1,5—2,0, т. е. осадки выпадают в виде сравнительно интенсивных ливней.

41.3. Средняя суточная интенсивность осадков вычисляется как среднее количество осадков, выпавшее в день с осадками. На побережье Норвежского моря в среднем за год это составляет 10 мм, в Средней Европе — 4—8, в Джакарте — 12, в Черепунджи — 65, 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 и 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.

41.4. Суточные максимумы осадков могут достигать в Средней Европе 350 мм, на юго-западе Украины 210 мм, в центре России

120 мм. Наибольшие суточные максимумы в тропиках превышают 1000 мм (Черапунджи, Филиппины, Реюньон).

42. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОСАДКОВ

42.1. Распределение осадков по земной поверхности (карта XXIV) зависит от ряда причин. Непосредственной причиной является распределение облаков. Однако играет роль не только степень покрытия неба облаками, но 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 при низких температурах малы. В более низких широтах водность облаков больше. Но если они также не достигают уровня оледенения, осадков из них выпадает немного; таковы, например, условия в областях пассатов над тропическими океанами.

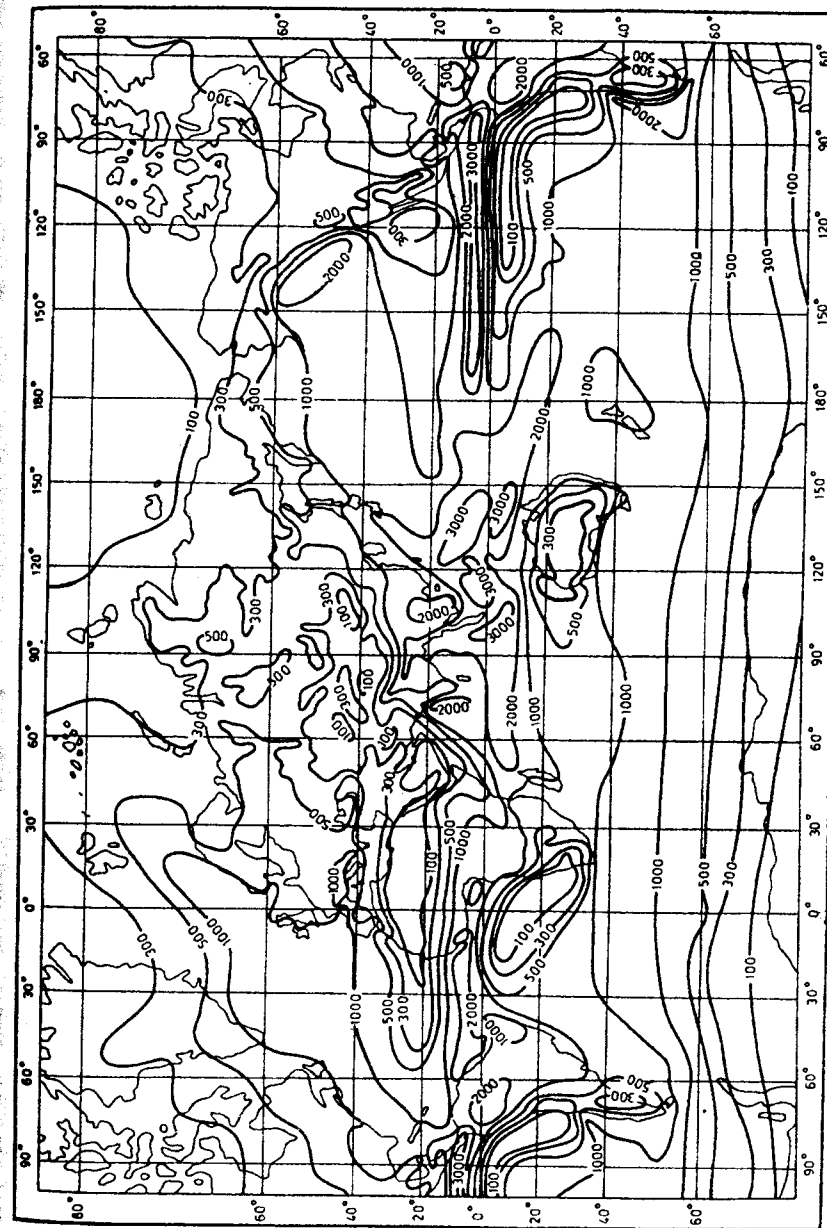
Итак, распределение осадков связано с распределением облачности и температуры и, следовательно, также обладает зональностью (рис. 6.12). Однако зональность осадков еще более, чем температуры и облачности, перекрывается действием незональных факторов, таких, как распределение суши и моря и орография.

На суше распределение осадков крайне неравномерное. 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. исключены 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 и экстраполяции интенсивности осадков на побережьях материков и на островах.

42.2. В тропиках при высоких температурах влажность воздуха большая и может развиваться сильная конвекция. Поэтому количество осадков здесь вообще значительное (в среднем 1000 мм/год и более). На суше оно больше, в открытом море меньше, так как здесь, в областях пассатов, облака менее развиты по вертикали и не достигают уровня оледенения.

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 свойственно сезонное перемещение. Сходимость линий тока во внутритропической зоне конвергенции (ВЗК) вызывает особенно сильные восходящие движения воздуха. Поэтому в ВЗК наблюдается наибольшее облакообразование, и облачность достигает таких высот, на которых возможно появление в облаках твердой фазы.



Карта XXIV. Распределение средних годовых сумм осадков (мм/год)

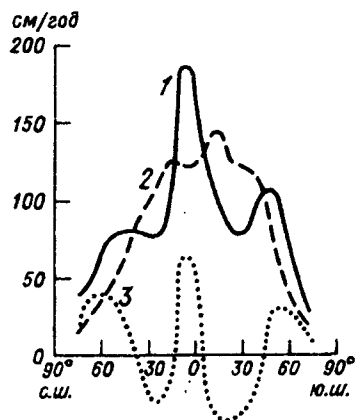


Рис. 6.12. Распределение средних зональных составляющих водного баланса с широтой:
1 — осадки, 2 — испарение, 3 — сток

Особенно богаты осадками Центральная Америка, бассейн Амазонки, берега Гвинейского залива, острова Индонезии. На некоторых станциях Центральной Америки выпадает до 5000—6500 мм/год, в Колумбии — до 7000 мм и более, в Западной Африке — до 4000—5000 мм, а в Дубундже, 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 Мьянме осадки достигают 2000—3000 мм в год и более, а на многих станциях — даже свыше 6000—7000 мм. В Индии, в предгорьях Гималаев, на высоте около 1300 м. находится самый дождливый район земного шара — Черапунджи (25,3° с.ш., 91,8° в.д.) где выпадает в среднем более 11 000 мм/год.

Наибольшая годовая сумма осадков в Черапунджи 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 сходящихся друг к другу плато Шиллонг и хребта Аракан-Йома.

42.3. В субтропиках обоих полушарий в областях высокого атмосферного давления облачность небольшая и осадки резко убывают. В пустынях этой зоны среднее годовое количество осадков меньше 250 мм, а во многих местах меньше 100 мм. Есть и такие места, как, например, уже упоминавшийся Асуан (22,4° с.ш., 33,0° в.д.), где годовые суммы осадков равны нулю или несколько миллиметрам. Мало осадков 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 мм):

в Ташкенте 350, в Термезе, Казалинске и Байрам-Али 120—125, в Турткуле 80. В Байрам-Али с июня по ноябрь 1903 г. вообще не было дождей. Пустыни — это зона недостаточного увлажнения, где испаряемость много больше осадков и земледелие возможно только при искусственном орошении.

42.4. 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 порядок величин годовых сумм 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. Испарение в общем меньше осадков. Это зона избыточного увлажнения. Избыток осадков удаляется речным стоком. 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 от 500 до 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, годовая сумма осадков в Иркутске 440 мм, в Минусинске 310 мм, а 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 осадки убывают. На Атлантическом побережье Норвегии (в Бергене) выпадает 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 (в мм): на горных станциях в Шотландии и Уэльсе — 4000—5000, на горных станциях Адриатического побережья Югославии — 3500—5000, в Альпах — до 3000—4000 и более, на побережье Норвегии — до 2000 и более. На обращенных к Черному морю склонах Кавказ-

ских гор выпадает более 3000 мм в год. На Черноморском побережье от Сочи до Батуми осадки достигают 2500—2800 мм.

42.5. От умеренных широт к высоким осадки снова убывают вследствие уменьшения влажности атмосферы, а с ней и водности облаков, а в Антарктике также вследствие малой облачности над материком. В зоне тундры выпадает 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 еще 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.

43. ХАРАКТЕРИСТИКИ УВЛАЖНЕНИЯ

43.1. 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 развитию типичной ксерофитной растительности, а во втором — к избыточному увлажнению и заболачиванию.

Таким образом, для оценки условий увлажнения нужно учитывать не только выпадающие осадки, но и возможность их испарения.

Мы знаем, что испаряемостью называют величину испарения, возможную в данной местности при неограниченном запасе влаги. Она зависит от всего комплекса климатических условий местности, в первую очередь от температуры. Поэтому естественно характеризовать условия увлажнения за год, за месяц или за сезон отношением суммы осадков R к испаряемости E_n за тот же период. Такое отношение, выраженное в процентах, называют коэффициентом увлажнения:

$$k_{ув} = \frac{R}{E_n} \cdot 100\%. \quad (6.6)$$

Коэффициент $k_{ув}$ 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 увлажнении. Если осадки меньше испаряемости, увлажнение недостаточное и почва теряет влагу.

По Н. Н. Иванову, при коэффициенте увлажнения $k_{ув}$ во все месяцы года больше 100 % местность имеет постоянно влажный климат, при $k_{ув}$ меньше 100 % в течение части месяцев — непостоянно влажный климат, при $k_{ув}$ между 25 и 100 % во все месяцы — постоянно умеренно влажный климат, при $k_{ув}$ меньше

25 % в части месяцев — непостоянно засушливый климат и при $k_{ув}$ 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.

43.2. 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 k_B для целого года можно написать так:

$$k_B = B/(LR), \quad (6.7)$$

где B — годовой радиационный баланс, R — годовая сумма осадков и L — скрытая теплота парообразования. Радиационный индекс сухости показывает, какая доля радиационного баланса тратится на испарение осадков.

При k_B менее 0,45 климат называется, по Будыко, избыточно влажным; приход тепла к почве за счет радиационного баланса намного меньше, чем это нужно было бы для испарения выпавших осадков. При k_B от 0,45 до 1,00 климат называется влажным, при k_B от 1,00 до 3,00 — недостаточно влажным, при k_B больше 3,00 — сухим.

Есть и другие характеристики увлажнения.

44. ВОДНЫЙ БАЛАНС НА ЗЕМНОМ ШАРЕ

На всем земном шаре за год выпадает 577 тыс. км³ осадков, т. е. средняя высота слоя осадков — 1130 мм. Из них 458 тыс. км³ выпадает над Мировым океаном, давая среднюю высоту слоя воды 1270 мм, и 119 тыс. км³ — над сушей, со средней высотой слоя воды 800 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.

Будем считать, что общее количество воды на земном шаре в современную геологическую эпоху остается постоянным, что постоянными остаются и средний уровень Мирового океана, и влагосодержание атмосферы. Тогда с земной поверхности должно испариться такое же количество воды, какое выпадает в виде осадков за то же время. Однако с поверхности суши испаряется меньше осадков, чем выпадает, так как часть

выпавших осадков стекает в реки и затем в океан. *Осадки, испарение и сток являются составляющими водного баланса на земной поверхности.*

Величина речного стока оценивается в 47 тыс. км³, что дает в среднем на всю площадь Мирового океана 130 мм воды. Таким образом, с поверхности океана испаряется за год $1270 + 130 = 1400$ мм воды. С поверхности суши за то же время испаряется 485 мм и стекает 315 мм воды. Следовательно, испарение и сток дают осадки, выпавшие на поверхности суши: $485 + 315 = 800$ 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, на всем земном шаре в целом испарение равно осадкам, однако на суше и на океане, взятых 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. 6.12 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.

Приведенные выше числа, характеризующие осадки, испарение и сток, основаны на не вполне еще достаточных и надежных измерениях и расчетах осадков, стока и испарения. Они уже подвергались изменениям и в дальнейшем могут быть еще уточнены. Однако эти числа дают правильное представление о порядке величин и соотношениях составляющих водного баланса Земли.

45. ВНЕШНИЙ И ВНУТРЕННИЙ ВЛАГООБОРОТ

Вода, испаряющаяся с поверхности океана, выпадает в виде осадков, конечно, не только над океаном. Воздушными течениями водяной пар частично переносится на сушу; затем также частично конденсируется и выпадает над сушей. Следовательно, лишь часть осадков, выпадающих на суше, образуется из воды, испарившейся с самой поверхности суши. Другая их часть формируется из воды, испарившейся с океанов. Конечно, вода, испарившаяся с поверхности суши, также выпадает не только над сушей, но и над морем.

Выпадение осадков на ограниченной территории суши за счет водяного пара, испарившегося с этой территории, называется *внутренним влагооборотом для данной территории*. Выпадение осадков из водяного пара, принесенного извне, называется *внешним влагооборотом*. Подсчитано, что на территории европейской части России и Украины в среднем за год только 10 % осадков

выпадает за счет воды, испарившейся с данной территории, т. е. выпадает в процессе внутреннего влагооборота. Остальные 90 % осадков выпадают за счет водяного пара, попавшего в воздух за границами этой территории, в особенности испарившегося над Атлантическим океаном. В 10 % оценивается и доля внутреннего влагооборота в бассейне Миссисипи. Это значит, что внутренний влагооборот, 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 над данной территорией.

Если взять всю территорию России, то, конечно, доля осадков внутреннего влагооборота для нее больше. Но даже и на такой территории значительная доля осадков выпадает за счет воды, попавшей в воздух непосредственно над океаном.

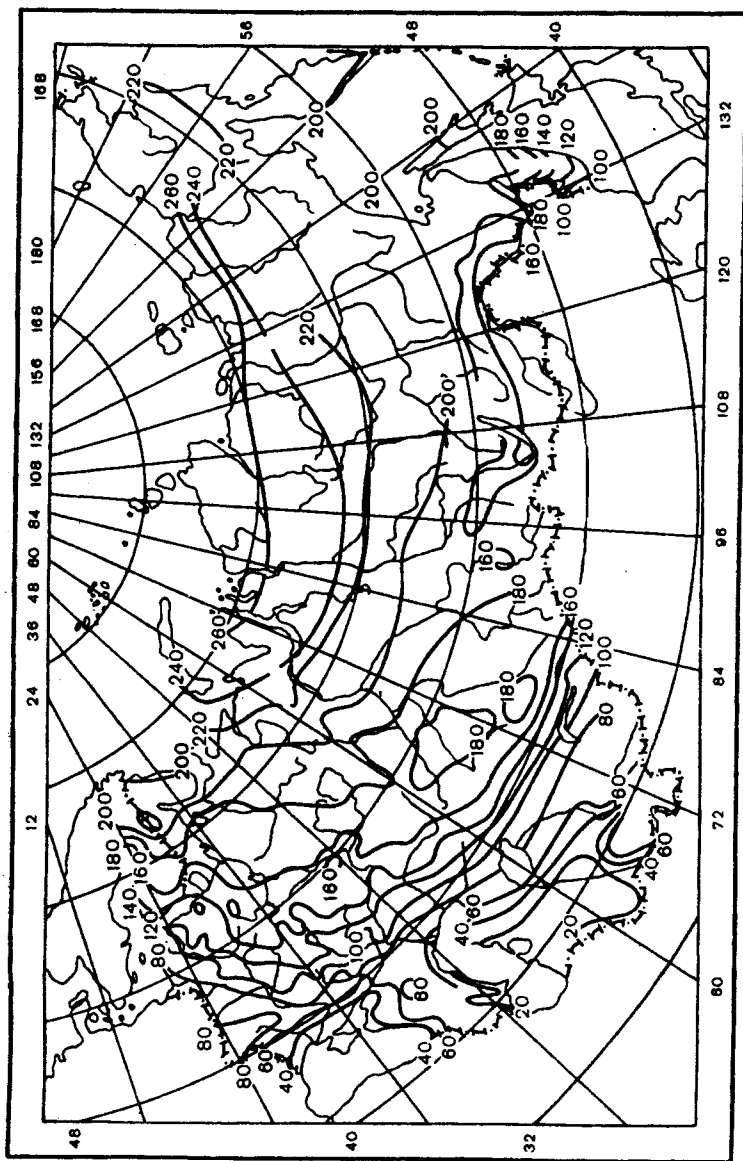
46. СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ

46.1. При устойчивых отрицательных температурах воздуха снег, выпавший на земную поверхность, остается лежать на ней в виде снежного покрова (карта XXV). 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 ставает 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. Только загрязненный снег, например в городах, нагревается солнечными лучами больше и тает быстрее, чем чистый.

В снежном покрове содержится много воздуха, поэтому его плотность небольшая: масса 1 м³ снега равна 20—200 кг, т. е. плотность снега составляет всего 0,02—0,2 кг/м³ от плотности воды. Такой рыхлый снежный покров обладает наименьшей теплопроводностью. За зиму снежный покров слеживается и уплотняется. Особенно увеличивается его плотность при оттепелях или весенних дождях. В С.-Петербурге средняя плотность снежного покрова растет от 0,14 в ноябре до 0,32 в апреле. Если поверхность снега подтаивает, а затем снова подмерзает, образуется твердая ледяная корка — наст.

46.2. Устойчивый снежный покров не образуется так далеко в низких широтах, как само выпадение снега. В отдельные дни снег может выпадать и в очень низких широтах (до 20—25° с. ш. на суше), но он тут же тает. Выпадение снега в равнинных местностях наблюдается почти по всей Европе, кроме крайнего юго-запада. Например, в Южной Италии за год бывает



Карта XXV. Число дней со снежным покровом в России и сопредельных странах (отсутствием изолиний показаны горные области)

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 России снег выпадает повсеместно. В большей части страны снег составляет 25—30 % годовой суммы осадков. На Южном берегу Крыма в низинах Закавказья и на юге Туркменистана в отдельные годы снег не выпадает. Устойчивый снежный покров в этих районах либо не устанавливается вовсе, либо лежит очень недолго. На Мексиканском нагорье он выпадает почти до 19° с. ш., но южная граница снежного покрова и здесь лежит в более высоких широтах.

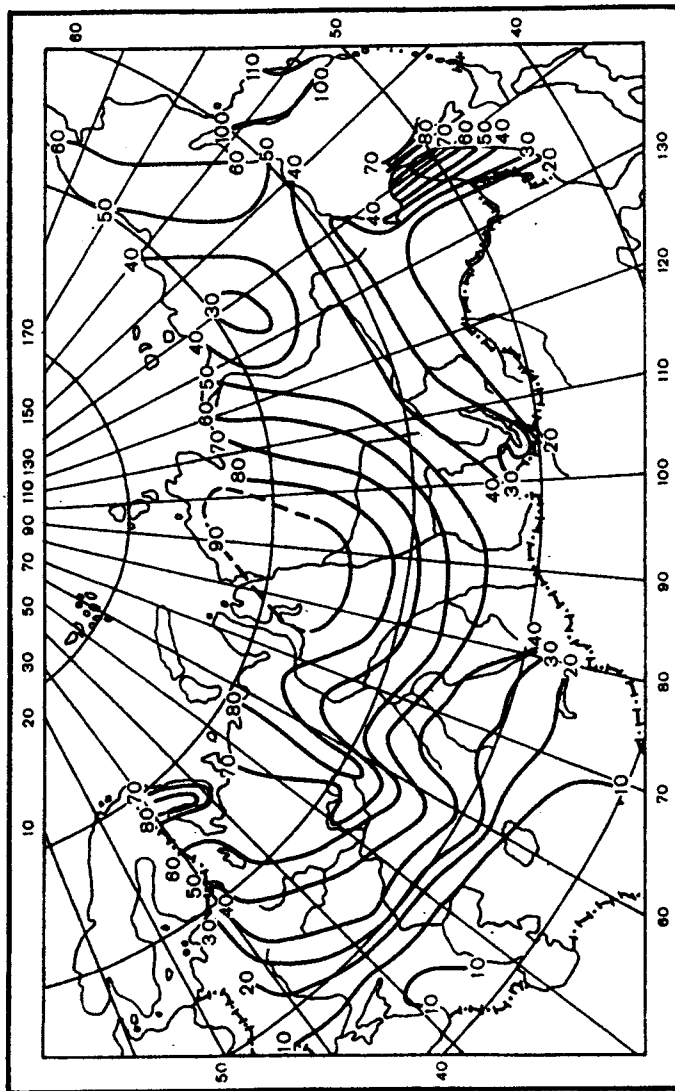
46.3. В России первый снежный покров появляется на Новосибирских островах в среднем в конце августа, на крайнем северо-востоке — в начале октября, в С.-Петербурге — в конце октября, в Москве — в начале ноября, а на Южном берегу Крыма и в Средней Азии — в первой декаде января. На возвышенностях снежный покров устанавливается раньше, чем на низменностях. Колебания в дате первого появления снежного покрова в отдельных местах возможны от 35 до 85 дней.

Устойчивый снежный покров обычно не устанавливается сразу. Вскоре после появления покрова может сойти при оттепелях, затем образуется снова и т. д. Устойчивый покров, сохраняющийся до весны, удерживается на почве в среднем от одного месяца на юго-западе Украины до 7 месяцев на северо-востоке европейской части России. На южных островах Северной Земли он удерживается свыше 9 месяцев. На Южном берегу Крыма снег лежит менее 10 дней, на юго-восточном побережье Каспия — менее 4 дней (см. карту XXV).

Наибольшей высоты снежный покров достигает на юге европейской части России к началу февраля; затем начинается его сход. На крайнем северо-востоке европейской части России наибольшая высота достигается только к апрелю. К концу февраля на Южном берегу Крыма и в Туркменистане снега уже не остается, а на Северной Земле он лежит до начала июля.

46.4. Высота снежного покрова (карта XXVI) тем больше, чем больше осадков выпадает при отрицательных температурах и чем меньше в зимний период оттепелей. В многолетнем среднем 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 покров 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 России она свыше 50 см. В Москве снежный покров достигает к первой декаде марта 60 см, в С.-Петербурге — 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



Карта XXVI. Высота снежного покрова в России и сопредельных странах (см)

в 4 раза больше многолетнего среднего, на северо-востоке — в 1,5—2 раза.

46.5. Распределение снежного покрова в сильной степени зависит от топографии и орографии местности. В низких местах рельефа снежный покров имеет большую высоту, так как снег наносится туда ветром; на возвышенностях снежный покров, наоборот, тоньше из-за ветрового сноса. При переносе снега ветром особенно много его накапливается у препятствий (заборов, лесных посадок и др.), где высота покрова возрастает. На этой закономерности основаны мероприятия по задержанию снега на полях и по защите железных дорог от снега. Очень высок 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. Нередко снег переносится ветром и накапливается на подветренных склонах гребней горных хребтов, создавая повышенную лавиноопасность.

47. КЛИМАТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

47.1. Снежный покров — продукт 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 Павловске, 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 режима высокого атмосферного давления и 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 обл. почва под снегом обычно не промерзает вовсе.

47.2. 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. гл. пятую, параграф 33).

47.3. Запасы воды, накапливаемые за зиму в снежном покрове, примерно на 50 % обеспечивают питание рек России. С весенним таянием снега связаны половодья на ее 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.

47.4. Наличие снежного покрова сильно повышает освещенность. Рассеянная радиация увеличивается вследствие отражения как прямой, так и рассеянной радиации от снежного покрова и вторичного ее рассеивания; поэтому повышается и освещенность. Сильное отражение и рассеяние света в снежных горах могут вызвать временную слепоту у альпинистов. Особое значение имеет «снежная» добавка к рассеянной радиации в Арктике и Антарктиде летом.

48. 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 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 океаническом Южном полушарии с его более холодным летом снеговая линия лежит ниже: на острове Южная Георгия под 54° ю. ш. уже на высоте 500 м, а Южные Шетландские острова под 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. с 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 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 меняется в течение года, зимой удаляясь от снеговой линии, а летом приближаясь к ней.

49. МЕТЕЛИ

Метелью называется атмосферное явление, состоящее в переносе снега более или менее сильным ветром. Различают несколько типов метелей.

49.1. Низовая метель, при которой снег поднимается ветром с поверхности снежного покрова. Если перенос снега ветром ограничивается самым нижним слоем атмосферы, непосредственно над снежным покровом (несколько сантиметров или дециметров), явление называют *поземком*.

49.2. Общая метель, когда снег выпадает при достаточно сильном ветре и практически нельзя различить, в какой мере ветер переносит выпадающий снег, а в какой мере он срывает снег с поверхности снежного покрова.

Метели могут приводить к перераспределению снежного покрова в горизонтальном направлении, к накоплению сугробов снега у препятствий, к снежным заносам на дорогах и др. Особенно сильны они в России (*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 свежеснежившем снеге и довольно низких температурах воздуха.

Для общей метели нужно сочетание достаточно сильного ветра со снегопадом, в особенности обложным. При ливневом снеге метель может быть сильной, но непродолжительной.

Вопросы к главе шестой

1. Что такое влагооборот? Перечислите основные процессы, составляющие влагооборот.
2. Что такое физическое испарение, транспирация и суммарное испарение?
3. Одинаково ли давление насыщенного водяного пара над поверхностью воды и над льдом и если неодинаково, то где оно больше? Почему?
4. Чем определяется скорость испарения и в каких единицах она выражается? Напишите формулу для скорости испарения.
5. Что такое испаряемость и чем она отличается от испарения?
6. В каких районах земного шара испаряемость совпадает с фактическим испарением? Опишите географическое распределение фактического испарения.
7. Что такое абсолютная влажность, удельная влажность (массовая доля водяного пара), отношение смеси, точка росы, дефицит точки росы и дефицит насыщения? Напишите формулы, их выражающие.
8. Опишите основные принципы, положенные в основу приборов, измеряющих влажность воздуха.
9. Охарактеризуйте суточный и годовой ход давления водяного пара.
10. Охарактеризуйте суточный и годовой ход относительной влажности.
11. Опишите географическое распределение давления водяного пара и относительной влажности.
12. Как меняются давление водяного пара, абсолютная, удельная и относительная влажность с высотой?
13. Что такое конденсация? Как происходит конденсация в атмосфере? Что такое уровень конденсации?
14. Что такое ядра конденсации, какие размеры они имеют и какую роль они играют при конденсации водяного пара в атмосфере?
15. Что такое облака? Что такое туман? Какая разница между облаком и туманом?
16. Как делятся облака по фазовому состоянию, т. е. по их микроструктуре? Каковы температуры облаков? Какие типичные размеры капель и кристаллов в облаках? Что называется воднистью облаков и каковы значения водности в водяных и кристаллических облаках?
17. Опишите международную классификацию облаков. Как делятся облака по высотам их образования? Каково микрофизическое строение отдельных родов облаков? Опишите основные роды облаков.
18. Перечислите основные световые явления в облаках и дайте им объяснение.
19. Дайте генетическую классификацию облаков. Каков генезис образования кучевообразных, волнообразных и слоистообразных облаков? Чем различается облачность теплого и облачность холодного фронтов?
20. Как оценивается количество облаков на небосводе? Каков суточный ход облачности? Каков годовой ход облачности?
21. Опишите географическое распределение облачности по наземным и спутниковым данным. Чем они различаются между собой?
22. Что называется продолжительностью солнечного сияния? От каких факторов зависит продолжительность солнечного сияния? Что такое абсолютная и относительная продолжительность солнечного сияния?
23. Что называется дымкой, туманом, мглой? Что такое смог?
24. Каковы причины образования туманов? На какие классы делятся туманы по происхождению? Каковы свойства различных классов туманов?
25. Опишите географическое распределение туманов. Каковы причины различной повторяемости туманов?
26. Каким образом подразделяются осадки в зависимости от условий их образования? Как делятся осадки по форме?

27. Каков главный процесс, приводящий к образованию осадков?
28. На каком принципе основаны искусственные воздействия на облака с целью получения осадков?
29. Опишите электрические свойства облаков и осадков.
30. Что называется грозой? Как подразделяются грозы по происхождению? Каково географическое распространение гроз? Что такое молния и гром?
31. Перечислите наземные гидрометеоры и дайте анализ причин их образования. Что такое гололед? Как он влияет на функционирование народного хозяйства и, в частности, на работу авиации?
32. Какие существуют характеристики для описания режима осадков?
33. Опишите суточный ход осадков.
34. Дайте характеристику различных типов годового хода осадков.
35. Напишите выражение для показателя неравномерности осадков и дайте ему истолкование. Что такое изменчивость сумм осадков?
36. Что такое засуха? Каково народнохозяйственное значение засухи?
37. Что понимается под продолжительностью и интенсивностью осадков?
38. Опишите географическое распределение осадков.
39. Какие существуют характеристики увлажнения, в чем их физический смысл?
40. Опишите водный баланс на земном шаре и в отдельных широтных зонах.
41. Что такое внешний и внутренний влагооборот и каково их относительное значение в увлажнении той или иной территории?
42. Что такое снежный покров? Каковы его характеристики? Какие закономерности его установления и схода вы знаете?
43. В чем заключается климатическое значение снежного покрова?
44. Что называется снеговой линией? Как меняется высота снеговой линии в зависимости от широты и типа климата?
45. Что такое метель? Какие бывают типы метелей?

АТМОСФЕРНАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ

1. МАСШТАБЫ АТМОСФЕРНЫХ ДВИЖЕНИЙ

Если окинуть взглядом Землю, то в каждый данный момент времени нам представится очень сложная система ветров и сложная картина распределения давления. В практике службы погоды картина распределения ветров и давления отражается на географических картах Северного и Южного полушарий, а также тропической зоны. Такие карты называются *синоптическими*. Они составляются как для атмосферных движений у поверхности Земли, так и в форме топографии изобарических поверхностей и ветра на них. Так как атмосфера находится в непрерывном движении, то системы ветров и распределение давления все время меняются. Эти изменения можно проследить, если рассматривать синоптические карты за последовательные сроки наблюдений, т. е. следить за изменением полей ветра и давления от карты к карте (например, за 00 и 12 ч Гринвичского времени). На них видны различные атмосферные образования. Среди них циклоны и антициклоны, которые непрерывно возникают, двигаются и разрушаются. Анализ атмосферных движений позволяет выделить следующие характерные масштабы движений.

1.1. *Микрометеорологический масштаб*, характеризующийся колебаниями ветра, давления и температуры с периодами от долей секунды до минут. Колебания вызываются мелкомасштабной турбулентностью, акустическими и гравитационными волнами. Максимум этих колебаний приходится на периоды около минуты, а размеры турбулентных неоднородностей — около 600 м.

1.2. *Масштаб конвективных облаков с горизонтальными размерами порядка 1—10 км и временем существования от десятка минут до одного — двух часов.*

1.3. *Мезометеорологический масштаб* отражает изменения метеорологических величин, вызванные такими явлениями, как горно-долинные ветры, бризы на побережьях морей, смерчи (торнадо), ледниковые ветры и др. Характерные горизонтальные размеры таких местных циркуляций составляют 10—100 км, а продолжительность во времени — от нескольких часов до полусуток.

1.4. *Синоптический масштаб* — движения этого масштаба определяют основные изменения погоды вследствие возникновения, развития, перемещения и разрушения огромных волн и вихрей, т. е. атмосферных возмущений. Главные из них — циклоны и антициклоны. Характерные горизонтальные размеры

атмосферных возмущений — 1000—3000 км, а время их существования — 1—7 дней.

1.5. *Глобальный масштаб*, описывающий ультрадлинные волны в атмосфере. Характерные пространственные размеры движений этого масштаба 10 000—40 000 км, а характерный период времени — около двух недель.

В каждый данный момент времени в атмосфере существуют движения всех масштабов, накладывающиеся друг на друга. Именно этим определяется сложность атмосферной циркуляции. Однако, прослеживая из года в год развитие атмосферных процессов, можно отметить определенные устойчивые черты, проявляющиеся в полях ветра и давления. Лучше всего они выявляются с помощью статистического осреднения полей давления и ветра, при котором ежедневные возмущения сглаживаются, а остаются наиболее устойчивые особенности воздушных течений. Именно они и представляют общую циркуляцию атмосферы.

2. ОБЩАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ АТМОСФЕРЫ

2.1. *Общей циркуляцией атмосферы называют систему крупномасштабных воздушных течений на земном шаре, т. е. таких течений, которые по своим размерам сравнимы с материками и океанами.* Самое первое элементарное представление об общей циркуляции атмосферы получают, рассматривая средние многолетние карты. Для ветра это обычно карты преобладающих направлений либо равнодействующих, для давления карты многолетнего среднего распределения давления за отдельные месяцы, сезоны и за год.

2.2. Рассматривая глобальное распределение давления (карты XXVII и XXVIII), можно заметить, что поля давления в тропиках и вне их сильно отличаются. Вне тропиков отчетливо выделяются следующие зоны:

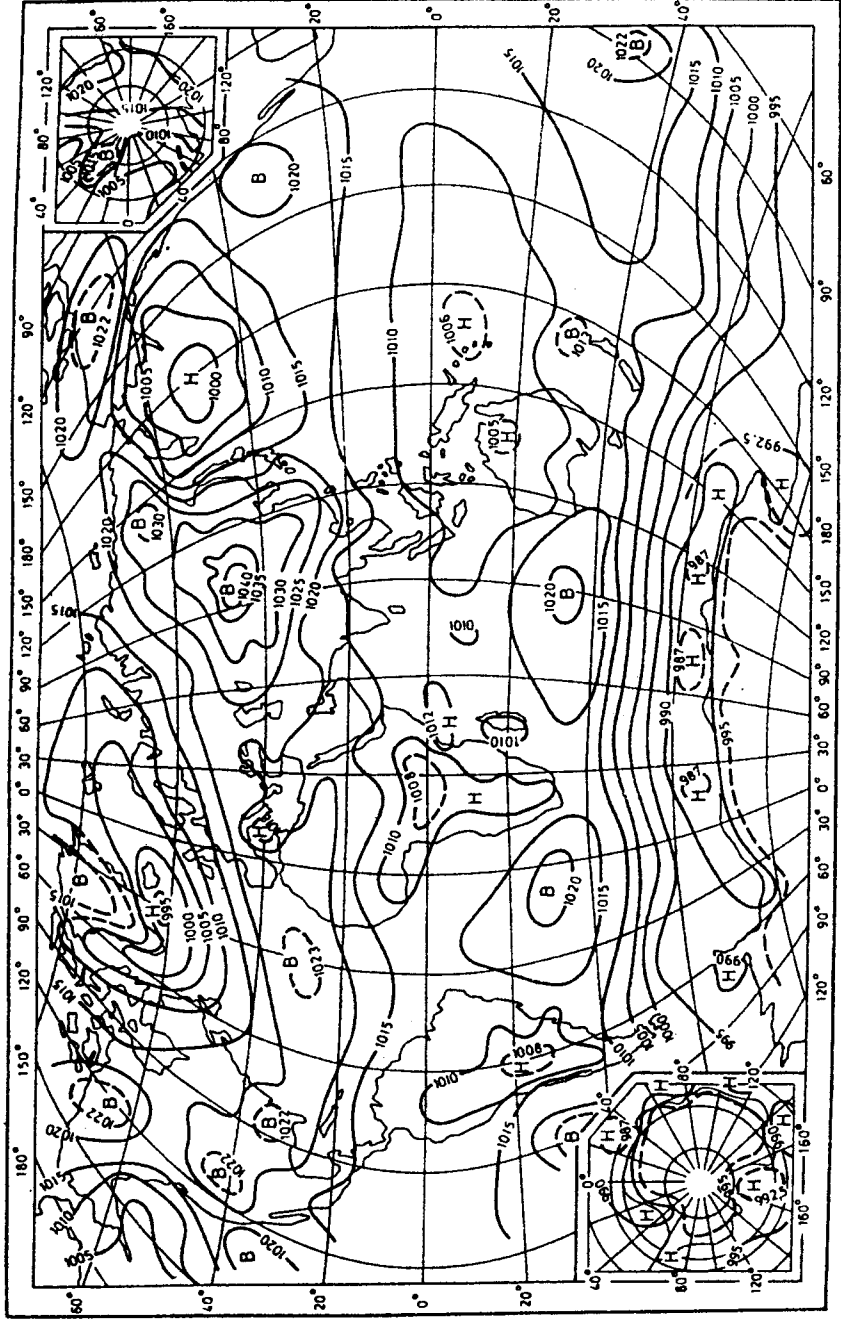
зона I — область относительно высокого давления над полюсами;

зона II — пояс низкого давления в районе субполярных широт (60—65°), испытывающий непрерывные петлеобразные возмущения (типа речных меандров);

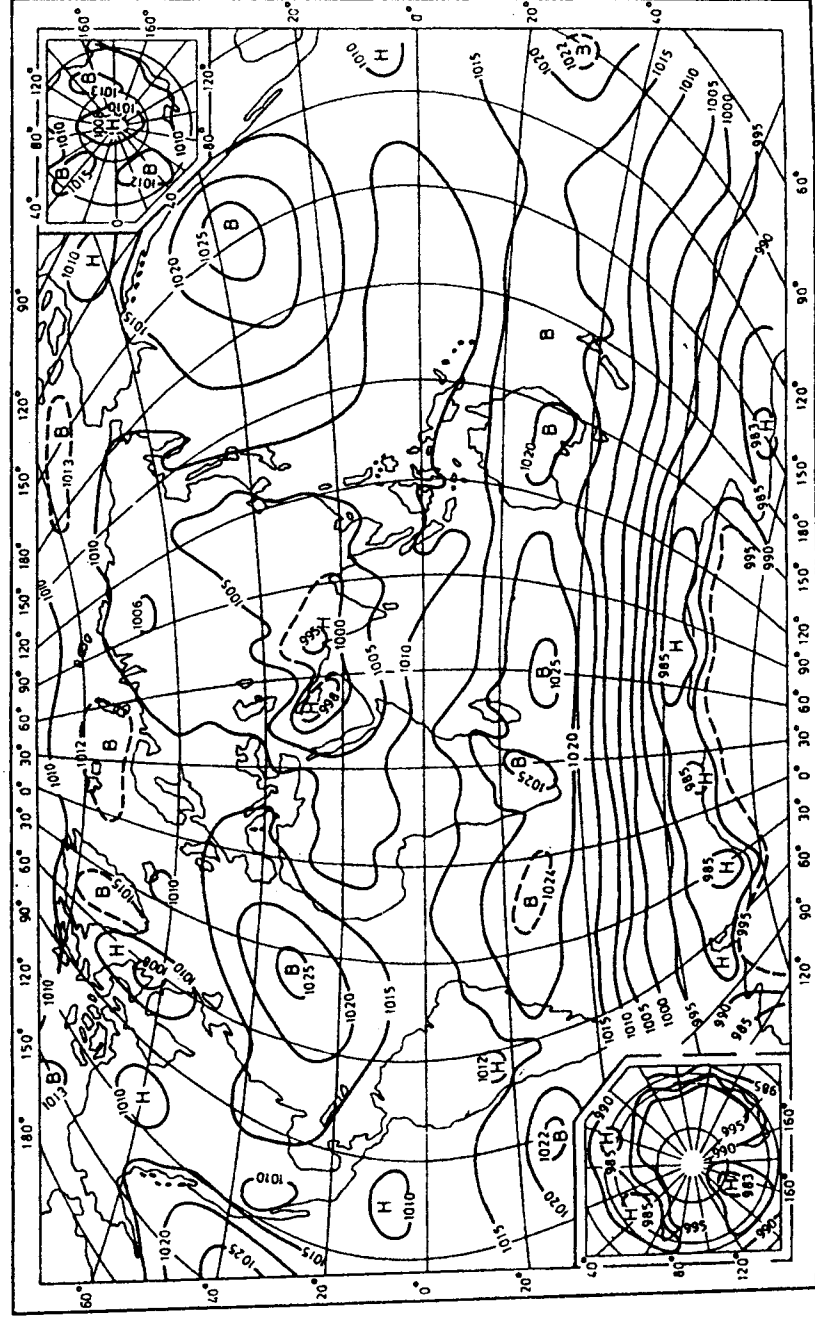
зона III — умеренные широты, где непрерывно возникают, развиваются и исчезают движущиеся атмосферные возмущения — волны и вихри в форме циклонов и антициклонов;

зона IV — пояс высокого давления в субтропических широтах около 30—35° широты, объединяющий обширные, расположенные над океанами антициклоны; это так называемый пояс субтропических антициклонов.

На обращенной к экватору периферии субтропического пояса высокого давления в тропиках также можно выделить характерные зональные области в поле давления:



Карта XXVII. Распределение среднего атмосферного давления на уровне моря в январе (гПа)



Карта XXVIII. Распределение среднего атмосферного давления на уровне моря в июле (гПа)

- зона IV — те же самые крупномасштабные замкнутые области высокого давления в форме субтропических антициклонов, особенно над океанами, периферия которых распространяется до 25° широты;
- зона V, где приземное давление уменьшается от субтропиков в направлении экватора;
- зона VI — экваториальная ложбина, т. е. пояс низкого давления, который опоясывает весь земной шар и испытывает сезонные смещения, различные на разных долготах.

2.3. Описанные особенности в той или иной степени можно видеть на каждой синоптической карте, хотя они в значительной степени замаскированы подвижными циклонами и антициклонами. Даже на многолетних средних картах особенности в распределении давления носят отпечаток различного влияния суши и моря на циклоническую деятельность. Однако по величине и направлению средние градиенты давления между указанными выше зонами близки к меридиональным градиентам. В умеренных широтах они направлены от I и IV зон ко II зоне, а в тропиках — от IV к VI зоне.

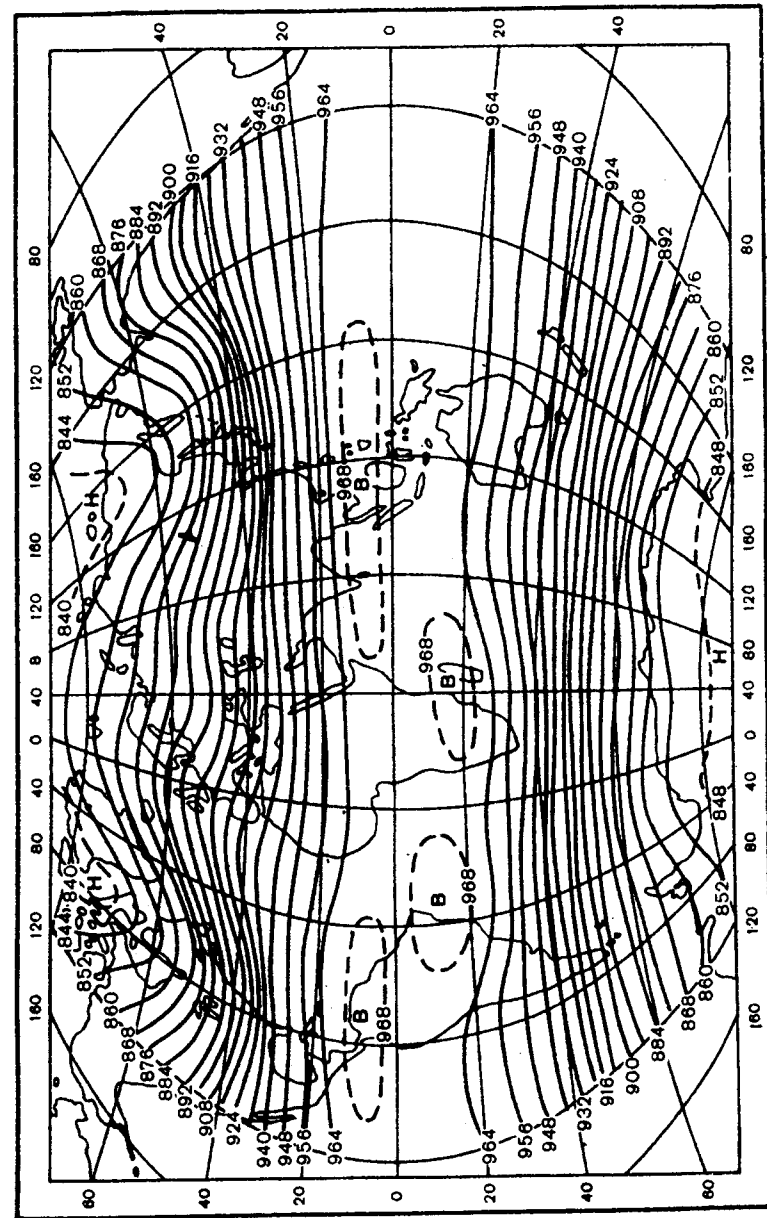
Так как реальный ветер близок к геострофическому, такие градиенты обуславливают преобладание восточных движений в полярных и тропических широтах и западных — в умеренных широтах.

3. КВАЗИГЕОСТРОФИЧНОСТЬ ТЕЧЕНИЙ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

3.1. Крупномасштабные течения общей циркуляции в большей части атмосферы являются квазигеострофическими. Это означает, что ветры, определяющие такие течения, близки к геострофическому ветру и, следовательно, в свободной атмосфере такие течения направлены почти по изобарам (изогипсам) (карты XXIX, XXX). Только в слое трения воздушные течения существенно отличаются от геострофического ветра и значительно отклоняются от изобар. Однако, приняв известный из опыта средний угол отклонения ветра от изобары, мы и в этом случае можем по полю давления восстановить поле ветра. Употребляя слово «квазигеострофические», мы тем самым подчеркиваем, что и над слоем трения воздушные течения не являются строго геострофическими.

Как правило, реальные крупномасштабные течения и в свободной атмосфере имеют ускорения, связанные с отклонением от геострофического ветра, и направлены не строго по изобарам, что и служит причиной изменения давления. Однако в свободной атмосфере эти отклонения реального ветра от геострофического малы в сравнении с величиной самого ветра.

3.2. Допущение о квазигеострофичности справедливо для умеренных широт. В экваториальном поясе условие геострофичности не выполняется ни у земной поверхности, ни в свободной атмосфере: отклоняющая сила вращения Земли на экваторе равна нулю, а в экваториальном поясе мала и не может уравновешивать



Карта XXIX. Средняя абсолютная высота (геопотенциальные декаметры) изобарической поверхности 300 гПа в декабре — феврале

силу барического градиента. Поэтому в экваториальной зоне ветер не может быть геострофическим.

4. ЗОНАЛЬНОСТЬ В РАСПРЕДЕЛЕНИИ ДАВЛЕНИЯ И ВЕТРА

Наиболее устойчивая особенность в распределении как атмосферного давления, так и ветра над земным шаром — квазизональность этого распределения. Квазизональность циркуляции проявляется в преобладании широтных составляющих ветра (восточной или западной) над меридиональными составляющими (северной или южной) и в больших значениях широтных составляющих по сравнению с меридиональными.

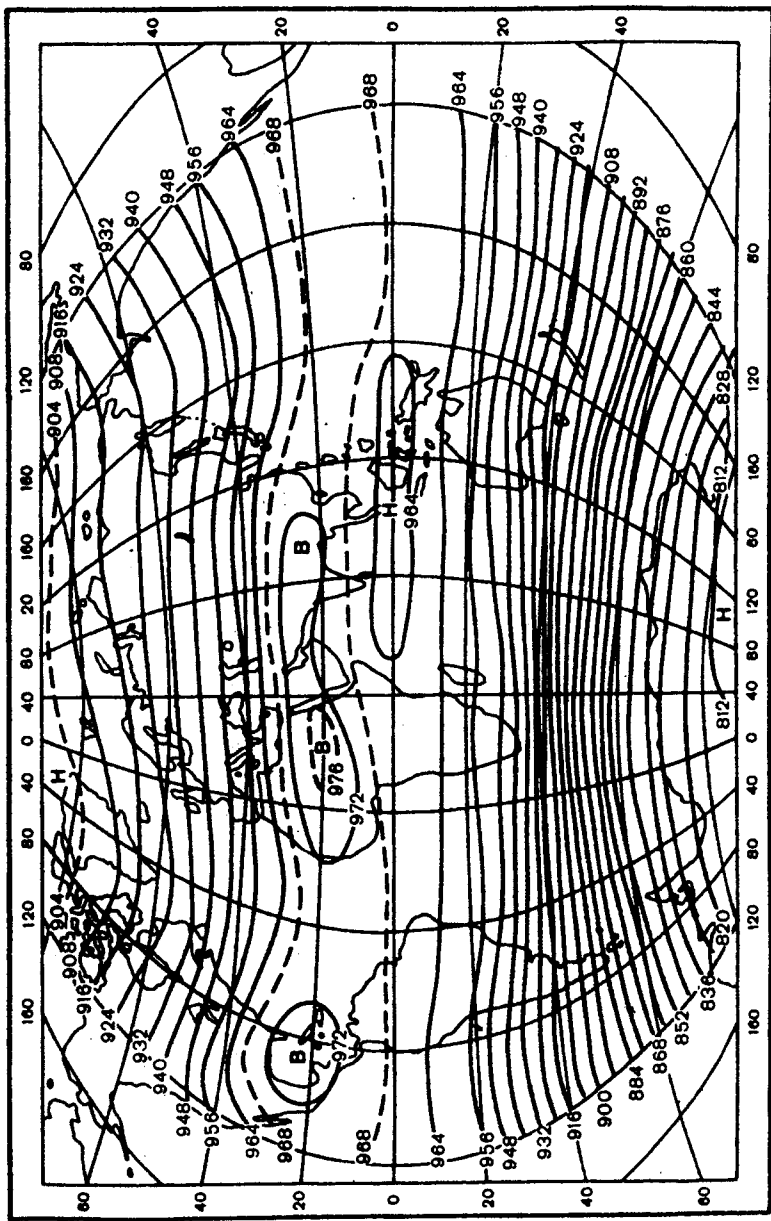
Степень преобладания зональных составляющих над меридиональными может быть различной. Над тропическими океанами преобладание восточных составляющих в переносе воздуха в нижней части тропосферы выражено очень хорошо и легко различимо даже на отдельных синоптических картах, т. е. в отдельные дни. В общем меридиональные составляющие в тропиках примерно в 10 раз меньше зональных. Хорошо выражено и преобладание западных ветров в умеренных широтах 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.

Причина зональности давления и ветра — зональность в распределении температуры и в динамических особенностях самого механизма общей циркуляции атмосферы.

5. 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 обуславливают обмен воздуха между различными широтами Земли.

Ежедневное распределение меридиональных движений на земном шаре очень сложное, поскольку оно связано с подвижными атмосферными возмущениями — циклонами и антициклонами. 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 одним меридианом господствуют направленные на север меридиональные составляющие, а под другим меридианом — направленные на юг.



Карта XXX. Средняя абсолютная высота (геопотенциальные декаметры) изобарической поверхности 300 гПа в июне — августе

При осреднении составляющие, направленные по данному меридиану в разное время к северу и к югу, будут в некоторой степени взаимно погашаться. Поэтому средние многолетние меридиональные потоки будут меньше, чем в индивидуальных процессах, но зато они отразят преобладающие переносы. В общем, для всего земного шара в нижней тропосфере тропиков в среднем преобладает ветер, направленный к экватору, с максимальной скоростью зимой около 3 м/с. В верхней тропосфере тропиков преобладает направленная к полюсам составляющая с максимальной скоростью зимой около 2,5 м/с. В средней тропосфере, в слое от 750 до 350 гПа, меридиональный ветер очень слабый.

В умеренных широтах Северного полушария в нижней тропосфере преобладают южные составляющие, а в верхней тропосфере — северные, но их скорости весьма невелики. Такое распределение средних меридиональных составляющих ветра породило представление о существовании в каждом полушарии двух замкнутых колец циркуляции воздуха. В тропиках это кольцо циркуляции получило название *ячейки Хэдли (Гадлея)*. Считалось, что существующий в тропиках в нижней части тропосферы перенос воздуха к экватору, его подъем в экваториальной зоне и обратный перенос в субтропические широты в верхней тропосфере, а там опускание воздуха вниз осуществляется в виде замкнутой циркуляции. В умеренных широтах это второе кольцо получило название ячейки Ферреля. Считалось, что существующий здесь в нижних слоях перенос воздуха от субтропических широт к полярным, его подъем в полярных широтах, обратный перенос к субтропическим широтам в верхних слоях и опускание в субтропических также происходят в виде замкнутой циркуляции. Такое представление оказалось слишком упрощенным.

В действительности замкнутых колец циркуляции не существует. Система меридиональных движений значительно более сложная и изменчивая. Во внетропических широтах обоих полушарий с их сильно развитой циклонической деятельностью воздух перемещается из одних широт в другие не в виде замкнутых циркуляций, а в системах меридиональных потоков, направление которых чередуется на каждом меридиане и на одном и том же уровне. Такая же смена потоков наблюдается и в верхней половине тропосферы в тропиках. Существовавшее ранее упрощенное представление о замкнутых меридиональных ячейках циркуляции возникло как результат статистического осреднения за продолжительный промежуток времени ежедневных систем меридиональных движений.

Переносы воздуха в нижних и верхних слоях атмосферы, совпадающие по направлению с ячейками Хэдли и Ферреля, в действительности существуют, но не в виде замкнутых колец циркуляции, а в форме развивающихся в тропосфере волн и вихрей.

6. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДАВЛЕНИЯ. ЦЕНТРЫ ДЕЙСТВИЯ АТМОСФЕРЫ

6.1. Чтобы получить представление о глобальном поле давления, рассмотрим карты многолетнего среднего распределения давления на уровне моря в январе и июле (см. карты XXVII — XXVIII).

Зональные особенности в распределении давления можно легко заметить на этих картах. Однако влияние неравномерного распределения суши и моря приводит к тому, что в каждой зоне барическое поле распадается на отдельные ячейки, на отдельные области повышенного и пониженного давления с замкнутыми изобарами. Эти области носят название *центров действия атмосферы*. Одни из этих центров действия можно найти на климатологических картах всех месяцев года; их называют *перманентными*. Другие обнаруживаются на картах только зимних или только летних месяцев; их называют *сезонными центрами действия*.

6.2. **Январь.** На карте XXVII хорошо различается *экваториальная ложбина* с давлением ниже 1015 гПа, охватывающая всю экваториальную зону Земли. Внутри ложбины имеются три отдельные депрессии — области пониженного давления с замкнутыми изобарами: над Южной Америкой, Южной Африкой и Австралией с Индонезией. Давление в центрах депрессий ниже 1010 гПа. Области с наиболее низким давлением в экваториальной ложбине лежат в январе не на самом экваторе, а достаточно далеко от него: примерно под 15° ю. ш. над прогретыми (здесь лето!) материками Южного полушария.

По обе стороны от экваториальной ложбины обнаруживаются субтропические зоны высокого давления, которые состоят из нескольких *антициклонов*, называемых *субтропическими*. Особенно хорошо выражены субтропические антициклоны над всеми тремя океанами Южного полушария (с центрами под 30—35° ю. ш. и с давлением в центре выше 1020 гПа); над более теплыми, чем океаны, материками они заменяются пониженным давлением. В Северном полушарии субтропические антициклоны обнаруживаются над Атлантическим и Тихим океанами (замкнутые изобары 1020 гПа), где их центры также располагаются под 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 повышенное. Однако здесь нет самостоятельного субтропического антициклона: Южная Азия занята *южной периферией огромного Азиатского (Сибирского) 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 можно выделить несколько

центров. В соответствующих широтах Северного полушария также обнаруживается низкое давление, однако 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 Азии и Северной Америки 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 Антарктикой — *Антарктический антициклон*. В Северном полушарии повышение давления в Арктическом бассейне также существует, хотя и менее значительное, чем в Антарктике. Только над ледяной Гренландией видна замкнутая изобара 1000 гПа, обрисовывающая область повышенного давления.

6.3. Июль. На карте XXVIII видно, что экваториальная ложбина смещена к северу и самое низкое давление в ней уже не в Южном, а в Северном полушарии, где лето. Центры низкого давления особенно далеко сместились на север над нагретыми материками Северного полушария: они располагаются примерно на 30-й параллели как в Азии, так и в Северной Америке. Эти части экваториальной ложбины, вышедшие над нагретыми материками даже за пределы тропиков, называются летними термическими депрессиями: *Южноазиатской (Переднеазиатской) 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 материи, которые в это время холодные. Но в летнем Северном полушарии антициклоны остаются только над двумя океанами (причем они, как видно из карт, смещаются дальше на север и усиливаются). Над материками 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 растет, но очень мало. В Южном полушарии в июле, как и в январе, различают зону низкого давления в субполярных широтах и антициклон над Антарктическим материком.

Зональность в распределении давления нарушается тем, что давление повышается над материками 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 в субтропических зонах, где оно вообще повышено.

6.4. Наличие центров действия на многолетних средних картах не должно приводить к заключению, 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. Климатологические карты только позволяют заключить, что *в одних местах Земли циклоны преобладают над антициклонами, и потому там на картах получают центры действия с пониженным давлением* (как, например, на севере Атлантического океана — Исландская депрессия). В других местах антициклоны наблюдаются чаще, чем циклоны, и на картах в таких местах получают центры действия с повышенным давлением (как Азорский антициклон в субтропиках Атлантического океана). На синоптических картах в тот или иной момент, например, над северным Атлантическим океаном можно одновременно наблюдать не один, а два отдельных субтропических антициклона, а над северным Тихим океаном — даже три.

6.5. Прежде полагали, что в полярных областях антициклоны держатся почти постоянно или 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, как думали еще недавно. Но все же Антарктический антициклон в среднем выражен значительно лучше, чем антициклон Арктический. Особую сложность вносит большая высота самого материка Антарктиды над уровнем моря при очень низких приземных температурах воздуха над ледяной поверхностью. Приведение давления к уровню моря дает завышенные результаты, не сравнимые со значениями давления на уровне моря для океана и низменности. 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.

7. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДАВЛЕНИЯ В СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРЕ

7.1. Для того чтобы получить представление о распределении давления во всей толще атмосферы, строят карты многолетней средней абсолютной топографии стандартных изобарических поверхностей: 900, 850, 700, 500, 300, 200 гПа и т. д. Для этого

используют многолетние ряды наблюдений аэрологических станций всего земного шара. На многолетних средних картах барической топографии изобарических поверхностей (700, 500, 300 гПа и т. д.) видно, что с высотой становится все меньше замкнутых изогипс, обрисовывающих отдельные центры действия над материками и океанами, и распределение давления становится все более зональным (см. карты ХХІХ, ХХХ). Это понятно, так как с высотой влияние суши и моря на температуру, а следовательно, и на давление ослабевает. В верхней тропосфере и нижней стратосфере абсолютные изогипсы на средних картах изобарических поверхностей огибает весь земной шар, конечно, не совпадая точно с широкими кругами. Как видно из карт, густота изогипс вдоль каждого меридиана различная. Учитывая, что в свободной атмосфере ветер близок к геострофическому, карты показывают, что и зимой и летом в тропосфере умеренных и субтропических широт обоих полушарий в общем господствуют западные воздушные течения. Однако зимой в Северном полушарии отчетливо выделяются три волны с гребнями над востоком Атлантического и Тихого океанов и над Уральским хребтом и с ложбинами у восточных берегов Северной Америки и Азии и над Восточной Европой, наложенные на общий западный поток. В Южном полушарии в тропосфере (см. карты ХХІХ, ХХ) изогипсы проходят более зонально, хотя и там можно заметить три волны, правда, с очень маленькой амплитудой. Неодинаковое сгущение изогипс в субтропических широтах и в широтном поясе 50—60° — отражение субтропического струйного течения и планетарной высотной фронтальной зоны полярного фронта.

Анализ карт ХХІХ, ХХХ показывает, что высота изобарической поверхности 300 гПа (как, впрочем, и всех других изобарических поверхностей в тропосфере) повышается к экватору. Зимой на поверхности 300 гПа пояс высокого давления с отдельными антициклонами вдоль 10° с. и ю. ш. охватывает всю тропическую зону. Летом на поверхности 300 гПа в полосе высокого давления в широтном поясе 5—25° Северного полушария формируются отдельные антициклоны над материками (см. карту ХХХ). Если вспомнить, что у Земли летом над Центральной Америкой, Северной Африкой и Южной Азией находятся термические депрессии, то станет ясно, что эти антициклоны существуют только в верхней половине тропосферы, т. е. они высотные. И хотя в депрессиях существует недостаток массы по сравнению с окружающими районами, в верхней тропосфере изобарические поверхности образуют антициклональные купола благодаря очень высоким средним температурам слоя 1000—300 гПа.

Итак, наиболее высокое давление в свободной атмосфере наблюдается около 10 с. и ю. ш., наиболее низкое — над полярными районами.

Правда, зимой в Северном полушарии самое низкое давление смещено от полюса к особенно холодным северо-восточным частям Азии и Северной Америки.

7.2. В слоях выше 20 км летом распределение давления коренным образом меняется в связи с изменением меридиального распределения температуры. Над полюсом давление становится повышенным, т. е. околополюсная депрессия заменяется антициклоном. Поэтому в летнем полушарии в стратосфере выше 20 км господствуют восточные воздушные течения. В зимнем полушарии давление над полюсом самое низкое и здесь расположен центр околополюсной депрессии. Поэтому западные воздушные течения господствуют и в стратосфере, приобретая особенно большие скорости на границе полярной ночи.

8. СРЕДНЯЯ ВЕЛИЧИНА ДАВЛЕНИЯ ДЛЯ ЗЕМНОГО ШАРА И ПОЛУШАРИЙ

Среднее значение атмосферного давления на уровне моря для всего земного шара, определенное из многолетних средних карт, близко к 1013 гПа, а на уровне местности (учитывая возвышение материков над уровнем моря) — близко к 982 гПа. Зная это среднее значение, а также площадь Земли, можно вычислить общую массу атмосферы (см. гл. вторую).

Из данных рис. 7.1 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 и повышается в Южном полушарии. Атмосферное давление равно весу столба воздуха и, следовательно, пропорционально массе воздуха. Это значит, что из летнего полушария какая-то масса воздуха оттекает в зимнее полушарие, т. е. происходит сезонный обмен воздуха между полушариями. За год из Северного полушария в Южное и обратно переносится 10^{13} т воздуха, что составляет примерно 1/500 часть всей массы атмосферы.

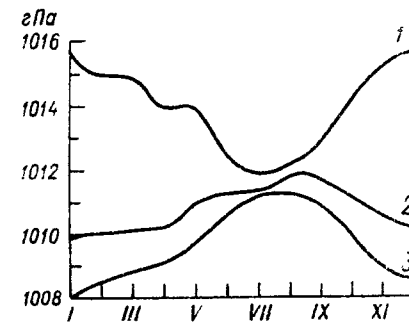
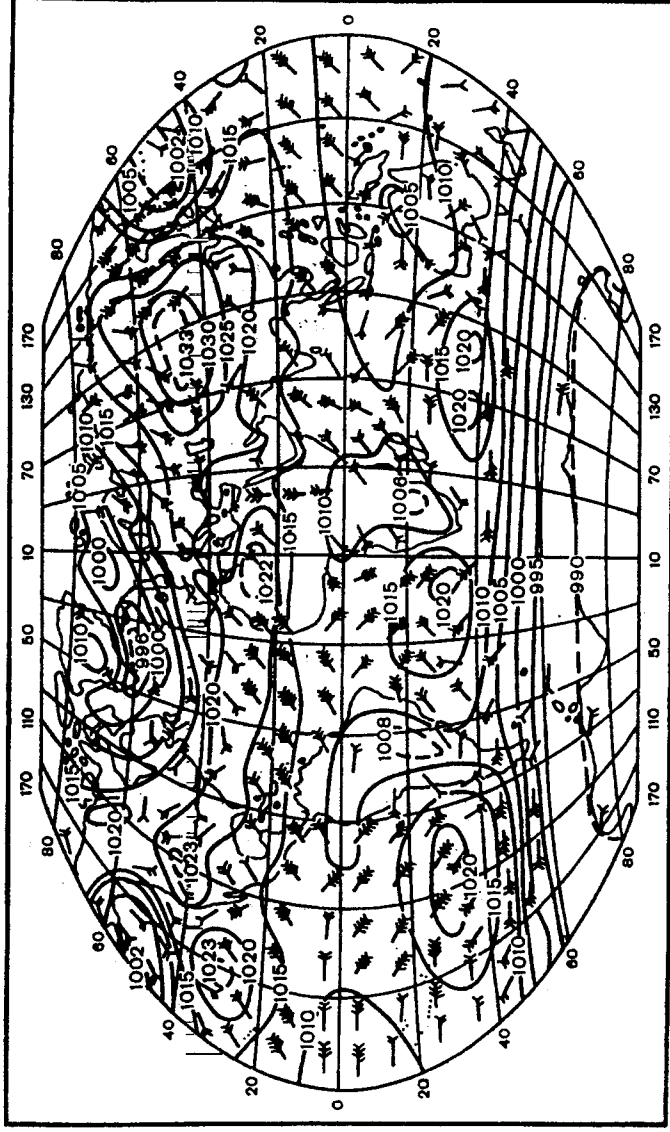


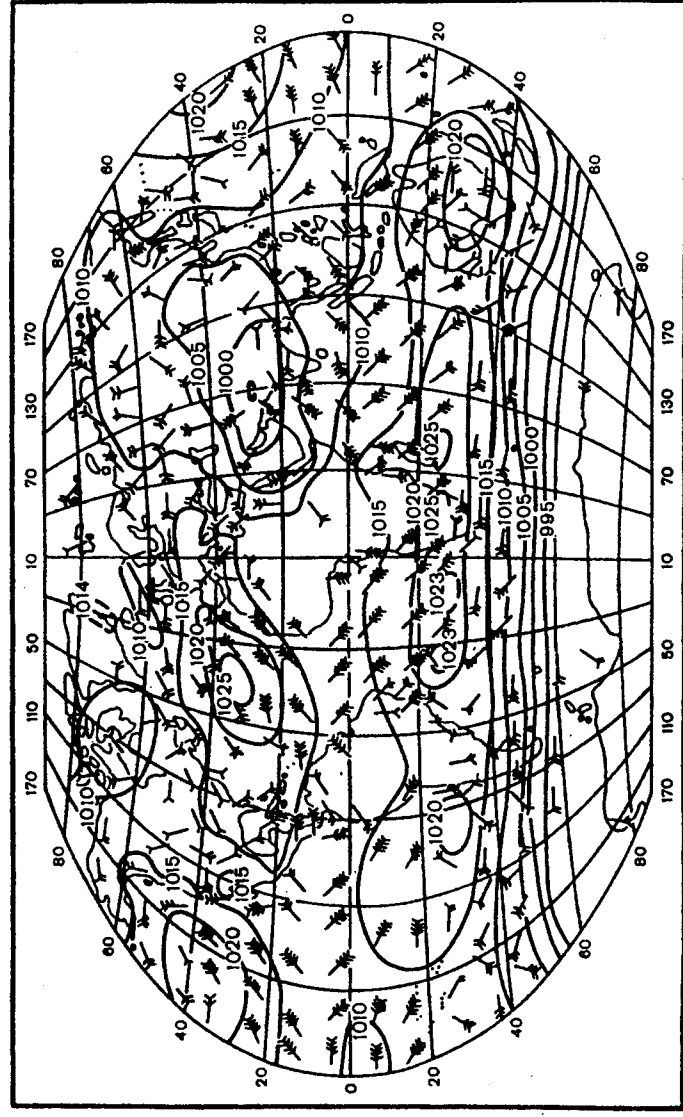
Рис. 7.1. Годовой ход среднего давления воздуха в Северном полушарии (1), в экваториальной зоне между 2,5° с. ш. и 2,5° ю. ш. (2) и в Южном полушарии (3)

9. ПРЕОБЛАДАЮЩИЕ НАПРАВЛЕНИЯ ВЕТРА

9.1. Поскольку существуют центры действия, постольку распределение ветра даже на многолетних средних картах отклоняется от зонального. На картах ХХХІ — ХХХІІ представлены по многолетним данным преобладающие направления ветра у земной поверхности в январе и июле. Оперение стрелок



Карта XXXI. Преобладающие направления ветра в январе: каждое перо на стрелке означает 10 % повторяемости ветра данного направления



Карта XXXII. Преобладающие направления ветра в июле: каждое перо на стрелке означает 10 % повторяемости ветра данного направления

указывает на степень повторяемости данного направления в данном месте: каждое перо означает 10% повторяемости. Представленное климатическое 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 можно воспользоваться для первоначальной ориентировки в воздушных течениях общей циркуляции атмосферы.

На картах показано и многолетнее среднее распределение давления на уровне моря, чтобы можно было сопоставить его с распределением ветра. Это распределение давления несколько отличается в деталях от распределения на картах XXIX — XXX.

9.2. 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 восточного направления изобар субтропических антициклонов. Затем *выделяются ветры западной четверти над океанами в сороковых — шестидесятих 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 ветры западной половины горизонта преобладают над восточными.

Восточные ветры высоких широт отмечены 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 ниже.

9.3. В более высоких слоях тропосферы и нижней стратосфере распределение ветра ближе к зональному, чем у земной поверхности. Эта закономерность вытекает из рассмотренных в главе четвертой изменений барического поля с высотой. Климатологические карты ветра на высотах не приводятся, однако судить о распределении ветра в тропосфере можно по картам барической топографии (см. карты XXIX — XXX). Как мы уже говорили, ветры в свободной атмосфере дуют почти по изобарам или по изогипсам абсолютной барической топографии, оставляя низкое давление в Северном полушарии слева, а в Южном — справа.

10. ЦИРКУЛЯЦИЯ В ТРОПИКАХ

10.1. *Метеорологическая граница тропической зоны.* В атмосфере не существует твердых границ: воздушные массы из тропиков могут проникать в полярные широты, а арктический

воздух достигает тропических широт, правда, сильно трансформировавшись по пути. Проникновение умеренного воздуха в тропики и тропического воздуха в умеренные широты происходит систематически и представляет основной элемент междуширотного обмена теплом и влагой. Поэтому любая граница в атмосфере является условной, т. е. некоторой переходной зоной, разделяющей районы с преобладанием определенных циркуляционных процессов. *Главное, что отличает циркуляцию в умеренных широтах, — это циклоническая деятельность, развивающаяся в воздушных течениях преобладающего западного переноса. Циркуляция в тропиках существенным образом отличается от циркуляции в умеренных широтах.*

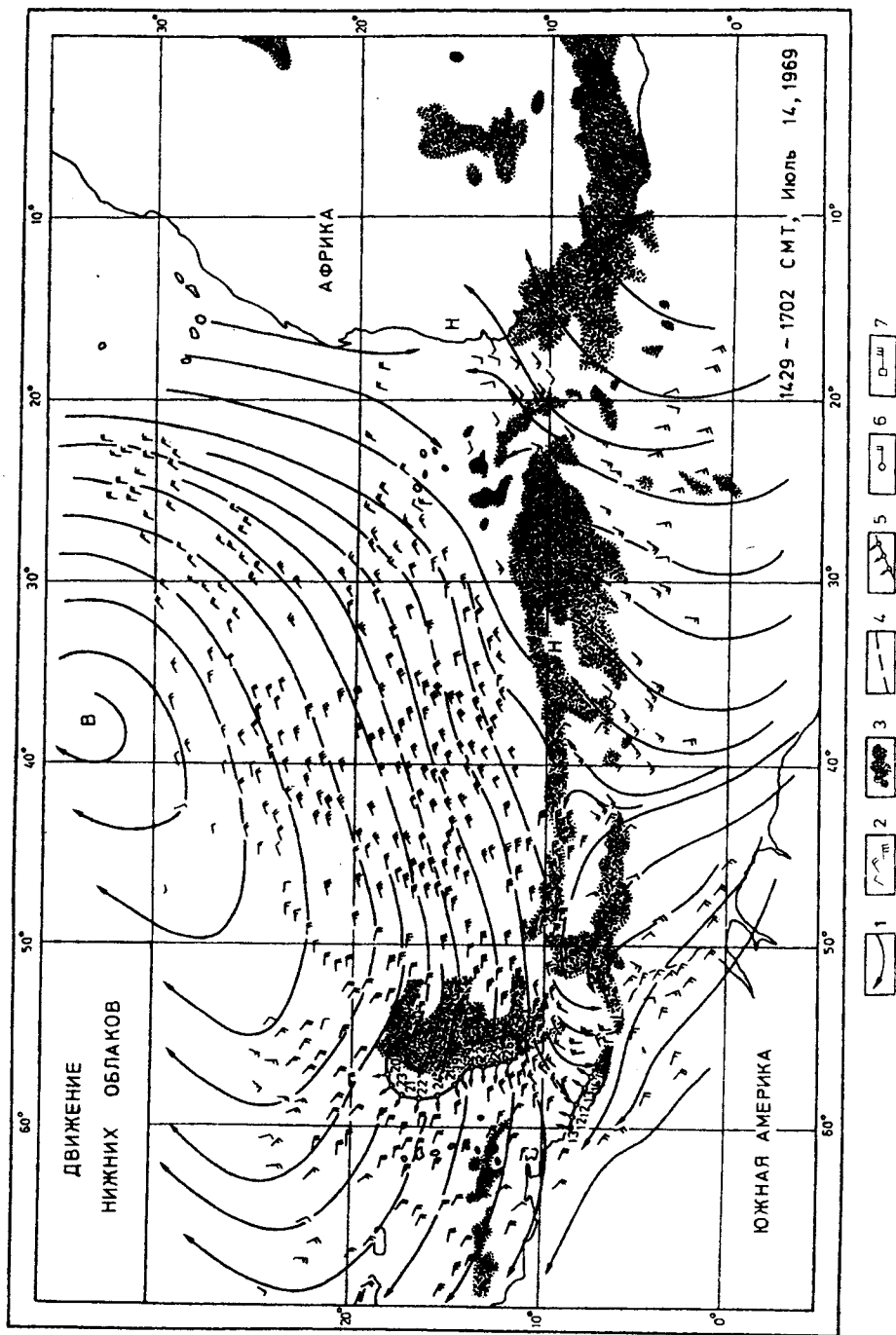
10.2. Переходная зона, которая отделяет циркуляцию в тропиках от циркуляции умеренных широт над океанами, может быть условно представлена широтными осями субтропических антициклонов (см. карты XXVII и XXVIII). Однако для циркуляции над материками этот критерий не годится, поскольку там нет субтропических антициклонов. Более строго границу, выделяющую тропическую зону, можно определить как широту, представляющую среднеарифметическое из широт среднего положения тропической тропопаузы и тропопаузы умеренных широт на каждом меридиане в соответствующем месяце или сезоне. Определенная таким образом граница зимой лежит около $28 \pm 3^\circ$ с. ш. в Северном полушарии и около $32 \pm 3^\circ$ ю. ш. в Южном полушарии, а летом — около $35 \pm 5^\circ$ с. ш. и $35 \pm 3^\circ$ ю. ш. соответственно. Таким образом, от зимы к лету граница тропической зоны смещается к полюсам, причем наибольшее смещение наблюдается в Северном полушарии над материками.

В отличие от умеренных широт циркуляционные системы (но не погода) в тропиках отличаются значительной устойчивостью. Как на средних картах давления и ветра, так и в любой физической момент в тропической зоне можно различать пассаты, летний или зимний муссон и внутритропическую зону конвергенции, расположенную в экваториальной ложбине. Рассмотрим эти системы циркуляции подробнее.

11. ПАССАТЫ

11.1. *Устойчивые ветры восточной четверти, дующие в течение всего года над океанами на обращенной к экватору периферии субтропических антициклонов в каждом полушарии, называют пассатами.*

Скорость пассатных ветров у земной поверхности составляет в среднем 5—8 м/с. На земном шаре эти системы ветров наиболее устойчивы: с вероятностью 80—90% их можно встретить в любой момент года, а не только на средних картах. Субтропические антициклоны вытянуты по широте. Поэтому на их обращенной к экватору периферии изобары проходят почти параллельно широтным кругам и, следовательно, пассаты над уровнем трения



должны иметь восточное направление. На рис. 7.2 представлена картина воздушных течений в области пассатов и внутритропической зоны конвергенции над тропиками Атлантики днем 14 июля 1969 г. Воздушные течения восстановлены по движению пассатных кучевых облаков, определенных из серии последовательных фотографий, сделанных с геостационарного метеорологического спутника. Из этого рисунка видно, что на востоке субтропического 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 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* (см. карты XXXI, XXXII). Однако эти направления пассатов характерны только вблизи земной поверхности, и не для всей области пассатов, а для тех ее частей, где изобары субтропического антициклона вытянуты по широте.

11.2. Субтропические антициклоны над океанами очень хорошо выражены на многолетних средних картах. На ежедневных картах видно, что это не постоянно существующие антициклоны. На самом деле антициклоны здесь возникают, перемещаются, исчезают. Но антициклоны в субтропиках абсолютно преобладают над циклонами. 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 картах их бывает больше — часто два, иногда три над каждым океаном; над южным Тихим океаном — до четырех.

Распределение давления в тропиках день ото дня меняется мало. Поэтому направление пассатов отличается большой устойчивостью. Но все же, поскольку субтропические антициклоны день ото дня перемещаются, направления пассатных ветров также в общем подвержены некоторым изменениям. Допустим, что над

Рис. 7.2. Пассат Северного и Южного полушарий и внутритропическая зона конвергенции (ВЗК) в Атлантическом океане 14 июля 1969 г.; ветры восстановлены по движению облаков нижнего яруса: 1 — линии тока, 2 — направление и скорость ветра силой 2,5, 6,5 и 11 м/с соответственно, 3 — облачные скопления, 4 — линии конвергенции, 5 — фронт восточной волны, 6 — ветры на 300 гПа, 7 — ветер, измеренный самолетом

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 могут приводить к изменениям направления пассатов. Однако колебания направления находятся в пределах восточного квадранта.

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. Здесь в субтропики поступают относительно холодные воздушные массы из умеренных широт. Двигаясь на все более теплую поверхность моря, пассатное течение в нижних слоях приобретает неустойчивую стратификацию. Устанавливаются большие вертикальные градиенты температуры, часто превышающие сухоадиабитический в нижних сотнях метров, и развивается оживленная конвекция со скоростями восходящих токов порядка 2,5—4 м/с и с образованием кучевых облаков.

Конвекция не достигает больших высот. Уже на высотах 1200—2000 м в области пассатов обнаруживается задерживающий слой в несколько сотен метров толщиной с инверсией температуры или, по крайней мере, с изотермией (рис. 7.3). Эта

пассатная инверсия образуется при оседании воздуха, характерном для всякого хорошо развитого антициклона не только в тропиках. Инверсия и задерживает развитие конвекции на сравнительно низком уровне. Облака не получают большого вертикального развития, нередко принимают характер слоисто-кучевых и не достигают уровня оледенения, который в тропиках лежит выше 5 км. Поэтому из облаков, как правило, не выпадает осадков. В исключительно редких случаях из пассатных кучевых облаков могут выпадать незначительные мелкокапельные и очень кратковременные дожди, обусловленные взаимным слиянием капель без посредства ледяной фазы.

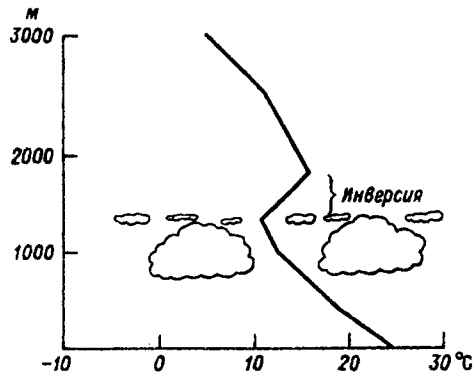


Рис. 7.3. Типичное распределение температуры воздуха с высотой в пассатах

из пассатных кучевых облаков могут выпадать незначительные мелкокапельные и очень кратковременные дожди, обусловленные взаимным слиянием капель без посредства ледяной фазы.

Вертикальная мощность пассатов увеличивается к экватору. Под 20-й параллелью она равна 2—4 км. Вблизи экватора, особенно в летнем полушарии, восточные ветры пассатов сливаются с восточными воздушными течениями внутритропической зоны конвергенции, которые здесь захватывают всю тропосферу и стратосферу.

Ветры над пассатами имеют преобладающее западное направление, т. е. такое же, какое господствует в средней и верхней тропосфере во внетропических широтах.

Западные ветры над пассатами называются *антипассатами*. Прежде считали, что антипассаты дуют строго противоположно приземному направлению пассатов, т. е. в Северном полушарии с юго-запада, а в Южном — с северо-запада. Наблюдения этого не подтвердили. *Антипассаты — вообще западные ветры*, такие же, как и в более высоких широтах на тех же уровнях. В западном потоке обычно развиваются волнообразные возмущения, которые и определяют меридиональные составляющие, как это показано, например, на рис. 7.4; на рисунке приведено поле движения воздуха в верхней тропосфере днем 14 июля 1969 г., восстановленное по смещению облаков верхнего яруса, наблюдениям самолетов и аэрологических станций. Наблюдения показывают, что меридиональные составляющие ветра могут иметь на различных меридианах противоположные направления, например на 20° з.д. южное, а на 40° з.д. — северное. Если осреднить эти переносы по всему земному шару, то в верхней половине тропосферы будут преобладать составляющие, направленные от экватора к высоким широтам.

14. О МУССОНАХ ВООБЩЕ

14.1. *Муссоны — это устойчивые сезонные режимы воздушных течений с резким изменением преобладающего направления ветра от зимы к лету и от лета к зиме* (карта XXXIII). В каждом месте области муссонов в течение летнего и зимнего сезонов существует режим ветра с резко выраженным преобладанием одного направления (квадранта или октанта) над другими, причём в другом 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

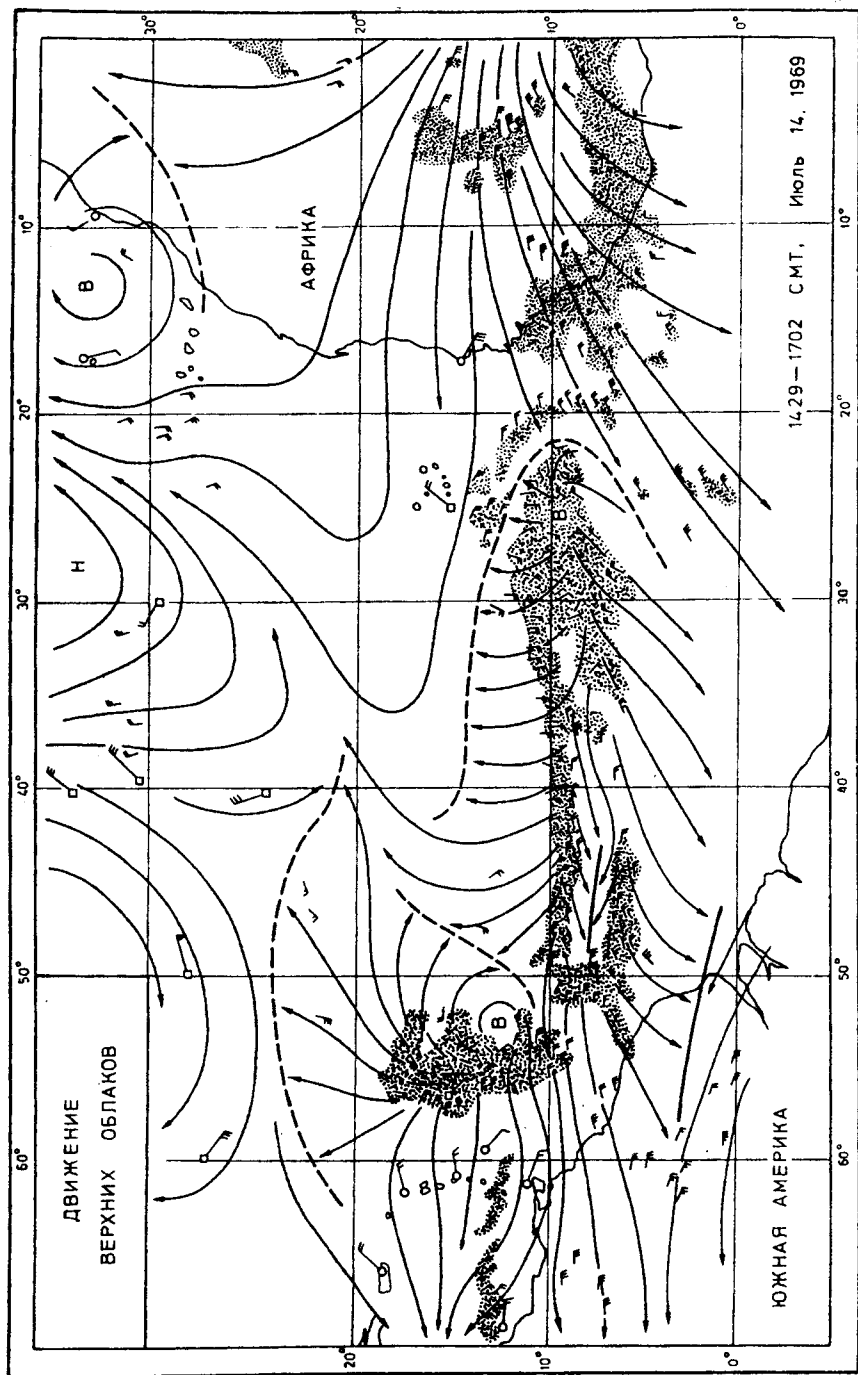
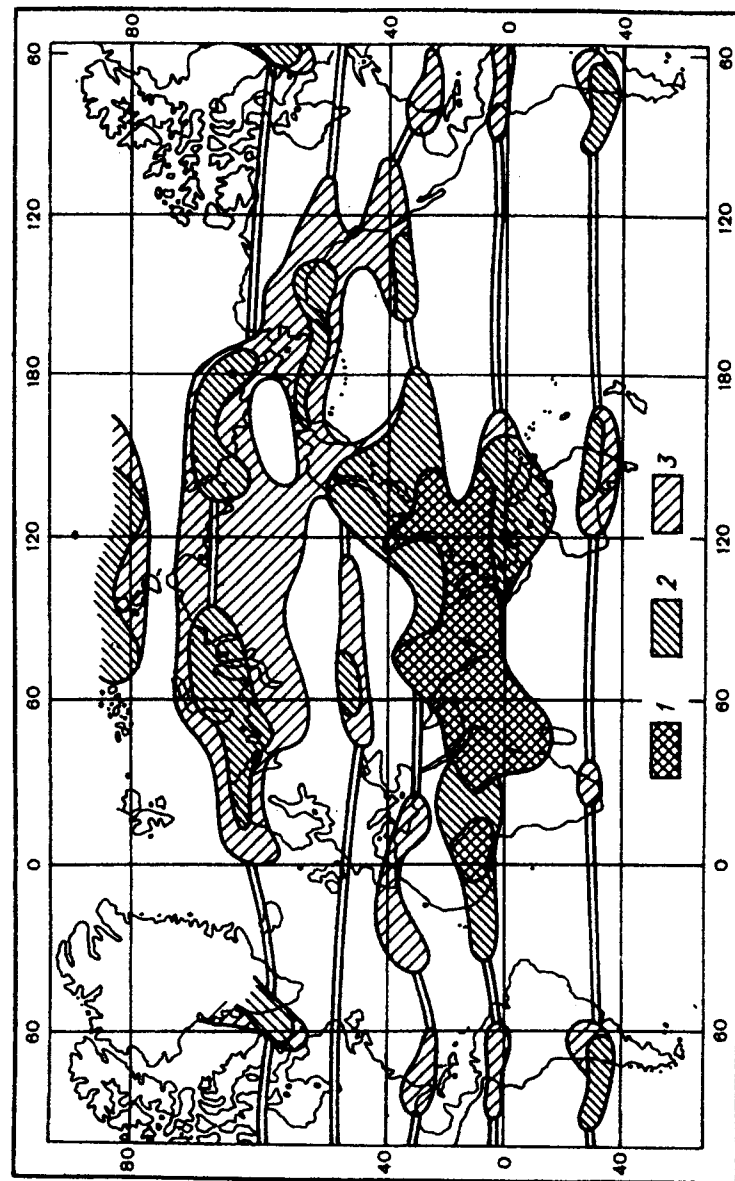


Рис. 7.4. Антипассат Северного полушария и внутритропическая зона конвергенции в Атлантическом океане 14 июля 1969 г.; ветры восстановлены по движению верхних облаков. Условные обозначения — см. рис. 7.2



Карта XXXIII. Распределение муссонных областей по земному шару. Заштрихованы области с углом между преобладающими направлениями ветра в январе и июле от 120 до 180°: 1 — больше 60 %, 2 — 40—60, 3 — менее 40 %

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 свое направление от сезона к сезону, а вместе с этим меняется и направление ветра.

14.2. В случае муссонов устойчивость распределения давления вовсе не означает, что в течение сезона над данным районом удерживается один и тот же антициклон или одна и та же депрессия. Например, зимой над Восточной Азией последовательно сменяется несколько антициклонов. Каждый из них сохраняется относительно долго, а число дней с антициклонами значительно превышает число дней с циклонами. При осреднении за месяц или сезон антициклон получается и на многолетней средней климатологической карте. Северные направления ветра, связанные с восточными перифериями антициклонов, преобладают над всеми другими направлениями ветра; 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 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.

15. ТРОПИЧЕСКИЕ МУССОНЫ

15.1. Наиболее резко выраженные и устойчивые муссоны наблюдаются в тропических широтах, где соседствуют широтно простирающиеся материки и океаны. Как следует из карты XXXIII, на американском материке тропические муссоны развиты слабо. Зато в бассейне Индийского океана муссонная циркуляция наблюдается на обширных пространствах внутри тропиков — над всем северным Индийским океаном, Индостаном, Индокитаем, южным Китаем, Индонезией, над низкими широтами южного Индийского океана вплоть до Мадагаскара и Северной Австралии, а также над большими площадями в Экваториальной Африке.

Сильное развитие муссонов в этой части земного шара связано со своеобразием ее географических условий: с наличием к северу от Индийского океана огромного Азиатского материка, а также с расположением Африканского материка в обоих полушариях.

Непосредственной причиной тропических муссонов является сезонное изменение положения субтропических антициклонов и экваториальной ложбины. Напомним, что экваториальная ложбина в июле смещается в более высокие широты Северного полушария, особенно на материках, а в январе отодвигается в Южное полушарие. Вместе с экваториальной ложбиной субтропические антициклоны смещаются к северу в июле и к югу в январе (см. карты XXXI, XXXII). Вследствие такого сезонного перемещения в областях развития муссонов по обе стороны от экватора происходит резкое сезонное изменение направления

преобладающих барических градиентов и, следовательно, преобладающих ветров. Сезонное преобразование среднего поля давления связано с перераспределением масс воздуха между материками и океанами: зимой преобладает перенос воздуха с охлажденного материка на океан, а летом — со сравнительно холодного океана на теплый материк.

Таким образом, первоначальной причиной возникновения муссонов — сезонных режимов ветра — является различие в нагревании материков и океанов в течение года. В зимнем муссоне происходит отток воздуха с материка, в летнем муссоне — приток его на материк. Кроме этой основной причины — сезонного преобразования поля давления из-за различного нагревания материков и океанов, на направление и скорость муссонного потока оказывают влияние сила Кориолиса, очертания материков, их орография и характер подстилающей поверхности.

Как мы видели, над Атлантическим и Тихим океанами в тропиках в течение всего года преобладают пассаты, скорость ветра в пассатах и площадь, занятая ими, также испытывают сезонные изменения в связи с сезонным смещением субтропических антициклонов (см. карты XXXI, XXXII). Однако направление ветра в пассатах, в целом восточное, сохраняется в течение всего года. В муссонах преобладающее направление меняется при смене сезона на противоположное. Таким образом, общее различие в нагревании летнего и зимнего полушарий приводит к разным следствиям: там, где и в Северном и Южном полушариях соседствуют водные массы океанов (Атлантический и Тихий океаны), там круглый год господствуют пассаты и направление ветра не меняется; там, где в Южном полушарии находится океан (Индийский), а в Северном полушарии — материк (Азия и Африка), возникают зимний и летний муссоны с взаимно противоположными направлениями ветра.

15.2. Классическим примером тропического муссона в бассейне Индийского океана является *Индийский муссон* (рис. 7.5.). В течение июня, июля, августа и сентября в нижней тропосфере над Аравийским морем, Индостаном и Бенгальским заливом господствуют юго-западные воздушные течения. Это — *летний Индийский муссон*. Возникновение летнего муссона подготавливается ходом давления в Северном и Южном полушариях. Уже в марте давление над югом Азии и севером Африки начинает понижаться, и к маю здесь образуется огромная область низкого давления, известная как *Переднеазиатская термическая депрессия*. Одновременно в южном Индийском океане в марте, где осень давление в Южноиндийском (Маскаренском) субтропическом антициклоне начинает расти. Поэтому к маю у Земли возникает барический градиент, направленный из Южного полушария в Северное. Юго-восточный пассат, дующий на обращенной к экватору периферии *Маскаренского антициклона*, в апреле — мае пересекает экватор. Под влиянием силы Кориолиса пассатный поток отклоняется вправо, становится юго-западным

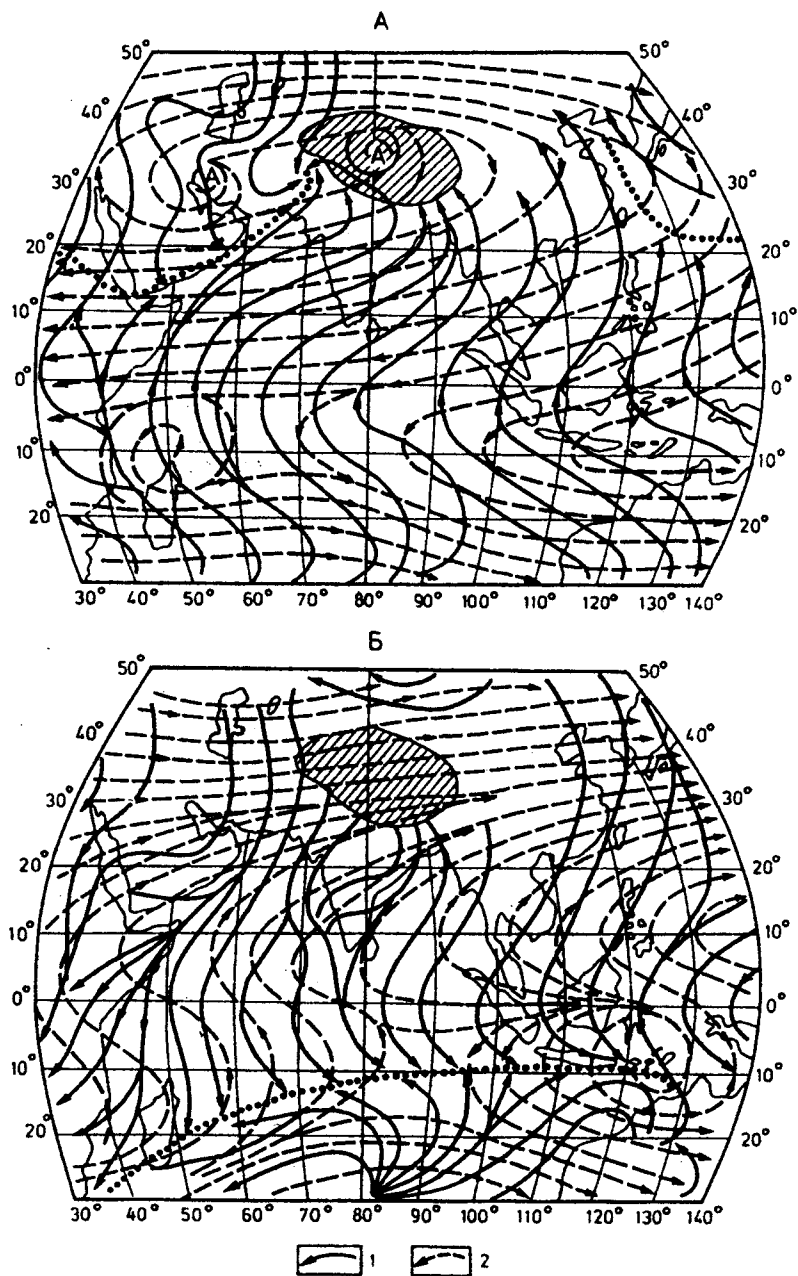


Рис. 7.5. Муссоны над Азией летом (А) и зимой (Б): 1 — линии тока у земной поверхности, 2 — линии тока на поверхности 200 гПа

и превращается в летний юго-западный муссон. В мае юго-западный поток над Аравийским морем захватывает только самый юг полуострова Индостан, Шри-Ланку, распространяется на Бенгальский залив и Андаманское побережье. Затем в течение июня и первой половины июля юго-западный муссонный поток, расширяясь на север, захватывает всю Индию. Так, если в Шри-Ланку летний юго-западный муссон в среднем приходит 25 мая, то северо-запада Индии он достигает только в начале июля (см. рис. 7.5). Начиная с сентября муссон начинает отступать и к декабрю юго-западные течения над Индией прекращаются. Между тем в сентябре низкое давление над Сибирью уже заменяется на высокое, хотя над Южной Азией давление в термической депрессии еще остается низким. К декабрю барическое поле полностью перестраивается: над всей Азией господствует огромный Азиатский антициклон, а экваториальная ложбина смещается в Южное полушарие. Устанавливается барический градиент, направленный от Азиатского материка на океан.

С перестройкой барического поля изменяются и воздушные течения: в декабре достигает своего полного развития зимний муссон (см. рис. 7.5). Гиндукуш и горные системы Афганистана, Гималаи и Тибет служат мощной преградой для северо-восточных потоков на южной периферии Азиатского антициклона. Поэтому над Индией зимний муссон характеризуется слабыми неустойчивыми ветрами от восточных и северо-восточных направлений над востоком страны до северных и северо-западных на западе. Однако далее на юг над Аравийским морем и севером Индийского океана преобладают устойчивые северо-восточные течения зимнего муссона, которые также пересекают экватор и под влиянием силы Кориолиса становятся над южным Индийским океаном северо-западными. Они распространяются до 10—15° ю.ш., где встречаются с юго-восточным пассатом, дующим по обращенной к экватору периферии Маскаренского антициклона (см. рис. 7.5).

Юго-западные воздушные течения летнего муссона и северо-восточные течения зимнего наблюдаются в нижней половине тропосферы до высоты 4—5 км. Выше во всей верхней половине тропосферы зимой господствуют западные воздушные течения. Так как в это время над Индией преобладает тропический воздух, то в верхней половине тропосферы возникает очень большой перепад температуры. Большой термический градиент определяет большую величину термического ветра, в связи с чем вдоль северных границ Индии западные воздушные течения на поверхности 200 гПа имеют характер струйного течения.

Летом высокоподнятая в атмосферу поверхность Тибетского нагорья очень сильно нагревается и над Тибетом образуется высотный, так называемый Тибетский антициклон. На его южной периферии устанавливаются восточные потоки, которые захватывают всю верхнюю половину тропосферы. Таким образом, над юго-западными течениями летнего муссона господствуют восточные воздушные течения верхней тропосферы (см. рис. 7.5).

Преобладание переноса воздуха зимой с материка на океан, а летом с океана на материк приводит к важным особенностям погоды и климата в Индии. Летний муссон несет влажный экваториальный воздух, обильные дожди и некоторое снижение температуры. В Индии 75 % всей суммы дождей выпадает во время летнего муссона. Таким образом, можно сказать, что летний муссон определяет дождливый сезон в Индии. Резко выраженный сухой сезон приходится на период зимнего муссона.

Не нужно думать, что юго-западные воздушные течения и связанные с этим осадки остаются неизменными в течение всего периода летнего муссона. В действительности муссон испытывает непрерывные изменения интенсивности, приводящие то к усилению юго-западных течений и дождей, то к ослаблению муссонной циркуляции, сопровождающейся периодами сухой погоды — переборами муссона. От года к году меняется также дата установления и прекращения летнего муссона. Муссонные дожди определяют всю хозяйственную деятельность населения, поэтому прогноз начала, интенсивности и перебоев муссона представляет важнейшую проблему метеорологии муссонов.

15.3. Режим тропических муссонов в бассейне Индийского океана существует не только в Индии, но и во всей Южной и Юго-Восточной Азии, включая Южный Китай, а также распространяется на Австралию и Индонезию. Воздушные течения летнего муссона в Южной и Юго-Восточной Азии в общем юго-западные, а во Вьетнаме и Южном Китае — юго-восточные в соответствии с барическим полем в этом районе (изобары здесь проходят меридионально и зимой и летом, а вследствие трения ветер отклоняется от изобар в сторону низкого давления) (см. рис. 7.5).

Зимний муссон меняет свое преобладающее направление от северо-западного в Центральном Китае до северо-восточного над Южно-Китайским морем, Вьетнамом, Малайзией и Индонезией. Пересекая экватор, зимний муссон становится северо-западным из-за влияния силы Кориолиса и распространяется до севера Австралии (см. рис. 7.5). В Южном Китае наибольшее количество дождей выпадает с апреля по сентябрь во время летнего муссона, но и в период зимнего муссона с октября по март дожди не прекращаются, хотя их месячное количество не такое большое, как в летнем муссоне, и колеблется от 10 до 90 мм. Далее на юг дожди во время зимнего муссона все возрастают и в северной части Индонезии значительные дожди (200—300 мм) выпадают в течение всех месяцев года. По мере продвижения в Южное полушарие максимум дождей смещается на октябрь — март, хотя дожди выпадают и в другие месяцы года. Горные системы Центральной Азии уже не могут значительно ослабить воздушные течения на восточной и юго-восточной периферии Азиатского антициклона. Поэтому зимний муссон на востоке Азии имеет большие скорости ветра, чем летний муссон. Он часто проявляется в виде волн относительно холодного воздуха, периодически накатывающихся на Вьетнам, Малайзию и Индонезию.

Рассматривая карты XXVII и XXVIII, можно заметить, что от зимы к лету экваториальная ложбина испытывает сравнительно небольшое сезонное смещение над Атлантическим и Тихим океанами и весьма значительное над материками и Индийским океаном. Это обстоятельство говорит о том, что в экваториальной ложбине существует определенное различие во взаимодействии воздушных течений обоих полушарий над океанами и материками.

16.1. Действительно, пассаты над Атлантическим и Тихим океанами разделены сравнительно узкой переходной зоной (1—3° по меридиану) с неустойчивыми, в основном слабыми, но иногда и довольно сильными шквалистыми ветрами. В этой зоне наблюдается сходимость пассатов Северного и Южного полушарий. Поэтому она называется *внутритропической зоной конвергенции* (рис. 7.6). Характер воздушных течений в ВЗК виден на

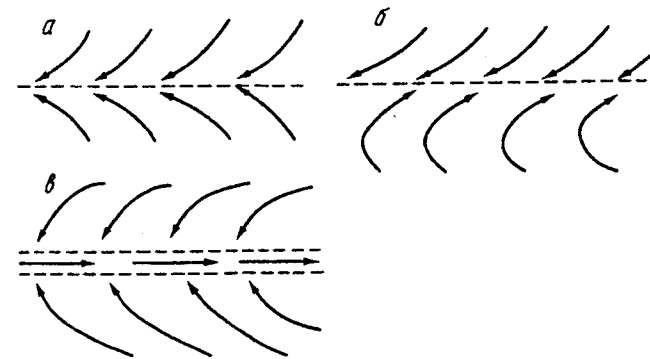


Рис. 7.6. Основные типы потоков воздуха во внутри-тропической зоне конвергенции (ВЗК):
а — сходимость воздушных течений в пассатной ВЗК;
б — сходимость воздушных течений в муссонной ВЗК;
в — экваториальная зона западных ветров

примере 14 июля 1969 г. (см. рис. 7.2 и 7.4). Сходимость северо-восточных и юго-восточных пассатов хорошо выражена в нижней половине тропосферы. В верхней тропосфере обычно преобладают восточные воздушные течения, особенно сильные на 200 гПа. Вследствие сходимости воздушных течений в ВЗК господствуют восходящие движения. Пассатная инверсия разрушается сильными восходящими движениями, которые прорывают и размывают ее. Сходимость воздушных течений в нижней половине тропосферы и их расходимость на поверхности 200 гПа вызывают восходящие вертикальные токи во всей тропосфере (см. рис. 7.2 и 7.4). В свою очередь, восходящие движения в ВЗК способствуют развитию конвекции до значительно больших высот, чем в области пассатов. Кучевые облака здесь развиваются

в мощные кучевые, а затем кучево-дождевые, из которых выпадают обильные дожди ливневого характера. Воздух пассатов Северного и Южного полушарий, проделавший длинный путь над океанами обоих полушарий, при слиянии в ВЗК имеет практически одинаковую температуру. Поэтому горизонтальные температурные градиенты в ВЗК слабые, то же относится и к влажности в нижней половине тропосферы: при больших ее значениях контраста влажности практически нет. Но несмотря на отсутствие заметных горизонтальных контрастов, дожди выпадают сильные за счет конденсации влаги в кучево-дождевых облаках при вертикальных движениях. Интенсивность и количество дождей не остается неизменным во времени: они изо дня в день меняются. Периоды выпадения дождей, которые, как правило, длятся 2—3 дня, сменяются периодами сухой погоды такой же продолжительности. Кроме того, положение ВЗК изо дня в день колеблется относительно ее среднемесячного положения в пределах 3—4° широты.

На рис. 7.7 приведена схема облачности в тропической зоне, полученная по фотографии с геостационарного спутника Земли на 14.00 12 июля 1975 г. Видно, что облачность в ВЗК (между 10° ю.ш. и 20° с.ш.) имеет весьма сложный характер. Прежде всего она не непрерывна как над Атлантическим и Тихим океанами, так и над Центральной Америкой и севером Южной Америки. ВЗК можно проследить по облачным скоплениям, представляющим зримые области интенсивной конвекции. Но вместе с тем и над Атлантическим, и над Тихим океанами видны районы ВЗК, свободные от облаков. Сравнение облачности над Атлантическим океаном и над Центральной Америкой и севером Южной Америки показывает различное строение ВЗК над океаном и над материком. Над Атлантическим океаном она образована слиянием пассатов Северного и Южного полушарий. Поэтому ее ширина всего несколько градусов по меридиану. Над материком она образована муссонным потоком и занимает большую площадь. На крайнем западе снимка, между 100 и 110° з.д., видны три тропических шторма, а несколько западнее — вполне развившийся тропический циклон, речь о которых пойдет в следующем параграфе.

Кроме ежедневного колебания ВЗК относительно среднемесячного ее положения происходит сезонное смещение самого среднемесячного положения ВЗК. В области пассатов над Атлантическим и Тихим океанами сезонное смещение ВЗК невелико — в пределах 5—7° широты. Особенно небольшое сезонное смещение ВЗК наблюдается над западом Атлантического, центром и востоком Тихого океанов. ВЗК, образующуюся в области слияния пассатов Северного и Южного полушарий, называют *пассатной*.

16.2. Совсем другая картина наблюдается над материками (Африка и Азия), Индийским и западом Тихого океанов, где господствует муссонная циркуляция. Экваториальная ложбина



Рис. 7.7. Схема облачности в тропической зоне на 14.00 12 июля 1975 г., сделанная по фотографии с геостационарного спутника Земли

здесь испытывает очень большое сезонное смещение (см. карты XXIX и XXX), достигающее у восточного побережья Африки 25—30° вдоль меридиана. ВЗК в экваториальной ложбине образуется при слиянии муссонного воздушного потока с воздушными течениями на противоположной к экватору периферии экваториальной ложбины. В летнем муссоне это континентальные тропические воздушные массы, расположенные над Африкой и Азией, в зимнем муссоне — морской тропический воздух юго-восточного пассата над Индийским и западом Тихого океанов Южного полушария и тропический воздух Австралии.

Таким образом, юго-западные (на восточном побережье Китая юго-восточные) воздушные течения летнего муссона над Африкой и Азией встречаются течения континентальных тропических воздушных масс в общем северного квадранта. В месте их встречи и возникает ВЗК, которую называют *муссонной* (см. рис. 7.6). Летняя муссонная ВЗК образуется уже в более высоких широтах, чем пассатная, особенно над Азией. Поэтому наряду с конвекцией в ней образуется особый вид циклонических возмущений: муссонные минимумы и муссонные депрессии. Именно они и вызывают муссонные ливни, иногда приводящие к катастрофическим наводнениям в Индии.

Зимой Северного полушария перетекшие через экватор северо-западные воздушные течения зимнего муссона встречаются юго-восточный пассат Индийского и запада Тихого океанов и юго-восточные потоки летнего муссона Австралии. На месте их стыка зимой возникает ВЗК (см. рис. 7.5). Конвективные процессы в зоне и дают максимум осадков в это время над южной Индонезией, Новой Гвинеей и севером Австралии.

16.3. Летом на востоке Индийского и на западе Тихого океанов в дополнение к муссонной ВЗК вблизи экватора иногда возникает вторая ВЗК в месте слияния юго-восточного пассата Южного полушария с экваториальной периферией юго-западного муссонного потока. Между двумя зонами конвергенции дуют сильные ветры западной четверти горизонта (5—10 м/с). Эти экваториальные западные ветры (см. рис. 7.6) захватывают слой от земной поверхности до высоты 3—5 км.

В переходные сезоны *экваториальная зона западных ветров* над Индийским океаном имеет в ширину всего несколько градусов широты и располагается симметрично относительно экватора. Западные направления ветра в ней объясняются, по-видимому, тем, что вблизи экватора ветер не является квазигеострофическим и дует по барическому градиенту, а последний на больших участках экватора направлен с запада на восток.

Летом данного полушария экваториальная зона западных ветров расширяется, объединяясь с летним муссоном (см. предыдущий параграф). При этом одна из двух ВЗК, ограничивающих зону западных ветров, остается вблизи экватора, а другая смещается к северу вместе с продвигающимся муссоном. Над западом Тихого океана вторая ВЗК круглый год находится

в Южном полушарии и простирается с северо-запада на юго-восток, проникая даже в умеренные широты.

17. ТРОПИЧЕСКИЕ ЦИКЛОНЫ, ИХ ВОЗНИКНОВЕНИЕ И ПЕРЕМЕЩЕНИЕ

17.1. 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 во внутритропической зоне конвергенции, а также внутри пассатного течения. Перемещаются тропические депрессии медленно, преимущественно с востока на запад, в общем направлении переноса воздуха внутри тропиков.

В некоторых редких случаях (примерно в одном из десяти) тропические возмущения усиливаются настолько, что сила ветра в них достигает 17 м/с и более. Диаметр такого возмущения — от сотни до нескольких сотен километров. Эти жестокие возмущения со штормовыми или ураганскими ветрами носят название *тропических циклонов* (рис. 7.8, 7.9). В зависимости от силы ветра их называют *тропическими штормами* (скорость ветра 17—33 м/с) или *тропическими ураганами* (скорость ветра более 33 м/с).

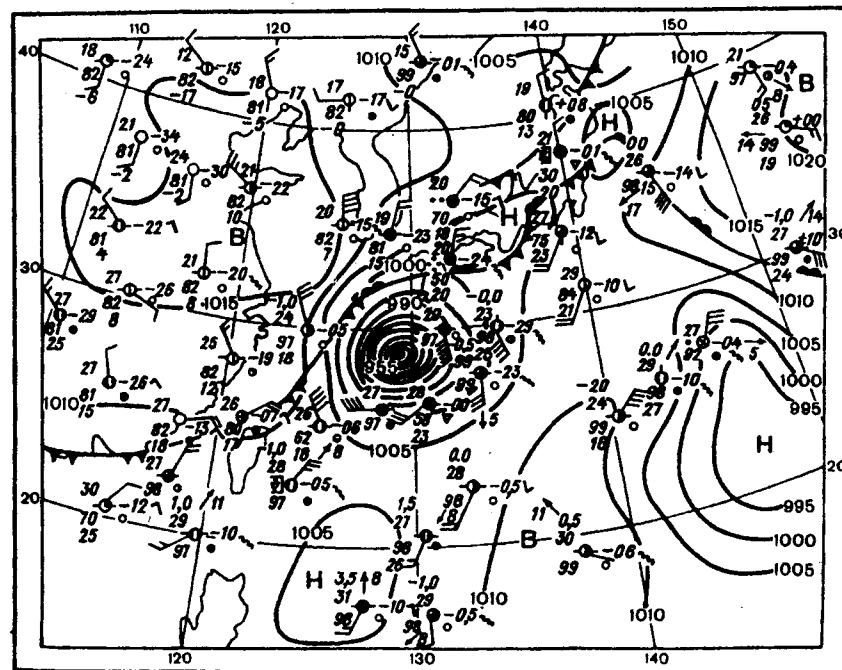


Рис. 7.8. Тропический циклон на синоптической карте

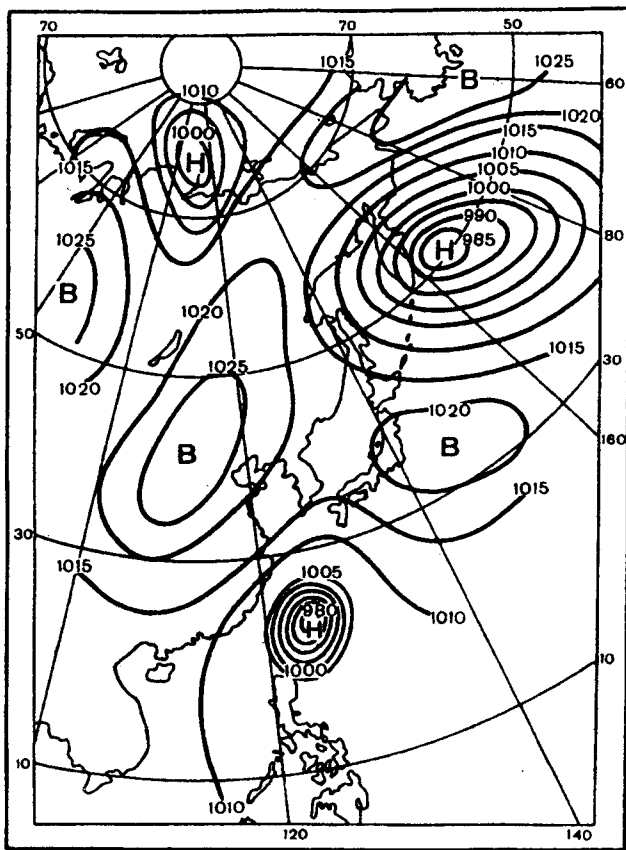


Рис. 7.9. Тайфун и внетропический циклон на карте давления

Районы возникновения тропических циклонов лежат между 20 и 5° широты в каждом полушарии. Ближе 5° широты к экватору тропические циклоны наблюдаются исключительно редко, так как отклоняющая сила вращения Земли здесь слишком мала, чтобы могла развиться сильная циклоническая циркуляция: возникающие здесь разности давления должны быстро выравняться.

В указанных широтных зонах тропические циклоны развиваются только над морем. Над сушей они никогда не образуются, а если уже возникший тропический циклон попадает на сушу, он быстро заполняется в связи с увеличенным трением и соответствующим увеличением притока сухого континентального воздуха внутрь циклона в нижних слоях. По новейшим данным, полученным с помощью спутников, тропические циклоны Северной Атлантики могут возникать из слабых депрессий, образовавшихся

над Африкой, но ветер в них усиливается до шторма или урагана уже над океаном.

Максимум повторяемости тропических циклонов приходится на лето и осень данного полушария, когда внутритропическая зона конвергенции находится за пределами 5° от экватора, а поверхность океана особенно нагрета — не менее чем до +27°С. Только в северном Индийском океане среди лета наблюдается вторичный минимум, так как в это время здесь господствует юго-западный муссон, а муссонная ВЗК находится над Южной Азией. Поэтому тропические циклоны развиваются здесь весной и осенью, а в муссонной ВЗК летом образуются муссонные депрессии, никогда не достигающие силы тропического циклона.

Указанные условия — удаленность зоны конвергенции от экватора при высокой температуре воды ($\geq 27^\circ\text{C}$) — отсутствуют в южном Атлантическом океане и на востоке южного Тихого океана; тропические циклоны здесь никогда не возникают.

Для развития циклона из первоначальной слабой депрессии нужна большая энергия неустойчивости воздушных масс и близость воздуха к насыщению. Именно неустойчивость стратификации и связанный с нею подъем насыщенного воздуха с выделением огромного количества тепла конденсации определяют кинетическую энергию циклона. Мощный подъем нагретого и 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.

17.2. Тропический циклон сначала перемещается в общем с востока на запад, т. е. в направлении общего переноса в тропической зоне. При этом он отклоняется к высоким широтам (например, в Северном полушарии движется к северо-западу). Если циклон в результате попадает на материк (например, Северной Америки или Азии) еще в тропиках, он быстро заполняется над сушей, как об этом было сказано выше. Но если циклон достигает широт, близких к тропику (20—30°) над океаном, он погибает 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 скоростями ветра в циклоне!). При выходе циклона во внетропические широты она возрастает до обычных скоростей внетропических циклонов.

18. РАЙОНЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ

Тропические циклоны в основном возникают в следующих районах (карта XXXIV).

18.1. Северное полушарие. 1. В районе Желтого моря, Филиппинских островов; к востоку от них до 170° в.д. над Тихим океаном наблюдается наибольшее количество тропических циклонов: в среднем за год 27, из них около половины с ураганной силой ветра больше 33 м/с. В отдельные годы их бывает до 50. Тропические циклоны этого района носят местное название *тайфунов*. Тайфуны движутся вначале на запад и северо-запад. Проходя над Филиппинами, они вызывают опустошительные разрушения и наводнения. Если они достигают берегов Китая, то быстро затухают над сушей. Но чаще, не достигнув материка, они поворачивают к северо-востоку и нередко (в 15 % случаев) проходят через южные Японские острова или вблизи них. Изредка они могут достигать даже района Камчатки.

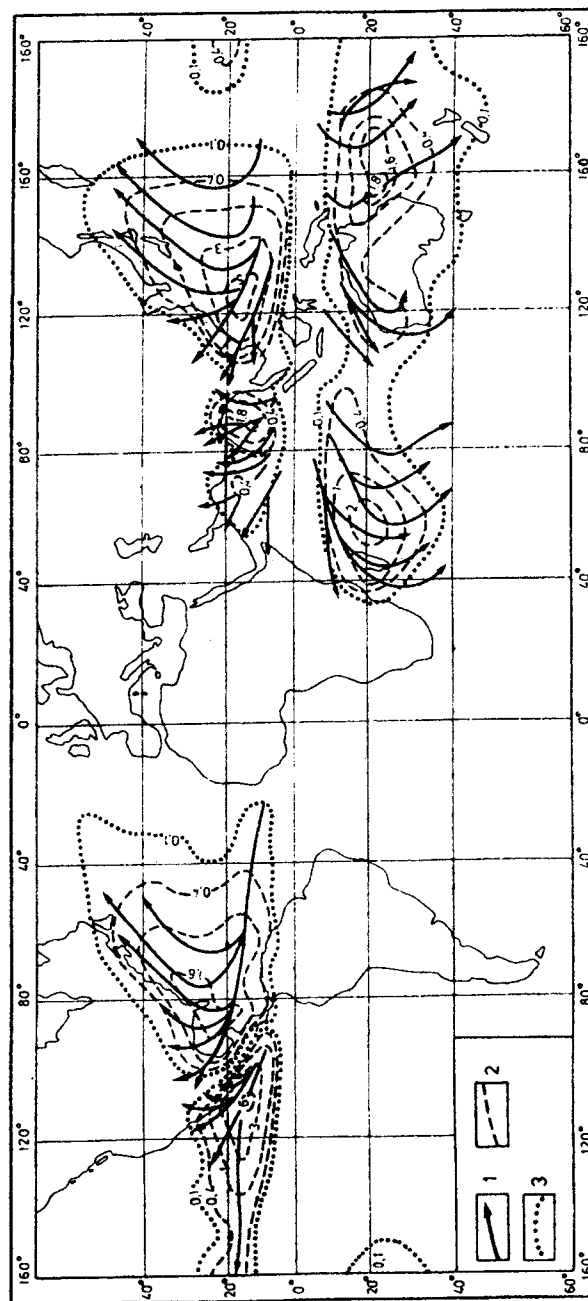
2. В районе Тихого океана к западу от Мексики в среднем за год возникает 15 тропических циклонов со штормовыми и, сравнительно редко, с ураганскими ветрами.

3. В тропиках северного Атлантического океана на западе (в Карибском море, районе Малых Антильских островов и Мексиканском заливе) и на востоке (у островов Зеленого Мыса) в среднем за год возникает 9 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. Иногда 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. Примером может служить ураган «Хьюго» в сентябре 1989 г., нанесший огромный материальный ущерб и приведший к многочисленным жертвам среди населения.

4. Над Бенгальским заливом в среднем за год возникают четыре циклона. Попадая на сушу в Индии или в Бангладеш, они часто производят сильные опустошения; особенно страшны связанные с ними нагоны воды на плоские берега. Так, штормовой волной тропического циклона 12—13 ноября 1970 г., обрушившегося на Бангладеш, было потоплено 300 000 человек.

5. В Аравийском море в среднем за год возникает меньше двух циклонов, как и в Бенгальском заливе, обычно весной и осенью.



Карта XXXIV. Основные пути и районы распространения тропических циклонов (ТЦ):
1 — основные направления перемещения ТЦ, 2 — среднее годовое число ТЦ в пятиградусных квадратах;
3 — граница возникновения ТЦ

18.2. Южное полушарие. 1. Повторяемость циклонов в Тихом океане к востоку от Новой Гвинеи и северной Австралии (Квинсленда) до островов Самоа, а может быть и дальше, 14 в год; циклоны ураганной силы редки.

2. В Индийском океане между Мадагаскаром и Маскаренскими островами отмечается в среднем восемь 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 — *вилли-вилли*. Несмотря на редкость, в декабре 1974 г. ураган «Трэйси» стер с лица земли город Дарвин.

В южном Атлантическом океане тропические циклоны штормовой и ураганной силы не возникают.

Всего на земном шаре возникает за год в среднем около 80 тропических циклонов со штормовыми и ураганскими ветрами. Максимум их, как правило, приходится на лето и осень данного полушария, когда внутритропическая зона конвергенции наиболее далеко смещена от экватора. Зимой их почти не бывает.

19. ПОГОДА В ТРОПИЧЕСКОМ ЦИКЛОНЕ

19.1. Вполне сформировавшийся тропический циклон представляет собой округлую, слегка растянутую область пониженного давления диаметром от 300 до 800 км, реже до 1000 км. Давление в центре циклона в период максимального развития составляет в среднем 950—960 гПа, т. е. сравнимо с давлением в глубоких циклонах внетропических широт (960—970 гПа, рис. 7.10).

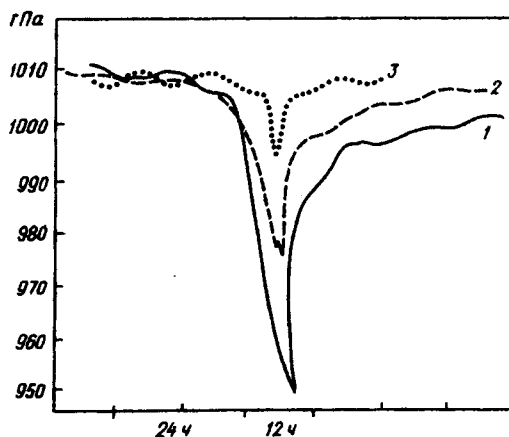


Рис. 7.10. Изменение давления на о. Мадагаскар в феврале—марте 1959 г. при прохождении тропических циклонов:

1 — жестокого, 2 — умеренного, 3 — слабого

В одном случае наблюдалось рекордное падение до 855 гПа, такого давления 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 20 гПа на градус широты, а в отдельных случаях и гораздо больше. Скорости ветра у поверхности Земли в среднем циклоне составляют 40—50 м/с. Скорость до 60—80 м/с — явление нередкое, но, судя по разрушениям, скорости ветра могут быть и больше: отдельные порывы доходят до 100 м/с. Эта область больших градиентов и штормовых ветров резко отграничена от окружающего района с размытым барическим полем и слабыми ветрами.

В начале образования тропического циклона циклоническая циркуляция захватывает нижнюю половину тропосферы, но в зрелом тропическом циклоне она простирается и в верхнюю половину. В тайфуне «Сара» в марте 1956 г. циклоническая циркуляция наблюдалась до 12 км. В среднем касательная составляющая скорости ветра в радиусе 2,5—3° широты от центра циклона почти не меняется с высотой от Земли до 300 гПа. Выше она ослабевает, и на поверхности 150 гПа движение становится антициклоническим. Облачность в зрелом тропическом циклоне представляет собой почти сплошное гигантское грозное облако, в которое втягиваются спиральные гряды облаков. В самом центре циклона обычно находится небольшая зона (десятки километров в диаметре), свободная от мощных облаков и со слабыми ветрами, — так называемый *глаз бури*. Вокруг «глаза бури» амфитеатром расположена стена кучево-дождевых облаков, из которых выпадают сильные дожди, а грозовые явления достигают большой интенсивности (рис. 7.11). В одном тайфуне облака вокруг «глаза» возвышались до 14 км. Сильные восходящие движения, господствующие в большей части тропического цикло-

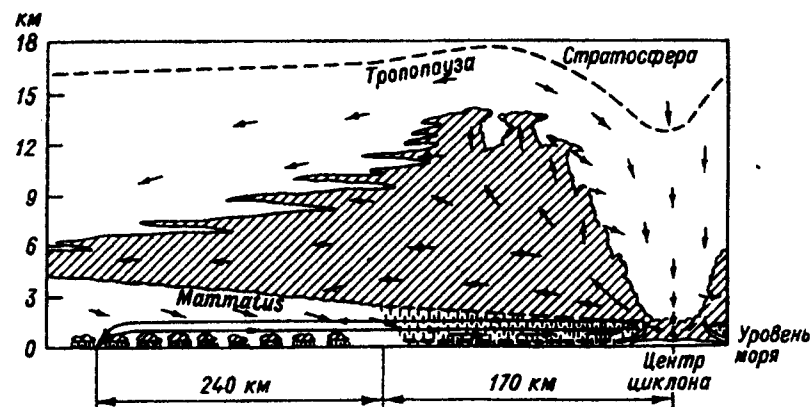


Рис. 7.11. Схематический вертикальный разрез через тропический циклон (ураган) «Аллен» 5.08.1980 г.

на, в «глазе» уступают место нисходящему движению воздуха, удаляющему его от конденсации.

Температура воздуха в тропическом циклоне вообще повышена по сравнению с окружающей атмосферой в связи с выделением огромного количества скрытого тепла при 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.

19.2. При своем продвижении тропический циклон вызывает сильнейшее волнение в море, угрожающее катастрофой мелким судам, а то и большим. Плоские берега, вблизи которых он проходит, иногда затапливаются гигантскими (до 10—15 м высотой) волнами.

Выходя на сушу, тропический циклон может привести к опустошению многочисленных селений и целых городов ураганными ветрами и наводнениями, как это было, например, с Майами, во Флориде, в 1923 г. и как 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, отнюдь не исключительной силы («Одри»), захватив прибрежную зону Техаса и Луизианы 27 ноября 1957 г., причинил убытки в 150—200 млн долларов и унес около 400 человеческих жизней.

Иногда (раз в 10 лет) ущерб от одного тропического циклона в США достигает 1 млрд долларов; а тропический циклон «Агнес» в 1974 г. вызвал такие ливни, что ущерб достиг 2 млрд долларов.

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, свыше 3000 человек погибли главным образом в результате наводнения. Общие убытки на всех островах, попавших под влияние «Флоры», составили 0,5 млрд долларов.

В Индии 1 января 1876 г. погибло 250 тыс. человек.

Переходя в умеренные широты, тропический циклон изменяет направление перемещения, расширяется по площади; градиенты давления в нем становятся меньше и скорость ветра уменьшается. Внедрение в его область полярного фронта приводит к появлению в 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 далеко в высокие широты (вплоть до Исландии и Камчатки).

Проследивание тропических циклонов и предупреждение о них представляет важную задачу для службы погоды на Дальнем Востоке (особенно на Филиппинских островах), в США и других районах, подверженных тропическим циклонам. Неоценимое значение для прогноза тропических циклонов имеют метеорологи-

ческие спутники Земли. Они позволяют держать под наблюдением очаги возникновения циклонов, которые лежат на океанах, и следить за их движением над океанами. Большие успехи в прогнозе циклонов достигнуты в последние десятилетия, когда для прослеживания их стали применять также радиолокацию. Для оперативных и исследовательских целей производится также регулярная самолетная разведка тропических циклонов. Начиная с 1943 г. самолеты неоднократно проникали в самые жесткие ураганы и тайфуны. Этим героическим полетам мы обязаны многими сведениями о строении циклонов.

20. ВНЕТРОПИЧЕСКАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ

Когда речь идет о внетропической циркуляции, имеется в виду главным образом циркуляция в умеренных широтах. Если взять в целом области земного шара вне тропиков, то обнаружим, что здесь всегда имеются районы, занятые *арктическим* (в Южном полушарии *антарктическим*) *воздухом*, образующим арктическую (антарктическую) воздушную массу (АВ). Очагом ее формирования является Арктика (Антарктика). Естественно, большая часть средних широт занята воздушной массой умеренных широт (так называемая *умеренная* или *полярная воздушная масса* — УВ). Как это видно из названия, умеренная воздушная масса формируется именно в умеренных широтах. На юге, в субтропических широтах, всегда присутствуют *тропические воздушные массы* (ТВ), либо здесь формирующиеся, либо принесенные из тропиков. Все воздушные массы существуют круглый год, хотя границы очагов их формирования испытывают сезонные смещения: летом к полюсам, зимой в направлении к тропикам.

Воздушные массы различаются по температуре, влажности и другим свойствам не только у земли, но и в свободной атмосфере, включая, как мы видели, высоту и температуру тропопаузы. Воздушные массы отделяются друг от друга узкими зонами перехода, называемыми главными фронтами: арктический воздух отделяется от воздуха умеренных широт *арктическим фронтом* (АФ), воздух умеренных широт отделяется от тропического воздуха *полярным фронтом* (ПФ), иногда называемым *фронтом умеренных широт*. Наиболее резко контраст метеорологических величин на АФ и ПФ заметен у Земли. Здесь же ширина зоны перехода от одной воздушной массы к другой составляет 10—20 км. Поэтому у земли фронты изображаются *фронтальными линиями*. С высотой в свободной атмосфере области перехода от одной воздушной массы к другой расширяются и превращаются во *фронтальные зоны*. Существующий всегда в свободной атмосфере меридиональный контраст температуры (меридиональный градиент температуры) между экватором и полюсами складывается в основном именно из температурных градиентов во фронтальных зонах главных атмосферных фронтов. Поскольку границы между воздушными массами охватывают все полушарие,

то и фронтальные зоны главных атмосферных фронтов имеют планетарный характер. Поэтому такие фронтальные зоны называются *планетарными высотными фронтальными зонами (ПВФЗ)*. Большие величины температурных градиентов на главных фронтах и, следовательно, во фронтальных зонах определяют большие значения термического ветра. Поэтому в области главных фронтов скорость ветра очень сильно растет с высотой и к ним приурочены струйные течения, являющиеся составной частью ПВФЗ. Как мы видели (см. гл. седьмую, параграф 7), барический градиент в умеренных широтах в общем направлен к полюсам, так же направлен и температурный градиент. Следовательно, в силу квазигеострофичности воздушных течений в зоне умеренных широт преобладают западные воздушные течения или, как часто говорят, западный перенос воздушных масс. Скорость западного переноса возрастает с высотой до тропопаузы и только после изменения направления температурного градиента в стратосфере на обратное (от полюсов к экватору) скорость ветра с высотой убывает.

Западный перенос в тропосфере умеренных широт неустойчив; в нем постоянно образуются волнообразные движения, так называемые волны Росби, длина которых порядка 5000 км.

Воздушные массы, разделяющие их фронты и, следовательно, фронтальные зоны в свободной атмосфере не остаются неподвижными: различия в температурах воздушных масс являются причиной существования горизонтальных градиентов давления, под действием которых воздушные массы и разделяющие их фронты непрерывно перемещаются.

При определенных контрастах температур и разности скоростей ветра по обе стороны от фронта на нем возникают неустойчивые фронтальные волны, амплитуда которых растет со временем. Такие неустойчивые волны дают начало циклонам и антициклонам. *Основной особенностью атмосферной циркуляции во внетропических широтах и являются постоянное возникновение, развитие, перемещение, а затем разрушение крупномасштабных атмосферных возмущений — циклонов и антициклонов, называемое циклонической деятельностью.* Таким образом, все воздушные течения синоптического масштаба связаны во внетропических широтах с циклонической деятельностью.

В главе четвертой 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 там схемы. Так, изобары циклонов у земной поверхности в общем имеют округлую или овальную форму, но испытывают изломы на фронтах. Барические градиенты, скорости ветра, углы отклонений ветра от градиента давления 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 изложены ранее, применимы ко всякому циклону или антициклону.

21. ВНЕТРОПИЧЕСКИЕ ЦИКЛОНЫ

21.1. В течение года во внетропических широтах каждого полушария возникают сотни циклонов самых разных размеров: от 1000 и до 2—3 тыс. км диаметром. Хорошо развитые циклоны могут одновременно захватывать несколько областей России или же несколько западноевропейских стран и определять режим погоды на такой огромной территории.

Вертикальное распространение (*вертикальная мощность*) циклона меняется по мере его развития. В первое время циклон заметно выражен лишь в нижней части тропосферы. Распределение температуры в первой стадии жизни циклона, как правило, асимметрично относительно центра. В передней части циклона с притоком воздуха из низких широт температуры повышены, в тыловой части с притоком воздуха из высоких широт понижены. При последующем развитии циклон становится высоким, т. е. замкнутые изобары обнаруживаются в нем и в верхней половине тропосферы. Температура воздуха в циклоне в общем 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 понижение тропопаузы наблюдается над холодной тыловой (западной) частью циклона, а потом, когда циклон становится холодным во всей своей 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.

2.1. Давление в центре циклона (глубина циклона) в начале его развития, конечно, ненамного отличается от среднего: 1000—1010 гПа. Многие циклоны и не углубляются более чем до 1000—990 гПа. Сравнительно редко глубина циклона достигает 970 гПа. Однако в особенно глубоких циклонах давление понижается до 960—950 гПа, а в отдельных случаях наблюдалось и 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 и 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. 7.12.

21.3. Эволюция циклона продолжается обычно несколько суток. В первой половине своего существования циклон углубляется, во второй — заполняется и, наконец, исчезает (затухает). В некоторых случаях существование циклона оказывается дли-

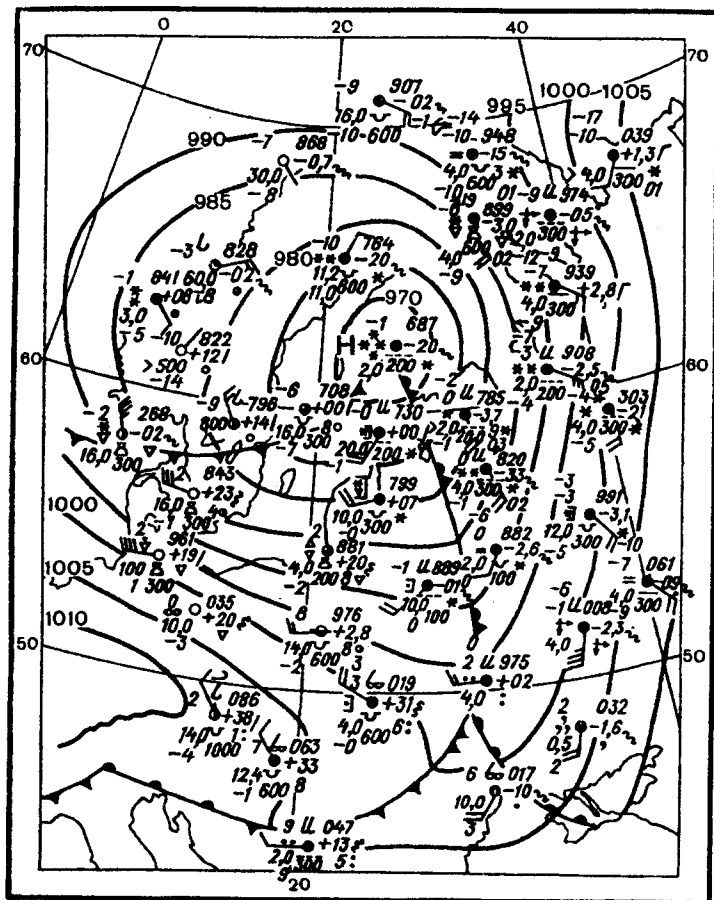


Рис. 7.12. Внетропический циклон на синоптической карте

тельным, особенно если он объединяется с другими циклонами и образует 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 заполнившийся в нижних слоях циклон может еще некоторое время сохраняться в холодном воздухе верхних слоев тропосферы в виде *высотного циклона*.

22. ВОЗНИКНОВЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ЦИКЛОНОВ

Подавляющее число циклонов умеренных широт возникает на главных атмосферных фронтах тропосферы, т. е. либо на полярном фронте, разделяющем тропический воздух и воздух умеренных широт, либо на арктическом фронте, разделяющем воздух умеренных широт и арктический воздух. В эволюции циклона выделяется ряд стадий. Для определенности будем говорить о Северном полушарии.

22.1. *Начальная стадия циклона — это стадия волны* (рис. 7.13, а). Процесс зарождения циклонов можно рассматривать как возникновение на поверхности главного фронта огромных волн с длинами порядка 1000 км и более. На вращающейся Земле такие волны могут возникать на наклонной поверхности фронта при определенных контрастах температуры и циклоническом сдвиге ветра, если рассматривать ветер по обе стороны от поверхности раздела. Возникшее волновое возмущение распространяется вдоль фронта в виде волны, чаще всего в общем направлении с запада на восток, увлекая с собой образовавшуюся систему циклонических ветров. Сама поверхность фронта и линия фронта у земной поверхности испытывают волнообразную деформацию (см. рис. 7.13, а). В начальной стадии развития циклон выглядит как волнообразное возмущение на квазистационарном фронте, причем амплитуда возмущения мала по сравнению с длиной волны. С появлением волны теплый воздух начинает продвигаться к высоким широтам в сторону холодного воздуха в передней части волны, а холодный воздух — к низким широтам в сторону теплого воздуха в тыловой части. При этом давление у гребня волны понижается и достигает характерных значений у поверхности Земли — 1000—1010 гПа. Как правило, возникает одна замкнутая изобара. Однако уже на небольшой высоте изобары над центром волны размыкаются и во фронтальной зоне, в которой развивается волна, они образуют лишь небольшой волнообразный прогиб (см. рис. 7.13, а).

Облачная система фронтов в стадии волны, как это видно на фототелевизионных изображениях облаков с метеорологических спутников Земли (рис. 7.14), уплотняется у вершины волны. В передней части волны облачная система расширяется в сторону холодного воздуха, а ее границы как со стороны холодной воздушной массы, так и со стороны теплой воздушной массы волнообразно изгибаются в связи с тем, что в стадии волны воздушные течения во фронтальной зоне приобретают волнообразную форму.

Анализ развития волн на главных атмосферных фронтах показал, что если их длина 1000 км и более, они оказываются

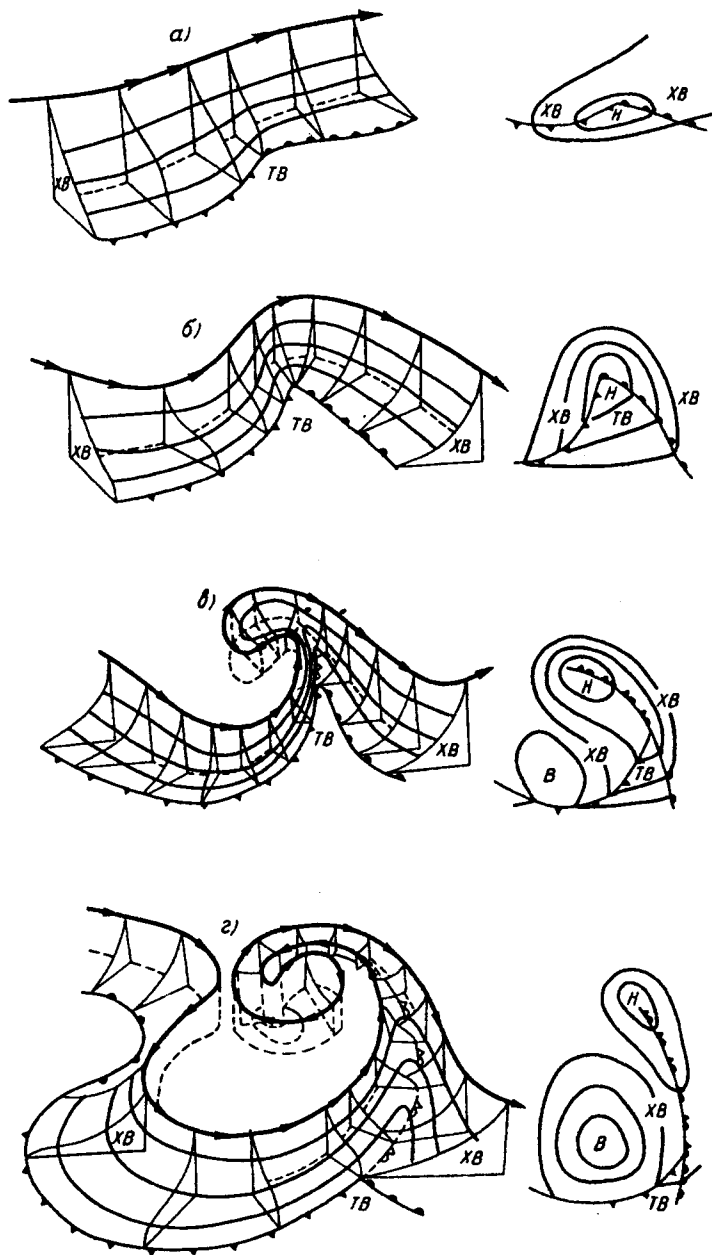


Рис. 7.13. Схема развития фронтального циклона: пространственное положение фронта у Земли, на 850, 700, 500 гПа и струйное течение на 300 гПа (слева), положение фронтов и изобары у Земли (справа); а — волна, б — молодой циклон, в — окклюдированный циклон — максимальное развитие, г — окклюдированный циклон — заключительная стадия



Рис. 7.14. Схема облачной системы волны над Атлантическим океаном, полученная по фототелевизионному изображению облаков с геостационарного спутника Земли

неустойчивыми, т. е. амплитуды волн с течением времени увеличиваются. В процессе развития волны давление у Земли в ее центре продолжает понижаться и достигает типичных значений (1000—990 гПа), а ветры образуют характерную циклоническую циркуляцию вокруг центра и усиливаются. Наступает *стадия молодого циклона* (рис. 7.13, б). Теплый воздух в передней части молодого циклона продолжает продвигаться в более северные широты, а фронт, на котором развивается циклон, приобретает все характерные черты теплого фронта. В тыловой части циклона продолжается продвижение холодного воздуха в низкие широты, а фронт, в тылу которого движется холодный воздух, имеет характерные черты холодного фронта. Теплый и холодный фронты сопрягаются в центре циклона. Они представляют участки единого

главного фронта, на котором развивается циклон. Облачность и осадки в передней части циклона соответствуют облачной системе и обложным осадкам теплого фронта, а в тыловой части — облачной системе и осадкам холодного фронта (гл. четвертая, параграф 28). На телевизионных снимках облачности с метеорологических спутников эти процессы выражены расширением массива сплошной облачности и его уплотнением в центральной и передней частях циклона и формированием более узкой дугообразной облачной полосы в тыловой части циклона (рис. 7.15). Теплый воздух, вовлекаемый в циклон между теплым

и холодным фронтами, образует *теплый сектор циклона*, так называемый «язык» теплого воздуха (см. рис. 7.13, б). Здесь самые высокие температуры у земли и самая высокая (тропическая) тропопауза. Самые низкие температуры и низкая тропопауза наблюдаются за холодным фронтом. В свободной атмосфере в передней части циклона, где воздушные течения выносят теплый воздух, формируется гребень высокого давления, а в тыловой части циклона, где вторгается холодный воздух, образуется ложбина пониженного давления. Таким образом, появившиеся в стадии волны во фронтальной зоне в тропосфере волнообразные воздушные течения приобретают большую амплитуду. В верхней тропосфере амплитуда волнообразной деформации изогипс и линий тока постепенно уменьшается с высотой. В этой стадии в свободной атмосфере замкнутой циркуляции еще нет (см. рис. 7.13, б).

Весь циклон как единая система обычно движется на восток или на северо-восток. Холодный фронт в циклоне всегда движется быстрее, чем теплый, поэтому он постепенно догоняет теплый фронт и смыкается с ним. Происходит так называемое *окклюдование циклона и образование фронта окклюзии* (рис. 7.13, в). В начале процесса окклюдования в центре циклона у поверхности земли исчезает теплый сектор, а теплый воздух вытесняется вверх и вперед. Теплый сектор пока остается на периферии циклона.

К началу окклюдования циклон обычно вступает в *стадию наибольшего развития*: давление в его центре падает до самых низких значений (обычно до 980—990 гПа, но иногда и до 940 гПа и ниже), он оформлен многими замкнутыми изобарами, циклоническая система ветров расширяется по площади и скорость ветра в центре циклона становится максимальной. Замкнутая циклоническая циркуляция распространяется и на более высокие слои и обычно захватывает слой атмосферы до 5 км. Облачные системы холодного и теплого фронтов сливаются, а облачная система фронта окклюзии приобретает вид огромной спирали, закручивающейся около центра циклона. Образование спирали связано с распространившейся вверх замкнутой циклонической циркуляцией (рис. 7.16).

После начала окклюдования в течение одних-двух суток давление в циклоне обычно меняется мало, холодный воздух продолжает распространяться в низкие широты, занимает всю область циклонической циркуляции. Теплый сектор окончательно исчезает, теплый воздух полностью вытесняется в верхнюю часть тропосферы, где он охлаждается путем излучения (рис. 7.13, з). Циклон постепенно замедляет свое движение. В результате циклон вступает в заключительную стадию своего существования: он становится холодным, высоким и малоподвижным — замкнутая циклоническая циркуляция охватывает всю тропосферу, а центральная часть заполнена холодным воздухом, фронты оттесняются на периферию, давление в центре циклона начинает расти и он

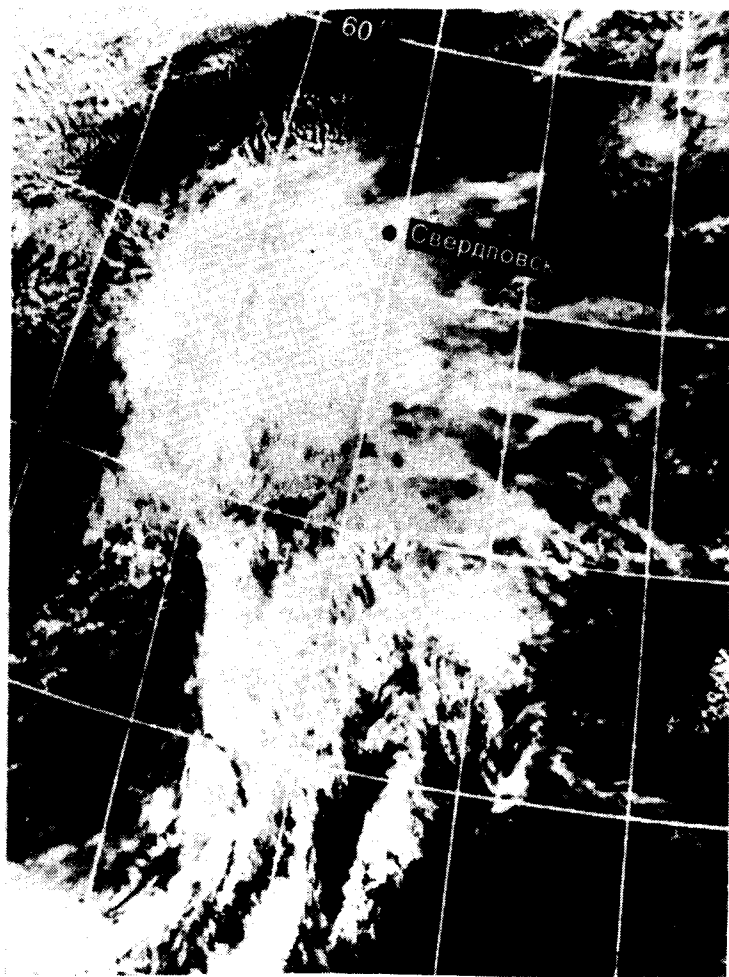


Рис. 7.15. Схема облачной системы молодого циклона, полученная по фототелевизионному изображению облаков с полярно-орбитального спутника Земли. Условные обозначения см. на рис. 7.14.



Рис. 7.16. Схема облачной системы окклюдированного циклона, полученная по фототелевизионному изображению облаков с полярно-орбитального спутника Земли. Закручивание спирали облаков начинается. Условные обозначения см. на рис. 7.14

постепенно заполняется. Облачные системы в начальной стадии заполнения в центре циклона приобретают вид несколько раз закрученной спирали, состоящей из меньших по размерам полос облаков, чем ранее, а фронтальная облачная полоса смещается на периферию циклона. В конце своего существования циклон представляет поле пониженного давления, ограниченное у земли одной-двумя замкнутыми изобарами, охватывающими огромное пространство радиусом 1500—2000 км. Вся область циклона занята холодным воздухом, облачная система деградирует и разбивается на отдельные облачные острова, изогнутые, однако, вдоль циклонических линий тока (рис. 7.17). Наконец, циклон полностью исчезает. Весь жизненный цикл циклона продолжается

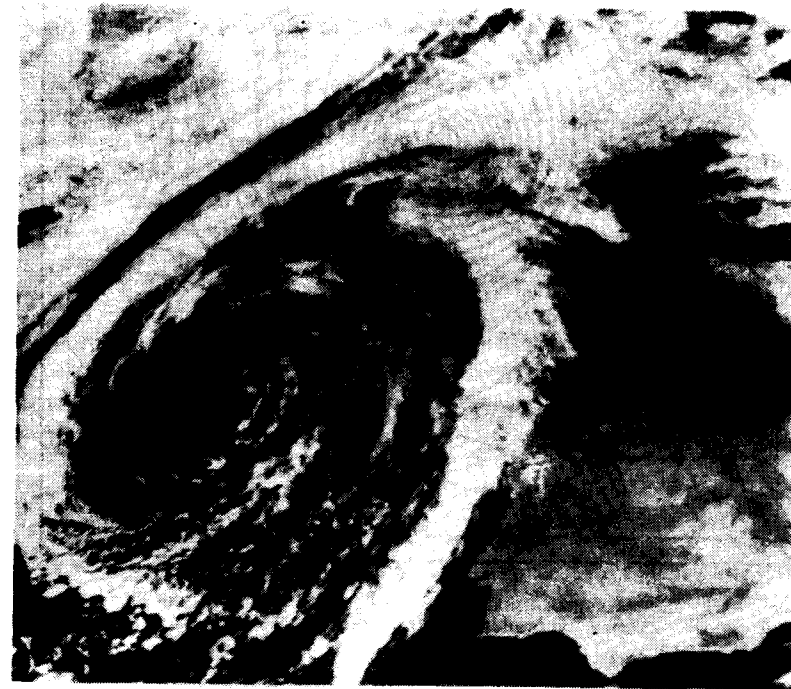


Рис. 7.17. Схема облачной системы окклюдированного циклона над Атлантическим океаном, полученная по фототелевизионному изображению облаков с геостационарного спутника Земли. Центр вихря угадывается по нескольким облачным спиралям. Условные обозначения см. на рис. 7.14.

5—7 дней. Будучи в начале своего развития существенно термически асимметричным образованием с теплым воздухом в своей южной части и холодным воздухом в северной, циклон кончает свою жизнь холодным телом. Как мы видели, у циклонов, развивающихся на полярных фронтах, в теплом секторе тропический воздух, а остальная часть циклона занята умеренным воздухом. Циклоны, развивающиеся на арктических фронтах, проделывают такой же путь развития, как и циклоны на полярных фронтах, но у них теплый сектор образован уже умеренным воздухом, а остальная часть — арктическим воздухом. Дальше для простоты изложения мы будем говорить только о полярно-фронтальных циклонах.

22.2. На каждом полярном фронте возникает обычно не единичный циклон, а *серия циклонов* из нескольких членов, перемещающихся вдоль фронта один за другим. Вследствие уменьшения скорости перемещения после окклюзии циклоны серии обычно нагоняют друг друга и в конце концов объединяются в одну обширную высокую и малоподвижную депрессию — уже упоминавшийся *центральный циклон* (рис. 7.18). Так как циклоны

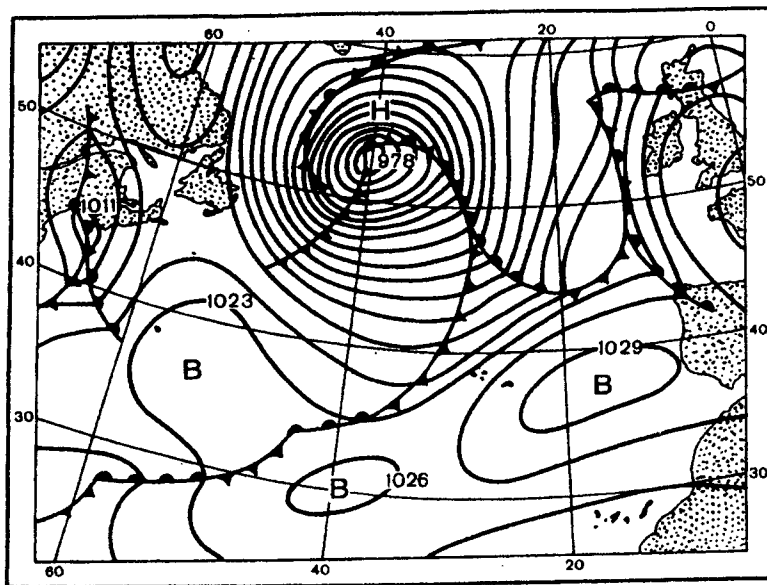


Рис. 7.18. Центральный циклон и субтропический антициклон на синоптической карте (карта упрощена, оставлены только изобары и фронты)

двигутся с составляющими, направленными к высоким широтам, центральный циклон образуется в довольно высоких широтах, субполярных или близких к субполярным. Обычная продолжительность существования серии циклонов около недели, но центральный циклон может существовать и дольше.

23. ПЕРЕМЕЩЕНИЕ ВНЕТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ

23.1. Под перемещением циклона подразумевается перемещение его как целого независимо от дующих в нем ветров, которые в разных частях циклона имеют разные скорости и направления. О перемещении циклона можно судить, следя за перемещением его центра.

Циклоны перемещаются в направлении общего переноса воздуха в средней и верхней тропосфере в направлении ведущего потока. Такой общий перенос воздуха чаще всего происходит с запада на восток. Поэтому и циклоны чаще всего перемещаются в восточном направлении. Но бывает и так, что в результате предшествующего развития образуются высокие малоподвижные циклоны или антициклоны, простирающиеся на всю толщу тропосферы и располагающиеся таким образом, что изобары и течения на высотах отклоняются от зонального направления. Тогда новые подвижные циклоны, следуя этому незональному верхнему переносу, перемещаются с большой составляющей к югу

или к северу. В редких случаях для умеренных широт ведущий поток направлен на запад; тогда и циклон перемещается аномально, 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. Но в среднем циклоны движутся с запада на восток с составляющей, направленной к высоким широтам. Поэтому наиболее глубокие циклоны наблюдаются, как сказано выше, в субполярных широтах: в Северном полушарии — на севере Атлантического и Тихого океанов, в Южном полушарии — вблизи материка Антарктиды.

23.2. Скорость перемещения циклона на 25—35% меньше скорости ведущего потока. В среднем она равна 30—40 км/ч. В отдельных случаях она может достигать 80 км/ч и более. В стадии заполнения циклона скорость перемещения его уменьшается, и иногда очень резко.

24. ПОГОДА В ЦИКЛОНЕ

Хотя скорости циклонов и невелики, но за несколько суток своего существования циклон может переместиться на значительное расстояние, порядка нескольких тысяч километров, меняя по пути режим погоды.

При прохождении циклона усиливается ветер и меняется его направление. Если циклон проходит через данное место своей южной частью, ветер меняется с южного на юго-западный и северо-западный. Если циклон проходит своей северной частью, 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 осадки обложные упорядоченного восходящего движения, 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, вторгающимся в тыл циклона. В южной части циклона, занятой теплой воздушной массой, иногда наблюдаются морозящие осадки.

Приближение циклона можно заметить по падению давления и по первым облакам, появляющимся на западном горизонте. Это фронтальные перистые облака, движущиеся параллельными полосами. Вследствие перспективы эти полосы кажутся расходящимися от горизонта. За ними идут перисто-слоистые облака, затем более плотные высокослоистые и, наконец, слоисто-дождевые с сопровождающими их разорванно-дождевыми. В тылу циклона давление растет, а облачность принимает быстро

меняющийся характер: кучево-дождевые облака превращаются в слоисто-кучевые облака и часто сменяются прояснениями.

25. АНТИЦИКЛОНЫ

25.1. Итак, мы рассмотрели один вид атмосферных возмущений, составляющих циклоническую деятельность в умеренных широтах, — циклоны. Теперь обратимся ко второму равно важному виду атмосферных возмущений — к антициклонам (рис. 7.19).

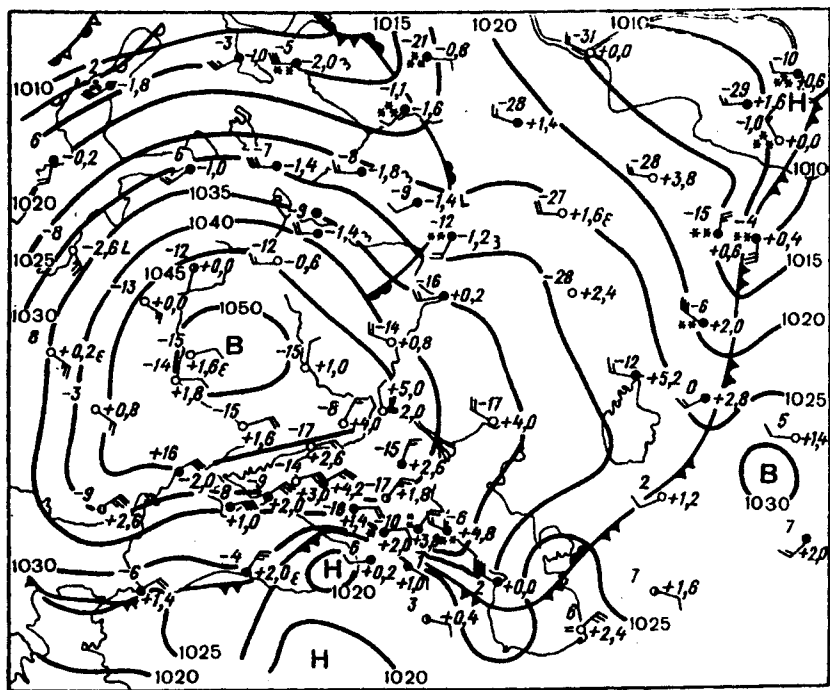


Рис. 7.19. Антициклон на синоптической карте

Возникновение и развитие антициклонов тесно связано с развитием циклонов. Это единый процесс, происходящий во фронтальной зоне, в результате которого в одном районе создается недостаток массы воздуха и возникает циклон, а в другом районе — избыток массы воздуха и возникает антициклон. Так же как и циклоны, антициклоны в своем развитии проходят ряд стадий: это низкий холодный подвижной антициклон, теплый высокий, так называемый блокирующий антициклон и разрушающийся антициклон. Как правило, антициклон возникает в тылу холодного фронта молодого циклона (в холодной воздушной массе). В этой стадии замкнутая антициклоническая циркуляция существует только

в нижних слоях. Выше, в тропосфере, господствуют воздушные течения тыловой части ложбины, под передней частью которой развивается молодой циклон. В этой стадии размеры антициклона и молодого циклона, а также скорости их движения примерно одинаковы. Однако если движение молодых циклонов имеет составляющую, направленную к полюсу, то у антициклонов преобладает составляющая, направленная к низким широтам. Подвижные антициклоны возникают и развиваются между циклонами. В этом случае их развитие обычно ограничивается этой первой стадией. Однако после серии циклонов заключительный антициклон продолжает усиливаться и расширяться по площади. Антициклоническая циркуляция постепенно распространяется на всю атмосферу, и антициклон вступает в свою вторую стадию — становится высоким.

В отличие от циклонов, в которых господствуют восходящие движения, в антициклонах существует общая тенденция к нисходящему движению воздуха, связанная с вытеканием воздуха в слое трения от центра к периферии. По мере развития антициклона мощные слои воздуха в нем в верхней и средней тропосфере медленно оседают, что приводит к их адиабатическому нагреванию и возникновению инверсий температуры. Холодный воздух остается в нижних 1—2 км под инверсией. В этой стадии антициклон становится малоподвижным, его антициклоническая циркуляция, распространившись на всю тропосферу, становится препятствием для западных воздушных течений умеренных широт, как говорят, блокирует западный перенос. Поэтому в стадии максимального развития антициклон называют *блокирующим*. С образованием блокирующего антициклона обрывается циклоническая серия.

Благодаря оседанию воздух в антициклоне удаляется от насыщения, и погода в антициклонах преобладает малооблачная и сухая. Только в нижних слоях в холодное время суток и года возможно образование туманов и слоистых облаков, связанных с охлаждением от земной поверхности или переносом их в холодной массе воздуха, образующего нижний слой антициклона. Возможно также образование волнообразных облаков в более высоких слоях, под инверсиями. Но мощных облачных систем фронтального происхождения с выпадением обложных осадков в антициклонах не бывает. Барические градиенты и ветры в центральной области слабые; у земной поверхности нередки штили. Однако на периферии антициклона ветры могут достигать штормовой силы, создавая штормовые зоны.

С течением времени температура воздуха в тропосфере антициклона благодаря оседанию становится все выше; хорошо развитый высокий антициклон — теплая область тропосферы. Исключением являются нижние слои антициклона зимой над сушей. При ясной погоде в антициклоне земная поверхность будет в это время года сильно выхолаживаться излучением, а от нее будет выхолаживаться и прилегающие к ней слои холодной

воздушной массы, в которой началось развитие антициклона.

Тропопауза над высоким антициклоном приподнята в виде купола на 2 км и более в сравнении со средним ее положением, а температура нижней стратосферы понижена. Таким образом, теплой тропосфере в высоком антициклоне соответствует высоко начинающаяся холодная стратосфера.

25.2. Как уже говорилось, в процессе циклонической деятельности непрерывно происходит образование и перемещение циклонов и антициклонов. Причем, как мы видели, подвижные антициклоны имеют составляющую, направленную к низким широтам. В результате происходит накопление антициклонов в субтропических широтах, отражающееся на климатологических картах в форме субтропической зоны высокого давления. Зимой также происходит преимущественное развитие, накопление и усиление антициклонов над охлажденными материками, особенно над Азией. Когда же в умеренных широтах образуется блокирующий антициклон, то в низких широтах он обычно имеет основание субтропический антициклон и таким образом блокирование западного переноса происходит на огромном пространстве — от субтропиков до полярных широт. Время жизни блокирующего антициклона 5—7 дней, однако известны случаи, когда такие антициклоны существовали значительно дольше.

26. РОЛЬ СЕРИИ ЦИКЛОНОВ В МЕЖДУШИРОТНОМ ОБМЕНЕ ВОЗДУХА

Как указывалось выше, циклоны на главных фронтах (полярном или арктическом) обычно возникают сериями; вслед за первым циклоном на его холодном фронте возникает второй циклон, а на холодном фронте второго циклона в свою очередь возникает следующий. Таким образом, на главном фронте обычно развиваются три циклона, а иногда и больше. Каждый циклон серии перемещается в высокие широты, и одновременно вся серия смещается в более низкие широты, обычно на юго-восток, так что траектория каждого следующего центра проходит южнее траектории предыдущего. При этом воздушные массы и разделяющий их фронт далеко уходят от первоначального положения и больше к нему не возвращаются. В тылу каждого циклона серии холодный умеренный воздух проникает все дальше в низкие широты. А заключительный антициклон дает уже мощное вторжение умеренного воздуха в субтропики. По мере продвижения умеренного воздуха в более низкие широты он прогревается от земной поверхности, а в свободной атмосфере — благодаря нисходящим движениям в антициклоне. Эти два процесса — нагревание от земной поверхности и адиабатическое нагревание в антициклоне — приводят к тому, что умеренный воздух постепенно трансформируется и в конце концов приобретает свойства тропического

воздуха, т. е. становится тропической воздушной массой. Сам же заключительный антициклон становится высоким и теплым субтропическим антициклоном.

В то же время тропический воздух, составляющий теплые сектора циклонов циклонической серии, продвигается в высокие широты. Правда, у земной поверхности он в теплых секторах не проникает далеко к полюсу, так как каждый циклон серии окклюдируется. В процессе окклюзии циклонов теплый воздух оттесняется от земной поверхности в верхнюю тропосферу и уже там продолжает движение к высоким широтам. Особенно далеко он проникает в передней части центрального циклона. При этом теплый воздух за счет адиабатического подъема и излучения в конце концов трансформируется в умеренный воздух.

Таким образом, в результате развития циклонической серии при посредстве циклонов и антициклонов происходит обмен воздухом между низкими и высокими широтами Земли.

27. ЭНЕРГИЯ ЦИКЛОНА

При развитии циклонов скорости ветра в них возрастают, следовательно, выделяется 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 воздуха лежат 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 растет 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 скрытой теплоты фазовых переходов).

28. ТИПЫ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ВО ВНЕТРОПИЧЕСКИХ ШИРОТАХ

28.1. В зависимости от непериодически меняющихся особенностей циклонической деятельности в каждом сезоне года можно различать во внетропических широтах разные *типы атмосферной циркуляции*, которые 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. 7.20) над значительной

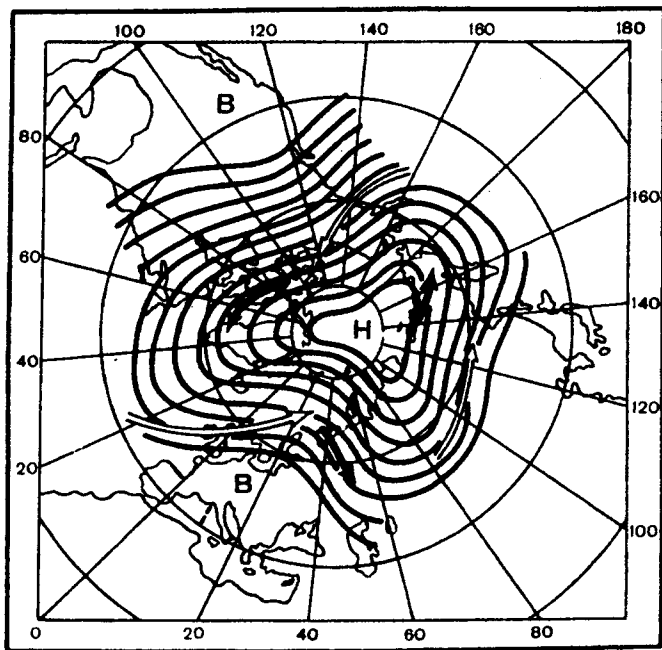


Рис. 7.20. Пример зонального типа циркуляции на карте абсолютной топографии поверхности 500 гПа

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 — 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 коле-

бания соответственно прохождению подвижных циклонов и антициклонов у земной поверхности. Волны давления также перемещаются с запада на восток, и амплитуды их сравнительно невелики. Вторжения холодного воздуха в низкие широты в тыловых частях циклонов непродолжительные и не проникают далеко, поэтому *междуширотный обмен теплом ослаблен*.

28.2. При меридиональном типе циркуляции (рис. 7.21) во внетропических широтах имеются интенсивные высокие и мало-подвижные циклоны и антициклоны, расположенные бок о бок. Это описанные выше холодные центральные циклоны и теплые блокирующие антициклоны. Они захватывают всю тропосферу и часто нижнюю стратосферу, поэтому западный перенос воздуха в тропосфере нарушается.

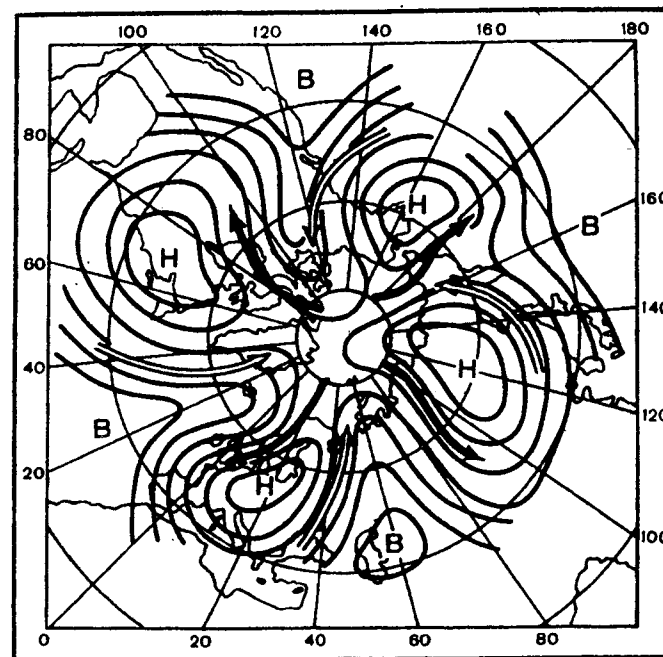


Рис. 7.21. Пример меридионального типа циркуляции на карте абсолютной топографии поверхности 500 гПа

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 центральных циклонов и в тыловых частях блокирующих антициклонов

устанавливаются мощные воздушные течения, направленные из низких широт в высокие, а в тыловых частях центральных циклонов и в передних частях блокирующих антициклонов — из высоких широт в низкие. Обмен воздухом и теплом между высокими и низкими широтами Земли происходит в этом типе интенсивнее, чем в зональном.

28.3. Зональный тип циркуляции в Европе связан с адвекцией воздуха с Атлантического океана и, следовательно, с теплой погодой зимой и прохладным летом и с циклоническими осадками в северной половине Европы. Меридиональный тип связан с глубокими проникновениями холодных масс арктического воздуха к югу и 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 механизма циклонической деятельности оба типа могут переходить один в другой, т. е. в течение года несколько раз сменяться.

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.

28.4. Как зональный, так и меридиональный типы циркуляции проявляются 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 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.

29. ВНЕТРОПИЧЕСКИЕ МУССОНЫ

29.1. 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 к югу на север и от июля к январю — обратно, а субполярные депрессии над океанами от зимы к лету частично заполняются. Все это приводит 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 обладает достаточной устойчивостью и где оно резко меняется от сезона

к сезону, сходные изменения должны происходить и в режиме ветра. В одном сезоне ветры определенного направления (квadrанта 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.*

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.*

29.2. Внетропические муссоны особенно хорошо выражены на востоке России и северо-востоке Китая и над прилегающими морями. Зимой над Восточной Азией держатся устойчивые антициклоны. В соответствии с барическим полем воздушные течения над восточной окраиной Азии имеют в это время преимущественно направление с севера или северо-запада. *Это — 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.* Внетропические муссоны Северо-Восточного Китая в более южных широтах переходят в тропические муссоны Юго-Западного Китая.

Сходные, но не столь резко выраженные условия на менее обширных площадях наблюдаются и в некоторых других районах внетропических широт.

29.3. 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.

Летом перенос влажного морского воздуха с океана на материк происходит в теплых секторах циклонов, которые здесь летом преобладают. Этот преобладающий процесс отражается на средних картах в форме юго-восточного муссонного потока (см. карту XXXII).

30. КЛИМАТОЛОГИЧЕСКИЕ ФРОНТЫ

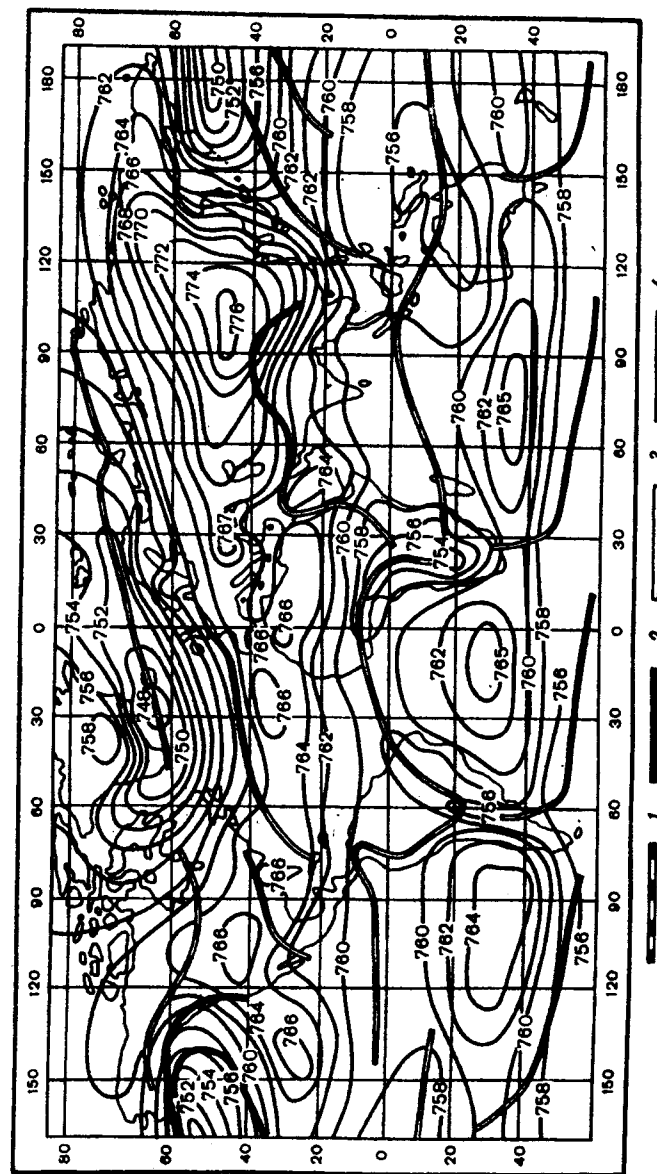
30.1. Постоянное расчленение барического поля Земли на циклоны и антициклоны приводит к тому, что и воздух тропосферы всегда расчленяется на воздушные массы, разделенные фронтами.

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 в каждый момент времени (а значит, на синоптических картах) положение и число фронтов могут резко отличаться от многолетнего распределения. Фронты возникают, перемещаются и размываются в связи с циклонической деятельностью. Но сейчас следует рассмотреть среднее положение фронтов, важное для понимания распределения на Земле климатологических условий.

30.2. В январе в Северном полушарии на средней карте (карта XXXV) обнаруживаются две значительные ветви арктического фронта, или два арктических фронта: один — на севере Атлантического океана и на севере Евразии, другой — на севере Североамериканского 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 отклоняющееся 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 Тянь-Шаня, Куньлуня и Наньшаня; 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 отдельными арктическими и полярными фронтами на картах указывают на районы, где



Карта XXXV. Климатологические фронты в январе (по С. П. Хромову):
1 — арктический, 2 — полярный, 3 — пассатный, 4 — ось экваториальной ложбины

воздух чаще всего проникает в более высокие или в более низкие широты, причем фронты размываются.

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*.

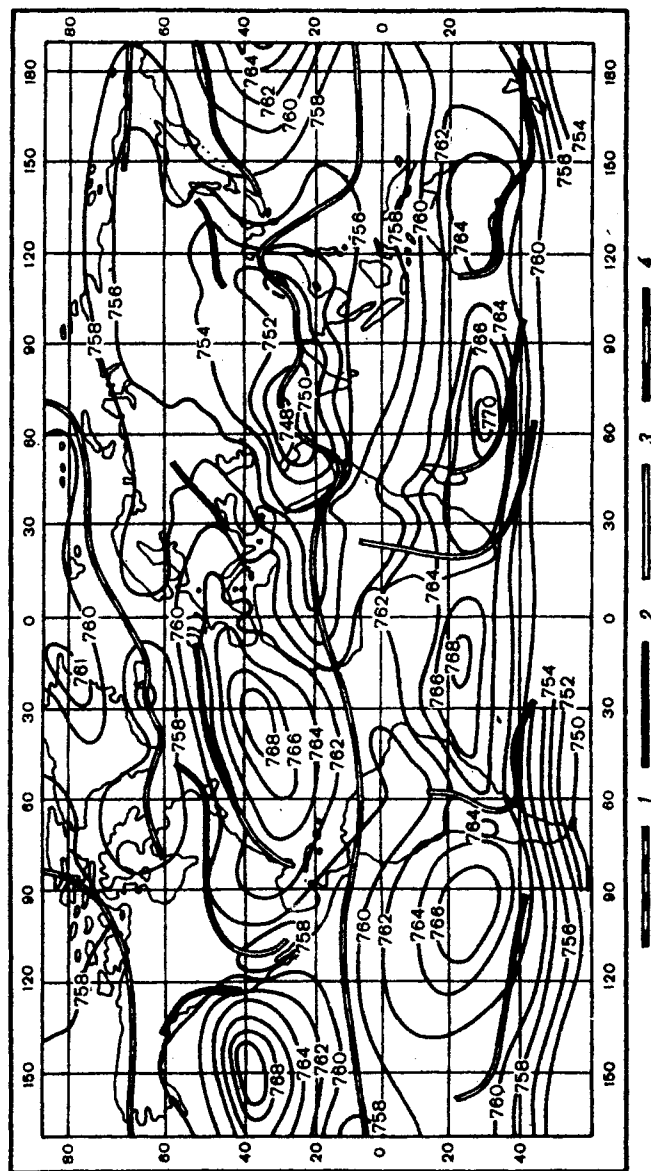
Концы полярных фронтов, проникающих далеко в глубь тропиков, называются *пассатными фронтами*. Они отделяют в тропиках уже не воздух умеренных широт от тропического, а разные массы тропического воздуха — более свежие и более старые, относящиеся к разным субтропическим антициклонам.

Внутри тропиков обнаруживается зона конвергенции воздушных течений, которая называется *внутритропической зоной конвергенции* и на климатологических картах представляется *непрерывной линией, охватывающей весь земной шар*. Она проходит в январе больше над Южным полушарием, чем над Северным, особенно далеко отклоняясь к югу вместе с ответвлениями экваториальной ложбины над нагретыми материками Южного полушария. Ранее употреблялось название «тропический фронт» вместо термина «внутритропическая зона конвергенции». В настоящее время он вышел из употребления, так как по своей структуре и свойствам внутритропическая зона конвергенции коренным образом отличается от арктических и полярных фронтов.

30.3. В июле (карта XXXVI) арктические и антарктические фронты занимают положения, близкие к январским. По-видимому, *антарктические фронты в июле* (зимой) проходят несколько дальше от материка 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 — около 50-й параллели. Полярные фронты над Южным полушарием несколько смещены к экватору и проходят под 30—40° ю.ш. Наконец, *внутритропическая зона конвергенции в июле* смещена в Северное полушарие, особенно далеко на север над Индией (до подножия Гималаев) и над низовьями реки Янцзы. На средней карте они также объединяются в одну общую линию.

Таким образом, от января к июлю все климатические фронты, а также *внутритропическая зона конвергенции* более или менее смещаются к северу, а от июля к январю — к югу.

30.4. Положение фронта на средних картах указывает, в каких областях Земли преобладают в течение всего года воздушные массы одного типа и в каких от зимы к лету и от лета к зиме массы одного типа сменяются массами другого типа. Это является основным критерием для генетической классификации климатов по Б. П. Алисову, о которой будет сказано в главе девятой.



Карта XXXVI. Климатологические фронты в июле (по С. П. Хромову).
Условные обозначения см. карту XXXV

Под местными ветрами понимают ветры, характерные только для определенных географических районов. Происхождение их различно.

Во-первых, местные ветры могут быть проявлением местных циркуляций, возникающих в системе общей циркуляции атмосферы при слабых крупномасштабных воздушных течениях. Таковы, например, бризы по берегам морей и больших озер. Различия в нагревании суши и воды днем и ночью создают вдоль береговой линии при слабых воздушных течениях общей циркуляции местную циркуляцию. При этом в приземных слоях атмосферы ветер дует днем с моря на более нагретую сушу, а ночью — с охлажденной суши на море. Характер местной циркуляции имеют также горно-долинные ветры. Подробнее см. дальше.

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 и возникающий, когда течение общей циркуляции переваливает через горный хребет. Повышение температуры воздуха при фёне, связанное с нисходящим движением, является следствием именно влияния хребта на общециркуляционное течение. Влиянием орографии объясняется и бора с различными ее разновидностями.

Рельеф местности может создавать также усиление ветров в некоторых районах до скоростей, значительно превышающих скорости в соседних районах. Примером служат ветры горных проходов, ущельевые и горловинные ветры, возникающие при орографических сужениях в устье долин. Такие локально усиленные ветры 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, над пустыней, или 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 их характерность для данного географического района являются следствием самого механизма общей циркуляции, самого географического распределения синоптических процессов. В этом значении называют местным ветром, например, сирокко на Средиземном море.

Кроме сирокко известны многочисленные местные ветры в различных местах Земли, носящие особые названия, такие, как самум, хамсин, афганец и пр. Упоминания о таких ветрах можно найти в физико-географических или климатических характеристиках отдельных местностей.

32.1. 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 бризовая циркуляция выражена 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.

32.2. 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. 7.22). Благодаря этому на какой-то высоте создается горизонталь-

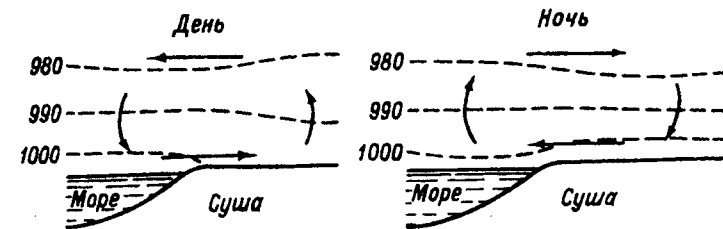


Рис. 7.22: Схема бризов

ный барический градиент, направленный в сторону моря, перпендикулярно к берегу. В результате 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, пересекая их, по барическому градиенту, 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 перенос воздуха в нижнем слое. Этот нижний перенос воздуха и есть дневной морской бриз.

Противоположные условия создаются ночью, когда суша

охлаждается и становится холоднее моря. Тогда внизу начинается 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.

32.3. Бризы захватывают слой до 1—2 км; дневной морской бриз наблюдается в более мощном слое, чем ночной. Обратный противоток выше бриза также имеет мощность 1,5—2 км. В тропиках мощность бризов больше, чем в высоких широтах, и от береговой линии бризы распространяются в глубь суши или моря на десятки километров. Здесь вторжение морского бриза на сушу имеет общие черты с вторжением холодного фронта.

Дневной морской бриз несколько понижает температуру на суше и увеличивает относительную влажность; особенно резко это выражено в тропиках, где морской бриз не только понижает температуру, но и вызывает часто послеполуденные ливни. В Мадрасе (Индия) морской бриз понижает температуру воздуха на побережье на 2—3° С и повышает влажность на 10—20%. В Западной Африке эффект значительно больше: дневной морской бриз, приходя на смену нагретому континентальному воздуху, может снизить температуру на 10° С и более и повысить относительную влажность на 40% и более.

Очень сильный климатический эффект производит дневной морской бриз, дующий с большей регулярностью над районом зал. Сан-Франциско. Так как морской воздух приходит на сушу с вод 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 и на побережьях озер Севан, Иссык-Куль, Ладожское, Онежское и других, и на больших реках, например в низовьях Волги. Но на озерах и реках бриз имеет микроклиматический масштаб: скорости ветра при бризе, его вертикальная мощность и горизонтальное распространение значительно меньше, чем при бризах на берегах морей.

33. ГОРНО-ДОЛИННЫЕ ВЕТРЫ

33.1. В долинах горных систем наблюдаются ветры с суточной периодичностью, сходные с бризами. Это *горно-долинные ветры*. Днем долинный ветер дует из устья долины вверх по долине, а также вверх по горным склонам. Ночью горный ветер дует вниз по склонам и вниз по долине, в сторону равнины.

Горно-долинные ветры хорошо выражены во многих долинах Альп, Кавказа, Тянь-Шаня, Памира и в других горных странах, главным образом в теплое полугодие. Вертикальная мощность их значительная и измеряется средней высотой хребтов, образующих борта долины: ветры заполняют все поперечное сечение долины,

вплоть до гребней ее боковых хребтов. Как правило, они не сильные, но иногда достигают 10 м/с и более.

Можно указать по крайней мере две независимо действующие причины возникновения горно-долинных ветров. Одна из них — дневной подъем или ночное опускание воздуха по горным склонам — *ветры склонов*. Другая создает общий перенос воздуха вверх по долине днем и вниз ночью — *горно-долинные ветры в тесном смысле слова*.

33.2. Днем поверхность склонов гор теплее прилегающего 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 возникновению кучевых облаков над хребтами, образующими борта долины. Ночью при охлаждении склонов условия меняются на обратные и воздух стекает по склонам вниз. Облачность в адиабатически нагреваемых нисходящих потоках испаряется.

К ветрам склонов присоединяется перенос воздуха в более крупном масштабе между долиной в целом и прилегающей равниной (рис. 7.23). Днем температура воздуха над всей горной системой, в том числе и в долине, в целом выше, чем на соответствующих уровнях над равниной, так как на нее влияют прогретые

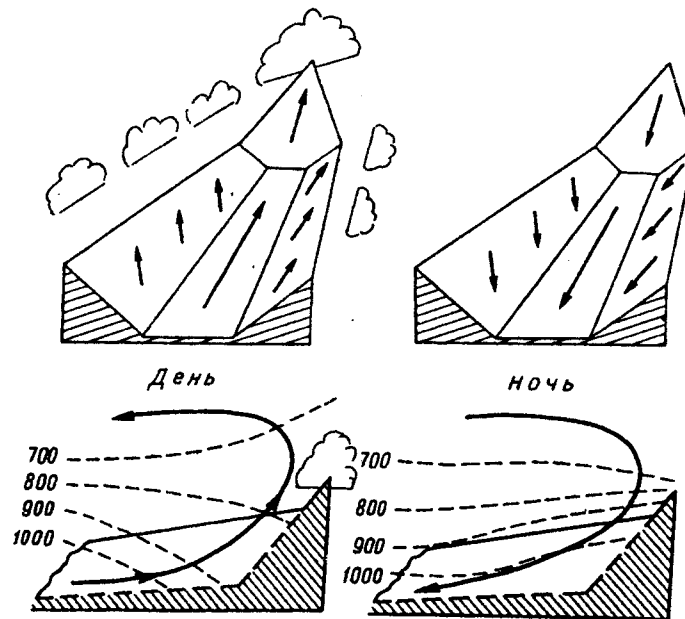


Рис. 7.23. Схема горно-долинных ветров

склоны гор. Поэтому аналогично тому как над берегом при морском бризе, давление в долинах становится до самого гребня хребта ниже, чем над равниной, а на больших высотах — выше. На рис. 7.23 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 устанавливается более высокое давление; возникают барические градиенты, обуславливающие перенос воздуха вниз по долине на равнину. Это горный ветер. Над ним устанавливается обратный перенос в сторону гор.

34. ЛЕДНИКОВЫЕ ВЕТРЫ

Ветер, дующий вниз по леднику в горах, называется ледниковым. Этот ветер не имеет суточной периодичности, так как температура поверхности ледника в течение всех суток ниже температуры воздуха. Воздух охлаждается более всего у поверхности ледника. Над льдом господствует инверсия температуры, и холодный воздух стекает вниз. Над некоторыми ледниками Кавказа скорость ледникового ветра 3—7 м/с. Вертикальная мощность потока ледникового ветра порядка нескольких десятков, в особых случаях — сотен метров.

Явление ледниковых ветров в громадных размерах представлено над ледяным плато Антарктиды, где над постоянным снежным и ледяным покровом на периферии материка возникают *стоковые ветры (чаще всего юго-восточные) — перенос выхолаженного 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 материка Антарктиды, стоковые ветры делают многие районы побережья Антарктиды самыми ветренными местами на земном шаре.

35. ФЭН

35.1. *Фёном называется теплый, сухой порывистый ветер, дующий временами с гор в долины.* Температура воздуха при фёне значительно и быстро повышается, а относительная влажность резко падает, иногда до одного-двух десятков процентов. 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 следующим средним годовым числам дней с фёнами: в Кутаиси — 114, в Тбилиси — 45, во Владикавказе — 36, на Телецком озере — до 150, в Инсбруке (Австрия) — 75.

35.2. 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. 7.24).

Высокая температура воздуха при фёне обусловлена его адиабатическим нагреванием при нисходящем движении. Вертикальный градиент температуры в набегающем потоке почти всегда меньше сухоадиабатического, т. е. меньше $1^\circ\text{C}/100\text{ м}$. Также он меньше и сухоадиабатического градиента в воздухе долины до фёна. Воздух фёна, спускающийся по горным склонам в долину, нагревается сухоадиабатически, т. е. на 1°C на каждые 100 м спуска. Поэтому в долину он приходит с более высокой температурой, чем температура воздуха, ранее занимавшего долину. Температура фёнового воздуха тем выше, чем больше высота, с которой он опускается. Относительная влажность в нем понижается по мере роста температуры.

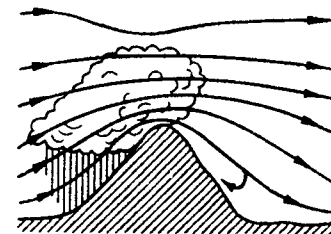


Рис. 7.24. Схема фёна

Допустим, что гребень хребта возвышается над уровнем долины на 3000 м, температура в долине до начала фёна $+10^\circ\text{C}$, а средний градиент температуры $0,6^\circ\text{C}/100\text{ м}$. На уровне гребня хребта температура будет $+10 - (0,6 \cdot 30) = -8^\circ\text{C}$. Опустившись в долину и нагревшись на 30°C (по одному градусу на каждые 100 м), воздух фёна будет иметь внизу температуру: $-8 + 30 = +22^\circ\text{C}$. Таким образом, температура в долине повысится в сравнении с первоначальной на 12°C . Вместе с тем, если относительная влажность вверху была 100%, то при той же удельной влажности, но при повышении температуры фёнового воздуха с -8 до $+22^\circ\text{C}$ относительная влажность понизится до 17%.

35.3. При сильном развитии фёна на подветренной стороне хребта нередко на наветренной стороне наблюдается восходящее движение воздуха по горному склону. Если хребет высок, то

восходящий воздух, достигнув уровня конденсации, будет охлаждаться уже не сухоадиабатически, а влажноадиабатически. При этом на наветренной стороне произойдет образование облаков и выделение тепла 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 испаряться. Однако если часть продуктов конденсации выпала из воздуха в виде осадков при восхождении по наветренному склону, то в скрытую форму перейдет меньше тепла, чем выделилось при конденсации, и воздух опустится в долину с более высокой температурой, чем была в начале процесса. Получим процесс, приближающийся к *псевдоадиабатическому* (см. гл. вторую, параграф 25).

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 все время образуются заново. В результате облачная масса в фёновом потоке — *фёновая стена* — кажется неподвижно прикрепленной к гребню хребта.

35.4. Бывает и так, что фён, особенно в начале, сводится к постепенному оседанию и динамическому нагреванию воздуха в антициклоне, занимающем горный район. По мере снижения инверсии оседания 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.

35.5. Особенно сильное повышение температуры при фёне бывает тогда, когда воздух, в котором развивается фён, с самого начала очень теплый, например при перетекании через хребет тропического воздуха 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 $+32^{\circ}\text{C}$, в Моздоке до $+40^{\circ}\text{C}$, 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 $+4^{\circ}\text{C}$ в течение 7 ч.

Продолжительный и интенсивный фён может привести к бурному таянию снега в горах, к повышению уровня и разливам горных рек, сходу снежных лавин и т.д. Летом фён вследствие высокой температуры и сухости может губительно действовать на расти-

тельность. В Закавказье (район Кутаиси) случается, что при летних фёнах листва деревьев высыхает и опадает. На северных склонах Копетдага известен ветер *гармсиле*, представляющий фён, развивающийся в тропическом воздухе, текущем из Иранского нагорья и переваливающим через хребет. Температуры при гармсиле достигают $48-49^{\circ}\text{C}$, а относительная влажность опускается до 4—5%. При гармсиле растения не успевают транспирировать влагу и завядают.

Фён может наблюдаться и в арктическом воздухе, если последний, например, перетекает через Альпы или Кавказ и опускается по южным склонам. Даже в Гренландии стекание воздуха с трехкилометровой высоты ледяного плато на фиорды создает очень сильные повышения температуры. В Исландии при фёнах наблюдались повышения температуры почти на 30°C за несколько часов.

При переваливании через хребет в воздушном течении могут возникать стоячие волны, так называемые *фёновые волны*, с амплитудой порядка нескольких километров, иногда приводящие к образованию чечевицеобразных облаков. Эти волны захватывают слой высотой 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, а также в районе Триеста. Сходные явления обнаружены на Новой Земле и в некоторых других местах. К типу боры относятся 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 через 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. Падая на поверхность воды, этот нисходящий поток вызывает штормовой ветер, создающий 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 небольшая, а первоначальная температура вторгающегося холодного воздуха более низкая в сравнении с температурой воздуха, ранее располагавшегося над

морем. В результате температура в районе, куда вторгается бора, понижается. В Новороссийске случались при боре понижения температуры на 25°C и более.

Новороссийская бора затухает уже в нескольких километрах от побережья. Бора в 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 сут, 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. 7.25). Несмотря на кратковременность шквалов, они могут приводить к катастрофическим последствиям.

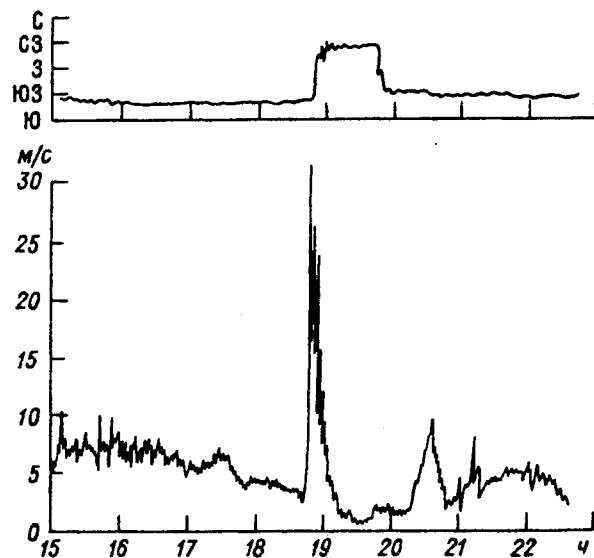


Рис. 7.25. Пример изменения скорости и направления ветра при шквале

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, 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. 7.26). При приближении большого облака

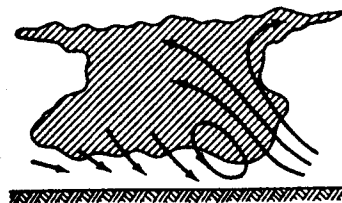


Рис. 7.26. Движение воздуха при шквале

конвекции ощущается усиление ветра и поворот его к облаку; в резко выраженных случаях это явление принимает форму шквала.

Сходные условия наблюдаются и в случае *фронтальных шквалов*: здесь также играют роль восходящее движение теплого воздуха перед продвигающимся 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*.

Шквал обычно связан с ливневыми осадками и грозой, иногда с градом. Лишь в условиях большой сухости воздуха возможны шквалы без образования кучевых облаков.

38. МАЛОМАСШТАБНЫЕ ВИХРИ

38.1. В условиях большой неустойчивости атмосферной стратификации кроме обычных грозовых шквалов могут возникать особые вихри с вертикальной осью, напоминающие циклоны, однако миниатюрных размеров. Это прежде всего совсем небольшие 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 км² таких вихрей наблюдалось иногда до 100 в день. Часты они летом на Восточном Памире. Поперечник их от 1 до 100 м, высота до 1 км, скорость перемещения 20—30 км/ч. В вихре наблюдается быстрое вращение воздуха при одновременном его подъеме вверх. Попавшие в вихрь пыль, листья и другие предметы увлекаются вверх по спиральным путям.

38.2. Большое значение имеют более крупные вихри, называемые над морем *смерчами*, а над сушей — *тромами*. В Северной Америке тромбы именуют *торнадо* (рис. 7.27).

Вихрь возникает обычно в передней части грозового облака и проникает сверху до самой земной поверхности. У смерчей

диаметр вихря порядка десятков метров, у тромбов — порядка 100—200 м, а в американских торнадо и больше (устанавливается по ширине полосы разрушений).

Тромб виден как темный столб между облаками и землей, расширяющийся кверху и книзу, или как хобот, свисающий из облака. Такая форма 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 порядка 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, иногда даже на сотни километров, все сменяя 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, их можно определить по разрушениям, очень велики и восходящие скорости. Ветер при тромбе срывает крыши 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 зданий, которое 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.

Обычно тромбы проходят поодиночке, у торнадо часто наблюдаются по два или больше вихрей. Смерчи часто возникают сериями по несколько вихрей.

38.3. 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 и содержанием влаги. 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 территории России каждое лето в разных местах (и на юге и в центре) отмечается несколько тромбов. Были случаи, когда они достигали катастрофической силы, как, например, московский тромб 29 июня 1904 г. или тромб в Иванове 9 июня 1984 г., которые сравнимы по

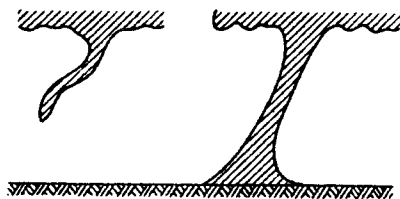


Рис. 7.27. Тромбы

интенсивности с американскими торнадо. По-видимому, на азиатской территории России тромбы возникают значительно чаще, но они проходят в малонаселенных районах, поэтому менее известны.

38.4. В США, между Скалистыми и Аппалачскими горами, особенно на юго-востоке, торнадо очень часты и обладают исключительной разрушительной силой. За год в США наблюдаются в среднем свыше 200 торнадо, но в отдельные годы — свыше 800, и преимущественно в теплое время года. Интенсивность их разная, но в общем диаметры вихрей и скорости ветра в них (до 125 м/с и более) больше, чем в европейских тромбах, а причиняемые ими разрушения и убытки оцениваются суммой 1 млрд долл. в год. Случалось, что поднимались в воздух дома вместе с жителями; полное разрушение домов происходит очень часто. В среднем за год насчитывается свыше 100 смертных случаев от торнадо, а 18 марта 1925 г. торнадо было убито почти 700 человек. Одно-единственное торнадо в Северной Дакоте 20 июня 1957 г. разрушило 500 домов на площади в одну квадратную милю и причинило убытков на 15 млн долл.

В тромбах наблюдается вращение ветра как в циклоническом, так и в антициклоническом направлениях, хотя давление в тромбе всегда понижено. Антициклоническое вращение возможно, если центробежная сила так велика, что перекрывает силу градиента. Наиболее низкое давление, наблюдавшееся в центре торнадо, составляет 912 гПа.

38.5. Тромбы (торнадо) наблюдаются в очень теплом и влажном неустойчиво стратифицированном воздухе, иногда вблизи фронтов, как холодных, так и теплых, иногда и на значительном расстоянии от них. Очевидна их связь с грозowymi 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 меняется: она загибается к земной поверхности и достигает ее, принимая между облаком и землей вертикальное направление. Так возникает тромб, а иногда и два тромба, по двум сторонам 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 бывают реже: тропический воздух попадает в Европу сравнительно редко (на европейскую территорию России чаще, на азиатскую — еще чаще).

39. СЛУЖБА ПОГОДЫ

39.1. 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 элементов 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 имеют иной характер, чем во внетропических широтах, потому что условия атмосферной циркуляции во многих районах здесь более устойчивые, а тропические циклоны сравнительно редки. Поэтому в тропиках, исключая тропические циклоны, большее значение имеют не междусуточные изменения погоды, а долгосрочные ее проявления, такие, как засуха, наводнения и т.д.

В связи с сильной зависимостью человеческой деятельности от изменений погоды в течение последнего столетия практически во всех странах возникла национальная служба погоды. В ее задачи входит своевременная информация населения, административных и хозяйственных организаций о существующих условиях погоды и предсказание условий погоды на будущее время.

Как указывалось в гл. первой, национальные службы погоды опираются в своей работе на международную программу Всемирной метеорологической организации — Всемирной службы погоды (ВСП). Всемирная служба погоды состоит из трех связанных между собой компонентов: глобальной системы наблюдений (ГСН), глобальной системы телесвязи (ГСТ) и глобальной системы обработки данных (ГСОД).

39.2. ГСН состоит из национальных сетей наблюдений за состоянием атмосферы, которые страны-члены ВМО содержат не только для национальных нужд, но и добровольно представляют для международного использования. ГСН состоит из подсистемы наземных наблюдений и космической подсистемы. Глобальная наземная подсистема имеет более 8000 метеорологических и около 800 аэрологических станций. Около 7000 коммерческих судов также ведут систематические метеорологические наблюдения. Кроме того, в 80-е годы было введено в эксплуатацию 350 автоматизированных или частично автоматизированных метеорологических станций на суше, 100 заякоренных буев в качестве автоматических морских станций и несколько сотен дрейфующих буев, из которых в настоящее время работают около 200. Для предупреждений о сильных штормах во всем мире используется около 600 метеорологических радиолокаторов.

Космическая подсистема наблюдений состоит из четырех полярно-орбитальных и пяти геостационарных метеорологических спутников. На борту полярно-орбитальных спутников, вращающихся вокруг Земли на высоте от 800 до 1000 км, установлена аппаратура для автоматической передачи изображений в видимом и инфракрасном участках спектра. Спутники обеспечивают глобальные обзоры облачного покрова Земли, определение вертикальных профилей распределения температуры

и влажности, оценку температуры земной и морской поверхностей, а также наблюдения за снежным и ледовым покровом. Пять геостационарных спутников находятся над экватором на высоте около 36 000 км на меридианах 0, 74, 140° в.д., 135 и 75° з.д. и вращаются с той же угловой скоростью, что и Земля. Таким образом, они все время как бы подвешены над одной и той же точкой Земли. Своими наблюдениями они охватывают широтный пояс от 50° с.ш. до 50° ю.ш. и постоянно передают на Землю изображения облачности, температуры поверхности, величины вектора скорости ветра, определенного по движению облаков, а также служат центрами релейной телесвязи для сбора и распространения данных. ГСН представляет комплексную наблюдательную систему, так как ни одна отдельно взятая сеть не в состоянии обеспечить глобального слежения за состоянием атмосферы.

39.3. Но мало сделать наблюдения, необходимо их передать в центры сбора и анализа наблюдений как в рамках каждой страны, так и в международном масштабе. В 60-х годах наблюдения собирались на национальном и региональном уровнях при помощи телеграфа или телефона, а затем по наземным линиям или по радио передавались в региональные центры, которые вручную подготавливали бюллетени метеорологических данных для последующей передачи по радио по соответствующему графику. В настоящее время глобальная сеть телесвязи состоит из главной сети телесвязи (ГСЕТ), региональных сетей телесвязи.

Главная сеть телесвязи включает 21 магистральную цепь, связывающую три мировых метеорологических центра (Вашингтон, Мельбурн, Москва) и 15 региональных узлов связи (Алжир, Бразилиа, Бракнелл, Буэнос-Айрес, Дакар, Джидда, Каир, Найроби, Нью-Дели, Оффенбах, Париж, Пекин, Прага, София, Токио). Кроме того, региональную сеть телесвязи обслуживают еще 16 региональных узлов связи и 149 национальных центров. Эта система ежедневно передает 15 млн знаков буквенно-цифровых данных и 2000 карт погоды. Такой объем данных можно передать только при полной автоматизации передачи данных, и если в начале создания ВСП скорость передачи не превышала 50 бит/с или около 75 слов в минуту, то сейчас с появлением ЭВМ эта скорость составляет 9600 бит/с, а в ближайшем будущем она, по-видимому, удвоится.

39.4. Служба погоды ни одной страны, даже такой большой, как Россия, не в состоянии составить прогноз погоды, опираясь только на собственные наблюдения. Для прогнозирования погоды на сутки, например, в Белоруссии необходима метеорологическая информация всей Западной Европы, а еще лучше и Атлантического океана. Прогноз погоды на трое суток требует информации со всего полушария, а на большие сроки — со всего земного шара. Отсюда ясно, что для прогнозирования погоды на своей территории каждая национальная служба погоды должна была бы иметь весьма сложные средства обработки метеорологической

информации, чтобы выбрать необходимые для нее сведения из огромного потока информации, передаваемой ежедневно по каналам связи. Кроме того, расположенные по соседству государства во многом дублировали бы эту работу. Поэтому третий компонент ВСП — глобальная система обработки данных — обеспечивает рациональное распределение ответственности за сбор и обработку метеорологической информации по крупным районам, включая полушарие и земной шар, составление прогнозов полей метеорологических величин по району своей ответственности и предоставление этой продукции для всех стран — членов ВМО, используя каналы ГСТ. Таким образом, национальная служба погоды каждой страны может использовать уже готовые анализы и прогнозы будущей синоптической ситуации, составленные в системе ГСОД, и интерпретировать их в терминах погоды для своей страны, минуя процедуры получения, выбора и обработки первичных наблюдений. ГСОД строится как трехступенчатая система центров, состоящая из мировых метеорологических центров (ММЦ), Региональных метеорологических центров (РМЦ) и национальных метеорологических центров (НМЦ). В ГСОД имеется три ММЦ (Вашингтон, Мельбурн, Москва), которые получают глобальную информацию, составляют карты анализов и прогнозов для всего земного шара и (или) для полушария и распространяют свою продукцию по каналам связи для использования каждой национальной метеорологической службой для кратко-, средне- и долгосрочного прогнозирования погоды. В настоящее время три ММЦ ежедневно выпускают 350 анализов и прогнозов. Следующая ступень — 25 РМЦ, которые составляют анализы и прогнозы по крупным географическим районам, например Атлантика и Европа, Евразия и т.д. Эти материалы могут использоваться в НМЦ для более детальных прогнозов и составления специализированных прогнозов для потребителей. Наконец, НМЦ отвечают за анализы и прогнозы для своей страны и за передачу метеорологической информации по ГСТ.

Помимо продукции ММЦ, РМЦ и НМЦ существуют и специализированные центры, такие, как Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП), составляющий прогнозы крупномасштабных полей давления и температуры с шестидневной заблаговременностью, а также центры зональных прогнозов, которые функционируют в рамках Всемирной системы обслуживания гражданской авиации в тесном сотрудничестве с Международной организацией гражданской авиации (ИКАО).

39.5. В нашей стране функции ММЦ выполняются Российским Гидрометеорологическим центром в Москве (ГМЦ). В исполнение этих функций ГМЦ выполняет анализы по Северному полушарию, тропической зоне и Южному полушарию и прогноз барических полей на срок до пяти суток по Северному полушарию. Помимо этого гидрометеорологические центры в Ташкенте, Новосибирске и Хабаровске выполняют функции РМЦ, 25 территориальных

гидрометеорологических центров ведут гидрометеорологическое обслуживание в союзных и автономных республиках, а также в экономических районах и областях. Кроме того, при аэропортах имеются аэрометеорологические станции, удовлетворяющие потребности авиации в информации о погоде и ее прогнозах. Прогностические группы существуют также в морских портах и т.д.

39.6. Сведения о погоде передаются со станций в центры службы погоды зашифрованными с помощью международно согласованных цифровых кодов. В ММЦ и в РМЦ они поступают в ЭВМ, которая по специальным программам их сортирует, проводит контроль правильности данных и далее с помощью графопостроителей эти сведения наносятся цифрами и условными знаками на синоптические карты погоды (рис. 7.28). Параллельно эти сведения заносятся в память машины для последующего объективного анализа метеорологической информации, о существовании которого мы скажем несколько ниже.

В настоящее время, когда синоптические карты, на которые наносятся данные тысяч станций, охватывают все полушарие и даже весь земной шар и когда кроме приземных карт составляются также и высотные карты (барической топографии и др.), объем этой систематизированной информации об атмосферных условиях очень велик. Как указывалось выше, в целях экономии усилий и средств составление и анализ синоптических карт выполняются в ММЦ или РМЦ, 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. Во многих службах погоды используются возможности, предоставляемые современной вычислительной техникой: передаются не изображения карт, а цифровая информация, которая превращается в графическую информацию на экране дисплея. Прогнозист, работая на персональном компьютере, может просмотреть на экране дисплея все необходимые ему карты и выдать необходимую карту на печать.

40. СИНОПТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

40.1. Анализ синоптических карт и других вспомогательных материалов (аэрологические диаграммы, вертикальные разрезы и др.) 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 др.

Барические системы, фронты и воздушные массы, изучаемые с помощью синоптических карт, называются *синоптическими объектами*. Составляя карты от срока к сроку, можно следить по

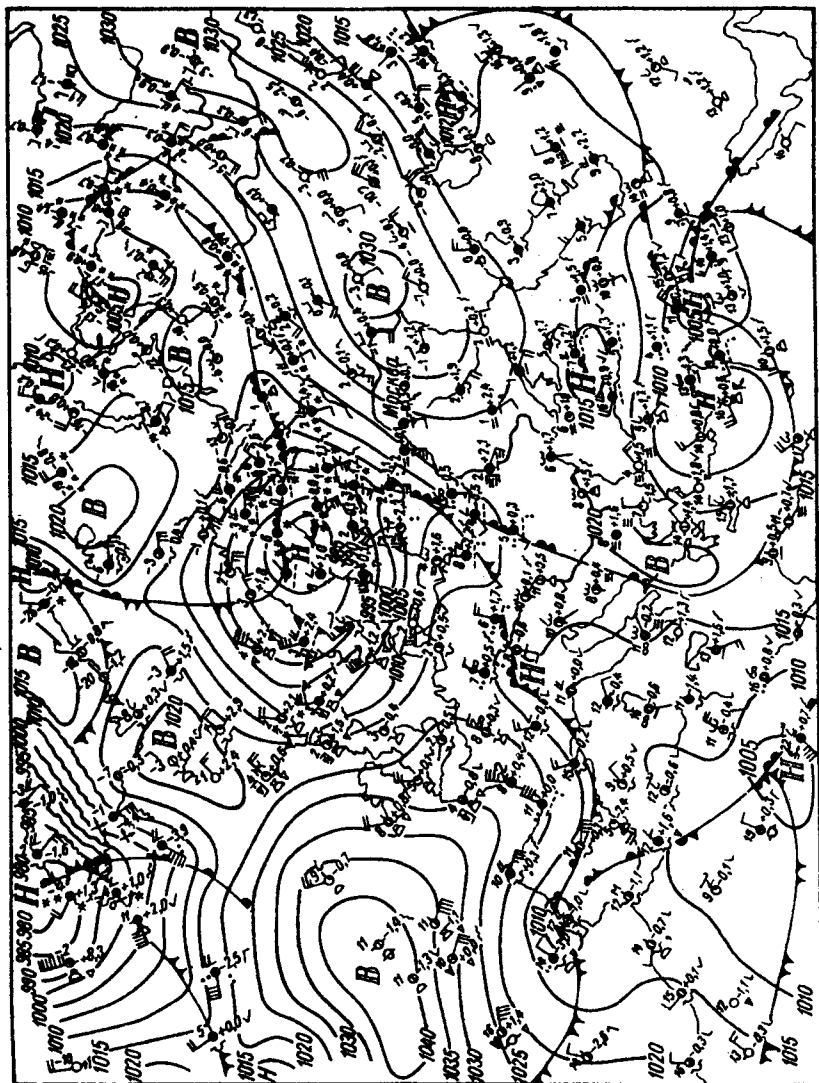


Рис. 7.28. Синоптическая карта

ним за изменениями состояния атмосферы, в частности за перемещением и эволюцией барических систем, перемещением, трансформацией и взаимодействием воздушных масс и др. Изображение условий погоды на синоптических картах дает удобную возможность и для информации о состоянии погоды.

40.2. Главная и более трудная задача состоит, однако, не в информации, а в прогнозе ожидаемых изменений погоды, прежде всего на короткий срок вперед (на 1—3 сут). Кратко можно сказать, что эта задача сводится к определению на следующие несколько десятков часов характера перемещения и изменения барических систем, фронтов и воздушных масс, т.е. к прогнозу так называемого 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.

41. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СПУТНИКОВОЙ ИНФОРМАЦИИ В СИНОПТИЧЕСКОМ АНАЛИЗЕ¹

С появлением информации об облачности, получаемой с метеорологических спутников Земли, появилось новое дополнительное средство слежения за состоянием атмосферы. На спутниковых фотографиях облачности и строящихся на их основе фотомонтажных снимках может быть прослежена эволюция полей облаков в циклонах и других барических системах. Дешифрируя фотомонтажные снимки облачности, строят карты нефанализа, дающие обобщенные характеристики облачных систем.

Наряду с синоптическими картами спутниковые фотографии и карты нефанализа широко используются при анализе и прогнозе погоды. С помощью спутниковых фотографий исследованы эволюции облачных полей в различных барических образованиях, структурные особенности этих полей — спиралеобразный характер распределения облаков в циклонах, гряды и ячеистая структура конвективных облаков, мезовихри, тропические циклоны 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

¹ Параграф написан канд. геогр. наук Н. И. Давыдовым.

выраженных усиливающихся гребнях. Эти безоблачные зоны 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 проследиваться и внутри массивов сплошной и переменной облачности. С помощью полос сплошной облачности можно уточнить положение фронтов на синоптических картах или обнаружить фронты, которые не проследиваются по данным наземных наблюдений. Особенно полезны спутниковые фотографии над океанами, где часто они оказываются единственными источниками информации о синоптических объектах.

Мы уже рассматривали системы облаков в циклоне по спутниковым снимкам при его эволюции. Облачные системы внетропических циклонов, находящихся на различных стадиях развития, показаны на картах нефанализа, изображенных на рис. 7.14, 7.15, 7.16 и 7.17. Для каждой стадии развития циклона характерно большое разнообразие 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, так и по построенным на их основе схемам облачных полей на картах нефанализа (рис. 7.29).

Характерные особенности каждой стадии развития циклона на картах нефанализа состоят в следующем.

Для стадии волны (см. рис. 7.29,а и рис. 7.14):

- расширение фронтальной облачной полосы у вершины волны;
- волнообразный изгиб границ облачной полосы со стороны холодной и теплой воздушных масс;
- уплотнение облаков у вершин волны.

Для стадии молодого циклона (см. рис. 7.29,б и рис. 7.15):

- дальнейшее увеличение массива сплошной облачности в центральной и передней частях циклона;
- распространение в тыловую часть циклона полосы облачности, изгиб которой определяется вихревым движением воздуха.

Для циклона, находящегося в стадии наибольшего развития (см. рис. 7.29,в и рис. 7.16) и начала окклюирования:

- облачное поле, увлекаемое воздушными течениями, приобретает вид огромной спирали — смещается к его центру;
- после начала окклюирования в течение 1—2 сут интенсивность циклона обычно сохраняется неизменной, холодный воздух

продолжает огибать центр облачного вихря; спиралеобразный характер распределения облаков становится все более четким (см. рис. 7.29,г, рис. 7.17).

Для окклюдированного циклона в начальной стадии заполнения (см. рис. 7.29,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. 7.29,е):

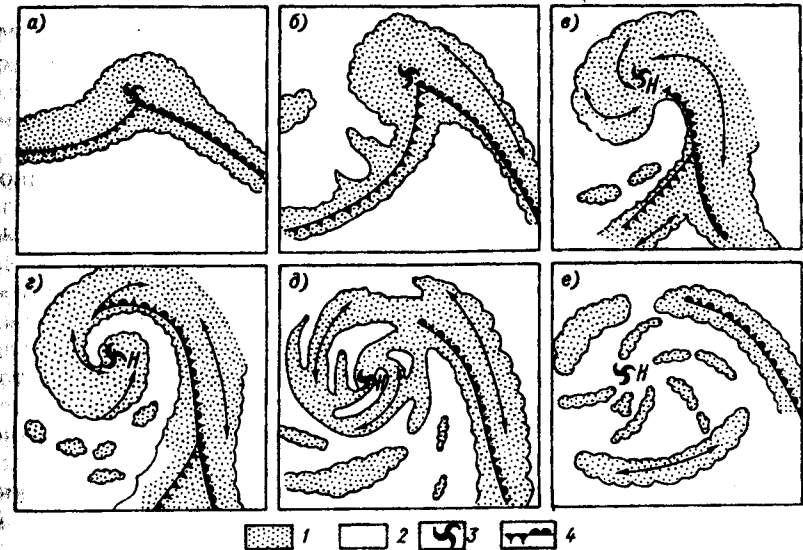


Рис. 7.29. Схемы строения облачных полей на картах нефанализа:

- 1 — сплошная облачность; 2 — незначительная облачность или безоблачно;
- 3 — центр сходимости облачных спиралей; а — стадия волны; б — молодой циклон; в — стадия наибольшего развития — начало окклюзии; г — окклюдирующийся циклон (через 1—2 сут после начала окклюирования); д, е — окклюдирующийся циклон в начальной и заключительной стадиях заполнения

- сплошное облачное поле в центральной части циклона разбивается на отдельные облачные поля;
- фронтальная облачная полоса уменьшается в размерах и перемещается на дальнюю периферию циклона;
- спиралеобразная структура облачного поля постепенно разрушается.

Естественно, что указанные выше особенности эволюции облачных полей в циклонах весьма схематичны и не отражают всего природного многообразия процесса возникновения, развития

и разрушения циклонов, который в значительной мере зависит от географического положения района циклонической деятельности, сезона, свойств подстилающей поверхности, времени суток и других факторов.

42. ПРОГНОЗ ПОГОДЫ

Методы прогноза погоды различны для разной заблаговременности. Прогнозы погоды на 1—3 сут называются *краткосрочными*, на 4—10 сут — *среднесрочными* и на месяц и сезон — *долгосрочными*.

42.1. Задача составления краткосрочных и среднесрочных прогнозов погоды распадается на два этапа: прогноз синоптического положения и прогноз собственно погоды.

Прогноз синоптического положения выполняется путем численного интегрирования по времени уравнений динамики и термодинамики атмосферы. В качестве начальных данных используются фактические значения метеорологических величин, полученные из наземных и высотных наблюдений за сроки, исходные для начала интегрирования, т.е. 03 и 15 ч московского времени. Численное интегрирование уравнений гидротермодинамики атмосферы стало возможным благодаря появлению электронно-вычислительных машин. Интегрирование обычно ведется шагами по времени на регулярной сетке точек (например, $2,5 \times 2,5^\circ$ долготы) с использованием по вертикали до 15 уровней. В наиболее развитых численных моделях атмосферы, которые используются для интегрирования, учитываются самые важные физические факторы: горизонтальный турбулентный обмен, географическое распределение альбедо, шероховатость поверхности, влагосодержание почвы, распределение снега, льда, а также орография. В результате интегрирования рассчитываются будущие поля давления, температуры и ветра у поверхности земли, а также будущий рельеф главных изобарических поверхностей на 24, 36, 48, 72, 96 и 120 ч вперед и температура на этих поверхностях. Использование численного метода прогноза синоптического положения возможно только при полной автоматизации всего процесса вычисления прогностических полей давления и других величин, т.е. с использованием ЭВМ в службе погоды. Поэтому в ММЦ и РМЦ созданы специальные информационные технологические линии, включающие мощные ЭВМ, соединенные с каналами связи. Эти линии обеспечивают:

- ввод метеорологической информации в ЭВМ с каналов связи;
- контроль метеорологической информации;
- объективный анализ, т.е. интерполяцию значений метеорологических величин, измеренных на станциях, в регулярную сетку точек;
- численное интегрирование уравнений гидротермодинамики с целью вычисления будущих значений метеорологических величин;

— автоматическое расчерчивание изобар (изогипс) и изотерм на указанные сроки прогноза;

— использование прогноза синоптического положения для прогноза погоды в самом центре и передача прогностической продукции по каналам связи в местные органы службы погоды.

Для того чтобы представить объем необходимых вычислений, укажем, что в наиболее совершенных моделях прогноза один шаг интегрирования по времени означает использование $6 \cdot 10^6$ чисел. Отсюда ясно, что в ММЦ и РМЦ должны быть установлены самые мощные ЭВМ. Действительно, современные службы погоды оснащены ЭВМ с быстродействием $(400—500) \cdot 10^6$ операций в секунду.

42.2. Итак, к моменту начала составления прогноза на следующие сутки и на 2—3 дня вперед имеется анализ синоптического положения у поверхности Земли и анализ карт барической топографии за предыдущий срок наблюдения (запаздывание связано с необходимостью собрать метеорологические данные и нанести их на карты), а также будущие поля давления (изогипс, геопотенциала) и температуры на 1, 2, 3 сут вперед, полученные в результате численного интегрирования уравнений динамики и термодинамики атмосферы. После этого начинается выполнение второго этапа — составление прогноза собственно погоды для города или обслуживаемой территории (прогноз температуры, ветра, осадков и т.д.). Для этого прогнозист (синоптик) определяет будущее положение циклонов, антициклонов, фронтов и воздушных масс, пользуясь прогностическими полями давления и геопотенциала. Он оценивает возможные изменения погоды, основываясь на фактических свойствах воздушных масс и фронтов, учитывая их последующие изменения, а также характер эволюции циклонов и антициклонов. При этом вводятся эмпирически определенные поправки на возможную трансформацию воздушных масс в зависимости от сезона. Для прогноза гроз и ливневых осадков используется информация метеорологических радиолокаторов. Современное состояние прогнозов погоды на сутки можно проиллюстрировать их оправданностью по Москве. Сейчас ошибок в ежедневных прогнозах Росгидрометцентра для Москвы примерно в три-четыре раза меньше, чем было бы, если бы мы ничего не знали об атмосфере и предсказывали на завтра сегодняшнюю погоду (инерционный прогноз).

Еще более высока оправданность штормовых предупреждений об особо опасных явлениях погоды (сильный ветер, метель, туман, гололед, изморозь, заморозки и т.д.); она составляет 92—95%.

Краткосрочные прогнозы погоды важны для многих отраслей народного хозяйства, в особенности для обеспечения работы авиации. Без регулярного обслуживания метеорологической информацией и краткосрочными прогнозами погоды современная авиация работать не может. В целом средства, затрачиваемые на

службу погоды, во много раз перекрываются теми выгодами, которые она приносит.

42.3. Прогнозы на средние сроки (4—10 дней) опираются на текущую информацию о развитии синоптических процессов в течение всего сезона, а также на будущие поля давления (геопотенциала) и температуры на 1,2,3,4 и 5 сут вперед, рассчитанные с помощью интегрирования уравнений динамики и термодинамики атмосферы, с использованием в качестве начальных данных фактических наблюдений в момент времени, исходный для начала интегрирования. Однако в среднесрочных прогнозах уже нет возможности проследить за изменением свойств воздушных масс на протяжении всего прогнозируемого периода. Поэтому прогнозируются средняя температура (либо аномалия температуры) и среднее количество осадков на предстоящие 10 дней, а также величины максимальной и минимальной температуры в течение будущих 5—7 сут. Для составления таких прогнозов используются статистические методы, в которых характеристики прогнозируемых гидродинамическим методом барических и температурных полей используются как предикторы (предсказатели), а прогнозируемые элементы рассчитываются с помощью уравнений множественной регрессии. Уравнения множественной регрессии получают по архивным данным о характеристиках барических и температурных полей и соответствующей среднедекадной или максимальной и минимальной температуры за 5—7 сут. Как видим, применение этого метода среднесрочного прогноза связано с обработкой большого объема числовой информации и громоздкими статистическими расчетами. Поэтому его использование возможно только при наличии достаточно производительных ЭВМ.

42.4. Долгосрочным прогнозом в нашей стране принято считать прогноз на месяц и сезон вперед. Прежде всего нужно определить, какой смысл вкладывается в термин «долгосрочный прогноз погоды». Очевидно, что он определяется предсказуемостью тех или иных явлений погоды. В настоящее время установлено, что предсказуемость характера погоды в какой-то день в данном месте не превышает двух недель. Иными словами, как бы ни совершенствовались методы прогноза погоды, принципиально невозможно за пределами двух недель предсказать конкретное явление погоды, например, будет ли в таком-то месте дождь такого-то числа. Это связано, во-первых, с тем, что мы никогда не знаем точно начальное состояние атмосферы и, во-вторых, что при интегрировании уравнений динамики и термодинамики атмосферы мы допускаем определенные ошибки при их численном решении, при приближенном описании физических процессов, происходящих в атмосфере, ее взаимодействии с подстилающей поверхностью и космосом. Таким образом, нет надежды получить метод прогноза, который бы позволил предвычислить погоду по дням на предстоящий месяц или сезон и тем более на большие сроки. Это,

однако, не означает, что ставить задачу прогноза погоды на месяц или сезон бессмысленно. Просто под прогнозом погоды нужно понимать прогноз более общих характеристик погоды будущего: наиболее часто говорят о месячных и сезонных аномалиях температуры и осадков. Но задача определения общих характеристик погоды на месяц и сезон пока еще далека от удовлетворительного разрешения. Поэтому главная задача метеорологии в настоящее время — создание надежного метода долгосрочного прогноза погоды.

Самые первые попытки применения для долгосрочных прогнозов *инерции в ходе атмосферных процессов*, т.е. сохранения знака текущей аномалии температуры на месяц и сезон вперед, не дали обнадеживающих результатов. Ограниченную успешность имеет и *метод так называемой мировой погоды*, т.е. использование корреляционных связей между ходом метеорологических величин в характерных точках земного шара за различные периоды времени в настоящем и прошлом и прогнозируемой аномалией в интересующем нас районе в будущем. Несмотря на невысокие результаты, статистические методы довольно широко используются, в частности, для прогнозирования муссонных дождей в Индии. С появлением ЭВМ существенным образом усовершенствована техника поиска таких связей и расширен набор предсказателей, используемых в статистических прогнозах. Поиски в этом направлении продолжаются, в том числе за счет использования в качестве предсказателей температуры поверхности океана.

В России для сезонных прогнозов используется концепция естественного синоптического сезона (примерно равного двум месяцам), в 75% времени которого существует однотипная форма циркуляции атмосферы, а нарушения этой циркуляции являются предвестниками типа циркуляции в следующем сезоне. Опираясь на этот предсказатель, вычисляют аномалии температуры воздуха и количества осадков.

В статистических и синоптических методах широко используется прогнозирование погоды по аналогам. Эти методы основываются на предположении, что за сходной последовательностью атмосферных процессов в текущем месяце (сезоне) и когда-либо в прошлом последует в будущем сходное дальнейшее развитие погоды. Поэтому, поскольку дальнейшее развитие в прошлом в аналоге нам известно, его можно взять в качестве прогноза на будущее. Трудности в применении этого ясного физического принципа заключаются в обоснованности выбора критерия аналогичности, по которому устанавливается аналогичность текущей ситуации в прошлом. Ведь даже небольшие различия в начальных условиях могут совершенно изменить весь дальнейший ход процессов, определяющих погоду.

В настоящее время общепризнано, что для существенного продвижения в решении задачи долгосрочных прогнозов необходимо рассматривать совместно атмосферу, Мировой океан и состо-

яние поверхности суши, в частности влажность почвы и состояние снежного и ледяного покрова. Установлено, что тепловое состояние океанов в тропиках, а также в так называемых энергоактивных зонах коренным образом меняет характер общей циркуляции атмосферы. Однако надежных оперативных методов долгосрочных прогнозов погоды пока еще нет. Это важнейшая практическая задача метеорологии, на решение которой направлены усилия метеорологов как нашей страны, так и международной метеорологической общности. Пока же оправдываемость прогнозов аномалий температуры и осадков на месяц и сезон несколько выше климатического прогноза, т.е. прогнозирования климатической нормы.

Вопросы к главе седьмой

1. Какие масштабы атмосферных движений обычно выделяют в тропосфере?
2. Что понимают под общей циркуляцией атмосферы (ОЦА)?
3. Какими общими свойствами обладает глобальное распределение среднего давления? На какие зоны его можно разделить по изменению давления в зависимости от широты?
4. Что понимается под квазигеострофичностью течений общей циркуляции атмосферы?
5. Что понимают под зональностью в распределении давления и ветра?
6. Какое значение имеют меридиональные составляющие ОЦА?
7. Опишите географическое распределение среднего давления на уровне моря в январе и июле. Что такое центры действия атмосферы? Какие бывают центры действия атмосферы и где они расположены? Какие процессы приводят к образованию центров действия?
8. Опишите географическое распределение давления в свободной атмосфере. Где обычно находится наиболее высокое давление в свободной атмосфере, а где — наиболее низкое? Каким образом можно судить о направлении воздушных течений в свободной атмосфере по полю изогипс абсолютной топографии 500 и 300 гПа? Почему?
9. Какой вывод можно сделать, рассматривая годовой ход среднего значения давления над Северным и Южным полушариями?
10. Опишите преобладающие направления ветра у земной поверхности в январе и июле. Какие системы ветров можно выделить на земном шаре и где?
11. Где проходит метеорологическая граница тропиков?
12. Что такое пассаты? Укажите области их распространения. Каковы скорости и направления пассатов в Северном и Южном полушариях? Какая погода характерна для пассатов? Что такое пассатная инверсия? Какова вертикальная мощность пассатов?
13. Что называют антипассатом?
14. Какая система воздушных течений называется муссоном? Какие особенности в формировании поля давления определяют возникновение муссонов?
15. Где наблюдаются тропические муссоны? Укажите на карте область распространения тропических муссонов. Какова первопричина возникновения тропических муссонов? Какое направление имеет летний муссон и зимний муссон в тропиках?
16. Опишите развитие летнего индийского муссона. Когда он наблюдается, как распространяется, какую погоду несет?
17. Опишите зимний индийский муссон. Когда он наблюдается, какую погоду несет?
18. Опишите режим тропических муссонов в Юго-Восточной Азии. Какие особенности в распределении осадков связаны здесь с летним и зимним муссоном?
19. Что такое внутритропическая зона конвергенции (ВЗК)? Каково поле линий тока в ВЗК над океанами в области пассатов и над континентами в области муссонов? Каков характер вертикальных движений и погоды в ВЗК? С чем

связаны колебания интенсивности дождей в ВЗК? Испытывает ли ВЗК сезонные смещения, и если да, то каков их характер над океанами в области пассатов и над континентами в области муссонов?

20. Что такое тропический циклон (ТЦ)? Как классифицируются тропические циклоны по скорости ветра? В каких широтных зонах образуются ТЦ? Образуются ли ТЦ над сушей? В какое время года ТЦ возникают наиболее часто? Какая температура поверхности океана необходима, чтобы ТЦ мог возникнуть?

21. Как обычно перемещаются в тропиках ТЦ? Как меняется затем траектория перемещения ТЦ в широтах, близких к тропику, если ТЦ находится над океаном? Что такое «точка поворота»? Какова обычная скорость перемещения ТЦ?

22. Покажите на карте районы возникновения ТЦ? Как тропические циклоны называются в Тихом и Атлантическом океанах, у северо-западного побережья Австралии? Опишите погоду в ТЦ. Каковы экономические последствия, вызываемые ТЦ?

23. Чем отличается внетропическая циркуляция от циркуляции в тропиках?

24. Что такое главные фронты? Какие воздушные массы они разделяют?

25. Какие воздушные течения преобладают в тропосфере умеренных широт? Почему? Какова главная особенность атмосферной циркуляции во внетропических широтах?

26. Дайте общую характеристику внетропическому циклону.

27. Опишите эволюцию циклона. Как меняются структура, облачность и осадки в различных стадиях эволюции циклона? Что такое теплый сектор циклона? Что такое окклюзирование циклона? Каково отличие фронта окклюзии от теплового и холодного фронтов?

28. Как перемещаются внетропические циклоны? Что такое ведущий поток?

29. Опишите погоду в циклоне.

30. Охарактеризуйте развитие антициклона. Какие вертикальные движения характерны для антициклонов?

31. Какова высота тропопаузы в циклонах и антициклонах?

32. Что такое серия циклонов, как она образуется и каково ее значение в междуширотном обмене воздуха? Откуда берется энергия циклона?

33. Дайте характеристику зональному и меридиональному типам циркуляции.

34. Сформулируйте причины возникновения внетропических муссонов и покажите на карте районы их распространения.

35. Какое направление имеют воздушные течения летнего и зимнего муссона над Восточной Азией? Какую погоду несут здесь воздушные течения летнего и зимнего муссона?

36. Что называется климатологическим фронтом?

37. Опишите положение климатологических фронтов в январе и июле.

38. Что такое местные ветры? Какие причины приводят к появлению местных ветров?

39. Что такое морской и береговой бризы и каковы причины их образования? Какова вертикальная мощность и горизонтальное распространение бриза?

40. Что такое горно-долинные ветры, как и когда дует долинный ветер, как и когда дует горный ветер? Каковы причины горно-долинной циркуляции?

41. Что такое ледниковый ветер?

42. Что такое фён? Как меняется температура и влажность при фёне? Почему? Какой процесс, как правило, осуществляется при фёне и когда?

43. Что такое бора? Каковы причины образования боры?

44. Что такое шквал? Каковы причины образования шквалов? Какие два вида шквалов Вы знаете?

45. Какие маломасштабные вихри существуют? Опишите их структуру.

46. Опишите современную службу погоды. Какие функции выполняют глобальная система наблюдений, глобальная система передачи данных и глобальная система обработки данных.

47. В чем заключается синоптический анализ? Как используется спутниковая информация в синоптическом анализе?

48. Какие существуют методы прогноза различной заблаговременности?

КЛИМАТООБРАЗОВАНИЕ, МИКРОКЛИМАТ

1. КЛИМАТООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ

1.1. В главе первой мы познакомились с понятиями глобального и локального климатов. Глобальный климат определяется состоянием климатической системы, которая представляет совокупность атмосферы, океана, криосферы, поверхности суши и биомассы (рис. 8.1). Компоненты климатической системы, т. е. атмосфера, океан, запасы снега и льда (криосфера),

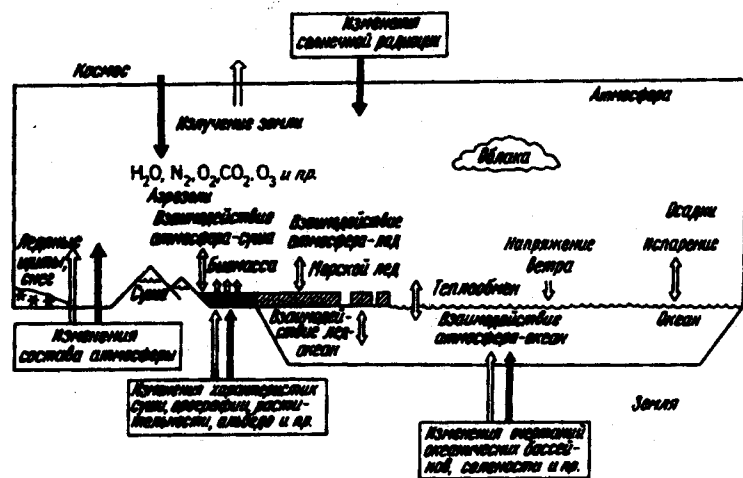


Рис. 8.1. Компоненты климатической системы атмосфера—океан—поверхность снега, льда и суши — биомасса (схема); зачерненные стрелки — внешние процессы, светлые стрелки — внутренние процессы, приводящие к изменениям климата

поверхность суши и биомасса, непрерывно взаимодействуют и обмениваются между собой энергией и веществом. Временные масштабы этих взаимодействий весьма различны и лежат в пределах от месяцев до сотен миллионов лет. Так, поверхностные слои суши взаимодействуют с расположенной над ними атмосферой в масштабах времени от нескольких недель до месяцев, а изменения циркуляции атмосферы, создаваемые дрейфом континентов, происходят на протяжении десятков и сотен миллионов лет.

На рис. 8.1 схематически представлены компоненты климатической системы и различные процессы, которые влияют на

формирование климата и его изменения. Эти процессы можно разделить на *внешние* (черные стрелки) и *внутренние* (полые стрелки). Как видно из рис. 8.1, к внешним процессам можно отнести: приток солнечной радиации и его возможные изменения; изменения состава атмосферы, вызванные вулканическими и ортогенными процессами в литосфере и притоком аэрозолей и газов из космоса; изменения очертаний океанических бассейнов, солёности, характеристик суши, орографии, растительности и др.

К внутренним процессам относится взаимодействие атмосферы с океаном, с поверхностью суши и льдом (теплообмен, испарение, осадки, напряжение ветра), взаимодействие лед — океан, изменение газового и аэрозольного состава атмосферы, облачность, снежный и растительный покров, рельеф и очертания материков. Сопоставление внешних и внутренних процессов показывает, что некоторые из них присутствуют и в тех и в других. Это кажущееся противоречие объясняется тем, что разделение на внешние и внутренние процессы зависит от периода времени, за который рассматривается состояние климатической системы. Так, если мы рассматриваем совокупность состояний, которую проходит климатическая система за 1000 лет, то влияние, например, очертания материков и крупномасштабной орографии на атмосферу можно рассматривать как внешний процесс. Напротив, то же влияние на масштабе времени 100 млн лет необходимо отнести к внутреннему процессу. Таким образом, глобальный климат формируется не только процессами, происходящими в атмосфере, но и процессами, происходящими во всей климатической системе. Отличительной чертой процессов, происходящих в климатической системе, является существование многочисленных положительных и отрицательных обратных связей, т. е. таких взаимодействий, которые либо усиливают (положительная), либо ослабляют (отрицательная) причину, вызвавшую процесс. Примером положительной обратной связи служит связь между альбедо снежно-ледяного покрова и температурой атмосферы: понижение глобальной температуры Земли приводит к увеличению площади снежного и ледяного покрова. Но снег и лед обладают большей отражательной способностью, чем вода и почва. Поэтому увеличение площади снежного и ледяного покрова за счет уменьшения площади воды и почвы должно сопровождаться увеличением планетарного альбедо Земли и, следовательно, уменьшением солнечной радиации, остающейся в климатической системе. А это, в свою очередь, приведет к дальнейшему понижению температуры и еще большему разрастанию снежно-ледяного покрова.

Примером отрицательной обратной связи может служить связь между влажностью почвы и альбедо поверхности суши: увеличение влажности почвы приводит к уменьшению альбедо поверхности суши (влажная почва имеет альбедо меньше сухой). Это, в свою очередь, приводит к увеличению поглощения коротковолновой солнечной радиации, повышению температуры поверхности

почвы, усилению испарения и в итоге — к уменьшению влажности почвы.

Подобных обратных связей в климатической системе достаточно много. Отсюда ясно, что каждому состоянию глобального климата соответствуют свои закономерности в теплообороте, влагообороте и атмосферной циркуляции, т. е. в трех комплексах климатообразующих процессов, формирующих локальный климат в каждой точке Земли. Именно от процессов теплооборота, влагооборота и атмосферной циркуляции, о которых говорилось в главах третьей — седьмой, зависит многолетний режим метеорологических величин: суточный и годовой ход радиации, температуры, осадков и других величин, их изменчивость в каждой точке Земли, среднее распределение по земной поверхности, типичное изменение с высотой и т. д. Поэтому в главах восьмой и девятой мы будем рассматривать распределение локальных климатов на земном шаре, характерное для современного состояния глобальной климатической системы, т. е. за период инструментальных метеорологических наблюдений.

1.2. Все три климатообразующих процесса взаимно связаны. Например, на тепловой режим подстилающей поверхности, а следовательно, и атмосферы влияет облачность, задерживающая приток прямой солнечной радиации. Образование облаков — один из элементов влагооборота. Но оно зависит, в свою очередь, от температуры подстилающей поверхности и стратификации 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.

Таким образом, мы все время встречаемся со взаимными влияниями всех трех климатообразующих процессов. Режим каждого элемента климата является поэтому результатом совместного действия всех трех климатообразующих процессов.

Например, распределение сумм осадков по земному шару является непосредственным следствием влагооборота, поскольку выпадение осадков есть одно из его звеньев. Оно, во-первых, зависит от расположения источников влаги (прежде всего океанов) относительно данного места и, во-вторых, от таких 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 следовательно, и водность облаков, определяют положение уровней образования и оледенения облаков, а значит, в конечном счете и выпадение осадков. Кроме того, на влагосодержание и на тепловые условия воздуха влияет перенос влаги и тепла воздушными течениями общей циркуляции атмосферы. Подъем

воздуха, нужный для конденсации, образования облаков и выпадения осадков, совершается в основном в процессе общей циркуляции атмосферы. Следовательно, последняя также принимает участие в создании климатического режима осадков. Итак, в распределении осадков по земному шару участвуют и влагооборот, и теплооборот, и общая циркуляция атмосферы.

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. Но часто, объясняя тот или иной процесс, приходится ссылаться на другие процессы, изложение которых еще впереди.

2. ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ КЛИМАТА

Климатообразующие процессы разворачиваются в конкретных географических условиях земного шара. Географическая обстановка влияет на все три процесса. В низких и высоких широтах, над сушей и морем, над равниной и горными областями климатообразующие процессы протекают по-разному, т. е. имеют свою географическую специфику.

Следовательно, 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. 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 (формы рельефа) поверхности суши; океанические течения; растительный, снежный и ледяной покров. Особое место занимает деятельность человеческого общества, в настоящее время 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 параметр Кориолиса $2\omega \sin\phi$, также зависит от географической широты.

Зональность в распределении температуры влечет за собой зональность и других метеорологических величин климата, зональность неполную, но все же лежащую в основе распределения этих величин по земной поверхности.

Влияние географической широты на распределение метеорологических величин становится все заметнее с высотой, когда ослабевают 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, удельная влажность также убывает, а ветер достаточно сложно меняется по скорости и направлению.

Такие изменения происходят в свободной атмосфере над равнинной местностью, с большими 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 больше, чем изменения с широтой — в горизонтальном направлении.

5. ВЫСОТНАЯ КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

В связи со сказанным в предыдущем параграфе кратко рассмотрим высотную климатическую зональность, которая определяется тем, что в горах изменение метеорологических величин

с высотой создает быстрое изменение всего комплекса климатических условий. Образуются 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, что становится возможным произрастание древесной растительности. Затем идут хвойные леса, кустарники, альпийская растительность из трав и стелющихся кустарников. За снеговой линией (см. гл. 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. Но от умеренных широт к полярным граница леса быстро снижается в связи с тем, что произрастание леса ограничено средней июльской температурой около $+10$ — $+12^\circ\text{C}$.

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 порядка 1500 м. В тропиках и субтропиках полевые культуры доходят до высот около 4000 м, а на Тибетском нагорье — даже выше 4600 м.

Очень существенно, что и 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 — очень эффективный фактор климата. Именно с ним связано деление типов климата на морской и континентальный.

Рассматривая в предыдущих главах распределение температуры, осадков и других метеорологических величин по земной поверхности, мы не раз убеждались, что зональность климатических характеристик оказывается возмущенной или перекрытой влиянием неравномерного распределения суши и моря. В Южном полушарии, где океаническая поверхность преобладает, а распре-

деление 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 атмосферной циркуляции, а значит, 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 принести морские воздушные массы далеко в глубь материка (или выносить континентальные воздушные массы на океан) или, напротив, исключать такую возможность.

7. ОРОГРАФИЯ

На климатические условия в горах влияет не только высота местности над уровнем моря, но и высота и направление горных хребтов, экспозиция склонов относительно стран света и преобладающих ветров, ширина долин и крутизна склонов и др.

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 на больших географических пространствах.

В связи с перетеканием воздушных течений через хребты на наветренных склонах гор увеличиваются облачность и осадки. На подветренных склонах, напротив, возникают фёны с повышением температуры и уменьшением влажности и 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.

Кроме описанных выше влияний отдельных форм рельефа и отдельных хребтов, крупные горные системы, такие, как Центральноазиатский горный массив или Кордильеры Северной

и Анды Южной Америки, как целое оказывают существенное влияние на системы воздушных течений, распределение осадков и температуры, отражающееся на климатических полях метеорологических величин. Например, в свободной атмосфере в умеренных широтах над Кордильерами и Центральноазиатским горным массивом образуются гребни высокого давления, которые видны на картах изогипс абсолютной топографии 500 гПа (не приводятся) и 300 гПа (см. карты XXIX и XXX). Летом над Центральноазиатским горным массивом в верхней половине тропосферы образуется очаг тепла, температура в котором на 5—10°C выше, чем на тех же высотах и широтах над океанами. Протяжение очага тепла сравнимо с размерами Центральноазиатского горного массива, т. е. несколько тысяч километров.

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. Гребень изотерм на картах средней температуры ярко показывает согревающее влияние Гольфстрима на климат восточной части северного Атлантического океана и Западной Европы.

Холодные океанические 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

9.1. 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, лес может даже увеличивать над собой количество осадков, увеличивая шероховатость 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.

9.2. *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 ней 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 тем самым большое значение для климатического режима теплого времени года. Большое альbedo снежного покрова приводит к усилению рассеянной радиации и увеличению суммарной радиации и освещенности.

10. ТЕОРИИ КЛИМАТА

10.1. В главе первой было указано, что задачей климатологии помимо изучения закономерностей формирования климата является также предвидение изменения климата в будущем. Выполнить эту задачу можно только на основе *теории климата*. Как мы видели, климатическая система очень сложна и требует учета процессов, происходящих в атмосфере, гидросфере, криосфере, литосфере и биосфере. Поэтому построение всеобъемлющей теории климата представляет необычайно трудную задачу, над разрешением которой в настоящее время трудятся коллективы наиболее талантливых ученых во многих развитых странах мира. Магистральный путь решения этой задачи — построение математических моделей климатической системы. В таких моделях строятся системы уравнений гидродинамики, описывающих состояние компонентов системы и учитывающих в той или иной форме физические процессы, происходящие в системе, а также начальные и граничные условия. В настоящее время построено много таких моделей различной сложности, в которых воспроизведены многие характерные черты современного и прошлого климата, а также даны прогнозы будущего климата (см. гл. десятую).

10.2. Приведем некоторые самые простые соображения о температуре Земли и первую модель климата, построенную М. И. Будыко.

В главе третьей (параграф 2) мы установили, что Земля находится в состоянии лучистого равновесия. Это означает, что падающая на Землю солнечная радиация за минусом отраженной должна уравновешиваться излучением Земли, т. е.

$$\pi r^2 S_0 (1 - A_s) = 4\pi r^2 \delta \sigma T_s^4,$$

или

$$\frac{1}{4} S_0 (1 - A_s) = \delta \sigma T_s^4, \quad (8.1)$$

где S_0 — солнечная постоянная, $A_s = 0,30$ альbedo Земли, $\delta = 0,95$ — коэффициент серости излучения поверхности Земли, $\sigma = 5,660 \cdot 10^{-8} \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{К}^4)$ — постоянная Стефана — Больцмана, T_s — температура уходящего излучения земли. Следовательно, при $S_0 = 1367 \text{ Вт}/\text{м}^2$ и $A_s = 0,30$ температура уходящего излучения Земли $T_s = 258 \text{ К} = -15^\circ \text{С}$. Фактическая же средняя глобальная температура воздуха у поверхности Земли равна 15°С (гл. шестая, параграф 23), т. е. температура уходящего излучения Земли на 30°С ниже наблюдаемой средней глобальной температуры воздуха у поверхности Земли. Этот прогрев приземного воздуха обязан парниковому эффекту атмосферы, который не учитывается формулой (8.1). Если вертикальный градиент температуры в тропосфере принять равным $0,6^\circ \text{С}/100 \text{ м}$, то температура уходящего излучения Земли окажется на высоте около 5 км.

Для описания влияния парникового эффекта атмосферы М. И. Будыко предложил эмпирическую формулу

$$E_s = A + BT_s, \quad (8.2)$$

где $A = 203,3 \text{ Вт}/\text{м}^2$; $B = 2,09 \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot ^\circ \text{С})$ — эмпирические константы, неявно учитывающие влияние облачности и других радиационно-активных примесей, а E_s — уходящее длинноволновое излучение Земли. Приравнивая усваиваемую Землей солнечную радиацию и уходящее длинноволновое излучение Земли

$$\frac{1}{4} S_0 (1 - A_s) = A + BT_s, \quad (8.3)$$

получим при $A_s = 0,30$ $T_s = 16,6^\circ \text{С}$, что практически совпадает со средней температурой воздуха для Северного полушария.

10.3. Модель М. И. Будыко позволяет оценить распределение средних годовых температур по широтным зонам. Для этого нужно учесть влияние на температуру в отдельных широтных зонах не только радиации, но и горизонтальных потоков тепла в атмосфере и гидросфере. М. И. Будыко обосновывает предположение, что радиационный баланс системы Земля — атмосфера

в каждой широтной зоне $\left[\frac{S_0}{4} (1 - A_s) - (A + BT_s) \right]_{\varphi}$ уравновешивается горизонтальными потоками тепла, которые аппроксимируются выражением: $F_{\varphi} = \beta (T_{sp} - T_s)$, где T_{sp} — среднегодовая температура в широтной зоне φ , T_s — среднегодовое значение T_{sp} , осредненное по площади Северного полушария, а $\beta = 3,75 \cdot 10^4 \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot ^\circ \text{С})$ — эмпирическая константа. Отсюда, решая уравнение

$$\frac{S_0}{4} (1 - A_s) - (A + BT_{sp}) = \beta (T_{sp} - \bar{T}_s) \quad (8.4)$$

относительно $T_{сп}$, получим формулу для расчета среднегодовой температуры в широтной зоне φ

$$T_{сп} = \frac{\frac{S_0}{4} (1 - A_s) - A + \beta \bar{T}_s}{\beta + B} \quad (8.5)$$

На рис. 8.2 представлено изменение с широтой рассчитанной ($T_{сп}$) и фактической (T_{φ}) температуры при некоторых предположениях о ходе альбедо на границе лед — суша. Как видно из рисунка, кривые хорошо совпадают.

10.4. Мы дали представление о так называемой *энергобалансовой модели климата* М. И. Будыко, в которой предвычисляется только один параметр климатической системы — среднегодовая температура широтных зон. В настоящее время построен целый ряд постепенно усложняющихся моделей климата. Это более сложные энергобалансовые модели: радиационно-конвективные, зональные и трехмерные. В них по-разному учитываются физические процессы, влияющие на формирование климата. Одни включают только две составляющие климатической системы — атмосферу и океан, другие рассматривают атмосферу — океан — ледники. Даже краткое описание этих моделей выходит за пределы настоящего курса.

11. МИКРОКЛИМАТ

11.1. *Микроклиматом называются местные особенности в режимных метеорологических величинах, обусловленные неоднородностью строения подстилающей поверхности и существенно меняющиеся уже на небольших расстояниях, но наблюдающиеся в пределах одного типа климата.* Это значит, что в одном и том же географическом районе с одним общим типом климата наблюдаются различные микроклиматы над большими участками подстилающей поверхности в зависимости от ее строения и свойств. Над лугом и соседним лесом, над пашней и болотом, над ровной степью и в балке, вблизи озера и в отдалении от него совокупность атмосферных условий будет в определенной степени различаться. Это значит, что в указанных местах *при одном и том же типе климата будет разный микроклимат.*

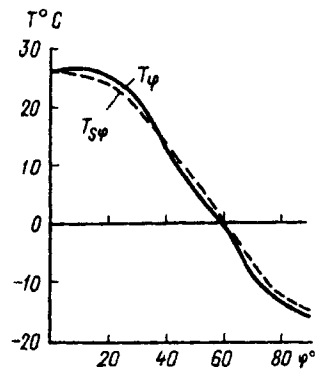


Рис. 8.2. Распределение средней широтной температуры воздуха в зависимости от широты по М. И. Будыко: T_{φ} — измеренная температура, $T_{сп}$ — рассчитанная температура

Микроклиматические различия зависят от мелкомасштабных различий в строении и свойствах подстилающей поверхности. Эти различия меньше в сравнении с особенностями климата, которые создаются влиянием других крупномасштабных географических факторов. В предшествующих главах, говоря о влиянии подстилающей поверхности на температуру, облачность, другие элементы климата, мы обращали внимание главным образом на самые общие и пространственно протяженные особенности подстилающей поверхности, как например расчленение ее на сушу и море. Крупномасштабные влияния подстилающей поверхности оказывались настолько существенными, что приводили к необходимости выделения отдельных типов климата, например континентального и морского. Сейчас же мы остановимся более подробно на мелкомасштабных воздействиях подстилающей поверхности, приводящих к микроклиматическим различиям в распределении метеорологических элементов, но в пределах одного типа климата.

11.2. В создании микроклиматических различий играют роль экспозиция подстилающей поверхности относительно стран света, мелкомасштабные неровности рельефа, большая или меньшая влажность почвы, характер и особенности растительного покрова и т. п. Эти различия в подстилающей поверхности определяют различия в поглощенной радиации, эффективном излучении и радиационном балансе поверхности, а также в условиях турбулентного теплообмена между подстилающей поверхностью и атмосферой. В результате наблюдаются микроклиматические различия в режиме температуры и влажности воздуха и в испарении.

Микрорельеф и различия в шероховатости земной поверхности могут создавать и микроклиматические различия в режиме ветра. Известны усиления ветра на наветренных склонах и вершинах холмов и зоны слабых ветров в небольших котловинах. Труднее обнаруживаются микроклиматические различия в режиме облачности и осадков. Например, над значительным по размерам озером в теплое время года может происходить частичное рассеяние кучевых облаков. 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, при сильном ветре температурные различия будут наименьшими, а различия в ветре — самыми большими.

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 в зимнее время 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, многие климатические различия внутри горных систем.

11.3. С. П. Хромовым была сделана попытка увязать 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, станции города Ялты). *Микроклимат* следует рассматривать как климат фации внутри данного урочища (например, ялтинской набережной), для выяснения которого нужны специальные микроклиматические наблюдения, о которых речь пойдет ниже.

12. МИКРОКЛИМАТ КАК ЯВЛЕНИЕ ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ

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 *приземном слое воздуха*. На высоте будки и выше они будут сглаживаться вследствие перемешивания воздуха при ветре. Поэтому для установления микроклиматических различий нужны наблюдения на различных высотах внутри приземного слоя воздуха. *В определенной степени микроклимат отождествляется с климатом приземного слоя воздуха.*

Нижний слой воздуха 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 производят и в слоях выше 2 м (до нескольких десятков метров). Даже 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 двухметрового 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 над ветром, температурой и влажностью при этом производят на разных уровнях над почвой, начиная от нескольких сантиметров. Поскольку с помощью таких наблюдений определяют вертикальные градиенты метеорологических элементов 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. Используют также автомобиль, с которого делают 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 вести длительно, на протяжении многих лет, в одном и том же месте, как обычные метеорологические наблюдения. Задача исследования заключается 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.

Прежде всего это *суточная амплитуда температуры*, которая на уровнях ниже 2 м больше, чем на высоте будки, и тем больше, чем ближе к земной поверхности. Поскольку суточная амплитуда температуры поверхности почвы больше, чем суточная амплитуда

температуры воздуха в метеорологической будке, то в слоях воздуха непосредственно над почвой она также будет больше, чем в будке.

Максимум температуры непосредственно над почвой наступает примерно на 1 ч раньше, чем в будке.

В суточном ходе особенно большое понижение температуры в приземном слое наблюдается 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 будет оставаться 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 часто продолжается и над уровнем будки.

Днем в солнечную погоду в приземном слое наблюдается *очень сильное падение температуры с высотой*. Разность между температурой у земной поверхности и температурой в будке может составлять несколько градусов. При пересчете на единицу высоты, равную 100 м, получим огромное значение вертикального градиента температуры. В нижних 30 см градиент в летний полдень может доходить до $500^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. 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 у самой земной поверхности скорость ветра снижается почти 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 будет иметь вид линии, близкой

к прямой. Наилучшее согласие между действительным и логарифмическим распределением скорости ветра по вертикали получается при безразличной стратификации в приземном слое воздуха.

Сильный ветер в приземном слое воздуха переносит пыль, снег и другие твердые частички и тем ухудшает видимость в приземном слое. Ветер в приземном слое влияет также и на температурные условия. С усилением ветра растет турбулентность и, следовательно, увеличивается теплообмен между почвой и воздухом. Поэтому днем температуры земной поверхности при ветре ниже, а ночью выше, чем в тихую погоду.

16. МИКРОКЛИМАТ ПЕРЕСЕЧЕННОЙ МЕСТНОСТИ

Теперь рассмотрим микроклиматические условия для нескольких *характерных типов ландшафтов: 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 общие условия климата. 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 др.

Разности температур на южных и северных склонах холмов в ясную погоду днем могут достигать у земной поверхности нескольких градусов, но на высоте будки это будет всего несколько десятых долей градусов. В пасмурную погоду различия более или менее 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 пятой, так и в условиях микрорельефа. Особенно велики различия в минимальных температурах (даже в будке разности абсолютных минимумов могут достигать 15°C); в максимальных температурах они меньше. Это явление объясняется стоком холодного воздуха по склону местности или штилем в низинах ночью и уменьшением обмена 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 получившемся 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 стекающего слоя 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 мощность покрова меньше, а в низинах, куда сносится снег с окружающих склонов, накапливаются сугробы. Весеннее таяние снега происходит быстрее всего на вершинах холмов и на южных склонах, где больше 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 говорить не будем, однако рассмотрим 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, где она значительно выше, чем на том же уровне в открытой местности. Внутри леса днем (в летнее время) температура значительно ниже, чем над кронами. Ночью кроны сильно охлаждаются излучением, потому максимум температуры по вертикали наблюдается в это время на высоте 1—2 м над ними, а минимум температуры 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 температуры между лесом и полем почти отсутствует. В среднем годовом лес несколько холоднее, чем поле. Годовые амплитуды температуры в лесу немного меньше.

Относительная влажность в лесу выше, чем 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 ветра 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 кронами деревьев с достаточно глубоких горизонтов, поэтому верхний слой почвы в лесу более влажный, чем в поле.

Во всяком случае, лес не может существенно увеличивать внутренний влагооборот и не может увеличивать этим путем количество осадков, выпадающих на суше. 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 протяженность лесных опушек. Иными словами, чем пятнистее распределение леса, тем больше его влияние на выпадение осадков.

Снег распределяется в лесу равномернее, чем в открытом

месте, и плотность его в лесу меньше вследствие ослабления 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 формирует свой местный климат, а на отдельных его улицах и площадях создаются своеобразные микроклиматические условия, определяемые городской застройкой, покрытием улиц, распределением зеленых насаждений и др.

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. Снижение солнечной радиации еще усиливается высокой застройкой в узких улицах. Вследствие той же пелены дыма и пыли на территории города снижено эффективное излучение, а значит, и ночное выхолаживание. В то же время в городе к рассеянной радиации присоединяется радиация, отраженная стенами и мостовыми.

Крыши и стены домов, мостовые и другие элементы города, 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°C и более. Поле температуры над городом характеризуется одной или несколькими замкнутыми изотермами, получившими название *городского острова тепла*. Лучшее контрасты температуры между городом и окружающей сельской местностью выражены в спокойную антициклональную погоду. Они исчезают при сильном ветре или сплошной облачности. 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 следовательно, и влажность в городе меньше, чем в сельской местности, вследствие покрытия улиц и стока воды в канализацию. Так как территория города нагрета больше, чем окружающая местность, и обладает большой 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 так называемый *городской бриз*. Слабые ветры направлены днем от окружающей местности к центру города при усилении восходящего движения воздуха над городом. Если общий перенос воздуха достаточно силен, бриз незаметен.

При устойчивой стратификации атмосферы, в особенности при инверсиях температуры, дым может накапливаться в приземном слое атмосферы в таком количестве, что оказывает вредное физиологическое воздействие. 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 вызывать массовые отравления.

Автомобильный транспорт вносит наибольший вклад в загрязнение воздуха городов. Так, в Лос-Анджелесе, очень большом городе с развитой промышленностью и огромным количеством автомобилей, в 1963 г. за сутки поступало в воздух до 40 т твердых частичек, 450 т оксидов серы и 190 т оксидов азота.

19. ТУМАНЫ И СМОГИ В ГОРОДАХ¹

Под влиянием примесей, концентрация которых в воздухе городов резко увеличена, в городах чаще (в 2—3 раза) наблюдается *дымка*, т. е. условия видимости менее 10 км. 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*, которое оказывает особенно вредное воздействие на человека (прежде всего, на глаза), животных и растительность. В ряде городов США, Японии, Западной Европы, Турции и других фотохимический смог наблюдается по несколько десятков дней в году.

Широко распространено мнение о том, что в городах повторяемость не только дымки (и ее разновидности смога), но и туманов больше, чем в окрестностях. В действительности в больших городах, над которыми существует устойчивый «остров» тепла, повторяемость туманов не только не больше, но и существенно меньше (в 2—3 раза), чем в их окрестностях. В России это в первую очередь относится к Москве и С.-Петербургу, где разность температур воздуха между городом и окрестностями в среднем больше 1°C. В Москве, например, по наблюдениям на гидрометеорологической обсерватории и на ВДНХ в среднем наблюдается 20 и 26 дней в году с туманом,

¹ Параграф написан Л. Т. Матвеевым.

а в окрестностях ее (Клин, Дмитров, Загорск, Кинешма) — от 36 до 49 дней.

В С.-Петербурге в течение пяти лет (1970—1974) наблюдалось 74 дня с туманом, а в пунктах, удаленных от него на 20—80 км, — от 206 до 165 дней. Повторяемость дальности видимости менее 1 км (по инструментальным измерениям) составила в этот период в С.-Петербурге 1,4%, а в пунктах, удаленных от него, от 2,8 до 4,7% от числа сроков наблюдений.

Таким образом, как данные наблюдений за туманом, так и за дальностью видимости указывают на то, что в большом городе туманы наблюдаются в 2—3 раза реже, чем в его окрестностях. 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. Известно, что лишь на небольшой части ядер образуются капли и 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 под влиянием температуры.

Воспользовавшись формулой для относительной влажности: $f = (e/E) \cdot 100\%$, 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 он образуется. Для возникновения тумана в городе температура воздуха в окрестностях должна упасть значительно ниже точки росы. Тогда 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 над городом играет не только тепло, выделяемое предприятиями, жилыми зданиями и транспортом, но и геофизические факторы, в первую очередь уменьшение эффективного излучения земной поверхностью, облаком примесей и водяным паром, образующимся при сжигании различных видов топлива. Известную роль играют поглощение солнечной радиации облаком примесей, изменение режима испарения, альbedo 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.

Вопросы к главе восьмой

1. Из каких компонентов состоит климатическая система?
2. Какие внешние физические процессы могут влиять на изменение климатической системы?
3. Какие внутренние физические процессы могут влиять на изменение климатической системы?
4. Зависит ли разделение процессов на внешние и внутренние от периода времени жизни климатической системы?
5. Приведите примеры положительных и отрицательных обратных связей в климатической системе.
6. Перечислите географические факторы климата.
7. Каково влияние на климат географической широты?
8. Как влияет на климат высота места над уровнем моря?
9. В чем суть высотной климатической зональности?
10. Как влияет на климат распределение на земном шаре суши и моря?
11. Каких два масштаба орографических влияний на климат можно выделить?
12. Выделите на карте изотерм на уровне моря районы влияния океанических течений. Как проявляются эти влияния в ходе метеорологических явлений?
13. Каким образом влияет на климат растительный и снежный покровы?
14. Какие гипотезы положены в основу энергобалансовой модели климата М. И. Будыко? Как учитываются в этой модели парниковый эффект и горизонтальные потоки тепла в различных широтных зонах?
15. Что понимается под микроклиматом? Какими факторами определяются микроклиматические различия? Как можно связать климат, местный климат и микроклимат с таксономическими единицами ландшафтоведения?
16. Почему можно говорить о микроклимате как о явлении приземного слоя?
17. Чем отличаются микроклиматические наблюдения от стандартных метеорологических наблюдений?
18. Каковы закономерности вертикального распределения температуры и ветра в приземном слое?
19. Опишите особенности микроклимата пересеченной местности. Какие факторы формируют микроклимат пересеченной местности?
20. Опишите особенности микроклимата леса. Какова роль крон деревьев в формировании микроклимата леса? Сопоставьте микроклимат леса и поля.
21. Опишите микроклимат города. Что такое «остров тепла»? Какое влияние оказывает город на повторяемость дымок и туманов?

КЛАССИФИКАЦИЯ КЛИМАТОВ. КЛИМАТЫ ЗЕМЛИ

1. КЛАССИФИКАЦИЯ КЛИМАТОВ

Климатообразующие процессы Земли в различной географической обстановке создают самые различные локальные климаты. Именно они составляют предмет рассмотрения в настоящей главе. Анализируя отдельные характеристики климата (средние температуры воздуха, суммы осадков и др.), можно заметить определенные географические закономерности в их распределении: зависимость от широты, континентальности положения рассматриваемой местности, орографии и др. 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*.

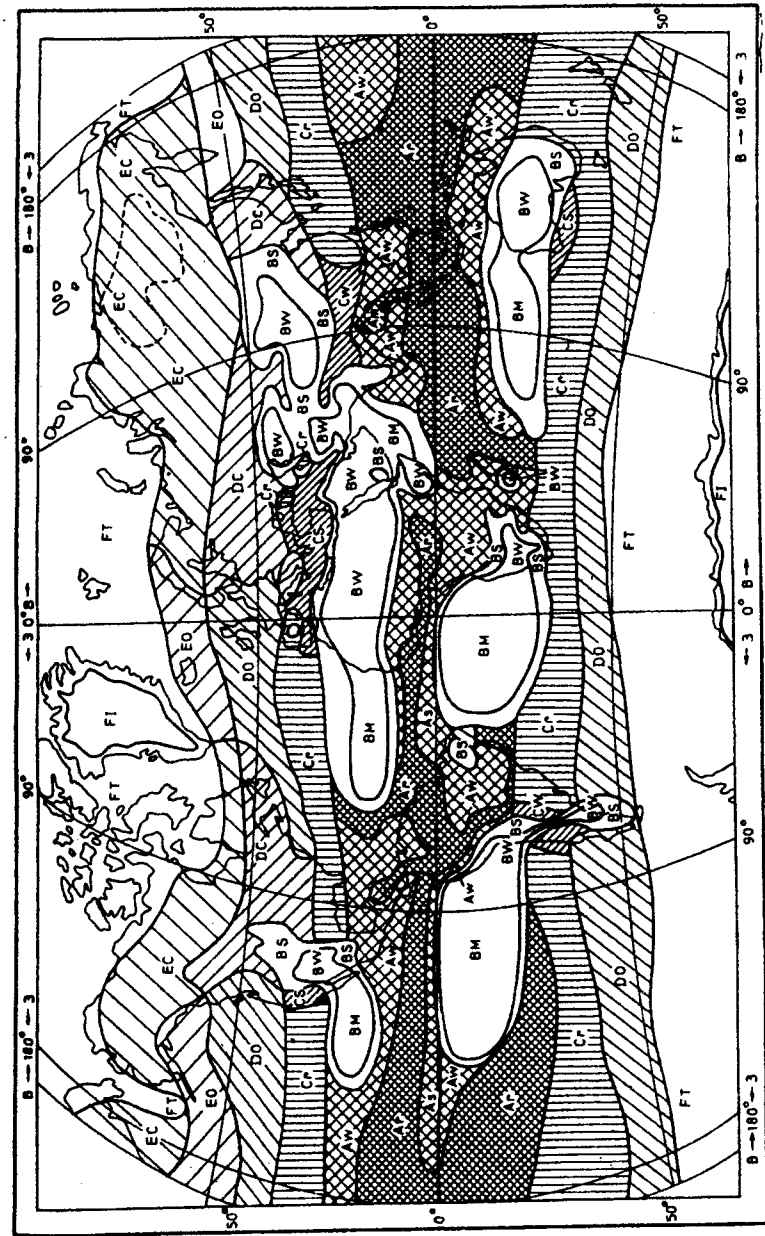
На основании всего, что нам уже известно, можно сказать заранее, что в распределении климатов существует более или менее ясно выраженная *зональность*, но эта зональность сильно нарушается влиянием *азональных факторов*.

Предложено большое количество классификаций климатов как для всего земного шара, так и для его частей, например для бывшего 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 В. КЕППЕНА

2.1. Особенно распространена классификация климатов земного шара, уже давно предложенная В. Кёппеном и не раз подвергавшаяся усовершенствованиям. Мы изложим классификацию климатов В. Кёппена в редакции Г. Т. Треварта (карта XXXVII).

В классификации Кёппена — Треварта все климаты Земли разделены на шесть классов по температурному режиму и степени увлажнения. Этим классам присвоены латинские буквы — (A, C, D, E, F, B). Пять классов климатов — A,



Карта XXXVII. Климатическое районирование Земли по В. Кёппену и Г. Треварту. Объяснение обозначений см. в тексте

C, D, E, F — выделяются в порядке убывания температуры воздуха на уровне моря от экватора до полюсов, а шестой по степени увлажнения — класс сухих климатов *B*. Классы климатов определяются следующим образом:

Класс климатов	Определение
<i>A. Тропические климаты</i>	Среднемесячные температуры больше 17°C в течение всего года
<i>C. Субтропические климаты</i>	Граница мороза Среднемесячные температуры больше 9°C в 8—12 месяцах
<i>D. Умеренные климаты</i>	Среднемесячные температуры больше 9°C в 4—7 месяцах
<i>E. Субарктические климаты</i>	Среднемесячные температуры больше 9°C в 1—3 месяцах
<i>F. Полярные климаты</i>	Граница леса Ни в одном месяце среднемесячная температура не превышает 9°C
<i>B. Сухие климаты</i>	Граница сухости Испарение превышает осадки

Между климатами *A* и *C* лежит граница мороза, между климатами *E* и *F* — граница леса и между всеми климатами и *B* — граница сухости.

Для отнесения того или иного места к сухим климатам необходимо сравнить среднее годовое количество осадков в миллиметрах с пределом сухости *ПС*. Предел сухости определяется формулой

$$ПС = 20 (t - 10^{\circ} + 0,3 \text{ ПЛО}), \quad (9.1)$$

где *t* — средняя годовая температура ($^{\circ}\text{C}$), *ПЛО* — процент летних осадков от общего годового количества осадков. К летним осадкам в Северном полушарии относится сумма осадков с апреля по сентябрь, в Южном — с октября по март.

Если количество наблюдающихся годовых осадков *R* в данном месте не больше, чем половина *ПС*, то климат называется климатом пустыни и обозначается *BW*. Граница пустыни (*ГП*) определяется выражением

$$ГП = ПС/2 = 10 (t - 10^{\circ} + 0,3 \text{ ПЛО}) \text{ мм.} \quad (9.2)$$

Если *R* меньше *ПС*, но больше, чем *ГП*, то это климат степи или степной климат. Он обозначается *BS*. Степной климат *BS* — полупустынный. Климат *BW* пустынный и отличается недостатком воды для произрастания леса. В климатах *B* выделяется климат морской пустыни *BM*, характеризующийся малым количеством осадков, но высокой влажностью воздуха.

Тропические климаты *A* включают четыре типа (подкласса), которые выделяются по характеру дождливого сезона:

Ar — тропический дождливый климат,

Am — тропический муссонный дождливый климат,

Aw — тропический климат с сухой зимой и дождливым летом,

As — тропический климат с сухим летом и дождливой зимой.

В климатах *A* месяц считается дождливым, если осадков не меньше 60 мм. К тропическому дождливому климату *Ar* относятся местности, в которых более 9 месяцев года дождливые. Тропический муссонный дождливый климат *Am* характерен для местностей, где дождливыми оказываются менее 10 месяцев года, а количество годовых осадков $R \geq (100 - r_n) \cdot 25$ мм, где r_n — среднемесячные осадки самого сухого месяца. Определение *Aw* и *As* ясно из самого названия климата.

Субтропические климаты *C* подразделяются на три типа (под-класса):

Cr — субтропический дождливый климат,

Cw — субтропический климат с дождливым летом и сухой зимой,

Cs — субтропический климат с дождливой зимой и сухим летом (средиземноморский).

К субтропическому дождливому климату *Cr* относятся местности, в которых разность между самым влажным и самым сухим месяцами меньше, чем количество осадков, необходимое для климата с дождливым летом и дождливой зимой, или же осадки самого сухого месяца лета больше, чем 29 мм. Для климата *Cs* (с сухим летом) характерно: годовых осадков меньше 890 мм и зимой их выпадает по крайней мере в три раза больше, чем летом. Климат относится к *Cw* (с сухой зимой), если летом количество дождей в десять раз больше, чем зимой. Таким образом, в определении типа климата в классах *A, B* и *C* играют роль распределение и количество осадков.

Умеренные климаты *D* делятся на два типа: умеренный морской *DO* и умеренный континентальный *DC*. Разделение на эти типы климата производится по среднемесячной температуре самого холодного месяца в году. В умеренном морском климате *DO* она должна быть выше или в крайнем случае равна 0°C , а в умеренном континентальном климате — ниже 0°C . Правда, для некоторых внутриконтинентальных районов также допускается 0°C .

Субарктические, или бореальные, климаты *E* подразделяются также на два типа: субарктический морской *EO* со среднемесячной температурой самого холодного месяца выше -10°C и субарктический континентальный *EC* со среднемесячной температурой самого холодного месяца ниже -10°C . Климаты *A, C, D* и *E* составляют «древесные климаты», так как в них достаточно тепла и осадков для произрастания обычных сортов деревьев.

Полярные климаты *F* имеют своей обращенной к умеренным широтам границей границу леса, которая совпадает с изотермой 10°C . Они также подразделяются на два типа в соответствии со среднемесячной температурой самого теп-

лого месяца. Если она находится в пределах между 0 и 10° С, то такой климат называется *климатом тундры FT*, а если во всех месяцах года среднемесячная температура ниже 0° С, то это *ледовый климат FI*.

Таким образом, в классификации В. Кёппена и Г. Треварта имеется 16 главных климатов:

- Ar* — тропический дождливый климат;
- Am* — тропический муссонный дождливый климат;
- Aw* — тропический летний дождливый климат;
- As* — тропический зимний дождливый климат;
- BS* — климат степи;
- BW* — климат пустыни;
- BM* — морской пустынный климат;
- Cr* — субтропический дождливый климат;
- Cw* — субтропический летний дождливый климат;
- Cs* — субтропический зимний дождливый климат;
- DO* — умеренный морской климат;
- DC* — умеренный континентальный климат;
- EO* — субарктический морской климат;
- EC* — субарктический континентальный климат;
- FT* — климат тундры;
- FI* — ледовый климат.

2.2. Используя приведенную классификацию, В. Кёппен и Г. Треварт построили карту климатов земного шара (карта XXXVII). Пояс тропических климатов охватывает весь земной шар, во всей этой зоне среднемесячные температуры не ниже 17° С в течение всего года. Большую часть тропических климатов занимает тропический дождливый климат *Ar*, а это значит, что больше чем в 9 месяцах года месячное количество осадков больше 59 мм. Конфигурация границ *Ar* достаточно сложная и отражает положение внутритропической зоны конвергенции и ее сезонное смещение. В Африке, в Индийском и на западе Тихого океанов к зоне *Ar* непосредственно примыкают районы тропического летнего дождливого климата *Aw*. Таким образом, в классификации Кёппена—Треварта Западно-Африканский, Индийский и Австралийский муссоны попадают в климат *Aw*, а тропический муссонный дождливый климат *Am* наблюдается только на Андаманском побережье и севере полуострова Малакка. По обе стороны от тропического пояса располагаются два пояса сухого климата *B*, охватывающие земной шар неполными кольцами. На континентах это климат степи *BS* (включая и саванны), переходящий в климат пустыни *BW*, а над океанами в *BM* — морской пустынный климат. Осадков в этих типах климата выпадает мало, а испаряемость при высоких температурах велика. Над континентами эти типы климата представлены пустынями и саваннами Африки, пустынями и степями Азии, а также высокогорными пустынями Северной и Южной Америки. Над океанами это районы субтропических антициклонов с крупномасштабным оседанием

воздуха в северо-восточных и юго-восточных пассатах Северного и Южного полушарий соответственно.

За поясами сухого климата идут два пояса *субтропических климатов C*. В Южном полушарии субтропический дождливый климат *Cr* протягивается практически сплошным поясом вокруг земного шара и прерывается только материком Южной Америки, где на западном побережье в этих широтах наблюдается субтропический зимний дождливый климат *Cs*, а в глубине материка, после климата степи и пустыни, субтропический летний дождливый климат *Cw*. Субтропический зимний дождливый климат *Cs* наблюдается также на самом юго-востоке Австралии. В Северном полушарии субтропический дождливый климат *Cr* наблюдается над Тихим и Атлантическим океанами, частично захватывает юг США и восток Китая, а также Черноморское побережье Кавказа. Субтропический зимний дождливый климат *Cs* (средиземноморский) наблюдается в Калифорнии и, естественно, во всем Средиземноморье, включая Крым, Турцию, часть Сирии и Ирака. Субтропический летний дождливый климат *Cw* характерен для внутреннего Китая и запада Тибета и, по существу, является продолжением летнего индийского муссона.

Далее идет пояс *умеренных климатов D*, в которых среднемесячные температуры выше 9° С в 4—7 месяцах года. В Южном полушарии наблюдается сплошной пояс умеренного морского климата *DO*, прерываемый только материком Южной Америки, а умеренного континентального климата *DC* по вполне понятным причинам вообще нет. В Северном полушарии умеренный морской климат *DO* занимает океаны и западные побережья материков. Это вполне понятно — морские воздушные массы распространяются с океанов на побережье Канады и на Западную Европу. Умеренный континентальный климат *DC* наблюдается над большей частью Северной Америки и над Евразией, а также над сравнительно узкой зоной океанов, прилегающих к восточным побережьям материков. Климат *DC* над океаном является следствием распространения континентальных воздушных масс на морскую поверхность. Правда, над океанами континентальные воздушные массы быстро трансформируются, и поэтому зоны с климатом *DC* достаточно узкие.

Далее в Северном полушарии идет зона *субарктических климатов E*, в Южном полушарии таких климатов нет. В этих климатах среднемесячные температуры выше 9° С в 1—3 месяцах и, таким образом, их северной границей служит граница леса. Эти климаты также делятся на субарктический морской *EO*, занимающий северную часть Тихого и Атлантического океанов и субарктический континентальный *EC*, наблюдающийся над севером Канады, в Аляске и на севере Евразии, исключая прибрежные области, где господствует климат тундры *FT*. Заметим, что в центре Азии климат степи *BS* граничит прямо с климатом *EC*, минуя умеренный климат. Климат тундры *FT*

наблюдается также над океанами Южного полушария. Ледовый климат *FI* существует над Гренландией и над Антарктидой. Из карты XXXVII видно, что основное нарушение в зональность типов климата вносят материки с их орографией.

Классификация В. Кёппена и Г. Треварта широко распространена главным образом благодаря четким количественным критериям отнесения конкретного места к тому или иному типу климата. Вся необходимая информация для этого — среднемесячные и среднегодовые значения температуры и осадков в данном месте. В то же время эта классификация очень мало говорит о генезисе того или иного типа климата и это ее недостаток.

3. КЛАССИФИКАЦИЯ КЛИМАТОВ Л. С. БЕРГА

3.1. Л. С. Берг предложил классификацию климатов, которая исходит 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. Для определения границ климатических зон Берг использовал некоторые количественные критерии, заимствованные у В. Кёппена, А. А. Каминского и некоторых других авторов, а также наиболее характерные признаки ландшафта, включая растительность и почвы.

Все типы климатов Берг разделяет на два крупных класса: А. *Климаты низин*: а) климаты океанов, б) климаты суши; Б. *Климаты возвышенностей*: а) климаты нагорий и плато, б) климаты горных систем и отдельных гор.

Наиболее разработаны Бергом климаты низин и высоких плато.

3.2. *Климаты низин*. Они содержат 11 типов:

3.2.1. *Климат тундры*. Средняя температура самого теплого месяца не выше 10—12° С, но не ниже 0° С. Относительная влажность в 13 ч больше 70 %. Имеются два подтипа: а) тундра Северного полушария с большой годовой амплитудой температуры (материкового типа) и б) тундра Южного полушария с малой амплитудой температуры (океанического типа).

3.2.2. *Климат тайги, или Сибирский*. Температура июля свыше 10° С, но не более 20° С, годовая амплитуда не менее 10° С, осадков 300—600 мм в год (относительная влажность в 13 ч самого теплого месяца 50—70 %). Подтипы: а) западный с облачной и снежной зимой; б) восточносибирский с ясной, сухой, очень холодной зимой.

3.2.3. *Климат лесов умеренной зоны, или климат дуба*. Средняя температура четырех месяцев теплого времени года выше 10° С, но не более 22° С. Преобладают летние осадки и лиственные леса с опадающей листвой, среди которых видную роль почти всюду играют дубы, однако разнообразие пород велико: от вечнозеленых до бука, дуба и других, а в морских подтипах этого климата до

березового лесостепья.

3.2.4. *Муссонный климат умеренных широт*. Это разновидность климата дуба с ясной холодной сухой зимой, дождливым летом и сезонной сменой преобладающих ветров.

3.2.5. *Климат степей*. Лето теплое и жаркое, максимум осадков приходится на лето. Имеются два подтипа: а) климат степей с прохладными зимами (степи умеренного пояса), средняя температура каждого из летних месяцев не ниже 20° С, но и не выше 23,5° С; в июле и августе средняя относительная влажность в 13 ч 35—45 %, осадков 200—450 мм в год, суховеи; б) климат степей с теплыми зимами (степи субтропические и тропические).

3.2.6. *Климат средиземноморский*. Характерен для субтропиков. Лето жаркое, сухое, средняя температура летних месяцев 23—28° С; зима теплая, влажная, средняя температура самого холодного месяца выше 0° С; осадки выпадают осенью, зимой и весной. Разновидности: а) климат этезий, б) климат субтропических степей, в) средиземноморский климат с прохладным летом (штаты Калифорния, Орегон и Вашингтон).

3.2.7. *Климат субтропических лесов*. Средняя температура самого холодного месяца выше 2° С. Лето жаркое, богатое осадками, годовая сумма осадков более 1000 мм, с хорошо выраженным летним максимумом.

3.2.8. *Климат внутриматериковых пустынь (умеренного пояса)*. Осадков мало во все сезоны (300 мм и менее), но особенно мало их приходится на лето — сухое, иногда совершенно бездождное, безоблачное и жаркое. Средняя температура самого теплого месяца 25—32° С. Зима прохладная, температура самого холодного месяца обычно ниже 2° С, выпадает, хотя и на короткое время, снег. Особую разновидность составляет пустынный климат Патагонии со сравнительно прохладным летом.

3.2.9. *Климат субтропических пустынь (областей пассатов)*. Осадков очень мало. Лето жаркое, бездождное; если даже максимум осадков выпадает зимой, то их недостаточно, чтобы образовать сплошной ковер растительности. Зима тоже жаркая или теплая (температура самого холодного месяца не ниже 10° С). Суточная амплитуда температуры воздуха очень большая. Особую разновидность климата субтропических пустынь представляет климат пустынных побережий Перу, севера Чили и западного побережья Южной Америки на север до 18° ю.ш. Эти пустыни располагаются по соседству со сравнительно холодным океаном (из-за поднимающейся из глубин холодной воды и холодных течений) и отличаются частыми туманами (особенно зимой), которые выносятся на сушу мощным морским бризом.

3.2.10. *Климат саванн, или тропического лесостепья*. Температура самого холодного месяца выше 18° С. Дождей много, но не больше 2000—2500 мм в год; имеется ясно выраженный сухой период, приходящийся на зиму и весну соответствующего полушария. Местами развиты муссоны, а в период смены муссонов могут возникать тропические циклоны.

3.2.11. *Климат влажных тропических лесов.* Дождей много, не менее 1500 мм в год, сухого сезона или совсем нет, или он настолько непродолжителен, что не мешает произрастанию влаголюбивой тропической растительности. Температура самого холодного месяца не ниже 18° С. Годовая амплитуда мала, от 1 до 6° С. Погода отличается большим постоянством изо дня в день. В годовом ходе обычно имеются два максимума дождей, приходящихся на периоды равноденствий.

3.3. *Климаты высоких плато.* К высоким плато отнесены плоские возвышенности не менее 1000 м абсолютной высоты. Считается, что климат высоких плато сходен с климатом низин, только он поднят вверх, а потому для него характерны большие суточные амплитуды температуры. Берг выделяет следующие типы климата:

3.3.1. *Тип полярных ледяных плато* (плато Гренландии, Антарктида, северный остров Новой Земли), т. е. климат вечного мороза (нет месяца с температурой выше 0° С).

3.3.2. *Тип высоких степей и полупустынь умеренного климата* (северо-западная Монголия, Армянское нагорье).

3.3.3. *Тип пустынь умеренных широт* (Китайский Туркестан).

3.3.4. *Тип Тибетский* (Тибет, Памир). Лето прохладное, большие годовая и суточная амплитуды.

3.3.5. *Тип субтропических степей, или иранский*, с жарким летом и умеренной зимой. Осадков мало — 130—250 мм, лето бездождное, максимум осадков зимой или весной.

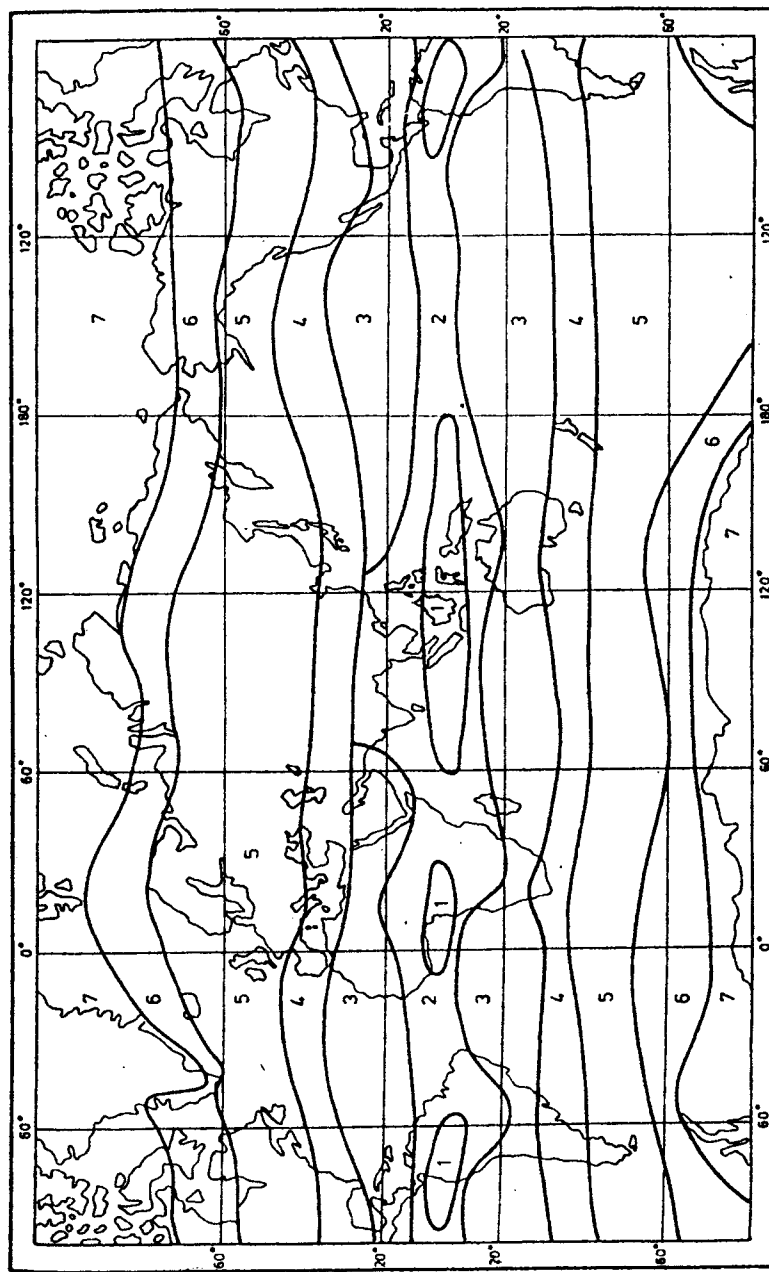
3.3.6. *Тип тропических плато, или высоких саванн*, годовая амплитуда мала, максимум дождей во второй половине лета; зимой и частью весной сухой период (высокие плато Чили, Перу, Боливии, Эквадора, Мексики, Эфиопии).

Такова в общих чертах классификация климатов Л. С. Берга. В ней климаты низин разработаны лучше, чем климаты высоких плато. Может быть, потому, что Берг подробно рассматривал вертикальные климатические пояса, правда, не увязывая их с климатами высоких плато. Достоинство классификации Л. С. Берга в том, что его климаты хорошо увязываются с ландшафтными зонами, хотя климатическое районирование его менее детально, чем карта климатов В. Кёппена и Г. Треварта.

4. КЛАССИФИКАЦИЯ КЛИМАТОВ Б. П. АЛИСОВА

Б. П. Алисов предложил выделять климатические зоны и области, исходя из условий общей циркуляции атмосферы (карта XXXVIII). Семь основных климатических зон — экваториальную, две тропические, две умеренные и две полярные (по одной в каждом полушарии) — он выделяет как 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



Карта XXXVIII. Климатические зоны Земли по Б. П. Алисову:

1 — экваториальная, 2 — субэкваториальная, 3 — тропическая, 4 — субтропическая, 5 — умеренная, 6 — субполярная, 7 — полярная

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. гл. седьмую). Так, тропическая зона находится между летним положением внутритропической зоны конвергенции и зимним положением полярных фронтов. Поэтому она круглый год занята преимущественно тропическим воздухом. Субтропическая зона находится между зимним и летним положением полярных фронтов, поэтому она зимой находится под преобладающим воздействием полярного воздуха, а летом — тропического. Аналогично определяются и границы других зон.

В каждой из широтных зон различаются четыре основных типа климата: материковый, океанический, климат западных берегов и климат восточных берегов. Различия между материковым и океаническим климатом 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 восточных берегов континентов связаны преимущественно с различиями в условиях общей циркуляции атмосферы и отчасти с распределением океанических течений.

На карте XXXVIII представлены климатические поясы земного шара по классификации Алисова. Границы поясов на карте проведены в соответствии с климатическим положением атмосферных фронтов и уточнены по некоторым другим метеорологическим и геоботаническим показателям. Поясы первый, третий и шестой существуют не на всех меридианах. Пояс круглогодичного преобладания экваториального воздуха на карте не образует сплошной зоны. Однако если мы посмотрим на распространение тропического дождливого климата *Ar*, который в основных чертах совпадает с экваториальным климатом Алисова, то увидим, что площадь, занятая этим климатом, значительно обширнее первого пояса. Связано это, по-видимому, с неопределенностью понятия «тропический фронт», которое использовал Алисов для установления границ зоны экваториального климата. Границы зоны экваториального климата определялись по годовому ходу температуры, осадков, влажности, характеру растительности и в дальнейшем нуждаются в уточнении.

Как мы видели в главе седьмой, условия циркуляции в тропиках и во внутритропических широтах существенно различны. Они отличаются не только преобладающими воздушными течениями, которые в умеренных широтах западные, а в тропических — восточные, но и характером атмосферных возмущений. Действительно, климаты в умеренных и высоких широтах формируются

под влиянием циклонов и антициклонов, возникающих на полярном и арктическом фронтах. Климаты внутри тропиков во многом определяются устойчивыми глобальными системами циркуляции — пассатами, муссонами, внутритропической зоной конвергенции и их сезонными смещениями.

Экваториальный и тропический воздух формируется в условиях наибольших для земного шара значений радиационного баланса. Поэтому экваториальным и тропическим воздушным массам свойственны самые высокие температуры по сравнению с другими воздушными массами.

Радиационный баланс в тропиках сравнительно мало меняется в течение года и с изменением широты. Это одна из причин небольшого годового хода температуры. Над большей частью тропической зоны Солнце достигает зенита два раза в год, но при этом не наблюдается значительного повышения температуры, так как высота Солнца в общем мало меняется в течение года. Значительно лучше выражен годовой ход осадков. Поэтому в тропиках чаще различают «сухой» и «дождливый» периоды, а не «зиму» и «лето». По классификации Б. П. Алисова во внутритропических широтах выделяются три климатических пояса: *экваториальный, субэкваториальный (зона тропических муссонов) и тропический*.

4.1. Экваториальный климат

4.1.1. По классификации Б. П. Алисова в экваториальном климате выделяются континентальный и океанический типы климата. Они не слишком сильно различаются между собой по режиму температуры и влажности. Над континентом в экваториальных широтах воздух также очень влажен благодаря большому увлажнению подстилающей поверхности и большому испарению пышной тропической растительности. Поэтому обычно не делается различия между океаническим и континентальным экваториальным климатом.

4.1.2. В широтах, близких к экватору (до 5—10° в каждом полушарии), где приток солнечной радиации мало меняется в течение года, наблюдается очень равномерный температурный режим. Как на море, так и на суше средние многолетние температуры всех месяцев года от +24 до +28°C. Годовая амплитуда температуры может быть не более 1°C и обычно не превышает 5°C. С высотой температура, конечно, падает; годовая амплитуда остается при этом малой. Так, в *Манусе* (Бразилия, 3,1° ю.ш., 60,0° з.д.) средняя температура сентября +27,9°C, марта +25,8°C; годовая амплитуда 2,1°C. В *Кито* (Эквадор) под самым экватором (0,2° ю.ш., 78,5° з.д.), но на высоте 2850 м сентябрь имеет среднюю температуру +13,2°C, а пять других месяцев года +13,0°C; годовая амплитуда только 0,3°C!

Суточные амплитуды температуры порядка 10—15°C. При большой влажности воздуха встречное излучение велико и не дает

температуре сильно падать даже в ясные ночи. Максимальные температуры редко превышают $+35^{\circ}\text{C}$, а минимальные редко бывают ниже $+20^{\circ}\text{C}$ (на уровне моря и на низменности, конечно).

Испарение велико, потому велика и абсолютная влажность. Она может превышать 30 г/м^3 . Относительная влажность также велика. Даже в самые сухие месяцы года она выше 70 %, а есть места, например устье Амазонки, где средняя годовая ее величина более 90 %.

Осадки в экваториальном типе климата обильные, имеют дневной характер и часто сопровождаются грозами. Большая часть их выпадает во внутритропической зоне конвергенции. Над морем они не так интенсивны и не так часты, как над сушей. В общем выпадает за год 1000—3000 мм осадков. Но в ряде мест, например в горных районах Индонезии, в Центральной Африке, выпадает и более 6000 мм. В *Добундже*, у подножия пика Камерун ($4,1^{\circ}$ с.ш., $9,0^{\circ}$ в.д.), выпадает даже 9655 мм осадков. В большинстве районов распределение осадков в течение года более или менее равномерное; на суше это области *влажных тропических лесов* в Южной Америке, Африке, Индонезии.

4.1.3. Однако и вблизи экватора есть области, где осадки отличаются неравномерным распределением в течение года. Так, например, в *Манаусе* в июне — октябре, т. е. зимой, выпадает всего 377 мм осадков, а в декабре — апреле — 1285 мм при годовой сумме 2001 мм. Еще замечательнее ход осадков в Либревиле, на самом экваторе ($0,5^{\circ}$ с.ш., $9,5^{\circ}$ в.д.); с октября по май включительно здесь выпадает от 200 до 380 мм ежемесячно, а в июле — только 3 мм. Такой годовой ход осадков в ряде областей, даже очень близко расположенных к экватору, объясняется муссонным характером атмосферной циркуляции. Отход внутритропической зоны конвергенции от экватора в более высокие широты северным летом обуславливает сухой период у экватора, а возвращение ее к экватору — дождливый период.

4.2. Климат тропических муссонов (субэкваториальный)

4.2.1. В некоторых частях тропических океанов, в частности в Индийском и на западе Тихого океанов, а также над Южной Азией и в тропиках Африки и Южной Америки господствует режим *тропических муссонов*. Внутритропическая зона конвергенции вместе с экваториальной ложбиной перемещается через эти области два раза в год — с юга на север и с севера на юг. Поэтому в этих областях зимой господствует восточный перенос, меняющийся летом на западный перенос, как об этом уже говорилось в главе седьмой. Иными словами, *здесь происходит смена зимнего и летнего муссонов*. По Алисову, такой тип климата следует называть *субэкваториальным*.

Вместе с более или менее резкой сезонной сменой преобладающих воздушных течений происходит и смена тропического

воздуха на экваториальный от зимы к лету. Температура воздуха в зоне тропических муссонов над океаном столь же высокая и имеет такую же малую годовую амплитуду, как и в экваториальном климате. Над сушей годовая амплитуда температуры больше и растет с географической широтой. Особенно это заметно на юге Азии, где тропическая муссонная циркуляция наиболее далеко распространяется на материк к северу.

В субэкваториальной зоне Б. П. Алисов выделяет четыре типа климата тропических муссонов:

- континентальных муссонов;
- океанических муссонов;
- муссонов западных берегов;
- муссонов восточных берегов.

4.2.2. Тип континентальных тропических муссонов. Наиболее выдающейся чертой этого типа климата на континентах является резкая разница между сухим и дождливым периодами. В течение зимы в этом типе климата господствуют континентальные тропические воздушные массы с высокими температурами и отсутствием осадков. Как правило, сухие тропические воздушные массы поступают в северо-восточных потоках воздуха. Летом с приходом летнего юго-западного муссона, несущего влажные экваториальные воздушные массы, начинается дождливый период, температура несколько снижается. Количество осадков может сильно изменяться в зависимости от удаления пункта от океана, от широты, продолжительности дождливого периода, условий орографии, вертикальной мощности экваториальной воздушной массы и других факторов. Так, в Нджамене (Чад, $12^{\circ}08'$ с.ш., $15^{\circ}02'$ в.д.) летний муссон, несущий дождь, длится с мая по октябрь. Средняя температура во время дождливого периода меняется от 32° в мае (36 мм осадков) до 26°C в августе (257 мм осадков). В течение сухого сезона средняя температура меняется от 33° в апреле месяце, предшествующем летнему муссону, до 24°C в декабре и январе. Годовая амплитуда, таким образом, равна 9°C , а наибольшее снижение температуры во время летнего муссона составляет 7°C . Общее количество осадков, выпадающих во время летнего муссона, 646 мм. В Хартуме (Судан, $15^{\circ}36'$ с.ш., $32^{\circ}33'$ в.д.) летний муссон, несущий дожди, длится также с мая по октябрь. Однако общее количество осадков всего 164 мм и при годовой амплитуде температуры 11°C наибольшее снижение температуры в дождливом периоде составляет всего 4°C .

По мере увеличения широты продолжительность осадков и их количество уменьшаются. Это видно уже из сравнения Нджамены и Хартума. Пример Файя-Ларджо (Чад, $18^{\circ}00'$ с.ш., $19^{\circ}00'$ в.д.) подтверждает этот вывод. Здесь продолжительность летнего дождливого периода меньше и длится с июня по сентябрь, хотя назвать это время дождливым можно с большой натяжкой, поскольку выпадает в среднем всего 16 мм осадков.

Таким образом, в типе континентальных тропических муссонов год резко разделяется на сухой (зимний) и дождливый (летний)

периоды. Годовой ход температуры обнаруживает главный максимум температуры весной, главный минимум — зимой, вторичный максимум — осенью и вторичный минимум — летом во время летнего муссона. Благодаря продолжительному сухому периоду типичным ландшафтом в этом типе климата является саванна, переходящая на обращенных к полюсам перифериях в степи и полупустыни.

4.2.3. Тип океанических тропических муссонов. В этом типе, так же как и в континентальном, имеет место сезонная смена воздушных масс. В зимние месяцы здесь преобладает морской тропический воздух, свойства которого, естественно, сильно отличаются от континентального, и прежде всего по температуре и влажности. Вместе с тем морской тропический воздух мало отличается от экваториального, приходящего с летним муссоном. Для типа океанических муссонов характерны небольшие как годовые (1—2°C), так и суточные (не превышающие 2—3°C) амплитуды температуры воздуха. Среднемесячные температуры 24—28°C. Наиболее характерная особенность климата — отсутствие сухого периода в строгом смысле слова и большая продолжительность летнего дождливого периода. Зимний муссон северо-восточный, но так как он несет влажный морской тропический воздух, то и во время зимнего муссона выпадают дожди, однако количество их значительно меньше, чем во время летнего юго-восточного муссона, который приносит влажную экваториальную воздушную массу. В качестве примера приведем атолл Эниветок, Маршалловы острова (11°21' с.ш., 162°21' в.д.):

Месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Температура, °С	27	27	27	28	28	28	28	28	28	28	28	28	28
Осадки, мм	26	47	47	33	116	86	164	173	158	231	160	67	1308

Летний муссон длится с мая по ноябрь, а зимний — с декабря по апрель. Осадки летнего муссона составляют 83 %, в то время как осадки сухого периода — всего 17 %. Однако их абсолютное значение (220 мм) достаточно велико даже по сравнению с осадками дождливого сезона в континентальном типе тропических муссонов.

4.2.4. Тип тропических муссонов западных берегов. К нему относятся широко известные Индийский и Западноафриканский муссоны. С системой воздушных течений в этом типе климата мы уже знакомы (см. гл. седьмую параграф 15): летний муссон в общем связан с юго-западными воздушными течениями, зимний муссон — с северо-восточными.

Особенно резко выражен годовой ход осадков. 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. *Черрапунджи* 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 75 % годовой суммы осадков. Те же законо-

мерности обнаруживаются в этой зоне и на других материках. В *Конакри* в декабре — марте выпадает 19 мм, а в июне — сентябре — 3692 мм. В *Гоасе* (Бразилия, 15,9° ю.ш., 50,1° з.д.) при годовой сумме осадков 1689 мм зимой (с мая по сентябрь) выпадает 82 мм, а летом (с ноября по март) — 1466 мм.

На величину и распределение осадков большое влияние оказывает орография западных берегов. Так, на высоких берегах и на склонах гор, обращенных к летнему муссоны, осадки резко возрастают. В Африке, на побережье Гвинейского залива (*Конакри*, 9,1° с.ш., 13,4° з.д.), они почти достигают 4380 мм. В *Черрапунджи* (Ассам, Индия) под 25,3° с.ш. и 91,8° в.д. наблюдается максимальное количество осадков на земном шаре — 21 020 мм. Однако это огромное количество осадков является результатом *чисто местных орографических условий*. Осадки в Черрапунджи непрезентативны для всего окружающего района, где в общем выпадает в год около 5000 мм. Не больше этого осадки и в других наиболее дождливых районах Индии.

В климате тропических муссонов также ярко проявляется муссонный годовой ход температуры, максимум которой приходится на весну. Так, в *Мадрасе* (Индия 13,1° с.ш., 80,3° в.д.) в мае до начала муссона 33°C, в разгар муссона в июле 31°C, а в январе 24°C; амплитуда около 8°C. В *Нагпуре* (21°06' с.ш., 79°03' в.д.) в мае температура 36°C, в июле и августе после установления летнего муссона 28—27°C, а в декабре она падает до 20°C.

Резко меняется по сезонам также абсолютная и относительная влажность воздуха (максимум летом) и облачность (резкий 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 западных берегов 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 из районов зоны тропических муссонов наблюдаются самые высокие средние годовые температуры на земном шаре. На юго-западные берега Красного моря в Эритрею иногда попадает, переваливая Эфиопские горы, летний муссон из Южного полушария. Его температура дополнительно повышается в результате фёнового процесса, поэтому на побережье Эритреи наблюдаются очень высокие температуры воздуха. В *Массае* (15,6° с.ш., 39,5° в.д.) средняя температура января и февраля +25...+26°C, июля +35°C, а среднегодовая +30°C.

4.2.5. Тип тропических муссонов восточных берегов. Наиболее характерной отличительной особенностью этого типа от только что рассмотренного является большая продолжительность дождливо-

го периода, часто со смещением максимума осадков на конец лета и начало осени и сравнительно влажный «сухой» период. Воздушные течения летнего муссона здесь юго-западные, южные и даже юго-восточные, зимнего — северо-восточные. Северо-восточные течения зимнего муссона до вступления на материк успевают пройти достаточно длинный путь над водной поверхностью Восточно-Китайского и Южно-Китайского морей и запада Тихого океана, поэтому зимний муссон здесь достаточно влажный.

Так, в Хошимине (Вьетнам, 10° 49' с.ш., 106° 40' в.д.) летний муссон начинается в мае (196 мм дождя) и кончается в ноябре (122 мм дождя), причем основной максимум дождей приходится на сентябрь (292 мм дождя), а вторичный максимум — на июнь (285 мм дождя). Из 1806 мм дождя, выпадающего за год, почти 93 % приходится на дождливый период и 7 % — на сухой. Максимум температуры падает на апрель (29° С), в дождливый период температура понижается с 28° С в мае до 26° С в октябре и затем не меняется в течение сухого сезона. По мере смещения на север продолжительность и количество осадков летнего муссона несколько уменьшаются. Так, в Ханое (Вьетнам, 21° 02' с.ш., 105° 52' в.д.) летний муссон начинается в мае, но заканчивается в октябре, а из 1682 мм годового количества осадков дожди летнего муссона составляют 86 %, 14 % приходится на период зимнего муссона.

4.2.6. Муссонный климат на тропических плато. Он не составляет отдельного типа климата. Основное деление года на дождливый и сухой сезоны сохраняется. Однако на температуре сказывается влияние высоты. Так, на высоком Эфиопском нагорье климат тропических муссонов более прохладный из-за большой высоты над уровнем моря. В Аддис-Абебе (9,0° с.ш., 38,2° в.д.) на высоте 2440 м температура самого теплого месяца (марта) +17,9° С, а самого холодного (декабря) +15° С. Годовая амплитуда, таким образом, характерно мала, всего 3° С, но абсолютные значения температуры понижены в сравнении с равнинной. Суточная амплитуда температуры большая; 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).

4.3. Тропические климаты

4.3.1. Тропические климаты. Они формируются в районах преобладания тропических воздушных масс. Известно, что тропический воздух над океанами формируется в субтропических антициклонах. Над континентами районом его формирования являются пустыни и саванны тропического пояса. Как видно из

карты XXXVIII, в Южном полушарии пояс тропических климатов лежит ближе к экватору, чем в Северном полушарии. Кроме того, над юго-восточной Азией субэкваториальный климат переходит в субтропический, минуя тропический климат. Для тропического пояса характерны высокие значения радиационного баланса: над океанами они составляют около 5000 МДж/м² · год, а над материками — 2500 МДж/м² · год. Над материками в этом поясе из-за крайней сухости малы затраты тепла на испарение. Поэтому, несмотря на большие значения эффективного излучения и большое альbedo, поверхность материков летом сильно прогревается и континентальный тропический воздух приобретает высокие температуры.

Б. П. Алисов различает следующие типы тропического климата:

- континентальный тропический климат;
- океанический тропический климат;
- климат восточной периферии океанических антициклонов;
- климат западной периферии океанических антициклонов.

4.3.2. Континентальный тропический климат. Этот климат наблюдается в Северной и Южной Африке, в Аравии, в большей части Австралии, в Мексике, в средней части Южной Америки, т. е. в тех районах по обе стороны от экватора, где нет смены муссонов, где круглый год преобладает тропический воздух. Режим ветра в таких 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 поясы тропических пустынь, в которые входят Сахара, Аравийская пустыня, пустыни Австралии и др. Поэтому иногда континентальный тропический климат называют *климатом тропических пустынь*. Облачность и осадки здесь очень небольшие, радиационный баланс земной поверхности вследствие сухости воздуха и большого альbedo земной поверхности меньше, чем в экваториальном поясе. Однако температура воздуха очень высокая, так как малы затраты тепла на испарение. Лето исключительно жаркое, средняя температура 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-Спрингс (Австралия, 23,6° ю.ш., 133,6° в.д.) средняя температура января +28° С, а июля +12° С. Годовые амплитуды, таким образом, значительные 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.

При в общем слабых ветрах для тропических пустынь характерны пыльные вихри и даже песчаные бури (самумы), переносящие огромные количества песка. Они связаны с крайним перегреванием нижнего слоя воздуха.

4.3.3. Океанический тропический климат. Этот тип климата определяется свойствами морского тропического воздуха, формирующегося в тех широтах субтропических антициклонов, до которых внутритропическая зона конвергенции в своем сезонном смещении не доходит.

По 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. Так как океанический тропический климат лежит в области пассатов, то его иногда называют *пассатным климатом*.

Для океанического тропического климата характерны умеренно высокие температуры, возрастающие по направлению к экватору. В восточных частях океанов, где пассат течет из наиболее высоких широт с большими меридиональными составляющими скорости, направленными к экватору, температуры наиболее низкие. Средние температуры летних месяцев меняются с широтой в пассатной зоне от +20 до +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 пассатной 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 острове Кауаи в Гавайском архипелаге (22° с.ш., 161° з.д., 1547 м), в пункте Лихуе (21°59' с.ш., 159°21' з.д.), в среднем годовом выпадает 1092 мм в год. К этому приводит непрерывный подъем пассата по северо-восточным горным склонам. На подветренном склоне той же горы на острове Кауаи

среднее годовое количество осадков всего 560 мм. В Хило (Гавайи, 19° 43' с.ш., 155°04' з.д.) выпадает 3470 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. Характерной особенностью такого типа климата является спорадическое развитие тропических циклонов над океанами, исключая южную часть Атлантического и юго-восточную часть Тихого океана (см. гл. седьмую, параграф 17). Тропические циклоны вызывают штормовые ветры и штормовое волнение. Кроме того, с ними связаны и значительные осадки в этом в общем крайне сухом климате.

4.3.4. Климат восточной периферии океанических антициклонов. Иногда его также называют *климатом западных побережий материков*. На западных побережьях материков в течение года преобладают ветры пассатов северной четверти в Северном полушарии и южной четверти в Южном полушарии. В зоне пассатов температуры сравнительно низкие, так как воздух сюда быстро поступает из высоких широт по восточной периферии субтропических антициклонов и вдобавок течет над холодными водами холодных океанических течений. 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 высокая (80—90 %) и часто возникают туманы. Это *климат прибрежных пустынь*, таких, 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.

4.3.5. Климат западной периферии океанических антициклонов. Иногда такой климат называют *климатом восточных побережий материков*. Этот тип климата очень сильно отличается, как от климата восточной периферии океанических антициклонов, так и от континентального тропического климата. В течение всего года на восточных побережьях преобладает вынос морского тропического воздуха ветрами пассатов. Пассаты на западной периферии субтропических антициклонов, проходя длинный путь над океанами, обогащаются влагой и приобретают составляющие, направленные к полюсам, т. е. становятся восток-юго-восточными в Северном полушарии и восток-северо-восточными в южном полушарии. Вследствие преобладания морского тропического воздуха во все сезоны года на восточных побережьях формируется теплый, влажный климат с большим количеством осадков. Климат восточных побережий тропических широт несколько напоминает экваториальный климат, но отличается от последнего большими годовыми амплитудами температуры воздуха. 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. В Таматаве (Мадагаскар, 18°07' ю.ш., 49°24' в.д.) температура воздуха летних месяцев (XII-II) 26° С, а зимних (VI — VIII) 21° С, годовое количество осадков 3530 мм с максимумом 528 мм в марте и минимумом 91 мм в октябре. Здесь играют роль горные склоны, обращенные к пассатам южной части Индийского океана.

4.4. Субтропические климаты

4.4.1. В субтропических широтах, т. е. в широтах порядка 25—40° (см. карту XXXVIII), *климатические условия определяются резкой сезонной сменой условий циркуляции и, следовательно, резкой сменой преобладания воздушных масс.*

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 масс тропического воздуха. Вследствие смещения субтропических антициклонов к высоким широтам давление в субтропиках над океанами летом повышено. Над сушей оно понижено, так как в связи с летним прогреванием суши над ней возникают области низкого давления, называемые *термическими депрессиями.*

Зимой полярные фронты смещаются к низким широтам и потому субтропики захватываются умеренным воздухом. При этом циклоническая деятельность распространяется над океаном в субтропики. Над материками давление в субтропиках зимой в среднем растёт, так как зимние континентальные антициклоны распространяются и на субтропические широты холодных материков, хотя циклоническая деятельность периодически наблюдается и здесь. Отсюда и сезонные различия в режиме погоды, а следовательно, и в климате субтропиков.

Различаются четыре основных варианта субтропических климатов: субтропический континентальный, океанический субтропический, субтропический западных берегов, или средиземноморский, субтропический восточных берегов, или муссонный.

4.4.2. Континентальный субтропический климат. Летом субтропики внутри материков находятся под воздействием размытых областей пониженного давления без фронтов, так называемых термических депрессий. В них формируются массы континентального тропического воздуха с высокой температурой, низким влагосодержанием и малой относительной влажностью. Погода здесь летом малооблачная, сухая и жаркая. Средние температуры летних месяцев близки к +30° С или превышают эту величину. Зимой на эти районы распространяется циклоническая деятельность, так как здесь часто формируются циклоны или проходят полярные фронты. Погода неустойчивая, с резкими сменами температуры и осадков. Годовое количество осадков 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 мм) средняя температура июля +29° С, а января +2,6° С, в отдельные годы бывают и морозы до —20° С. Осадков выпадает за год 228 мм, 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 континентального субтропического климата относится и большая (южная) часть пустынь Туранской низменности, расположенной на территории Средней Азии. Здесь зимой господствует умеренный воздух, поэтому зимние температуры значительно ниже, чем в тропических пустынях; летом формируются массы континентального тропического воздуха с очень высокой температурой, низкой относительной влажностью, очень малой облачностью и большой запыленностью. Летом характерно обилие солнца, как и в тропических пустынях. Так, в Термезе в году 207 ясных дней и всего 37 дней 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. В большей части равнинной Средней Азии их выпадает в год от 100 до 200 мм. Например, в Байрам-Али (37,36° с.ш., 61,11° в.д.) осадков всего 135 мм в год, причем в июле, августе и сентябре осадки вообще не выпадают.

В отдельные летние дни температура в некоторых пунктах Туркмении повышается до +50° С. Зимой в Туранской низменности возможны значительные морозы (до —30° С и ниже) вследствие свободного проникновения холодных воздушных масс из Сибири и Арктики.

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 Колумбия, 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. В глубокой впадине Долины Смерти в Калифорнии (36,5° с.ш., 117,5° з.д.) средняя температура июля +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 такого типа нет.

4.4.3. Особую разновидность континентального субтропического климата представляет климат высоких субтропических нагорий. Он наблюдается на *высоких нагорьях Азии — Тибете и Памире*, на высотах 3500—4000 м. Климат резко континентальный, при этом лето сравнительно прохладное, а зима холодная. Осадков в общем мало; это *климат высокой пустыни.*

На станции Лех (Кашмир, 34,2° с. ш., 77,6° в. д., 3508 м) в июле средняя температура +17,4°C, в январе — 7,6°C. Осадков всего 98 мм в год, причем 25 мм дают июль и август.

Однако характерные признаки континентального субтропического климата — *преобладание зимой умеренных воздушных масс, а летом тропических воздушных масс* — сохраняются и здесь.

В Дуланьсы (37,0° с. ш., 98,8° в. д.) средняя температура июля +16°C, января — 9°C, 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°C, в январе — 18°C. Морозы зимой достигают почти — 50°C: Суточные амплитуды температуры очень большие. Осадки в центре и на востоке нагорья скудные — 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 обильные в связи с проникновением сюда индийского муссона. Так, в Лхасе (29,9° с. ш., 91,0° в. д., 3600 м) за год выпадает 790 мм, из них 462 мм за 5 месяцев (с мая по сентябрь). Бывают годы, когда осадков в Лхасе выпадает свыше 5000 мм, бывали и такие годы, когда при слабом муссоне осадков выпадало меньше 400 мм. Средняя температура в Лхасе меняется от +16°C в июне до — 0,6°C в январе.

К востоку от Памира находится менее высокий район Синцзяна с высотами в среднем 1000—2000 м над уровнем моря. Со всех сторон, кроме востока, район окружен горами. Осадков здесь выпадает мало и ландшафт представлен пустыней с жарким летом и холодной зимой. В Кашгаре (39,5° с. ш., 76,1° в. д., 1230 м) средняя температура июля +27°C, января — 6°C, годовое количество осадков 69 мм. В Урумчи (43,9° с. ш., 87,6° в. д., 880 м) в июле +24°C, в январе — 16°C, осадков — 285 мм.

4.4.4. Океанический субтропический климат. В субтропических широтах океанов *летом преобладает режим антициклонов* с малооблачной и сухой погодой со слабыми ветрами, а зимой — *циклоническая деятельность* с дождями и сильными ветрами, часто со штормами. Годовые амплитуды температуры, конечно, меньше, чем в континентальном типе, в среднем около 10°C.

В *восточных частях* океанов лето сравнительно прохладное, так как сюда часто проникают воздушные течения из более высоких широт (по восточной периферии субтропических 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°C, зимних месяцев +5...+15°C. В Южном полушарии зимние температуры выше, а летние ниже, а годовые амплитуды еще меньше.

4.4.5. Субтропический климат западных берегов (средиземноморский). Летом *западные берега континентов в субтропиках* находятся на восточной периферии субтропических антициклонов или в их отрогах. Преобладает ясная и сухая погода. 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 большие. Малое количество осадков летом придает климату характер некоторой засушливости. Большие осадки могут выпадать только на наветренных склонах гор, например на Адриатическом побережье Югославии.

Такой тип климата характерен прежде всего для района Средиземного моря. Для примера приведем данные для Рима (41,9° с. ш., 12,5° в. д.). Средняя температура июля здесь +25°C, января +7°C; годовое количество осадков 882 мм, причем за 6 месяцев (с апреля по сентябрь) 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.

К субтропическому типу климата относится 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 Причерноморья, а лето не слишком жаркое, но очень душно вследствие большой влажности воздуха.

В Батуми (41,6° с. ш., 41,6° в. д.) средняя температура июля и августа +23°C, а января +7°C. Осадки в этом климате очень обильные — 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.

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 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°C, января +10°C; годовая сумма осадков 522 мм, из которых 459 мм выпадают в холодное полугодие — с октября по март. В июле и августе осадков нет. В Кейптауне (Южная Африка, 33,9° ю. ш., 18,5° в. д.) средняя температура января и февраля +21°C, июля

+13°C; 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.

4.4.6. Субтропический климат восточных берегов (муссонный). На восточных окраинах материков в субтропиках наблюдается муссонный тип климата. Зимой эти районы находятся под влиянием холодных северо-западных воздушных течений с материка; летом в юго-восточных потоках сюда приходит воздух с океана. *Годовой ход осадков противоположен средиземноморскому типу.* Зимой погода ясная и сухая; летом, напротив, обильны осадки, выпадающие в циклонах над материком, частью конвективные, частью фронтальные. Играет большую роль и орографическое усиление осадков на наветренных склонах.

Осадки в общем обильные, и поэтому тип климата характеризуется богато развитыми лесами из широколиственных пород с вьющимися и лазящими 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°C, а января — 5°C; годовая сумма осадков 612 мм, из них в июле выпадает 235 мм и в декабре 2 мм.

В восточном Китае субтропическая муссонная циркуляция проникает еще дальше на юг. Она наблюдается, например, в Шанхае (31,2° с. ш., 121,4° в. д.), где летний муссон начинается в июне, а заканчивается в сентябре. Здесь из 1144 мм годовых осадков на осадки летнего муссона приходится только 52% (596 мм). Остальные 48% (548 мм) приходятся на зиму, весну и лето. Годовой ход температуры приобретает обычный для тропического пояса характер. В июле и августе +27°C. Но зимний муссон, приходящий из высоких широт, снижает среднюю температуру января до +3°C. Годовая амплитуда при этом 24°C.

На востоке Северной Америки, в Вашингтоне (38,9° с. ш., 77,0° з. д.), средняя температура в июле +25°C, в январе +1°C; осадков выпадает 1043 мм, из них 110 мм в июле и 65 мм в ноябре.

В Южной Америке такой тип климата есть на Ла-Плате. Буэнос-Айрес (34,6° ю. ш., 58,5° з. д.) имеет среднюю температуру января +23°C, июля +10°C; годовое количество осадков 1008 мм, из них 116 мм в марте и 60 мм в июле.

4.5. Климаты умеренных широт

4.5.1. 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 на материках он отрицательный.

Умеренные широты являются также ареной наиболее интенсивной циклонической деятельности на полярных и арктических фронтах, поэтому режим погоды здесь очень изменчив. Часты вторжения воздушных масс как из полярных, так и из субтропических широт, а следовательно, и резкие изменения температуры.

В Северном полушарии существуют большие различия в циркуляционных условиях на материках и океанах, обуславливающие 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 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.*

В умеренном поясе Б. П. Алисов выделяет следующие четыре типа климата: *континентальный, морской климат западных частей материков, муссонный климат восточных частей материков и океанический.*

4.5.2. Континентальный климат умеренных широт. Этот тип климата имеется на материках Евразии и Северной Америки. Он характеризуется теплым летом и холодной зимой с устойчивым снежным покровом. Годовая амплитуда температуры большая и растет с удалением в глубь материка. Условия увлажнения меняются в направлении как с юга на север, так и с запада на восток.

В южной части умеренных широт Евразии зимой преобладает режим высокого давления. На климатологических картах именно в этих широтах находится центр знаменитого *зимнего Азиатского антициклона с отрогом,* направленным на южную часть Европы. Поэтому зимние осадки здесь небольшие и убывают с удалением в глубь материка. Снежный покров по этой причине невысокий, а в Забайкалье, вблизи центра антициклона, достигает ничтожных величин несмотря на очень суровую зиму.

Летом в южной части умеренных широт Евразии также нередки антициклоны уже субтропического типа, способствующие жаркой и сухой погоде. Летние осадки больше, но и они недостаточны из-за высокой испаряемости при больших 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 Молдовы, через Украину, южную часть европейской территории России 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 (Казахстан), — 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°C, января — 4°C; годовая сумма осадков 380 мм. В Ахтубе (48,3° с. ш., 46,1° в. д.) в июле +25°C, в январе — 9°C; осадков за год 240 мм. В Балхаше (46,9° с. ш., 75,0° в. д.) в июле +24°C, в январе — 15°C; осадков за год 127 мм. Под одной и той же широтой с удалением на восток понижаются зимние температуры и убывают осадки, меняются ландшафты: от степи через полупустыню до пустыни.

В более высоких широтах умеренного пояса Евразии лето менее жаркое, но все же очень теплое, зима более суровая (для каждой данной долготы), большие годовые суммы осадков (300—600 мм). Континентальность также растет с запада на восток (главным образом за счет понижения температур 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°C, января — 10°C; годовая сумма осадков 600 мм. В Казани (55,8° с. ш., 49,1° в. д.) в июле +20°C, в январе — 13°C; осадков за год 459 мм. В Новосибирске (55,0° с. ш., 82,9° в. д.) в июле +19°C, в январе — 19°C; осадков за год 425 мм. Максимум осадков везде приходится на лето.

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 *суровости зимы* климат в восточной части зоны тайги достигает наибольшей континентальности. Осадков выпадает в общем столько же, сколько и в зоне лиственных лесов; увлажнение в общем достаточное, в Западной Сибири приводящее даже к заболачиванию. В Каргополе (61,5° с. ш., 38,9° в. д.) средняя температура в июле +17°C, в январе — 12°C; осадков за год 540 мм. В Енисейске (58,4° с. ш., 92,1° в. д.) в июле +18°C, в январе — 22°C; осадков за год 460 мм. В Якутске (62,0° с. ш., 129,6° в. д.) в июле +19°C, в январе — 44°C; осадков за год 190 мм. Именно в Якутии континентальность климата достигает наибольшей величины.

На материке Северной Америки обнаруживаются те же типы континентального климата умеренных широт. Они распределяются 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 большая 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°C, января — 2°C; осадков за год 395 мм. Севернее, в Хавре (48,6° с. ш., 109,7° з. д.), в июле +21°C, в январе — 10°C; осадков за год 350 мм.

В зоне лиственных лесов, в Чикаго (41,9° с. ш., 87,6° з. д.), в июле средняя температура +23°C, в январе — 4°C; 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°C, января — 20°C; осадков за год 406 мм.

4.5.3. Особую разновидность континентального климата представляет *климат горных районов в умеренных широтах*. В горных районах Тянь-Шаня осадки обильнее, чем в Туранской низменности и на Памире. В благоприятных условиях рельефа они могут превышать 2000 мм; с запада на восток осадки убывают. Температуры здесь, конечно, ниже, чем на низменности. Например, в Пржевальске (42,4° с. ш., 78,4° в. д., 1744 м) в июле +17°C, в январе — 7,1°C.

В высокогорной области *Саян и Алтая* температурный режим очень разнообразен и зависит от высоты и рельефа. Осадки значительные на наветренных склонах (в Западном Алтае до 1500 мм и более) и небольшие 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, и 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 порядка —5...—10°C 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°C, правда, за значительное время (несколько десятков часов). Лето сухое и нежаркое, но, конечно, температуры зависят и от широты, и от высоты над уровнем моря.

Особые условия климата *высоких степей и полупустынь* наблюдаются в *Монголии*. На высотах 700—1200 м и выше теплое лето и очень холодная и малоснежная зима; осадки вообще очень

небольшие и выпадают преимущественно летом, так как зимой это район центральной части зимнего Азиатского антициклона. В Улан-Баторе (47,9° с. ш., 106,8° в. д., 1309 м) средняя температура июля +17°C, января —28°C; очень большие суточные амплитуды температуры. Осадки (243 мм год) выпадают преимущественно с мая по сентябрь. В Джаргаланте (Кобдо) (47,9° с.ш., 91,6° в.д., 1370 м) осадков еще меньше, около 122 мм, причем осадки типично летние, зима почти бесснежная.

4.5.4. Климат западных частей материков в умеренных широтах. В западных частях Евразии и Северной Америки в умеренных широтах резко преобладает перенос на материк морских воздушных масс и зимой, и летом. Поэтому здесь климат несет сильный отпечаток океанических влияний и является *морским климатом*. Он характеризуется не очень жарким летом и мягкой зимой без устойчивого снежного покрова, достаточным количеством осадков и более или менее равномерным сезонным распределением. Это определяет ландшафт *широколиственных лесов и лугов*. Осадки резко увеличиваются 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 в глубь материка с постепенным увеличением континентальности. Например, в Париже (48,8° с.ш., 2,5° в.д.) средняя температура июля +18°C, а января +3°C; осадков за год 613 мм. В более высоких широтах, в Бергене (60,4° с.ш., 5,3° в.д.), в июле осадков 1730 мм — сказывается влияние орографии (Берген лежит к западу от Скандинавских гор, на побережье). За хребтом, внутри и на востоке полуострова, климат становится континентальным. В Стокгольме, например, в июле +16°C, в феврале —3°C, а осадков за год 540 мм при летнем максимуме; по ландшафту это уже *юг зоны тайги*.

В Европе к востоку от Берлина климат становится континентальным. В пределах России такой тип климата переходит в континентальный 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°C, в январе 0°C; годовая сумма осадков 2343 мм. Но на склонах Каскадных гор выпадают и еще большие суммы осадков — от 3000 до 6000 мм. Такое огромное количество осадков также связано с ярко выраженным влиянием топографии.

4.5.5. Климат восточных частей материков в умеренных широтах. На востоке Азии климат типично муссонный. Муссоны умеренных широт являются 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, в северо-восточном Китае, в северной Японии и на Сахалине.

Зимой окраина материка оскazujeвается на периферии Азиатского антициклона и здесь преобладает перенос холодного воздуха из Восточной Сибири, поэтому зима малооблачная и сухая со значительными холодами и резким минимумом осадков. Летом над востоком Азии господствует циклоническая деятельность с достаточно обильными осадками. Примером могут служить данные для Хабаровска (48,5° с.ш., 135,0° в.д.), где средняя температура в июле +21°C, в январе —22°C и 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°C, в январе —6°C; осадков 1078 мм в год, причем за зимнее полугодие 560 мм и за летнее 518 мм.

В северных районах российского 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°C, в январе —17°C; 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 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°C, а в январе —4°C; осадков за год 1386 мм, причем распределение их по сезонам довольно равномерное.

В Южной Америке к климату 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 местности создает 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 становится устойчиво

стратифицированным, и потому также 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°C на севере до +10°C на юге, т. е. лето холоднее по сравнению с пустынями Северного полушария под теми же широтами. Средняя температура июля близка к +5°C, но на высоких плато понижается до -5°C; следовательно, 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°C, а июля и июля +2°C.

4.5.6. Океанический климат 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. В 40-х и 50-х широтах Южного полушария, 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, под 55—52° с.ш.; в Южном полушарии тундрой покрыты Фолклендские острова под 52° ю.ш., остров Южная Георгия, Южные Оркнейские острова и др.

В Северном полушарии западные части океанов зимой заметно холоднее восточных из-за частых вторжений холодных воздушных масс с материков. Летом различия меньше. Облачность над океанами умеренных широт велика и осадки значительны, особенно в широтах субполярных, где наблюдаются наиболее глубокие циклоны.

В зоне между 40 и 60° с.ш. в обоих океанах Северного полушария средние температуры августа заключаются между +22 и +8°C. В феврале в Атлантическом океане — от +15 до -10°C, но в Тихом океане значительно ниже — от +10 до -10°C. В общем, разность температур между 40-й и 60-й широтами от зимы к лету убывает. Годовые амплитуды здесь порядка 10—15°C. В Южном полушарии средние температуры этих океанов в зоне между 40 и 60° ю.ш. в феврале от +15 до 0°C, в августе от +10 до -10°C. Преобладающие западные ветры здесь очень сильны и устойчивы, часты штормы.

4.6. Субполярный климат (субарктический и субантарктический климаты)

4.6.1. В субарктическом (субантарктическом) поясе зимой преобладает арктический (антарктический) воздух, летом — воздух умеренных широт. В субарктическом поясе различают два основных типа климата: континентальный и океанический. Континентальный субарктический климат наблюдается главным образом в Северном полушарии, морской — в Южном.

4.6.2. По северным окраинам Евразии и Северной Америки в широтах, которые можно назвать уже субполярными, расположена зона тундры. Зимы здесь продолжительные и суровые, лето холодное и с заморозками. В Азии в этом типе климата располагаются полюсы холода Северного полушария (район Верхоянска и Оймякона). Средняя температура самого теплого месяца не выше +10... +12°C; это тот предел, при котором могут произрастать деревья. Холодное лето и определяет ландшафт тундры. Осадков в тундре 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 большая 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 вследствие вечной мерзлоты *заболочивание*.

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°C, января — -25°C; осадков за год выпадает 418 мм. На станции Форт-Гуд-Хоп (66,3° с.ш., 128,6° з.д.) в июле +15°C, в январе — -30°C; осадков за год 292 мм.

4.6.3. Над океанами Южного полушария к югу от 60° ю.ш. до побережья Антарктиды субполярный климат характеризуется весьма однородным распределением температуры летом — на большей части акватории она близка к нулю. Но зимой температура быстро убывает и достигает у побережья -20°C и ниже. В этих широтах чаще всего проходят центры циклонов, поэтому облачность здесь очень большая; велика и повторяемость осадков и туманов. Преобладающие западные ветры вблизи материка сменяются восточными.

4.7. 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 положи-

тельный; отрицательный баланс только на плато Гренландии. Но все же летние температуры невысокие, потому что радиация затрачивается на таяние снега и льда, а температура поверхности и воздуха остается близкой к нулю. На тех островах и побережьях, где снег летом тает, она, конечно, выше.

К влиянию радиационных условий присоединяется сильное воздействие общей циркуляции атмосферы. В Арктическом бассейне во все сезоны года наблюдается интенсивная циклоническая деятельность. Циклоны возникают на арктических фронтах, а также проникают в Арктику из более низких широт, где они развиваются 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 большая и ветры сильнее.

Циклоническая деятельность, конечно, приводит к притоку в Арктический бассейн теплых воздушных масс с океанов умеренных широт (летом и с материков) и тем самым к смягчению климата Арктики.

Средние месячные температуры в Арктическом бассейне от -40°C зимой до 0°C летом. Температуры трех зимних месяцев — января, февраля и марта — близки между собой.

Наиболее теплая атлантико-европейская область Арктики, где в процессе циклонической деятельности происходят глубокие выносы теплого атлантического воздуха в высокие широты, особенно повышающие температуры зимой. Например, на севере Шпицбергена, в Грин-Харборе ($78,0^{\circ}$ с.ш., $14,2^{\circ}$ в.д.), средняя температура января -16°C , июля $+5^{\circ}\text{C}$, годовая -8°C ; сумма осадков за год 320 мм. В других областях Арктики (кроме атлантико-европейской) средняя температура января всюду ниже -30°C .

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 ($72,0^{\circ}$ с.ш., $94,0^{\circ}$ з.д.) в июле имеет среднюю температуру $+4^{\circ}\text{C}$, в феврале -33°C , а среднюю годовую -15°C . Осадков здесь 100—200 мм в год. На мысе Шалаурова ($73,0^{\circ}$ с.ш., $143,3^{\circ}$ в.д.) в июле $+3^{\circ}\text{C}$, в феврале -31°C , средняя годовая -15°C ; осадков за год 140 мм.

В центре Арктического бассейна средние температуры от -40°C зимой до 0°C летом.

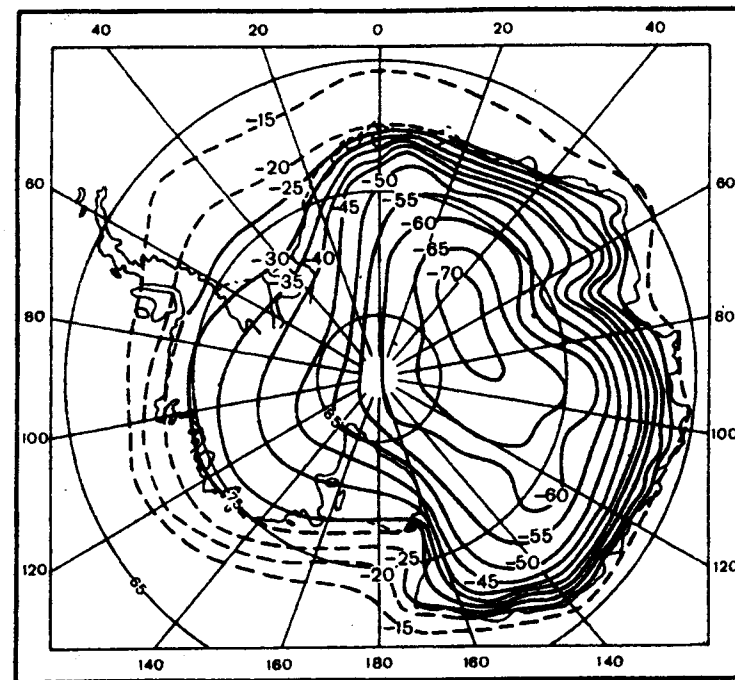
Гренландия с ее большой высотой над уровнем моря

и преобладающим антициклоническим режимом имеет особенно суровый континентальный климат. На плато, на станции Айсмитте ($70,9^{\circ}$ с.ш., $40,6^{\circ}$ з.д. 3300 м), средняя температуры июля -14°C , января -49°C , годовая -32°C . Вероятно, это еще не предел суровости климата Гренландии. Абсолютный минимум температур здесь около -65°C .

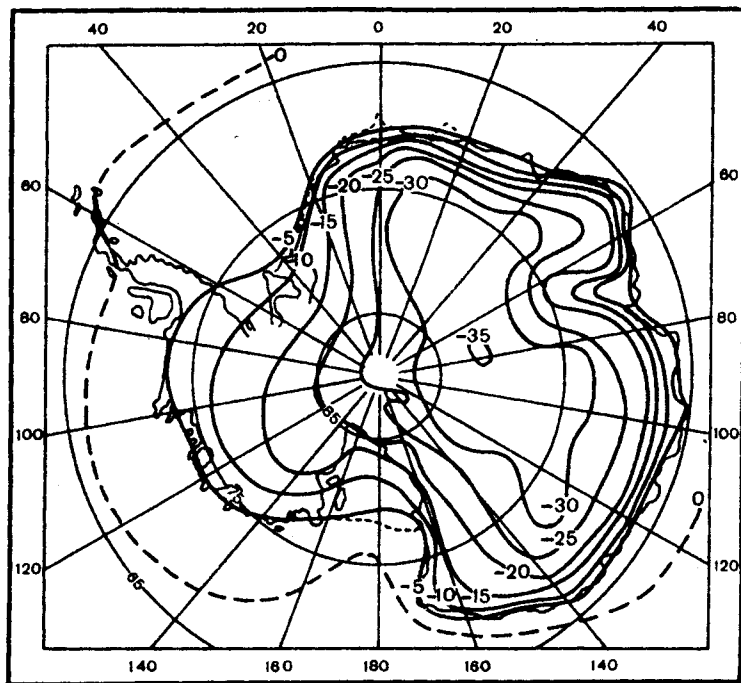
Южная Гренландия часто пересекается циклонами, поэтому температура здесь выше и годовое количество осадков более 1000 мм. Но к северу осадки быстро убывают и на севере острова не превышают 100 мм.

4.8. Климат Антарктиды

48.1. Южный океан, о климате субантарктических широт которого было сказано выше, окружает материк Антарктида. Климат ледяного материка *самый суровый на земном шаре* (карты XXXIX, XL). Средние годовые температуры снижаются здесь от -10°C на побережье, на широте полярного круга, до $-50\text{---}60^{\circ}\text{C}$ в центральных районах материка. Среднее годовое количество осадков для всего материка около 120 мм; от побережья внутрь материка осадки сильно убывают.



Карта XXXIX. Распределение средних температур воздуха ($^{\circ}\text{C}$) в Антарктиде в июле на уровне местности



Карта XL. Распределение средних температур воздуха (°C) в Антарктиде в январе на уровне местности

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 альbedo снежной поверхности и эффективное излучение приводят к тому, что годовой радиационный баланс, отрицательный на всем материке, за исключением очень ограниченных площадей, открытых от льда, так называемых оазисов. Отрицательный радиационный баланс восполняется притоком тепла из атмосферы.

Циклоническая деятельность в Южном полушарии интенсивно разворачивается над океаном вокруг Антарктиды. Но на материк Антарктиду циклоны проникают преимущественно в западной части материка, где береговая линия достаточно изрезана и есть заливы (морья), 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. Зимой в более высоких слоях происходит переход к околополярному циклоническому вихрю, как и в Северном полушарии.

4.8.2. *Побережье Антарктиды представляет собой 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. гл. седьмую, параграф 34). 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. Преобладают восточные и северо-восточные направления.

При стоковых ветрах обычно наблюдаются прояснения, и летом солнечная погода на берегах Антарктиды и вблизи них резко контрастирует с мрачной облачностью над океаном.

Осадков на побережье Восточной Антарктиды 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.

4.8.3. *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 небольшая, но все-таки на эту зону нередко распространяется влияние циклонов, проходящих по океану или 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 Пионерская (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.).

4.8.4. *На высоком внутреннем плато Восточной Антарктиды с его преимущественно антициклоническим режимом средние скорости ветра уменьшаются 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 около —70°С, летние около —30°С. Даже летом максимальные температуры ниже —20°С. Преобладает ясная погода; осадки очень небольшие, порядка 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 малое. На станции Восток

среднее годовое давление 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°C. 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), где средняя температура августа —68°C, декабря —33°C, средняя годовая —55°C, абсолютный минимум —88°C. 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: средние температуры в августе и сентябре —59° С, в январе — 28° С, за год —49° С. Годовая сумма осадков 55 мм.

Вопросы к главе девятой

1. В чем задача классификации климатов?
2. Для чего нужно климатическое районирование?
3. Сколько типов климата и какие выделяются в классификации В. Кёппена? Каковы критерии выделения «древесных» климатов? Как определяется предел сухости и граница пустыни? Каким образом классифицируются сухие климаты?
4. Какие типы тропических климатов выделяются в классификации В. Кёппена и каково их географическое распространение (для ответа использовать карту)?
5. Какие типы субтропических климатов выделяются в классификации В. Кёппена и каково их географическое распространение?
6. Какие типы умеренных климатов выделяются в классификации В. Кёппена и каково их географическое распространение?
7. Какие типы субарктических климатов выделяются в классификации В. Кёппена и каково их географическое распространение?
8. Какие типы полярных климатов выделяются в классификации В. Кёппена и каково их географическое распространение?
9. Какой главный принцип положен в основу классификации Л. С. Берга?
10. Сколько типов и какие положены Л. С. Бергом в основу классификации климатов низин?
11. Сколько типов и какие положены Л. С. Бергом в основу классификации климатов высоких плато?
12. Какой главный принцип положен в основу классификации климатов Б. П. Алисовым? Сколько и какие основные климатические зоны на земном шаре он выделяет? Сколько и какие переходные зоны выделяются в этой классификации? Что служит основным критерием определения границ зон? Как классифицируются климаты внутри каждой из выделенных зон? С чем связаны различия климатов внутри каждой зоны?
13. Дайте характеристику экваториального климата по классификации Б. П. Алисова. Чем отличается континентальный экваториальный климат от океанического?
14. Дайте характеристику климатов тропических муссонов по классификации Б. П. Алисова. Чем отличается континентальный субэкваториальный климат от океанического и климат муссонов западных берегов от климата муссонов восточных берегов?
15. Дайте характеристику тропических климатов по классификации Б. П. Алисова. Чем отличается континентальный тропический климат от океанического и климат восточной периферии океанических антициклонов от климата западной их периферии?
16. Дайте характеристику субтропических климатов по классифика-

ции Б. П. Алисова. Чем отличаются континентальный субтропический климат от океанического и средиземноморский от муссонного? Каковы отличительные особенности субтропического климата высоких нагорий, расположенных в этой зоне?

17. Дайте характеристику климатов умеренных широт по классификации Б. П. Алисова. Чем отличаются континентальный климат умеренных широт от океанического и морской климат западных частей материков от муссонного климата восточных их частей? Какие особенности имеет климат горных районов в умеренных широтах?

18. Дайте характеристику субарктического и субантарктического климатов. Чем они различаются между собой?

19. Охарактеризуйте климат Арктики. Какие особенности в радиационном режиме отличают условия формирования климата Арктики от климата умеренных широт? На какие климатические области можно разделить Арктику?

20. Охарактеризуйте климат Антарктиды. На какие климатические области можно разделить Антарктиду?

21. Сделайте сравнительный анализ климатов Арктики и Антарктиды, чем эти климаты отличаются друг от друга?

22. Где расположен полюс холода земного шара?

ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

1. ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

Достоверно доказано, что на протяжении геологической истории Земли (4,65 млрд лет) вместе со всей земной природой менялись состав атмосферы, ее масса, менялся и климат. По современным представлениям, за этот период времени многократно изменялись очертания материков, конфигурация и высота горных систем, площадь суши и океана, происходили изменения светимости Солнца, колебания эксцентриситета земной орбиты и наклона оси вращения Земли к плоскости эклиптики, а также замедление скорости вращения Земли. Следовательно, неизбежно происходили изменения теплооборота, влагооборота и атмосферной циркуляции, а также географических факторов климата. Это и служило причиной его многократных изменений.

Временные масштабы возможных причин климатических изменений необычайно широки. Так, изменение светимости Солнца за пределами 1% солнечной постоянной, по-видимому, может происходить за 10^9 лет. Вариации орбитальных параметров, т. е. эксцентриситета орбиты Земли, прецессии равноденствия и изменения наклона оси вращения Земли к плоскости орбиты составляют соответственно 100 000, 23 000 и 41 000 лет. Временные масштабы движений земной коры равны $10^5 - 10^9$ лет. Образование стратосферного аэрозоля вследствие вулканических извержений может приводить к климатическим изменениям в самых широких пределах — от 10^0 до 10^8 лет. С другой стороны, внутренняя изменчивость климатической системы определяется различными механизмами прямых и обратных связей между составляющими системы: атмосферой, океаном, криосферой, поверхностью суши и биосферой, которые могут действовать во временных масштабах от 10^0 до 10^9 лет. Например, масштаб взаимодействия атмосферы и океана составляет от 10^0 до 10^2 лет. Таким образом, одно это перечисление показывает, что изменения климата могли происходить в любых геологических эпохах. Поэтому для их определения сейчас используются самые различные методы, и, конечно, в первую очередь методы, развитые в геологии, палеонтологии и геофизике.

2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ВОССТАНОВЛЕНИЯ КЛИМАТОВ ПРОШЛОГО

Подробное изложение методов восстановления климата и показателей его изменений выходит за рамки настоящего курса. Мы дадим только краткое их перечисление. Подробность наших сведений о климатических изменениях убывает по мере углубления в геологическую историю. Известно, что 7/8 истории Земли занимает докембрий, т. е. период от 4,65 млрд лет до 570 млн лет назад. Показателями климатических изменений в докембрии являются чисто геологические данные. Так, для наиболее древних геологических времен климатическими показателями являются почти исключительно осадочные породы. Знание химического состава, физических свойств, структуры и текстуры осадочных горных пород и особенностей их залегания позволяет в известной степени восстановить климатические условия во время их образования. Холодный климат характеризуется преобладанием продуктов физического выветривания над продуктами химического выветривания, т. е. преобладанием грубообломочных материалов в отложениях многолетнемерзлых грунтов, и особенно наличием ископаемых морен—тиллитов, известных с раннего протерозоя.

Важнейшим признаком сухих (аридных) периодов является усиленное отложение солей (особенно, если климат также и жаркий), осаждающихся из растворов в условиях сильного испарения. К ним можно отнести доломиты, ангидриты, гипсы, калийную и каменную соль. Об аридных условиях свидетельствуют также продукты выветривания, бедные кремнеземом и окрашенные оксидами железа, и лёссы. Пустыням прошлого, как и современным пустыням, были свойственны определенные явления выветривания, окремнения, переноса песка, дюнообразования. Признаки таких явлений можно установить и в геологических слоях.

К индикаторам теплого и влажного климата относятся продукты глубокого химического выветривания пород суши, такие, как бокситы, каолин, бескарбонатные (латеритные) красноцветы, некоторые алюминиевые, железные и марганцевые руды. Высокая влажность среды необходима и для образования каменных углей.

По мере перехода от древних эпох истории Земли к более поздним арсенал методов, позволяющих определять климатические условия, расширяется, и сведения о господствовавшем в то время климате становятся более детальными. В фанерозое определенные суждения о климатических условиях можно сделать по палеонтологическим и палеоботаническим признакам. При этом исходят из предположения, что в прошлом существовали такие же зависимости флоры и фауны от климата, какие существуют и в настоящее время, а наиболее репрезентативными ископаемыми организмами являются те, которые при жизни больше зависели от окружающей среды. Поэтому растения в общем более показательны, чем

животные, а из животных более показательны менее организованные виды. Наличие определенных видов растений, например, таких, как веерные пальмы, может свидетельствовать о теплом климате. Богатство ископаемых видов растений или пресмыкающихся и их огромные размеры также являются признаками теплых климатов. Мощным средством суждения о климате является споропыльцевой анализ, который дает представление о растительном комплексе, господствовавшем в прошлом в данной местности.

Очень важным количественным методом определения прошлых температурных условий — палеотемператур — является изотопный метод, позволяющий по отношению изотопов кислорода $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в карбонатных остатках ископаемого планктона определять температуру воды, в которой обитали эти живые организмы.

Существуют некоторые геологические признаки, позволяющие определить направления ветра и морских течений в минувшие эпохи, признаки гроз, сезонных изменений климата и др.

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА В ДОКЕМБРИИ (4,65 МЛРД — 570 МЛН ЛЕТ НАЗАД)

На самых первых этапах эволюции Земли после завершения образования планеты, разогревания ее недр, формирования ядра, приведшим к активным проявлениям магматизма и, в частности, вулканизма, началась дегазация мантии и образование гидросферы и атмосферы. В архее Мировой океан, по-видимому, покрывал всю Землю или большую ее часть; атмосфера на первой стадии эволюции состояла из метана CH_4 с добавлением водорода H_2 , азота N_2 и аммиака NH_3 ; кислород O_2 в атмосфере отсутствовал. Признаки широкого распространения оледенения в архейское время отсутствуют. Климат Земли отличался зональностью и был теплым. В позднем архее 2,7–2,9 млрд лет назад уже появились микроскопические одноклеточные водоросли, которые могли осуществлять фотосинтез органических веществ из диоксида углерода (углекислоты) и воды с выделением свободного кислорода. Этот кислород шел на окисление аммиака до молекулярного азота. Таким образом, в раннем протерозое 2,6–1,95 млрд лет назад началась вторая стадия эволюции атмосферы: основным компонентом атмосферы стал азот N_2 , а наиболее важными примесями — углекислый газ CO_2 и аргон Ar .

Около 1,8 млрд лет назад, когда скорость образования кислорода при фотосинтезе стала достаточно высокой, и кислород перестал быть малой примесью в атмосфере, наступила третья стадия эволюции атмосферы. С начала этой стадии парциальное давление кислорода все время увеличивалось и постепенно достигло современного значения. Теплый климат в архее постепенно становился более холодным.

Имеются отчетливые доказательства, что в нижнем протерозое 2,5–2,6 млрд лет назад наблюдалось континентальное покровное Гуронское оледенение существовавшего в то время материка Мегатеи. Центр оледенения находился примерно на палеошироте 60° , т. е. это был центр типичного ледникового покрова умеренных широт. О распространении этого оледенения пока нет данных, также не выяснено, было ли это оледенение материкового типа или эти ледники были связаны с процессами горообразования.

В течение длительного периода геологической истории, примерно 2,1 млрд лет до 1,0 млрд лет назад, проявлений оледенений на Земле не найдено, и надо думать, что в течение этого времени климат был теплым. Затем в позднем протерозое — в верхнем рифее и венде (950–600 млн лет назад) — отмечены три покровных оледенения, разделенные межледниковыми периодами. Это так называемые *Гнейсёский*, *Стёртский* и *Варангский ледниковые периоды*, наблюдавшиеся около 950, 750 и 680–660 млн лет назад соответственно. Наступление ледниковых периодов, вероятно, стимулировалось вертикальными движениями земной коры, которые способствовали развитию горного оледенения, и горизонтальными движениями материков, в результате которых различные материки последовательно перемещались в высокие и умеренные широты. Однако прямой причиной каждого периода наступления льдов было глобальное похолодание.

4. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА В ФАНОРОЗОЕ 570 МЛН ЛЕТ НАЗАД

4.1. Начало палеозоя (570 млн лет назад), т. е. кембрийский период, характеризовалось теплым климатом. Основные массы суши были сосредоточены в тропических и умеренных широтах; Южный и особенно Северный полюс омывались океаном, и это, по-видимому, препятствовало образованию льда. Похолодание климата, приведшее к новому крупному оледенению, отмечено около 450 млн лет назад в позднем ордовике. К этому времени на поверхности земного шара произошли значительные перемещения материковых плит: на западе существовали обособленные друг от друга древние аналоги Северной Америки и Евразии. На востоке материка объединились в суперконтинент, называемый *Гондваной*, в который входили устойчивые «блоки» Африки, Южной Америки, Индии, Антарктиды и Австралии. Позднеордовикский Южный полюс находился на месте нынешней Сахары. Здесь и развилось огромное покровное оледенение. Во время этого оледенения ледниковые щиты достигали 2 км толщины и покрывали до 30% поверхности материков. Оледенение было существенно асимметричным — оно захватывало Южное полушарие и располагалось на материке Гондвана и возможно распространялось также на шельфовые области.

К силуру, т. е. 440 млн лет назад, средняя температура Земли снова выросла примерно до 20°C. Это на 5°C выше современной температуры. Климат стал более теплым. Потепление продолжалось и в девоне (от 400 до 350 млн лет назад), когда средняя температура Земли достигла 25°C (на 10°C выше, чем сейчас). Во многих районах бурно развивалась растительность, климат был тропическим. Такие же условия сохранялись и в раннем карбоне: на планете господствовал влажный тропический климат, средняя температура Земли оставалась равной 25°C. Однако в течение каменноугольного периода происходило постепенное похолодание. Каменноугольный период, который охватывал интервал от 350 до 285 млн лет назад, был временем «сосредоточения» материков. В начале этого периода выделились три массива суши, на которых было представлено большинство климатических зон той эпохи. К середине пермского периода произошло объединение массивов суши Гондваны, Ангарии и Лавразии в единый суперконтинент — *Пангею*, простиравшийся от Северного до Южного полюса. Практически вся Антарктида, некоторые части Южной Америки, Южной Африки и Австралии находились южнее 55° ю.ш., т. е. в широтах, благоприятных для развития оледенения. В конце каменноугольного периода, примерно 300 млн лет назад, оледенение Гондваны — древних Южной Америки, Южной Африки, Австралии и Индии, — достигло кульминации. В начале перми (около 280 млн лет назад) мощное покровное оледенение стало максимальным. Средняя температура Земли в начале Перми упала до 8°C, т. е. на 7°C ниже, чем сейчас. В интервале между 310–270 млн лет назад покровные ледники распространялись до 35° ю.ш., их вертикальная мощность достигала 2 км, максимальная фаза оледенения длилась 40 млн лет. Глубокое похолодание климата имело существенное влияние на развитие растительного и животного мира. К концу пермского периода вымерло 75% семейств земноводных и свыше 80% пресмыкающихся, но определенные виды наземных папоротниковидных растений, напротив, сумели приспособиться к холодному умеренному климату.

4.2. В начале триасового периода (230 млн лет назад) все основные массивы суши были спаяны в единый суперконтинент — *Пангею*, две части которого — *Лавразия* на Севере и *Гондвана* на юге — омывались водами огромного океана *Тетис*. Впоследствии в юрском периоде Пангея начала распадаться. Открылся широкий пролив между южным суперконтинентом Гондваной и северным суперконтинентом Лавразией, часть которой оказалась затопленной. Гондвана тоже раскололась: Южная Америка и Африка отделились от Индии, Антарктиды и Австралии. Оба полюса — Северный и Южный — находились в океанических районах. В течение триасового периода происходило постепенное потепление, и юрский период, который начался 190 млн лет назад, характеризо-

вался теплым климатом на всем земном шаре. Средняя температура вновь достигла 24,5°C (на 9°C выше, чем в настоящее время). Юрскому климату была свойственна существенная зональность, а в средних широтах как Северного, так и Южного полушарий имели место существенные сезонные колебания температуры. Никаких свидетельств широкого распространения оледенения в юрское время не установлено. Восточная Антарктида занимала наиболее северное положение, поэтому если следы юрского оледенения и существуют, их следует искать на территории, ныне занятой антарктическим ледниковым покровом. В меловой период, т. е. 135 млн лет назад, климатический оптимум продолжался, средняя температура земного шара была 25°C, т. е. на 10°C больше, чем сейчас. В Западной Европе средние годовые температуры в меловое время достигали 18–22°C (на 8–10°C больше, чем в настоящее время). Однако в течение мелового периода наблюдался определенный температурный цикл с амплитудой 5°C, который в верхнем мелу имел продолжительность 30 млн лет. В течение цикла температура менялась от 21 до 16°C. В целом меловой период был теплее современного, меридиональные градиенты температуры верхнего слоя моря были меньше, чем в настоящее время, но широтная зональность была отчетливой даже в самые теплые века мела.

В конце мелового периода происходит великое вымирание морской и наземной мезозойской флоры и фауны — погибли аммониты, белемниты, динозавры и значительная часть морского планктона. Причиной этой природной катастрофы, вероятно, было относительно кратковременное похолодание, вызванное выбросом в атмосферу огромного количества аэрозолей, которые уменьшили приток солнечной радиации к земной поверхности до значений, понизивших глобальную температуру на 2,9°C относительно предшествующего времени и температуру морской воды в полярных районах до 7–8°C.

Относительно причины выброса аэрозолей в атмосферу существуют две точки зрения. Одни ученые считают, что выброс аэрозолей в атмосферу произошел в результате столкновения Земли с астероидом. Об этом свидетельствует прослойка в породах на границе между мезозоем и кайнозоем с повышенным содержанием иридия, который приносится на Землю из космоса. Другие связывают выброс аэрозолей в атмосферу с взрывным усилением в это время вулканизма, отмечая, что при извержениях наряду с пеплом и газами мог переноситься и иридий, который содержится в ультраосновных породах мантии. Как бы то ни было, но к концу мелового периода глобальная температура снова повысилась и превышала современную на 7–10°C.

Таким образом, на рубеже между мезозоем и кайнозоем климат Земли отличался мягкостью, был теплым и влажным, льдов в полярных районах не было, контраст между экватором и полюсами

составлял 15–16°C, в то время как сейчас он меняется от 30°C летом до 60°C зимой.

4.3. Кайнозойская эра, которая началась 65 млн лет назад, вначале характеризовалась теплым климатом. В палеоцене сохранились высокие температуры: средняя глобальная температура в это время превышала современную примерно на 8–9°C, средняя годовая температура на широте Лондона (51,5° с.ш.), например, была не менее 21°C (сейчас она равна 10°C), средний меридиональный градиент экватор — полюс был равен 15–17°C, т. е. примерно в два раза меньше, чем летом нашего времени.

Затем начиная с позднего эоцена (примерно 44 млн лет назад) началось устойчивое ступенчатое понижение глобальной температуры. Уже к середине олигоцена (30–35 млн лет назад) температура поверхности воды в экваториальных широтах Тихого океана понизилась до 17–18°C, а придонных вод — до 5°C. В миоцене начиная с 23 млн лет назад началось потепление, которое достигло пика в период между 19,5 и 15,5 млн лет назад. Оно охватило все континенты. Средние годовые температуры, например в Центральной Европе, не опускались ниже 18–20°C, а годовые суммы осадков составляли не менее 1000 мм, в Западной Сибири среднегодовая температура воздуха не опускалась ниже 10–12°C, лета 18–20°C, осадки выпадали равномерно в течение года, и их сумма составляла 800–900 мм.

Новое резкое падение температуры началось с середины миоцена, примерно 15 млн лет назад. К концу этого периода температура придонных вод составляла 2°C. Она характеризует климатические условия в полярных широтах земного шара, поскольку придонные воды — это опустившиеся в полярных районах воды и растекавшиеся затем под дном без изменения своей температуры. Примерно в это время началось оледенение Антарктиды сначала в горах, а 15 млн лет назад и на всей материке. Современная температура придонных вод в полярной области равна –1°C, а в районе экватора 1–2°C. Таким образом, тенденция к понижению температуры в течение кайнозойской эры от палеоцена к плиоцену, наблюдавшаяся в полярных районах, характеризует также условия на всем земном шаре. Причем, если до раннего плиоцена не обнаруживается больших колебаний средней температуры Земли, то, начиная со среднего плиоцена, фиксируются значительные колебания средних температур с амплитудой, достигающей 10°C в течение периодов, длящихся несколько десятков тысяч лет.

Так, в начале плиоцена 5,0 млн лет назад началось потепление, вызвавшее таяние ледникового щита Антарктиды и горных ледников Северного полушария. Это привело к мощной глобальной трансгрессии (4,7–4,4 млн лет назад), поднявшей уровень мирового океана на 100 м. Однако около 3,3–3,2 млн лет назад началось новое глобальное похолодание, которое характеризовалось

резким возрастанием нестабильности климата. Похолодание привело к появлению ледниковых щитов в Северном полушарии, в частности, возникновению первого покровного оледенения в Северной Америке (2,8–2,4 млн лет назад), распространившегося до Великих озер, к росту континентальных ледниковых щитов в Антарктиде и резкому падению уровня Мирового океана. Понижение уровня океана привело к обнажению больших участков суши и, таким образом, к увеличению континентального климата, а также изменило условия водообмена между различными бассейнами и, вероятно, привело к потере связи между Тихим, Индийским и Атлантическим океанами в тропических широтах. Появление мощного ледникового покрова в Антарктиде привело к увеличению альбедо и уменьшению солнечной радиации, получаемой Землей, к охлаждению вод циркулярного течения вокруг Антарктиды и, следовательно, понижению температуры придонных вод всего Мирового океана.

Северное полушарие оставалось безледным вплоть до начала плиоцена, хотя уже 9–10 млн лет назад оледенение начало развиваться сначала в виде локальных горных ледников на Аляске. В плиоцене началось оледенение Арктики, а 3 млн лет тому назад ледниковый покров Гренландии разросся до его современных размеров, что по времени совпадает с максимальным оледенением Антарктиды. В Арктическом бассейне также развивалось оледенение. Суровые климатические условия существовали в Арктике на протяжении последних 3 млн лет. Однако, по мнению одних ученых, Арктический бассейн замерз по крайней мере с середины плиоцена (3,5 млн лет назад), и с тех пор его состояние было относительно устойчивым: морские паковые льды покрывали его все время, колебалась только толщина ледового покрова. По мнению других ученых, сезонные льды в Арктике появились 4,5–5 млн лет назад, однако постоянный ледниковый покров установился в Арктическом бассейне только около 0,9 млн лет назад.

Каковы же возможные причины изменения климата за геологическую историю Земли? Однозначного ответа на этот вопрос в настоящее время нет. Однако существуют весьма обоснованные гипотезы о роли «парниковых» газов и в первую очередь углекислоты CO₂ в изменениях климата. Известно, что в период образования Земли яркость Солнца составляла около 75% по сравнению с современной, но температура на планете была весьма высокая, и земля не была покрыта льдом. Этот «парадокс тусклого Солнца» объясняется очень большой концентрацией CO₂ и других парниковых газов в те времена. Меньшее количество приходящей солнечной радиации компенсировалось большим парниковым эффектом, благодаря которому в атмосфере накапливалось больше тепла. Несомненно также, что на климат влияло изменение конфигурации континентов; океаны в районе полюсов

смягчали климат, а материка способствовали возникновению оледенения. Однако и тут влияние парникового эффекта, который создается концентрацией CO₂, имело значение. Так, достоверно доказано, что перед пермским оледенением в карбоне концентрация CO₂ существенно снизилась, уменьшив парниковый эффект. Таким образом, Земля теряла больше энергии, и это, возможно, дало толчок похолоданию и образованию ледяных покровов на континенте Пангея. С другой стороны, потепление мелового периода — около 100 млн лет назад (при совершенно ином расположении континентов) — может объясняться более высокой концентрацией CO₂. Несомненно, что на изменение климата влияли высота, конфигурация и расположение горных систем, а также вулканическая деятельность.

5. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Плейстоцен (продолжительность $1,5 \pm 0,5$ млн лет) в течение долгого времени был синонимом названия «ледниковый период», поскольку считалось, что оледенение в Северном полушарии началось только в плейстоцене. Однако, как мы видели выше, постепенное похолодание в кайнозойской эре привело к обширным оледенениям в Северном полушарии, по крайней мере, в плиоцене, а в Южном полушарии оледенение Антарктиды началось еще раньше, в миоцене. Таким образом, в плейстоцен Земля уже вступила в фазе оледенения. Характерным для плейстоцена является последовательная смена ледниковых периодов и более теплых межледниковий (рис. 10.1, А).

Однако классические представления, полученные из геоморфологических наблюдений в Альпах, заключающиеся в том, что плейстоцен состоит из четырех ледниковых периодов (гюнц, миндель, рисс и вюрм) и трех межледниковий, оказались слишком упрощенными в свете накопленных к настоящему времени фактов. Применение изотопных, геохимических, биохронологических методов к анализу колонок бурения морского дна и ледниковых щитов Гренландии и Антарктиды дало более подробную информацию об изменениях температуры и, главное, позволило разработать кислородно-изотопную шкалу, которая дает детальную хронологию холодных и теплых условий, господствовавших во время формирования ископаемых биологических остатков в донных слоях. От них можно перейти к температурам, наблюдавшимся на земном шаре во время жизни этих животных. Таким образом, разрозненные свидетельства похолоданий и потеплений, морских трансгрессий и регрессий, которые были установлены на континентах, удалось выстроить в их временной последовательности. На рис. 10.1 приведены связи климатических событий за последний миллион лет, которые были определены по континентальным данным и

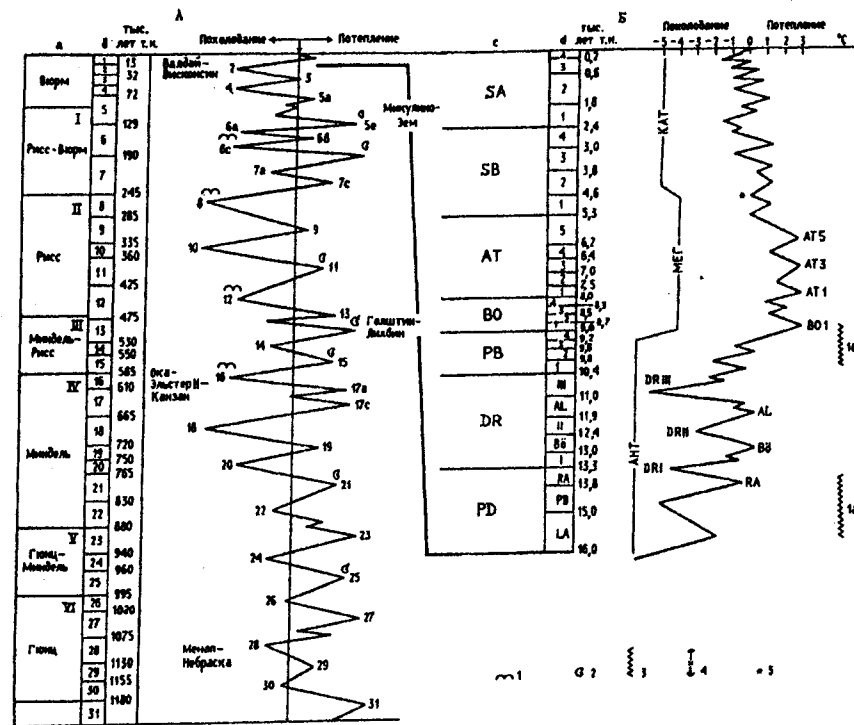


Рис. 10.1. Реконструкция температуры воздуха в плейстоцене (в отклонениях от современной, °C):

А — для лета в высоких широтах Северного полушария; Б — в позднледниковые для всего Северного полушария (по И.И. Борзенковой и В.А. Зубакову).

Столбец а — классическая классификация ледниковых периодов и межледниковий; столбец в — изотопно-кислородные стадии; столбец с — классическая классификация позднледниковья и голоцена; столбец д — классификация по В.А. Зубакову и И.И. Борзенковой. Цифрами на кривой температуры А обозначены кислородно-изотопные стадии и подстадии.

Буквами на кривой температуры Б обозначены названия периодов похолоданий и потеплений.

АНТ — анатермал, МЕГ — мегатермал, КАТ — кататермал.

1 — морфологически выраженные крайние ледниковые образования; 2 — наиболее достоверные морские трансгрессии; 3 — начало (1а) и конец (1з) позднледникового времени; 4 — интервал вымирания мамонтовой фауны; 5 — Шумерский потоп.

датированы различными методами, в том числе и абсолютными, с кислородно-изотопной шкалой по И.И. Борзенковой и В.А. Зубакову (рис. 10.1, колонка в). Как видно, каждый из упомянутых выше классических ледниковых периодов и каждое межледниковье имели сложный ход изменений температуры, отражающий, конечно, изменения климата. Самое важное открытие состоит в том, что возникновение обширных покровных оледенений может происходить за время порядка 10 тыс. лет, а время их разрушения может быть еще меньше. При этом в период максимального развития лед занимал около 9% (по другим оценкам, 14%) поверхности Земли, а его объем достигал $45 \cdot 10^6 \text{ км}^3$, понижение уровня Мирового океана составляло величину порядка 100 м, а понижение средней глобальной температуры — порядка 10°C . Чередование ледниковых периодов и межледниковий в плейстоцене с разной степенью детальности изучено в Альпах, Западной Европе, европейской части России, Западной Сибири и Северной Америке. Было сделано заключение, что наступление ледниковых периодов и межледниковий происходило синхронно на всем Северном полушарии. При этом на развитие ледникового покрова затрачивалось больше времени, чем на его исчезновение.

Плейстоцен начинается классическим оледенением Гюнц (Небраска) 1,2–1,0 млн лет назад. Южная граница гюнцкого оледенения в Европе достигала 56°с.ш. , в Европейской части России — верховьев Оки, Волги и Дона. В Северной Америке развивалось небрасское оледенение, которое продвинулось южнее, до $40\text{--}41^\circ \text{с.ш.}$ На северо-востоке Азии в это время появляются типичные тундровые растения и животные, а в Казахстане обитали лесной слон, дикий осел, верблюд гигантский и другие млекопитающие степных ландшафтов.

Гюнцское похолодание закончилось гюнц-миндельским потеплением (1,0–0,76 млн лет назад), во время которого отмечалась трансгрессия в Средиземном, Черном и Беринговом морях.

В Северо-Западной Европе во время этого межледниковья были распространены широколиственные леса. На Украине господствовала лесная и лесостепная растительность (орех, сумах), средняя годовая температура равнялась 9°C , зимы — около 0°C , лета — в пределах $22\text{--}24^\circ\text{C}$, количество осадков 800–1000 мм/год на севере и 650–750 мм/год на юге.

Далее наступило классическое оледенение Альп — миндель (примерно 790–580 тыс. лет назад). Как видно из рис. 10.1, Миндельское оледенение носило более сложный, чем представлялось ранее, характер: на протяжении этого похолодания происходили три следующих друг за другом оледенения, которые разделялись несколькими потеплениями. По мнению многих специалистов, последний ледниковый надвиг, называемый Эльстер II, был самым максимальным за весь плейстоцен. В Западной Европе скандинав-

ский ледовый щит распространялся далеко на юг, захватив Англию. На европейской части России ему соответствует Окское оледенение, южный край которого достигал устья Камы. На севере Западной Сибири летом температура воздуха во время Миндельского оледенения понижалась на $7\text{--}8^\circ\text{C}$ по сравнению с современной, и тундра продвигалась до 50°с.ш. За Окским оледенением последовало Миндель-Рисское межледниковье (585–350 тыс. лет назад), продолжавшееся 235 тыс. лет. Это межледниковье состоит из двух крупных потеплений, разделенных небольшим похолоданием. Из них наиболее известны Лихвинское в Европейской России, Голштинское в Северо-Западной Европе и Ярмутское в Северной Америке. Лесная растительность во время Голштинского межледниковья в Западной Европе была представлена хвойно-широколиственными лесами (липа, тис, бук, падуб). Виноград распространился на Британские острова, Данию и Польшу, температура воздуха в этих районах была выше современной летом на $2\text{--}3^\circ\text{C}$, зимой — на $1\text{--}2^\circ\text{C}$. В центре России в это время господствовали широколиственные леса из граба и липы, встречались тис и грецкий орех, но имелось также много хвойных деревьев. Многочисленные геологические и палеоботанические данные свидетельствуют, что миндель-рисское межледниковье и особенно два его оптимума — лихвинский (голштинский) и глазовский (кромерский) отличаются значительно большим увлажнением по сравнению с современными условиями во всей внетропической зоне Северного полушария. Исключение наблюдалось только в Большом Бассейне США, где в это время происходила аридизация климата.

Улучшение условий увлажнения способствовало повсеместному расширению площади, занятой лесами, и увеличению многообразия их состава. Таким образом, миндель-рисское межледниковье является одним из наиболее теплых, а возможно, и самым теплым временем плейстоцена.

Вслед за этим межледниковьем наступило новое похолодание, называемое Рисский ледниковый период (350–170 (130) тыс. лет назад). На рис. 10.1 ему соответствуют с 10 по 6 изотопных стадий. Это похолодание характеризуется тремя надвигами ледниковых щитов, из которых максимальным был средний (Днепровское, одра, заале). В это время южный край Скандинавского ледникового щита в Западной Европе почти достиг границы предыдущего миндель-эльстерского оледенения, а на европейской части России и на Украине продвижение ледника на юг было максимальным: его язык в долине Днепра достигал 48°с.ш. , язык в междуречье Волги и Дона — 50°с.ш.

Последняя стадия оледенения в Альпах была максимальной за весь плейстоцен, в то время как на европейской части России граница московского оледенения отступила на север и протягивалась от верховий Днепра к Верховьям Печоры.

Последовавшее за Рисским ледниковым периодом рисс-вюрмское межледниковье (245–115 (117) тыс. лет назад) имело сложную структуру. Межледниковье с возрастом 180–230 тыс. лет состояло из двух периодов потеплений (7а и 7с на рис. 10.1). В период 7а объем наземных льдов был меньше современного, а климат теплее современного. Но похолодание между этими теплыми периодами было заметным. Правда, даже на широте 60° с.ш. были периоды, когда температура была выше 0°С.

Самое значительное потепление произошло в эем-микулинское межледниковье (125–115 тыс. лет назад). В табл. 10.1 приведены средние широтные разности температур (°С) между оптимумом рисс-вюрмского межледниковья (125–127 тыс. лет назад) и современностью по расчетам И.И. Борзенковой.

Из табл. 10.1 видно, что в эем-микулинское время климат Земли был значительно теплее современного. Наибольшее потепление наблюдалось в высоких широтах, а в тропиках температура была несколько ниже современной что, вероятно, связано со значительно большей облачностью и осадками в этих широтах. Повышение температуры и увеличение осадков привело к расширению зоны широколиственных лесов в умеренных широтах и распространению темнохвойных лесов в районы, занятые сейчас тундрой. Например, в районе С.-Петербурга в середине межледниковья росли теплолюбивые широколиственные леса, включавшие вяз, дуб, липу и даже граб; хвойных деревьев, особенно ели, было очень мало. Особенно заметным потепление климата было на европейской части России и в Западной Сибири. Пик межледниковья был достигнут 125 тыс. лет назад. В это время уровень Мирового океана располагался на 5–8 м выше современного, что может быть связано с исчезновением западно-антарктического ледникового покрова.

Последнее оледенение, названное на территории Западной Европы вюрм-висла, в нашей стране — валдайским и зырянским, а в Северной Америке — висконсинским, началось 115 тыс. лет назад (см. рис. 10.1). К этому моменту в Западном полушарии произошло разрастание Гренландского ледникового покрова, на полуострове Лабрадор развилось устойчивое ядро Лаврентийского ледника, который расширился примерно на 1000 км к югу и западу и сомкнулся с Кордильерским ледниковым покровом, ле-

жавшим на горах западной Канады и Аляски. В Евразии началось образование и накопление льда над Скандинавским нагорьем. Похолодание прогрессивно развивалось, и через 10 тыс. лет Скандинавский ледяной щит достиг максимального развития: его мощность составляла 2,5 км. Распространение ледникового покрова на Западную Европу привело к исчезновению лесов в Англии, Нидерландах, Германии и на северо-западе европейской части России. Уровень Мирового океана понизился примерно на 60 м ниже современного положения в течение нескольких тысяч лет. В интервале между 115 и 80 тыс. лет назад на фоне общего похолодания климата в раннем Вюрме выделяются два наиболее холодных ледниковых периода, которые разделялись двумя промежутками более мягкого климата. Во время потепления часть накопленного льда таяла, и уровень Мирового океана повышался от 60 до 15 м ниже современного положения. В целом ранний вюрм продолжался с 115 до 80 тыс. лет назад и характеризовался образованием мощных ледниковых покровов как в Западной и Восточной Европе, так и в Сибири и Северной Америке.

Около 75 тыс. лет назад, в среднем вюрме, началась новая активная фаза оледенения, которое очень быстро достигло широкого распространения. В Европе Скандинавский ледниковый покров стал более мощным и распространился над горами Норвегии и Швеции. В Северной Америке лаврентийский ледниковый покров вносился расширился к югу и западу и сомкнулся с ледниковым покровом над Кордильерами, который охватывал горы западной Канады и Аляски. Уровень Мирового океана понизился примерно на 100 м ниже современного положения всего за несколько тысяч лет. Однако похолодание климата не было устойчивым, на его фоне происходили короткопериодные потепления. Первое такое потепление произошло около 60 тыс. лет назад, когда среднеиюльская температура в Дании достигла 10–12°С. Второе потепление наступило около 40 тыс. лет назад, когда июльские температуры в Западной Европе поднялись до 15–17°. Эти потепления проявлялись также в европейской части России и в Северной Америке, где на смену тундре пришли березовые и сосновые леса с примесью дуба, ясеня и вяза. Уровень Мирового океана во время потеплений удерживался примерно на 50 м ниже современного положения.

В позднем вюрме — с 25–23 тыс. лет до 10 тыс. лет назад — продолжалось начавшееся еще в конце среднего вюрма (примерно 35 тыс. лет назад) похолодание климата и наступление ледникового покрова, который достиг максимального за весь вюрмский период размера 21 тыс. лет назад. В 1971 г. усилиями ученых США и других стран была построена карта поверхности Земли для лета Северного полушария в период максимального оледенения в позднем вюрме, т. е. для августа 21 тыс. лет назад (Проект КЛИМАП, рис. 10.2). На карте показаны распространение и толщина

Таблица 10.1

Средние широтные разности температур (°С) между оптимумом рисс-вюрмского межледниковья (125–127 тыс. лет назад) и современностью

Месяцы	φ° с.ш.									Средняя за год
	90–80	80–70	70–60	60–50	50–40	40–30	30–20	20–10	10–0	
Июль–август	7,6	6,0	4,8	2,8	1,6	0,3	–0,2	–0,1	–0,1	1,2
Январь–февраль	8,0	7,4	6,5	4,7	2,4	1,2	0,2	–0,1	–0,2	1,8

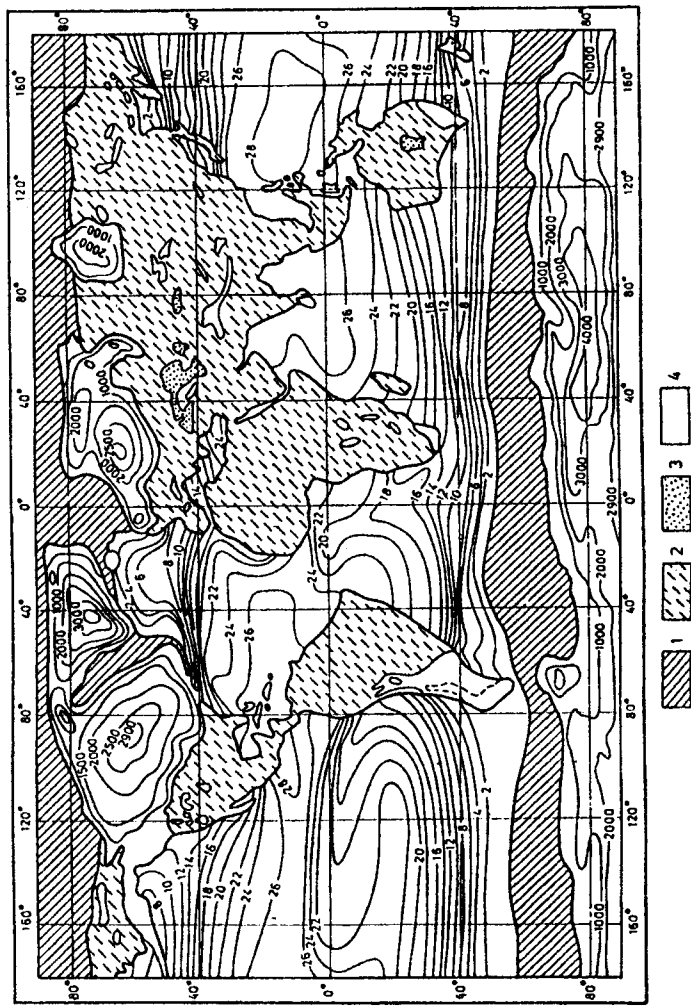


Рис. 10.2. Реконструкция КЛИМАТ поверхности Земли в августе во время максимальной стадии последнего оледенения 21 тыс. лет назад.

Высота поверхности ледниковых щитов дана в метрах, изотермы приведены через 2°C. Контуры материков совпадают с современной изобатой 85 м. Пунктиром показана граница материкового льда в Южной Америке. 1 — морской лед, 2 — поверхность, свободная от льда, 3 — внутренние воды, 4 — снег и лед.

материковых ледниковых щитов, морских льдов и распределение температуры воды на поверхности океанов. Очертания материков совпадают с изобатой 85 м, поскольку уровень поверхности океана был на 85 м ниже современного. Как видно из сравнения температуры поверхности океана с современной, максимальное понижение температуры воды в ледниковую эпоху происходило в умеренных широтах Северной Атлантики. Температура была ниже, чем сейчас в Тихом океане в области Куроисио, на севере умеренных широт.

В центре субтропических антициклональных круговоротов температура повышалась. В среднем для земного шара температура воды на поверхности океана была ниже современной на 2,3°C. Расчеты показали, что климат эпохи оледенения в континентальных областях, не покрытых льдами, был существенно холоднее. Так, в Восточной Европе температура была на 10–15°C ниже современной, в среднем для Земли воздух у поверхности был примерно на 5°C холоднее, а климат суше.

После максимального оледенения 21 тыс. лет назад в Евразии и Северной Америке началось постепенное отступление как Скандинавского, так и Северо-Американского ледниковых покровов.

Как видно из рис. 10.1, в течение плейстоцена на Земле ледниковые периоды сравнительно регулярно сменялись межледниковьями. Такие ледниковые и межледниковые циклы повторялись приблизительно каждые 100 000 лет. Для объяснения этих изменений было предложено считать, что основным фактором, вызывающим смену ледниковых периодов межледниковьями, являются изменения радиационного баланса Земли, которые происходят из-за изменения орбитальных параметров планеты. В доказательство указывается на то, что периодичность изменения основных орбитальных параметров (приблизительно 100 000, 41 000, 23 000) практически совпадает с изменениями параметров климата, которые следуют из анализа эмпирических данных, полученных по донным отложениям океана. Однако, несмотря на явное существование связи между изменениями параметров земной орбиты и изменениями климата, построенные сейчас математические модели не дают возможности воспроизвести климат ледниковый и межледниковый, если учитывать только орбитальные параметры. Это связано, по-видимому, с тем, что не учитывались различные обратные связи, существующие в климатической системе. В другой теории показано, что если климатическая система состоит из атмосферы, океана и суши, то изменение орбитальных параметров может привести к небольшим колебаниям климата, при которых амплитуда изменений температуры планеты менее 1°C. Но как только на планете появляется оледенение, в климатической системе возникают собственные колебания, вызываемые воздействием изменения радиационного баланса Земли, происходящего из-за

изменения орбитальных параметров. Из этой теории следует, что в теплую эпоху (межледниковье) интенсивность влагооборота максимальная. Вследствие этого идет увеличение размеров материкового оледенения. Оно сопровождается увеличением меридионального градиента экватор—полюс и интенсификацией атмосферной циркуляции, что усиливает воздухообмен. В результате значительной тепловой инерции океана и усиления воздухообмена влагооборот остается еще некоторое время достаточно интенсивным и поддерживает рост ледников. Однако перекачка воды из океана на ледники понижает уровень океана, уменьшает площадь испарения с океана и увеличивает площадь суши. Это уменьшает влагооборот. Максимум материкового оледенения достигается тогда, когда приток влаги к ледникам станет меньше, чем их таяние. Это пик ледникового периода. После этого ледники начинают отступать. В первое время кругооборот остается ослабленным и отступление продолжается. Начинаясь потепление уменьшает контраст температуры экватор—полюс, что начинает ослаблять интенсивность циркуляции атмосферы и сохраняет влагооборот слабым. Таким образом площадь покровного оледенения уменьшается, а следовательно, увеличивается объем и уровень Мирового океана, уменьшается площадь суши. Это приводит к постепенному возрастанию влагооборота. Усилившийся перенос влаги в конце концов приводит к тому, что накопление осадков над ледниками станет превышать их таяние и начнется новый ледниковый период.

Таким образом, изменение климата в кайнозой и плейстоцене объясняется следующим образом. Постепенное уменьшение концентрации CO_2 в олигоцене и миоцене, расположение Антарктиды в районе Южного полюса, увеличение поверхности суши и ее высоты дали начало постепенному похолоданию климата, которое привело сначала к оледенению Антарктиды, а затем и полярных районов Северного полушария. Как только оледенение достигло критической величины, климатическая система атмосфера — океан — ледники — суша становится неустойчивой и под воздействием изменения радиационного баланса, связанного с орбитальными параметрами Земли, возникают большие колебания климата плейстоцена. Оценки изменений температуры во время ледниковых периодов и межледниковий хорошо согласуются.

Рассматривая плейстоцен (четвертичный период) в последовательности климатов, можно сказать, что это холодный период в истории Земли.

6. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА В ГОЛОЦЕНЕ

По решению VIII конгресса Международной ассоциации по изучению четвертичного периода (Париж, 1969) нижней границей голоцена принято считать рубеж 10 тыс. лет назад. Промежу-

ток времени между концом последнего вюрмского оледенения (17 тыс. лет назад) и началом голоцена (10 тыс. лет назад) носит название позднеледниковье. Повышение температуры, таяние ледников и разрушение ледниковых покровов началось 16 000 лет назад (рис. 10.1, Б). Это потепление климата имело глобальный характер. Оно сопровождалось деградацией вюрмских ледниковых покровов Европы и Северной Америки, но этот процесс не был монотонным. На рис. 10.1, Б показан ход аномалий температуры за последние 16 тыс. лет. Из рисунка видно, что позднеледниковье характеризовалось крайне неустойчивым климатом: потепления, которые называются раунис (Ra), бёллинг (Bø) и аллерёд (Al), прерывались пятью резкими и глубокими похолоданиями — порт-брюс, дриас I (13,2 тыс. лет назад), фьёрос-нева (12,8 тыс. лет назад), дриас II (12,2 тыс. лет назад) и наиболее сильным похолоданием дриас III около 10,8–10,5 тыс. лет назад. Во время потеплений бёллинг и аллерёд температура воздуха в умеренных широтах была близка к современной или даже несколько выше. В Западной Европе и на Таймыре восстанавливалась лесная растительность. Однако во время похолоданий и особенно во время дриас III ландшафты возвращались ко времени максимума вюрмского оледенения: на Северо-Западе Европы, в Британии и на севере Русской равнины леса деградировали и заменялись растительностью холодных степей и тундры. В Сибири в дриасе III древесная растительность отступала к югу на 700–800 км, а температура понижалась на 5–6°C по сравнению с современной. Похолодание носило глобальный характер, его следы отмечены в Южной Америке, Новой Зеландии и Антарктиде.

Новое глобальное потепление началось около 10,3–10,2 тыс. лет назад. Таким образом голоцен начался интенсивным потеплением. В результате исчезновение Скандинавского ледникового покрова произошло около 8,5 тыс. лет назад, а Северо-Американских покровов — около 6,5 тыс. лет до н. э. В бореальном периоде таежные леса продолжали оттеснять тундру к северу. За ними следовали широколиственные леса, которые заняли Южную и отчасти Северную Европу. Остатки Лаврентийского ледникового щита сохранялись на полуострове Унгава вплоть до 5,5 тыс. лет назад.

Первая периодизация изменений климата в голоцене была разработана Блиттом и Сернандером по палеоботаническим признакам в Швеции. Ясно, однако, что по самой природе споропыльцевых данных классификация по палеоботаническим данным имеет локальный характер. На рис. 10.1, Б эти климатические периоды идут после дриасового (DR) и указаны в столбце с: Пребореальный (PB), бореальный (BO), Атлантический (AT), Суббореальный (SB) и Субатлантический (SA). Из хода температурной кривой видно, что в каждом периоде наблюдались потепления и похолодания. Однако на фоне этих потеплений и похолоданий

можно выделить общую тенденцию (тренд) в ходе температуры: в пребореальном периоде происходил интенсивный рост температуры на протяжении почти тысячи лет (от 10,3 до 9,3 тыс. лет назад). Наиболее значительное потепление произошло 9,0–8,7 тыс. лет назад в так называемый бореальный оптимум. Во время этого потепления отмечается наиболее северное за весь голоцен положение границы березы высокоствольной, остатки которой находят на островах Арктического бассейна.

В бореальном периоде таежные леса продолжали оттеснять тундру к северу. За ними следовали широколиственные леса, которые заняли Южную и отчасти Среднюю Европу. Таким образом, бореальный период, положивший начало мегатермалу (9–5 тыс. лет) это время относительно теплого климата, когда в высоких и умеренных широтах температура летом была на 2–3°C выше современной. Затем, около 6000 лет назад, начался так называемый климатический оптимум, который отождествляют с атлантическим периодом. В атлантическое время климат был теплее современного. Как видно из рис. 10.1, Б, на протяжении атлантического времени выделяются три наиболее теплых интервала (АТ₁, АТ₃, АТ₅), когда температура воздуха в высоких широтах была на 2–4°C выше современной и три относительно холодных, во время которых отмечены подвижки горных ледников, и древесная растительность отступала к югу. Наиболее изучено потепление АТ₅, которое известно как «климатический оптимум голоцена» (6,2–5,3 тыс. лет назад). В Европе растительность была богаче и содержала больше, чем сейчас, теплолюбивых видов; здесь растительные зоны продвинулись на север. Зона умеренных лесов продвинулась на север примерно на 5° широты. Среднегодовая температура в Европе была на 2–3°C выше, чем теперь. В европейской части России все лесные зоны продвинулись на север на 300–400 км, а темнохвойные леса вышли на берега Баренцева моря. В Азии тайга достигала района мыса Челюскина.

В тропической области климатический оптимум голоцена проявился увеличением влажности воздуха, количества осадков и небольшим повышением температуры. Сахара в то время была саванной; уровень озера Чад превышал современный на 40 м.

Многочисленные признаки из других мест Северного и Южного полушарий показывают, что во время голоценового оптимума теплый и влажный климат господствовал на всем земном шаре. Итак, если взглянуть на ход температуры в пребореальном, бореальном и атлантическом периодах (рис. 10.1, Б), то можно видеть, что на фоне отдельных потеплений и похолоданий наблюдался устойчивый рост температуры, который продолжался первые 5 тыс. лет голоцена. Затем, после климатического оптимума голоцена (АТ₅) наблюдается устойчивое падение температуры, которое началось первым значительным похолоданием в суббореальном периоде. В

этом похолодании отмечается некоторое смещение всех ландшафтных зон к экватору, наступание горных ледников на Аляске, Шпицбергене, Исландии, в Альпах, усиление ледовитости в высоких широтах, а в аридных областях — засушливости.

Около 500 лет до н. э. начался субатлантический период — прохладный и влажный, который продолжается по настоящее время. В этот период произошло ухудшение климата, он стал более прохладным, количество осадков увеличилось, например в Англии и Швеции в 1,5 раза. Началось развитие торфяных болот, наступление тундры на лес и леса на степь. Климат постепенно трансформировался в современный, отличающийся большей океаничностью.

7. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА В ИСТОРИЧЕСКОЕ ВРЕМЯ

В первые столетия нашей эры увлажнение и температура были близки к современным. Однако приблизительно в IV–V вв. н. э. произошло изменение условий и до VIII в. в Европе климат был сухой и теплый. В это время началось сокращение торфяников и понижение уровня озер.

Период раннего средневековья (от VIII до XIV в.) называется эпохой викингов. В это время климат стал более мягким и теплым, произошло резкое уменьшение ледовитости северных морей. В период между 800 и 1200 г. викинги могли плавать в широтах, где сейчас встречается плавучий лед. Они открыли и заселили Исландию и Гренландию, достигли Ньюфаундленда, беспрепятственно плавали на Шпицберген, торговали и совершали набеги на устье Северной Двины.

В Западной Европе период между 750 и 1200 г. н. э. также отличался теплым климатом и некоторым уменьшением влажности. В XII–XIII вв. на Балтийском побережье и в Англии выращивали виноград, что на 4–5° широты севернее, чем теперь.

Период VIII–XIII вв. в Северной Америке также отличался весьма благоприятным теплым климатом — в районе Великих Озер появилось много поселений, жители которых занимались земледелием. Поэтому период VIII–XIII вв. получил название *малого климатического оптимума*.

В XIII–XIV вв. началось новое похолодание климата, постепенно увеличилась ледовитость северных морей, морские пути в Гренландию стали непроходимыми для утлых судов викингов. Ледники Гренландии начали наступать и уничтожать поселения викингов, которые к концу XIV и началу XV в. оказались стертymi с лица земли. В XIII–XIV вв. увеличилась и внутрисезонная изменчивость климата. Наметился переход к так называемому *малому ледниковому периоду*, который, по мнению одних, продолжался с XIV до середины XIX в., а по мнению других, с XVII до середины XIX в. Наиболее яркая черта малого ледникового периода — поведение

горных ледников. Так, в XVI в. стало заметным наступание альпийских ледников, в конце XVI и в XVII в. наступание достигло максимума. Около 1700 г. отмечалось некоторое отступление альпийских ледников, но именно в это время развивалось наступание ледников в Исландии и Норвегии, а в Швеции максимум наступания пришелся на 1710 г. Затем значительные наступания ледников около 1720 г. были отмечены в Альпах, Скандинавии, США и на Аляске. На Аляске ледники начали расширяться и спускаться с гор в долины еще в XIV в. Затем после некоторой стабилизации во второй половине XVI в. ледники Аляски продолжали наступать. В Северной Европе, Исландии и на Аляске особенно мощным было наступление в 1740–1750 гг. В течение 1760–1790 гг. продолжалось наступание альпийских ледников, максимум их распространения был достигнут в 1820 г., который был сходен с максимумом 1600 г. Новый глобальный максимум горного оледенения в Альпах, Исландии, Норвегии, Северной Америке, Британской Колумбии и Патагонских Андах Южной Америки был отмечен в 1850 г. Наступание 1850–1860 гг. было последним глобальным наступанием горных ледников, и оно знаменовало конец малого ледникового периода.

Нужно заметить, что изменения климата как во время *малого климатического оптимума*, так и во время *малого ледникового периода* в разных районах Земли происходили несинхронно. Точные причины этих изменений неизвестны. Существует предположение, что малый ледниковый период связан с увеличением вулканических извержений, а также с уменьшением концентрации CO_2 в атмосфере в это время.

8. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА В ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

О колебаниях климата в последней четверти XIX и в XX в. можно судить не только по косвенным данным, но и на основе обработки прямых метеорологических измерений. В настоящее время имеются многочисленные свидетельства того, что потепление, следовавшее за малым ледниковым периодом, продолжалось в конце XIX и первой половине XX в. Это не только отступление горных ледников в Европе, Северной Америке и Азии, но и обработанные ряды метеорологических измерений за 100 лет. На рис. 10.3 представлен вековой ход годовых и пятилетних средних аномалий температуры воздуха Северного полушария (по отношению к «норме» за 1881–1975 гг.) для различных широтных зон и в целом для внеэкваториальной части Северного полушария ($87,5$ – $17,5^\circ$ с.ш.). Ход кривых на рис. 10.3 позволяет сделать вывод о том, что с конца прошлого века по 1940 г. происходило потепление на всем Северном полушарии, величина которого составила не менее $0,6^\circ\text{C}$.

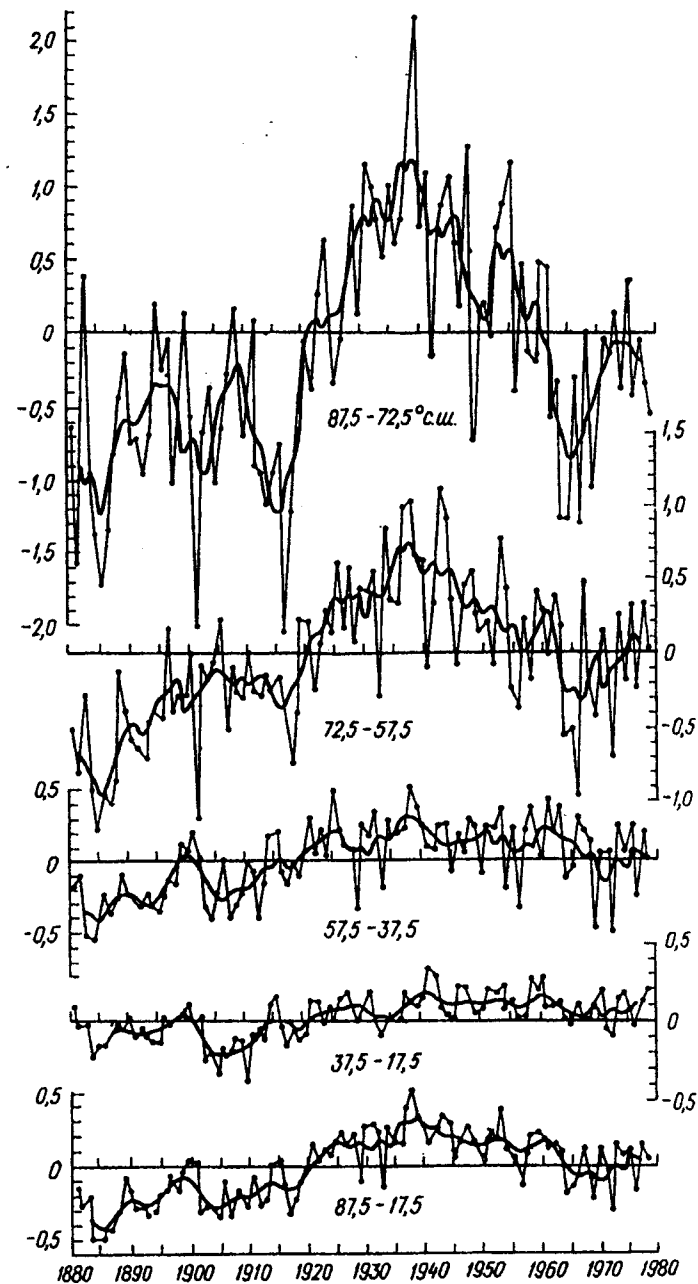


Рис. 10.3. Вековой ход годовых и пятилетних средних аномалий температуры воздуха (по отношению к «норме» за 1881–1975 гг.) различных широтных зон Северного полушария

После 1940 г. и до середины 60-х годов происходило похолодание, которое составило около $0,4^{\circ}\text{C}$, затем началось новое потепление, продолжающееся и в настоящее время.

Как видно из рис. 10.3, наибольшие изменения среднегодовой температуры происходят в Арктике (пояс $87,5-72,5^{\circ}$ с.ш.), здесь же наблюдается и наибольшая межгодовая изменчивость температуры. Наименьшие изменения и межгодовая изменчивость температуры наблюдаются в тропической зоне ($37,5-17,5^{\circ}$ с.ш.). Выводы, полученные на основе обработки наблюдений метеорологических станций Северного полушария, расположенных главным образом на материках, недавно были подтверждены обработкой судовых наблюдений на всех океанах земного шара и наземных станций в Южном полушарии.

На рис. 10.4 представлен временной ход среднегодовых аномалий температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) у поверхности Земли с 1861 по 2000 г. в отклонениях от средней температуры (нормы) за 1961–1990 гг.: для всего земного шара (а), для Северного полушария к северу от 30° с.ш. (b), для тропиков между 30° с.ш. — 30° ю.ш. (c), для Южного полушария к югу от 30° ю.ш. (d). Кривые в каждой зоне — ход температуры, сглаженной 10-летним скользящим осреднением. Видно, что температура во второй половине XIX века была значительно ниже принятой нормы. Это конец малого ледникового периода. Затем в течение XX в. начался рост температуры. Однако он не был одинаковым: наибольшее потепление отмечалось с 1910 по 1945 г. и с 1976 по 2000 г., а в 1946–1975 гг. наблюдалось похолодание. В Северном полушарии и в тропиках температура менялась синхронно с глобальной. Но в Южном полушарии рост температуры начался примерно на 20 лет позже. В целом по оценке Межправительственной группы экспертов по изменению климата* в течение XX в. глобальная температура воздуха увеличилась на $0,6 \pm 0,2^{\circ}\text{C}$. Они же установили, что минимальные значения температуры воздуха над сушей в 1950–1993 гг. увеличивались со скоростью примерно на $0,2^{\circ}\text{C}$ за десятилетие, а максимальные температуры — только на $0,1^{\circ}\text{C}$ за 10 лет. Кроме того, оказалось, что потепление в XX в. было наибольшим за последнее тысячелетие.

Спутниковые данные показывают, что начиная с конца 1960-х годов, площадь снежного покрова уменьшилась примерно на 10%, а наземные наблюдения — что продолжительность ледяного покрова на реках и озерах в средних и высоких широтах Северного полушария уменьшилась примерно на две недели.

В XX в. наблюдалось повсеместное отступление горных ледников в неполярных районах и повышение уровня Мирового океана на $0,1-0,2$ м, вероятно вызванное повсеместным таянием материкового льда

*Межправительственная группа экспертов по изменению климата учреждена Программой ООН по окружающей среде и Всемирной Метеорологической организацией в 1988 г.

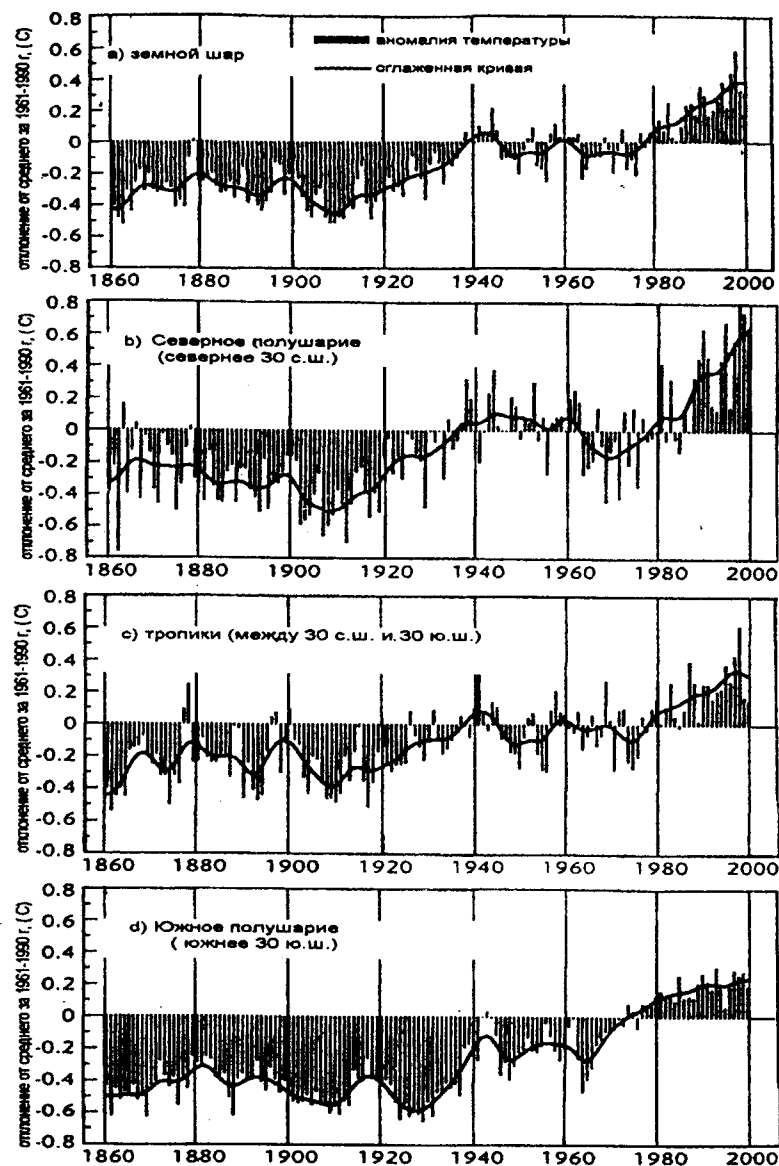


Рис. 10.4. Временной ход среднегодовых аномалий температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) у поверхности Земли с 1861 по 2000 г. (в отклонениях от нормы за 1961–1990 гг.): а — для всего Земного шара; б — для Северного полушария к северу от 30° с.ш.; с — для тропиков между 30° с.ш. — 30° ю.ш.; д — для Южного полушария к югу от 30° ю.ш.

Сглаженная кривая — результат скользящего осреднения с характерным временем 10 лет в указанных выше зонах.

(Climatic Research Unit, University of East Anglia and Hadley Centre, The Met Office)

и тепловым расширением морской воды в результате глобального потепления.

Наконец, в XX столетии количество атмосферных осадков увеличивалось на 0,5–1% за десятилетие в большинстве районов высоких и средних широт Северного полушария, при этом во второй половине века выросла повторяемость сильных осадков. Но в субтропиках Северного полушария (между 10–30° с.ш.) количество осадков, напротив, уменьшалось примерно на 3% за десятилетие.

Таким образом, последние 100 лет можно назвать периодом потепления климата.

9. АНТРОПОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

9.1. В течение тысячелетий хозяйственная деятельность человека приспосабливалась к окружающим климатическим условиям, но не считалась с тем, производит ли она на климат положительное или отрицательное воздействие. Когда население Земли было сравнительно небольшим и энергетическая вооруженность человека была относительно малой, казалось, что антропогенное воздействие человеческой деятельности на природу не может повлиять на устойчивость климата. Но в XX в. деятельность человека все больше приобретала такие масштабы, что встал вопрос о непреднамеренном воздействии хозяйственной деятельности человека на климат. Влияние на климат оказывает следующие, принявшие глобальный характер процессы:

- распахивание огромных массивов земли, вызывающее изменение альbedo, быструю потерю влаги, подъем пыли в атмосферу;
- уничтожение лесов, особенно тропических, влияющее на воспроизводство кислорода, изменения альbedo и испарения;
- перевыпас скота, превращающий степи и саванны в пустыни, в результате чего меняется альbedo, иссушается почва;
- сжигание ископаемого органического топлива и поступление в атмосферу CO_2 , CH_4 ;
- выбрасывание в атмосферу промышленных отходов, меняющих состав атмосферы, увеличивающих содержание радиационно-активных газов и аэрозолей. Последние два процесса увеличивают парниковый эффект.

9.2. Особую тревогу вызывает прогрессирующее увеличение CO_2 , фторхлоруглеводородов, метана, закиси азота и озона, которые создают парниковый эффект (см. гл. третью, параграф 20). Оценки, сделанные в 2001 г., показывают, что в атмосфере с 1750 г. по 2000 г. увеличились концентрации углекислого газа (CO_2) — на 31%, метана (CH_4) — на 151%, закиси азота (NO_2) — на 17%. С 1995 г. продолжается рост малых газовых примесей, также оказывающих парниковое воздействие и содействующих уменьшению содержания озона. Увеличение концентрации этих газов дает радиационное повышение температуры атмосферы.

С другой стороны, выбрасываемый в атмосферу естественный (извержения вулканов) и антропогенный (выбросы хозяйственной деятельности) аэрозоль способствует понижению температуры атмосферы. Однако отдельные вулканические извержения не имеют долговременного действия, но антропогенный аэрозоль, который в индустриальную эпоху выбрасывается постоянно, увеличивает концентрацию аэрозоля и главным образом SO_2 , особенно в средних широтах Северного полушария.

Кроме эти радиационных воздействий нужно учитывать и изменение притока солнечной радиации, который с 1750 г. увеличился на $0,3 \text{ Вт/м}^2$.

Все перечисленные радиационные воздействия вносят различный вклад в изменение климата, приводящий в итоге либо к потеплению, либо к похолоданию. Причем пространственный масштаб этого вклада различный: изменение притока солнечной радиации или увеличение концентрации углекислого газа действуют глобально, то антропогенные выбросы аэрозоля первоначально имеют локальное распространение и действуют локально. На рис. 10.5 показано осредненное, по земному шару, радиационное воздействие внешних факторов на климатическую систему в 2000 г. по отношению к 1750 г.

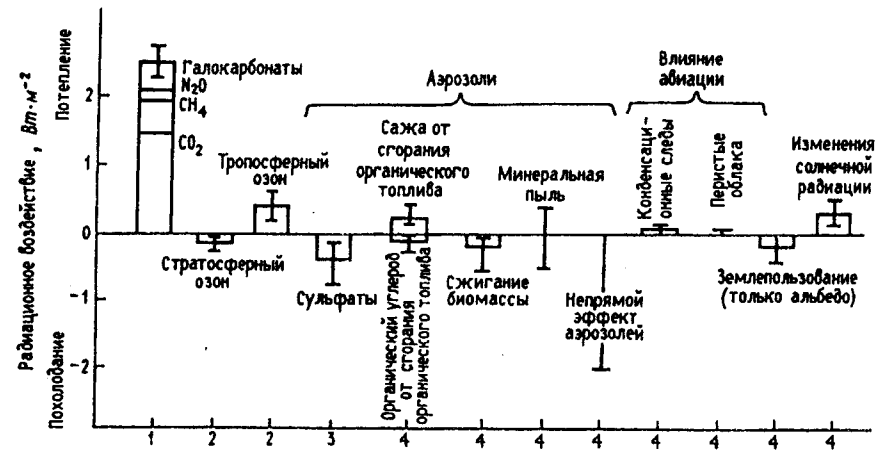


Рис. 10.5. Осредненное по земному шару радиационное воздействие на климатическую систему внешних факторов в 2000 г. по отношению к 1750 г. Столбики — оценки вклада рассматриваемых факторов; вертикальная линия на вершине столбика указывает диапазон оценок с учетом разброса опубликованных значений и понимания физики явления; вертикальная черта без столбика означает воздействие, для которого лучшей оценки получить нельзя из-за больших неопределенностей. Цифрами под рисунком указано качество оценки каждого фактора по следующей шкале: 1 — высокое; 2 — среднее; 3 — низкое; 4 — очень низкое. (По Ю.А. Израэлю, Г.В. Груза, В.М. Катцову, В.П. Мелешко. Метеорология и гидрология, 2001. № 5. С. 5–21)

Совершенно ясно, что CO_2 и другие радиационно-активные газы благодаря парниковому эффекту приводят к нагреванию поверхности Земли и нижней атмосферы, а это несомненно приведет к изменению климата. Для того чтобы представить себе, что же будет с климатом в дальнейшем, важно оценить величину выброса этих газов в атмосферу. Величина выброса CO_2 в атмосферу зависит от сжигания ископаемого топлива (нефти, газа, угля), и с высокой степенью вероятности будет определять рост концентрации CO_2 в атмосфере в XXI столетии.

Выброс в атмосферу парниковых газов и аэрозолей зависит от развития человечества в XXI в., который в свою очередь будет определяться демографическими, экономическими и технологическими факторами. Естественно, что точного прогноза такого развития нет. Поэтому Межправительственная группа экспертов по изменениям климата разработала различные сценарии выбросов, общее число которых равно сорока.

В соответствии с некоторыми из этих сценариев концентрация CO_2 в атмосфере к 2100 г. может достичь $540\text{--}970 \text{ млн}^{-1}$, т. е. ее концентрация будет на 90–250% больше, чем в доиндустриальное время.

Рост концентрации других парниковых газов также зависит от конкретного сценария. Так к 2100 г. концентрация CH_4 может измениться от -190 до 1970 млрд^{-1} , N_2O — от 38 до 144 млрд^{-1} и тропосферного озона от -12 до 62% по отношению к их концентрациям в 2000 г. В некоторых сценариях концентрация озона в Северном полушарии может достичь предельно допустимого для жизни человека уровня.

Доля CO_2 в суммарном радиационном воздействии в течение всего XXI столетия будет возрастать от половины до двух третей.

Антропогенный аэрозоль может и увеличиваться и уменьшаться в зависимости от принятых в сценарии мер по ограничению выбросов аэрозолей в атмосферу и способов использования ископаемого топлива.

Чтобы оценить возможные антропогенные изменения климата, необходимо иметь количественную теорию климата. В качестве такой теории в настоящее время созданы математические модели климата различной сложности, основывающиеся на физических законах, выраженных дифференциальными уравнениями в частных производных. Современные глобальные климатические модели (ГКМ) состоят из взаимодействующих друг с другом моделей атмосферы, океана, верхних слоев суши, криосферы и биосферы. Подробное описание ГКМ выходит за рамки настоящего курса. На для демонстрации правдоподобности результатов интегрирования таких моделей на время порядка столетий (а есть модели, проинтегрированные на 20 тыс. лет). На рис. 10.6 приводятся временной ход наблюдавшихся среднегодовых гло-

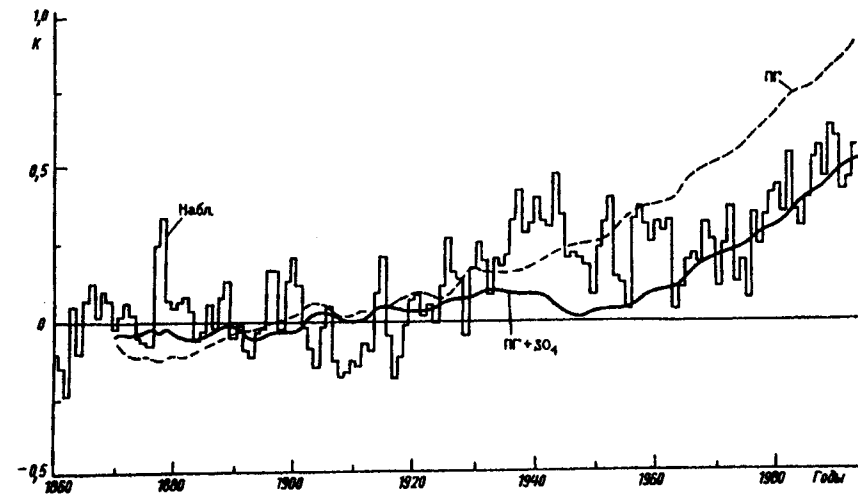


Рис. 10.6. Временной ход наблюдаемых среднегодовых глобальных аномалий температуры («набл») с 1860 по 1987 г. (в отклонениях от нормы за 1951–1980 гг.), результаты интегрирования Глобальной климатической модели (атмосфера—океан) с учетом радиационного воздействия от реального изменения концентрации парниковых газов («ГКМ») и результаты интегрирования этой же модели с учетом радиационного воздействия парниковых газов и антропогенного сернокислотного аэрозоля («ГКМ + SO_4 »).

(J.F.B. Mitchell, T.J. Johns, J.M. Gregory and S.B.F. Tett. 1995, Nature, 376, 501–504).

бальных аномалий температуры (в отклонениях от нормы за 1951–1980 гг.) с 1860 по 1987 г., результаты интегрирования ГКМ (включающей атмосферу и океан) с учетом реального изменения концентрации парниковых газов (штриховая линия) и второго интегрирования, когда было учтено радиационное воздействие не только парниковых газов, но и антропогенного сернокислотного аэрозоля, который накапливается в стратосфере. Видно, что во втором интегрировании модель точно описала общий средний рост фактической температуры после 1960 г.

По расчетам разных ГКМ для набора сценариев Межправительственной группы экспертов по изменениям климата средняя глобальная температура в течение 1990–2100 гг. может повыситься на $1,5\text{--}5,8^\circ\text{C}$. Такое потепление не встречалось в течение последних десяти тысяч лет. Разброс значений связан с использованием широкого набора сценариев, в том числе и «экстремальных». При таком росте температуры над земным шаром над сушей потепление будет еще большим и особенно в высоких широтах в холодное время года.

Количество осадков, вероятно, увеличится во внетропических широтах Северного полушария и в Антарктиде зимой. В низких широтах возможны как усиление, так и ослабление осадков — в зависимости от сценариев выбросов.

Ожидается дальнейшее сокращение снежного и ледяного покрова в Северном полушарии. Ледники, за исключением ледяных щитов Гренландии и Антарктиды в XXI в. будут отступать.

Наконец, принятые сценарии показывают, что в течение 1990–2100 гг. ожидается повышение среднего уровня Мирового океана на 14–80 см (в среднем на 47 см), что в 2–4 раза превосходит прирост уровня в XX столетии. Социальные последствия потепления климата сейчас трудно прогнозировать, поскольку прогнозы регионального изменения климата в настоящее время не разработаны. Это одна из наиболее актуальных задач современной климатологии.

9.3. О значении озонного слоя для жизни на Земле и о влиянии человеческой деятельности на озонный слой мы говорили в главе второй (параграф 10). Рамки этой книги не позволяют остановиться на этом подробнее.

9.4. Говоря об антропогенных изменениях, нельзя обойти молчанием возможные климатические последствия широкомасштабной ядерной войны. С точки зрения изменения климата наибольшее значение будут иметь возникновение пожаров и подъем в атмосферу пыли. При крупномасштабном обмене ядерными ударами возникнут пожары, которые приведут к выбросу огромного количества сажевых элементов, т. е. сажевых аэрозолей. По оценке, размеры этих аэрозолей будут находиться в пределах от 0,1 до 1 мкм. А такие аэрозоли сильно поглощают коротковолновую радиацию и почти прозрачны для длинноволнового излучения. Таким образом, слой, где расположены эти аэрозоли, будет нагреваться, но и будет задерживать поступление коротковолновой радиации к земной поверхности. В то же время длинноволновое излучение земной поверхности будет продолжаться. Таким образом, земная поверхность и нижний слой атмосферы будут охлаждаться, а верхняя тропосфера и нижняя стратосфера, где будут расположены сажевые аэрозоли, будут нагреваться. Возникнет понижение температуры у земной поверхности и очень устойчивая инверсионная стратификация. Размеры этого похолодания зависят от принятой гипотезы о ходе ядерной войны. Если принять, что мощность ядерного удара будет составлять 6500 Мт (что составляет половину запасов ядерного оружия на 1983 г.) и будет поражено 1000 городов, нефтехранилища и нефтяные промыслы, а также 1 млн км² будет охвачен лесными пожарами, то, по разным оценкам, в атмосферу будет выброшено аэрозолей от 180 млн т до 200 млн т при диапазоне от 20 до 650 млн т. При этом считается, что от 5 до 10% выброшенных частиц дыма от лесных и городских пожаров будет заброшено в стратосферу выше 10 км, где они могут оставаться в течение многих недель и переноситься на большие расстояния. Для расчета климатических последствий были использованы модели разной степени сложности. Расчеты по сравнительно простым моделям показывают, что в результате

ядерного удара произойдет сильное охлаждение воздуха у поверхности Земли и в нижних слоях тропосферы и интенсивный нагрев верхней тропосферы и нижней стратосферы. Наибольшее понижение температуры у поверхности Земли на 15–42 К произойдет между 14-м и 35-м днями после ядерного удара в зависимости от принятых предположений о прозрачности атмосферы. Более сложные трехмерные модели общей циркуляции атмосферы показывают, что при ядерном ударе 10 000 Мт на 40-й день температура понизится на 40 К ниже обычных значений на материках и на 10 К — над океанами. Имеются и другие оценки понижения температуры, рассчитанные при других предположениях о мощности ядерного удара, и ухудшения прозрачности воздуха. Все эти расчеты приводят к заключению, что даже половины накопленного ядерного оружия в случае его применения достаточно для установления «ядерной» зимы на планете со всеми катастрофическими последствиями для человечества.

Вопросы к главе десятой

1. Перечислите возможные причины изменений климата на протяжении существования Земли и охарактеризуйте временные масштабы действия этих причин.
2. Перечислите кратко методы восстановления климатов прошлого.
3. Какие изменения климата происходили в докембрии? Как менялся состав атмосферы в то время?
4. Какие изменения климата наблюдались в палеозое? Сколько крупных оледенений было в палеозое?
5. Каков был климат мезозоя?
6. Охарактеризуйте изменение климата в кайнозое. Когда началось постепенное похолодание климата? Когда началось оледенение Антарктиды? Какой климат был в плиоцене 5–3 млн лет назад?
7. Охарактеризуйте климатические условия плейстоцена. Какой процесс в изменении климата является наиболее характерным для плейстоцена?
8. Когда началось последнее оледенение, носящее наименование вюрм-висла-валдай-висконсин? Охарактеризуйте климатические условия на Земле 21 тыс. лет назад.
9. Каковы возможные причины колебаний климата в кайнозое и плейстоцене?
10. Охарактеризуйте климатические условия в голоцене. Какие периоды можно выделить в изменениях климата в голоцене? Что такое «климатический оптимум», когда он начался, чем характеризовался и когда закончился?
11. Как менялся климат в историческое время? Какой период называется малым климатическим оптимумом или эпохой викингов и почему? Какими климатическими условиями он характеризовался? Кокой период называется малым ледниковым периодом, какие существуют характерные признаки похолодания климата в это время?
12. Какие наблюдались изменения климата в период инструментальных наблюдений?
13. Каковы основные причины возможных антропогенных изменений климата?
14. Какие существуют оценки изменения средней глобальной температуры воздуха у поверхности Земли в связи с увеличением CO₂ и других радиационноактивных газов и как эти изменения могут повлиять на увеличение уровня океана?

- Алисов Б.П.* Климатические области зарубежных стран. М., 1950.
- Алисов Б.П., Дроздов О.А., Рубинштейн Е.С.* Курс климатологии. Л., 1952. Ч. 1 и 2.
- Алисов Б.П., Берлин И.А., Михель В.М.* Курс климатологии. Л., 1954. Ч. 3
- Андерсон Дж.М.* Экология и науки об окружающей среде: биосфера, экосистемы, человек / Пер. с англ. Л., 1985.
- Антропогенные изменения климата / Под ред. М.И. Будыко, Ю.А. Израэля. Л., 1987.
- Атлас теплового баланса земного шара / Под ред. М.И. Будыко. 2-е изд. Межвед. геофиз. комитет и ГГО. М., 1963.
- Астапенко П.Д.* Вопросы о погоде. Л., 1982.
- Атмосферный озон и изменения глобального климата / Александров Э.Л., Кароль И.Л., Ракипова Л.Р. и др. Л., 1982.
- Баранов А.М., Солонин С.В.* Авиационная метеорология. Л., 1975.
- Белов П.Н., Борисенков Е.П., Панин Б.Д.* Численные методы прогноза погоды. Л., 1989.
- Берлянд М.Е.* Современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы. Л., 1975.
- Берлянд М.Е.* Прогноз и регулирование загрязнения атмосферы. Л., 1985.
- Берлянд Т.Г.* Распределение солнечной радиации на континентах. Л., 1961.
- Борзенкова И.И.* Изменение климата в Кайнозойе. СПб.: Гидрометеоздат, 1992. С. 247.
- Борисенков Е.П.* Климат и деятельность человека. М., 1982.
- Борисенков Е.П., Пасецкий В.М.* Экстремальные природные явления в русских летописях XI–XVII вв. Л., 1983.
- Братсерт У.Х.* Испарение в атмосферу / Пер. с англ. Л., 1985.
- Будилина Е.Н., Прох Л.З., Снитковский А.И.* Смерчи и шквалы умеренных широт. Л., 1979.
- Будыко М.И.* Тепловой баланс земной поверхности. Л., 1956.
- Будыко М.И.* Климат и жизнь. Л., 1971.
- Будыко М.И.* Изменения климата. Л., 1974.
- Будыко М.И.* Климат в прошлом и будущем. Л., 1980.
- Будыко М.И., Голицын Г.С., Израэль Ю.А.* Глобальные климатические катастрофы. М., 1986.
- Будыко М.И., Ронов А.Б., Яншин А.Л.* История атмосферы. Л., 1985.
- Бучинский И.Е.* Засухи и суховеи. Л., 1976.
- Васильев А.А., Песков Б.Е., Снитковский А.И.* Смерчи 9 июня 1984 г. Л., 1985.
- Винников К.Я.* Чувствительность климата. Л., 1986. С. 223.
- Войков А.И.* Климаты земного шара, в особенности России. Избр. соч. М.; Л., 1948. Т. 1.
- Вулканы, стратосферный аэрозоль и климат Земли / Под ред. С.С. Хмельцова. Л., 1986.
- Герман М.А.* Космические методы исследования в метеорологии. Л., 1985.
- Герман Дж.Р., Голдберг Р.А.* Солнце, погода и климат / Пер. с англ. Л., 1981.
- Гилл А.* Динамика атмосферы и океана. М., Мир, 1986. Т. 1. С. 397; Т. 2. С. 415.
- Глобальный климат / Под ред. Дж.Т. Хотон. Л., Гидрометеоздат, 1987. С. 501.
- Голицын Г.С.* Введение в динамику планетных атмосфер. Л., Гидрометеоздат, 1973. С. 104.
- Голицын Г.С.* Изменения климата в XX и XXI столетиях // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1986. Т. 22. № 12.
- Груза Г.В., Ранькова Э.Я.* Структура и изменчивость наблюдаемого климата. Температура воздуха Северного полушария. Л., 1980.
- Гулев С.К., Колинко А.В., Лаппо С.С.* Синоптическое взаимодействие океана и атмосферы в средних широтах. СПб.: Гидрометеоздат, 1994. С. 320.
- Данилов А.Д.* Популярная аэрономия. Л., 1989.
- Динамика атмосферы, облачность и теплообмен в тропиках / Под ред. П.Н. Белова, Б.А. Семенченко. Л., 1983.
- Динамика климата / С. Манабе. Л., Гидрометеоздат, 1988. С. 574.
- Динамика погоды / С. Манабе. Л., Гидрометеоздат, 1988. С. 420.
- Долгосрочные метеорологические прогнозы / Багров Н.А., Кондратович К.В., Педь Д.А. и др. Л., 1985.
- Дроздов О.А.* Засухи и динамика увлажнения. Л., 1980.
- Дроздов О.А., Григорьева А.С.* Влагооборот в атмосфере. Л., 1963.
- Дымников В.П., Филатов А.Н.* Устойчивость крупномасштабных атмосферных процессов. Л., Гидрометеоздат, 1990. С. 236.
- Дымников В.П., Филатов А.Н.* Введение в математическую теорию климата. Институт вычислительной математики Российской Академии Наук, М., 1993. С. 89.
- Дымников В.П., Филатов А.Н.* Основы математической теории климата. М., Всероссийский ин-т научной и технической информации, 1994. С. 154.
- Зверев А.С.* Синоптическая метеорология. 2-е изд. Л., 1977.
- Зимы нашей планеты / Под ред. Б. Джона. М., Мир, 1982. С. 333.
- Зубаков В.А.* Глобальные климатические события плейстоцена. Л., 1986.
- Израэль Ю.А.* Экология и контроль состояния природной среды. М., 1984.
- Израэль Ю.А., Груза Г.В., Катцов В.М., Мелешко В.П.* Изменение глобального климата. Роль антропогенных воздействий. Метеорология и гидрология. 2001. № 5. С. 5–21.
- Исаев А.А.* Статистика в метеорологии и климатологии. М., 1988.
- Использование изображений со спутников в анализе и прогнозе погоды. Техническая записка ВМО № 124 / Под ред. Р.К. Андерсона и Н.Ф. Вельтищева. Пер. с англ. Л., 1974.
- Кароль И.Л.* Введение в динамику климата Земли. Л., 1988.
- Качурич Л.Г.* Методы метеорологических измерений. Л., 1985.
- Климатология / Под ред. О.А. Дроздова, Н.В. Кобышевой. Л., 1989.
- Клименко В.В.* Климат средневековой теплой эпохи в Северном полушарии. М., Изд-во МЭИ, 2001. С. 84.
- Кислов А.В.* Теория климата. Изд-во МГУ, 1989.
- Кислотные дожди / Израэль Ю.А., Назаров И.М., Прессман А.Я. и др. Л., 1989.
- Кобышева Н.В., Наролянский Г.Я.* Климатологическая обработка метеорологической информации. Л., 1978.
- Кондратьев К.Я.* Антинометрия. Л., 1965.
- Кондратьев К.Я.* Радиационные факторы современных изменений глобально-го климата. Л., 1980.
- Кондратьев К.Я., Биненко В.И.* Влияние облачности на радиацию и климат. Л., 1984.
- Колебания климата за последнее тысячелетие / Под ред. Е.П. Борисенкова. Л., 1988.
- Кузнецова Л.П.* Атмосферный влагообмен над территорией СССР. М., 1983.
- Ку-Нан-Лиу.* Основы радиационных процессов в атмосфере / Пер. с англ. Л., 1984.

- Ландсберг Г.Е. Климат города / Пер с англ. Л., 1983.
- Лаппо С.С., Гулев С.К. Рождественский А.Е. Крупномасштабное тепловое взаимодействие в системе океан—атмосфера и энергоактивные области Мирового океана. Л., Гидрометеиздат, 1990. С. 335.
- Логинов В.Ф. Вулканические извержения и климат. Л., 1984.
- Лоренц Э.Н. Природа и теория общей циркуляции атмосферы / Пер с англ. Л., 1970.
- Мазин И.П., Шметер С.М. Облака, строение и физика образования. Л., 1983.
- Марчук Г.И. Физика атмосферы и океана и проблемы прогноза погоды // Метеорология и гидрология. 1976. № 10.
- Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Л., 1984.
- Матвеев Л.Т. Динамика облаков. Л., 1981.
- Матвеев Ю.Л., Матвеев Л.Т., Солдатенко С.А. Глобальное поле облачности. Л., 1986.
- Маховер З.М. Климатология тропопаузы. Л., 1983.
- Метеорология Южного полушария / Под ред. Ч.У. Ньютон. Пер. с англ. Л., 1976.
- Минина Л.С. Практика нефанализа. Л., 1970.
- Монин А.С. Прогноз погоды как задача физики. М., 1969.
- Монин А.С. Вращение Земли и климат. Л., 1972.
- Монин А.С. Введение в теорию климата. Л., 1982.
- Монин А.С., Шишков Ю.А. История климата. Л., 1979.
- Мохов И.И. Диагностика структуры климатической системы. СПб., Гидрометеиздат, 1993. С. 269.
- Мячкова Н.А. Климат СССР. М., 1983.
- Облака и климат / Марчук Г.И., Кондратьев К.Я., Козодеров В.В. и др. Л., 1986.
- Облака и облачная атмосфера. Справочник / Под ред. И.П. Мазина и А.Х. Хргиана. Л., 1989.
- Оке Т.Р. Климаты пограничного слоя / Пер. с англ. Л., 1982.
- Павлов Н.Ф. Аэрология, радиометеорология и техника безопасности. Л., 1980.
- Пальмен Э., Ньютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы / Пер. с англ. Л., 1973.
- Парниковый эффект, изменение климата и экосистемы / Под ред. Б. Болина, Б.Р. Дееса, Дж. Ягера, Р. Уоррика / Пер. с англ. Л., 1989.
- Перри А.Х., Уокер Дж.М. Система океан—атмосфера. Л., Гидрометеиздат, 1979. С. 195.
- Петерсен С. Анализ и прогноз погоды / Пер. с англ. Л., 1961.
- Петросянец М.А. Синоптическая метеорология тропиков // Сб.: Достижения в области гидрометеорологии и контроля природной среды. Л., 1987. С. 129–158.
- Полтараус Б.В., Кисло А.В. Климатология. М., 1986.
- Рамедж К. Метеорология муссонов / Пер. с англ. Л., 1976.
- Риль Г. Климат и погода в тропиках / Пер. с англ. Л., 1984.
- Роджер Г. Барри. Погода и климат в горах. Л., 1984.
- Руководство по использованию спутниковых данных в анализе и прогнозе погоды / Под ред. И.П. Ветлова и Н.Ф. Вельтищева. Л., 1982.
- Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Изд. 3-е. Л., 1986. Ч. 1.
- Сергин В.Я., Сергин С.Я. Системный анализ проблемы больших колебаний климата и оледенения Земли. Л., 1978.
- Современные изменения климата Северного полушария / Винников К.Я., Груза Г.В., Захаров В.Ф. и др. // Метеорология и гидрология. 1980. № 6. С. 5–17.
- Степаненко В.Д. Радиолокация в метеорологии. Л., 1966.
- Стернзат М.С. Метеорологические приборы и измерения. Л., 1978.
- Тараканов Г.Г. Тропическая метеорология. Л., 1980.
- Тропические муссоны / Под ред. М.А. Петросянца, П.Н. Белова. Л., 1988.

- Фалькович А.И. Динамика и энергетика внутритропической зоны конвергенции. Л., 1979.
- Физические основы теории климата и его моделирования / Пер. с англ. / Под ред. А.С. Моница. Л., 1977.
- Халтинер Дж., Мартин Ф. Динамическая и физическая метеорология. Пер. с англ. М., 1960.
- Харгривс Дж.К. Верхняя атмосфера и солнечно-земные связи / Пер. с англ. Л., 1982.
- Хргиан А.Х. Очерки развития метеорологии. 2-е изд. Л., 1959.
- Хргиан А.Х. Физика атмосферы. М., 1986.
- Хромов С.П. Основы синоптической метеорологии. Л., 1948.
- Хромов С.П., Мамонтова Л.И. Метеорологический словарь. 3-е изд. Л., 1974.
- Чирков Ю.И. Агрометеорология. Л., 1986.
- Шульгин А.М. Климат почвы и его регулирование. Л., 1972.
- Ясаманов Н.А. Древние климаты Земли. Л., 1985.
- Climate Change 1995. Ed. Houghton J.T., Meira Filho L.G., Callender B.A., Harris N., Kattenberg A. and Maskell K. Cambridge, Cambridge University Press, UK, 1996. P. 572.
- Golitzyn G.S., MacCracken M.C. Possible climatic consequences of a Major Nuclear War. WCP. 142. December 1987. WTO/TD. N 201, Geneva.
- Mitchell J.F.B., Johns T.J., Gregory J.M. and Tett S.B.F. 1995. Climate response to increasing levels of greenhouse gases and sulphate aerosole. Nature. 376. P. 501–504.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение 1

НЕКОТОРЫЕ КОНСТАНТЫ

Масса Солнца	$M_{\odot} = 1,989 \cdot 10^{30}$ кг
Масса Земли	$M_{\oplus} = 5,976 \cdot 10^{24}$ кг
Радиус Земли	R_{\oplus}
экваториальный	= 6378164 м
полярный	= 6356799 м
средний	= 6371030 м
Среднее расстояние от Земли до Солнца	$\bar{r} = 149,6 \cdot 10^6$ км
Нормальное ускорение свободного падения	$g = 9,80665$ м/с ²
Универсальная гравитационная постоянная	$G = 6,672 \cdot 10^{-11}$ Н · м ² /кг ²
Угловая скорость вращения Земли	$\omega = 7,29 \cdot 10^{-5}$ с ⁻¹
Универсальная газовая постоянная	$R_0 = 8,31441 \cdot 10^3$ Дж/(кг · моль · К)
Удельная газовая постоянная сухого воздуха	$R_d = 287,05$ Дж/(кг · К)
Удельная газовая постоянная водяного пара	$R_w = 461,51$ Дж/(кг · К)
Удельная теплоемкость сухого воздуха при постоянном давлении	$C_p = 1005$ Дж/(кг · К)
Удельная теплоемкость сухого воздуха при постоянном объеме	$C_v = 718$ Дж/(кг · К)
Постоянная Больцмана	$K = 1,38 \cdot 10^{-23}$ Дж/К
Скорость света в вакууме	$c = 2,998 \cdot 10^8$ м/с
Постоянная Планка	$h = 6,626176 \cdot 10^{-34}$ Дж · с
Постоянная Стефана-Больцмана	$\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8}$ Вт/(м ² · К ⁴)
Удельная теплота перехода «вода ⇌ пар»	$L = (2501 - 2,72 t^*) \cdot 10^3$ Дж/кг
Удельная теплота сублимации	$L_c = (2834,6 - 1,51 t^*) \cdot 10^3$ Дж/кг
Объем килограмм-моля идеального газа при нормальных условиях: 1013 гПа, $T_0 = 273,15$ К	$V_m = 22,41383$ м ³ /(кг · моль)
Солнечная постоянная	$S^* = 1367$ Вт/м ²
Молярная масса сухого воздуха	$\mu_d = 28,97$ кг/кмоль
Молярная масса водяного пара	$\mu_w = 18,02$ кг/моль
Объемный коэффициент теплового расширения газов	$\alpha = 1/273,15 = 3,66 \cdot 10^{-3}$ (°C) ⁻¹

Приложение 2

ОБОЗНАЧЕНИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН

t — температура (°C) — градусы Цельсия
T — температура (К) — градусы Кельвина
p — атмосферное давление (гПа) — гектопаскали 10^2 кг/(м · с ²)
e — парциальное давление водяного пара, давление водяного пара (гПа)
E — давление насыщенного водяного пара (гПа)
a — абсолютная влажность воздуха (г/м ³)
q — удельная влажность (массовая доля водяного пара, кг/кг)

S — отношение смеси (кг/кг)

f — относительная влажность (%)

ρ — плотность (кг/м³)

$\gamma = \frac{\partial T_a}{\partial z}$ — вертикальный градиент температуры стратификации атмосферы (К/м)

$\gamma_a = 0,01$ °C/м — сухоадиабатический вертикальный градиент температуры (К/м)

Φ^* — геопотенциал (м²/с²)

H — геопотенциальная высота (гп. м или дам)

S^* — 1367 Вт/м² — солнечная постоянная при среднем расстоянии от Земли до Солнца

S_0 — солнечная постоянная при любом расстоянии от земли до Солнца

S — прямая солнечная радиация (Вт/м²)

S' — прямая солнечная радиация на горизонтальную поверхность, инсоляция (Вт/м²)

D — рассеянная радиация (Вт/м²)

Q — суммарная солнечная радиация (Вт/м²)

E_s — длинноволновое излучение земной поверхности (Вт/м²)

E_a — длинноволновое излучение атмосферы (Вт/м²)

E_e — эффективное излучение (Вт/м²)

B — радиационный баланс (Вт/м²)

Предисловие	3
От автора	5
Глава первая. Введение	7
1. Метеорология и климатология	7
2. Атмосфера	8
3. Высокие слои. Аэрономия	8
4. Погода	9
5. Климат	9
6. Связи атмосферы с Солнцем и земной поверхностью	10
7. Теплооборот	11
8. Влажооборот	12
9. Атмосферная циркуляция	13
10. Климатообразование	14
11. Наблюдение и эксперимент в метеорологии	14
12. Статистический и физико-математический анализы	16
13. Метеорологические наблюдения	17
14. Метеорологическая сеть	17
15. Длительность и непрерывность наблюдений	18
16. Программа наблюдений на метеорологических станциях	19
17. Метеорологические приборы	20
18. Методы аэрологических наблюдений	21
19. Применение карт	23
20. Метеорологическая служба	24
21. Всемирная метеорологическая организация	25
22. Из истории метеорологии и климатологии	26
Глава вторая. Воздух и атмосфера	32
1. Атмосферное давление	32
2. Температура воздуха	34
3. Состав сухого воздуха у земной поверхности	35
4. водяной пар в воздухе	36
5. Давление водяного пара и относительная влажность	37
6. Изменение состава воздуха с высотой	38
7. Уравнение состояния сухого воздуха	39
8. Плотность воздуха	40
9. Строение атмосферы	43
10. Распределение озона в атмосфере	47
11. Жидкие и твердые примеси в атмосферном воздухе	48
12. Дымка, облака, туманы	51
13. Ионы в атмосфере	52
14. Электрическое поле атмосферы	53
15. Уравнение статики атмосферы	55
16. Применение барометрической формулы	59
17. Барическая ступень	61
18. Среднее распределение атмосферного давления с высотой	62
19. Общая масса атмосферы	62
20. Адиабатические изменения состояния воздуха в атмосфере	63
21. Сухоадиабатические изменения температуры	64

22. Сухоадиабатические изменения температуры при вертикальных движениях	65
23. Влажноадиабатические изменения температуры	67
24. Аэрологическая диаграмма	68
25. Псевдоадиабатический процесс	71
26. Потенциальная температура	71
27. Вертикальное распределение температуры	73
28. Ветер	74
28.1. Скорость ветра	74
28.2. Направление ветра	76
29. Ветер и турбулентность	78
30. Порывистость ветра	79
31. Турбулентный обмен	80
32. Воздушные массы и фронты	82
Глава третья. Радиация в атмосфере	86
1. О радиации вообще	86
2. Тепловое и лучистое равновесие Земли	88
3. Спектральный состав солнечной радиации	89
4. Солнечная постоянная	90
5. Прямая солнечная радиация	91
6. Изменения солнечной радиации в атмосфере и на земной поверхности	92
7. Поглощение солнечной радиации в атмосфере	93
8. Рассеяние солнечной радиации в атмосфере	94
9. Явления, связанные с рассеянием радиации	96
10. Сумерки и заря	97
11. Видимость	98
12. Закон ослабления радиации	99
13. Фактор мутности	101
14. Результаты измерений прямой солнечной радиации	102
15. Результаты измерений рассеянной радиации	104
16. Суммарная радиация	105
17. Отражение солнечной радиации. Поглощенная радиация. Альbedo Земли	106
18. Излучение земной поверхности	108
19. Встречное излучение	108
20. Эффективное излучение	110
21. Радиационный баланс земной поверхности	111
22. Излучение в мировое пространство	111
23. Методы изменения радиации	112
24. Распределение радиации «на границе атмосферы»	113
25. Зональное распределение солнечной радиации у земной поверхности	116
26. Географическое распределение суммарной радиации	118
27. Географическое распределение радиационного баланса	122
Глава четвертая. Барическое поле и ветер	128
1. Барическое поле	128
2. Изобары	129
3. Карты барической топографии	131
4. Горизонтальный барический градиент	135
5. Изменение барического градиента с высотой	138
6. Барические системы	140

7. Изменения барического поля с высотой в циклонах и антициклонах	142
8. Колебания давления	144
9. Междусуточная изменчивость давления. Крайние значения	145
10. Области изменения давления	146
11. Годовой ход давления	147
12. Месячные и годовые аномалии давления	147
13. Линии тока и изотахи	149
14. Влияние препятствий на ветер	151
15. Ускорение воздуха под действием барического градиента	152
16. Отклоняющая сила вращения Земли	154
17. Геострофический ветер	155
18. Градиентный ветер	157
19. Градиентный ветер в циклоне и антициклоне	159
20. Термический ветер	161
21. Сила трения	163
22. Влияние трения на скорость и направление ветра	164
23. Угол отклонения ветра от градиента	166
24. Суточный ход ветра	166
25. Барический закон ветра	167
26. Связь ветра с изменениями давления	168
27. Фронты в атмосфере	169
28. Типы фронтов	173
29. Фронт и струйное течение	175
Глава пятая. Тепловой режим атмосферы	179
1. Причины изменений температуры воздуха	179
2. Тепловой баланс земной поверхности	181
3. Различия в тепловом режиме почвы и водоемов	183
4. Суточный и годовой ход температуры на поверхности почвы	184
5. Влияние почвенного покрова на температуру поверхности почвы	186
6. Распространение тепла в глубь почвы	186
7. Суточный и годовой ход температуры на поверхности водоемов и в верхних слоях воды	190
8. Измерение температуры воздуха	191
9. Суточный ход температуры воздуха у земной поверхности	192
10. Изменение суточной амплитуды температуры с высотой	195
11. Непериодические изменения температуры воздуха	195
12. Температуры воздушных масс	197
13. Междусуточная изменчивость температуры	198
14. Заморозки	199
15. Годовая амплитуда температуры воздуха	204
16. Континентальность климата	205
17. Индексы континентальности	207
18. Типы годового хода температуры воздуха	209
19. Изменчивость средних месячных температур	213
20. Изотермы. Приведение температуры к уровню моря	214
21. Географическое распределение температуры воздуха у земной поверхности	215
22. Температуры широтных кругов, полушарий и Земли в целом	221
23. Аномалии в распределении температуры	223
24. Распределение температуры с высотой в тропосфере и стратосфере	224
25. Объяснение распределения температуры с высотой	227
26. Ускорение конвекции	229

27. Стратификация атмосферы и вертикальное равновесие для сухого воздуха	230
28. Стратификация атмосферы и вертикальное равновесие для насыщенного воздуха	233
29. Суточный ход стратификации и конвекции	234
30. Стратификация воздушных масс	235
31. Инверсии температуры	236
32. Приземные инверсии	237
33. Приподнятые инверсии	237
34. Тепловой баланс системы Земля — атмосфера	241
35. Тепловой баланс широтных зон и воздушные течения	244

Глава шестая. Вода в атмосфере 248

1. Испарение и насыщение	248
2. Скорость испарения	250
3. Географическое распределение испаряемости и испарения	251
4. Характеристики влажности	254
5. Измерение влажности воздуха	256
6. Суточный и годовой ход давления водяного пара	257
7. Суточный и годовой ход относительной влажности	258
8. Географическое распределение влажности воздуха	260
9. Изменение влажности с высотой	266
10. Конденсация в атмосфере	267
11. Ядра конденсации	268
12. Облака	269
13. Микроструктура и водность облаков	270
14. Международная классификация облаков	272
15. Описание основных родов облаков	273
16. Световые явления в облаках	275
17. Кучевообразные облака	277
18. Волнообразные облака	278
19. Слоистообразные облака	279
20. Облачность, ее суточный и годовой ход	281
21. Географическое распределение облачности по наземным данным	283
22. Глобальное поле облачности по данным метеорологических спутников	284
23. Продолжительность солнечного сияния	289
24. Дымка, туман, мгла	290
25. Условия образования туманов	292
26. Географическое распределение туманов	294
27. Осадки, выпадающие из облаков (классификация осадков)	296
28. Образование осадков	298
29. Искусственные воздействия на облака	300
30. Электричество облаков и осадков	301
31. Гроза	302
32. Молния и гром	303
33. Шаровая молния. Огни Святого Эльма	305
34. Наземные гидрометеоры	306
35. Гололед и обледенение самолетов	308
36. Характеристика режима осадков	309
37. Суточный ход осадков	311
38. Годовой ход осадков	312
39. Показатель неравномерности осадков	314
40. Изменчивость сумм осадков. Засухи	315
41. Продолжительность и интенсивность осадков	317

42. Географическое распределение осадков	318
43. Характеристики увлажнения	322
44. Водный баланс на земном шаре	323
45. Внешний и внутренний влагооборот	324
46. Снежный покров	325
47. Климатическое значение снежного покрова	329
48. Снеговая линия	330
49. Метели	331
Глава седьмая. Атмосферная циркуляция	334
1. Масштабы атмосферных движений	334
2. Общая циркуляция атмосферы	335
3. Квазигеострофичность течений общей циркуляции	338
4. Зональность в распределении давления и ветра	341
5. Меридиональные составляющие общей циркуляции	341
6. Географическое распределение давления. Центры действия атмосферы	343
7. Географическое распределение давления в свободной атмосфере ..	345
8. Средняя величина давления для земного шара и полушарий	347
9. Преобладающие направления ветра	347
10. Циркуляции в тропиках	350
11. Пассаты	351
12. Погода пассатов	354
13. Антипассаты	356
14. О муссонах вообще	356
15. Тропические муссоны	358
16. Внутритропическая зона конвергенции (ВЗК)	363
17. Тропические циклоны, их возникновение и перемещение	367
18. Районы возникновения тропических циклонов	370
19. Погода в тропическом циклоне	372
20. Внетропическая циркуляция	375
21. Внетропические циклоны	377
22. Возникновение и эволюция циклонов	379
23. Перемещение внетропических циклонов	386
24. Погода в циклоне	387
25. Антициклоны	388
26. Роль серии циклонов в междуширотном обмене воздуха	390
27. Энергия циклона	391
28. Типы атмосферной циркуляции во внетропических широтах	392
29. Внетропические муссоны	394
30. Климатологические фронты	396
31. Местные ветры	399
32. Бризы	401
33. Горно-долинные ветры	402
34. Ледниковые ветры	404
35. Фён	404
36. Бора	407
37. Шквалы	408
38. Маломасштабные вихри	409
39. Служба погоды	411
40. Синоптический анализ	415
41. Использование спутниковой информации в синоптическом анализе	417
42. Прогноз погоды	420

Глава восьмая. Климатообразование, микроклимат	426
1. Климатообразующие процессы	426
2. Географические факторы климата	429
3. Географическая широта	429
4. Высота над уровнем моря	430
5. Высотная климатическая зональность	430
6. Распределение суши и моря	431
7. Орография	432
8. Океанические течения	433
9. Растительный и снежный покров	433
10. Теории климата	434
11. Микроклимат	436
12. Микроклимат как явление приземного слоя	438
13. Методы исследования микроклимата	439
14. Температура в приземном слое воздуха	439
15. Ветер в приземном слое воздуха	440
16. Микроклимат пересеченной местности	441
17. Микроклимат леса	442
18. Микроклимат города	444
19. Туманы и смоги в городах	445
Глава девятая. Классификация климатов. Климаты Земли	448
1. Классификация климатов	448
2. Классификация климатов В. Кёппена	448
3. Классификация климатов Л. С. Берга	454
4. Классификация климатов Б. П. Алисова	456
4.1. Экваториальный климат	459
4.2. Климат тропических муссонов (субэкваториальный)	460
4.3. Тропические климаты	464
4.4. Субтропические климаты	468
4.5. Климаты умеренных широт	472
4.6. Субполярный климат (субарктический и субантарктический климаты)	479
4.7. Климат Арктики	479
4.8. Климат Антарктиды	481
Глава десятая. Изменения климата	486
1. Возможные причины изменений климата	486
2. Методы исследования и восстановления климатов прошлого	487
3. Изменения климата в докембрии (4,65 млрд — 570 млн лет назад) ..	488
4. Изменения климата в фанерозое 570 млн лет назад	489
5. Изменения климата в плейстоцене	494
6. Изменения климата в голоцене	502
7. Изменения климата в историческое время	505
8. Изменения климата в период инструментальных наблюдений	506
9. Антропогенные изменения климата	510
Дополнительная литература	516
Приложения	520

Учебное издание

Сергей Петрович Хромов
Михаил Арамисович Петросянец

МЕТЕОРОЛОГИЯ И КЛИМАТОЛОГИЯ

Зав. редакцией
Г.С. Савельева

Редактор
Г.С. Савельева

Художественный редактор
Ю.М. Добрянская

Переплет художника
В.А. Чернецова

Технический редактор
Н.И. Смирнова

Корректор
А.В. Яковлев

Изд. лиц. № 040414 от 18.04.97 г.

Подписано в печать 21.09.2001.

Формат 60×90 1/16. Бумага офсетная № 1.

Офсетная печать.

Усл. печ. л. 33,0. Уч.-изд. л. 35,26.

Тираж 3000 экз. Заказ № 1409 .

Изд. № 7250

Ордена «Знак Почета»

Издательство Московского университета.
103009, Москва, ул. Б. Никитская, 5/7.

Типография ордена «Знак Почета изд-ва МГУ»
119899, Москва, Воробьевы горы