В.К. Моргунов

ОСНОВЫ МЕТЕОРОЛОГИИ, КЛИМАТОЛОГИИ

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИБОРЫ И МЕТОДЫ НАБЛЮДЕНИЙ

ВЫСШЕЕ ОБРАЗОВАНИЕ

ВЫСШЕЕ ОБРАЗОВАНИЕ

В.К. Моргунов

ОСНОВЫ МЕТЕОРОЛОГИИ, КЛИМАТОЛОГИИ. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИБОРЫ И МЕТОДЫ НАБЛЮДЕНИЙ

УЧЕБНИК

Допущено УМО по образованию
в области природообустройства и водопользования
в качестве учебного пособия
для студентов высших учебных заведений,
обучающихся по направлению подготовки
(специальность) 320600

Ростов-на-Дону
Феникс

НОВОСИБИРСК
СИБИРСКОЕ СОГЛАШЕНИЕ
2005

УДК 551.5(075.8)
ББК 26.23я73
КТК 165
М 79

Федеральная целевая программа «Культура России»
(подпрограмма «Поддержка полиграфии
и книгоиздания России»)

Рецензенты:
доктор географических наук *В.М. Савкин*,
кандидат географических наук *В.М. Топоров*

Моргунов В. К.

М 79 Основы метеорологии, климатологии. Метеорологические приборы и методы наблюдений: Учебник / В. К. Моргунов. — Ростов/Д. : Феникс. — Новосибирск: Сибирское соглашение, 2005. — 331 с. — с ил. (Высшее образование).

ISBN 5-222-06627-4 (Феникс)
ISBN 5-98029-020-6 (Сибирское соглашение)

Излагаются основы метеорологии и общей климатологии, физические процессы, происходящие в атмосфере, уделено внимание основным понятиям синоптической метеорологии, вопросам загрязнения атмосферы и экологическим последствиям.

Рассмотрены физические принципы действия и устройство метеорологических приборов и методов их применения, организация метеорологических наблюдений и метеорологическое обслуживание народного хозяйства. Сетевые приборы в системе Росгидромета даны по состоянию на 2005 г. Кратко представлены перспективы развития технических средств для наблюдений за атмосферными процессами.

Для студентов вузов, обучающихся по специальностям: 280302 «Комплексное использование и охрана водных ресурсов», 280103 «Защита в чрезвычайных ситуациях».

ISBN 5-222-06627-4 (Феникс)
ISBN 5-98029-020-6 (Сибирское соглашение)

УДК 551.5(075.8)
ББК 26.23я73

© В.К. Моргунов, 2005
© «Феникс», 2005
© ООО «Издательство Сибирское соглашение, оригинал-макет, 2005

ВВЕДЕНИЕ

Метеорология – это наука об атмосфере: о ее строении, свойствах и протекающих в ней процессах. Метеорология входит в состав геофизических наук.

С момента своего зарождения человечество всегда подвергалось благоприятным и неблагоприятным воздействиям атмосферы. И в настоящее время, несмотря на высокий уровень научно-технического прогресса и, как следствие, большую защищенность людей от природных катаклизмов, такие стихийные бедствия, как засуха, катастрофические наводнения, поражают хозяйственную деятельность целых государств. Значительный урон наносят различным отраслям народного хозяйства и более локальные, но зато более часто встречающиеся явления – пыльные бури, ливни, градобития, грозы, заморозки, метели, туманы, ураганы и др.

Ход метеорологических процессов оказывает влияние на все стороны жизни: определяет гидрологический режим водных объектов; без метеорологической информации не могут обойтись авиация, морской, железнодорожный и автомобильный транспорт; от погодных условий зависят коммунальные службы городов, сельскохозяйственное производство.

Погода влияет на самочувствие людей и их работоспособность. В последние десятилетия исключительное значение приобрела проблема взаимодействия человека и природной среды. И прежде всего это относится к загрязнению атмосферы и вод промышленными выбросами.

В задачи современной метеорологии входят: повсеместные и непрерывные метеорологические наблюдения; обобщение и изучение материалов наблюдений с целью уста-

новления причин изменений метеорологических элементов и явлений погоды, установление законов, управляющих их развитием; разработка методов предсказания погоды; обеспечение отраслей народного хозяйства информацией о текущем состоянии погодных условий, их прогнозирование на будущее.

В последние годы в метеорологии решается задача активного воздействия на атмосферу с целью улучшения климата и управления погодой. Сложную проблему представляют долгосрочные прогнозы погоды. На метеорологию возложена также задача контроля загрязнения природной среды.

Совершенствование методов прогнозирования погоды приносит большой экономический эффект. По подсчетам Всемирной метеорологической организации (ВМО), один доллар США, вложенный в метеорологическую службу, приносит десять долларов в виде экономического эффекта, в результате учета метеорологической информации при планировании хозяйственной деятельности, прежде всего в результате предупреждения о таких опасных явлениях, как наводнения, засуха, ураганы и др.

Процессы, происходящие в атмосфере, развиваются в основном в результате превращения энергии, поступающей от Солнца. При изучении этих процессов широко используются законы различных областей физики (гидромеханики, термодинамики, учения о лучистой энергии и т.д.).

На современном этапе развития метеорологии из нее выделилось несколько частных дисциплин, изучающих различные стороны атмосферных процессов. К таким дисциплинам относятся прежде всего физика атмосферы, изучающая физические закономерности атмосферных явлений; синоптическая метеорология, изучающая формирование погоды и разрабатывающая методы ее предсказания; динамическая метеорология, изучающая теоретические вопросы физики атмосферы на основе решения математических уравнений гидродинамики, термодинамики и др.

Большой раздел метеорологии, посвященный климату, обособился в дисциплину «Климатология», в которой изучаются закономерности формирования климатов, их распределения по земному шару и изменения в прошлом и бу-

дущем. Климатология, являясь разделом метеорологии, одновременно входит в состав географических наук.

В процессе использования метеорологических сведений выделились прикладные разделы метеорологии. Важнейшие из них: сельскохозяйственная метеорология (агрометеорология), авиационная метеорология, морская метеорология, космическая метеорология, военная метеорология, медицинская и биометеорология и др.

В метеорологии находят применение такие основные методы исследований, как метод наблюдений, метод эксперимента, теоретический метод. До настоящего времени преобладающим является метод наблюдений: на наземных метеорологических, аэрологических станциях осуществляются регулярные наблюдения. Для этих же целей применяются самолеты, ракеты, космические аппараты и другие средства. Полученные данные о фактическом состоянии атмосферы используются в научных целях и для обеспечения народного хозяйства информацией о текущем состоянии погоды и для ее предсказания на будущее.

Экспериментальные исследования проводятся как в лабораторных, так и в природных условиях. Опыты в лабораторных условиях позволяют детально изучить взаимосвязи между отдельными факторами, наблюдаемыми в каком-либо метеорологическом процессе. Например, в специальных камерах можно имитировать процессы облакообразования при температурах и давлениях, соответствующих высотам 5–6 км. Также исследуются электрические, акустические и другие явления.

Экспериментальные исследования в натурных условиях по активному воздействию на метеорологические процессы выполняются с целью разработки практических методов создания и рассеяния облаков, туманов, стимулирования или предотвращения осадков, борьбы с градом и др.

Теоретические методы базируются на использовании математических моделей различных атмосферных процессов. Важнейшим направлением этого метода является совершенствование техники прогнозов погоды. Начало истории развития метеорологии уходит в глубокую древность.

Упоминания о различных атмосферных явлениях встречаются у большинства народов древности. Из летописей

средневековья до нас дошли сведения о различных явлениях природы, в том числе: бурях, грозах, ранних снегопадах, сильных морозах, наводнениях и т.д. В эпоху великих географических открытий (XV и XVI вв.) появились климатические описания открываемых стран.

Научное изучение атмосферы началось с XVII в. и совпадало с периодом бурного развития естественных наук. Были изобретены: термометр (Галилей, 1597 г.), барометр (Торичелли, 1643 г.), дождемер, флюгер. М.В.Ломоносов в середине XVIII в. изобрел анемометр для измерения скорости ветра, разработал схему образования грозы.

Регулярные метеорологические наблюдения в России начали проводиться при Петре I. В 1849 г. в России было открыто первое в мире научное метеорологическое учреждение – Главная физическая (ныне Геофизическая) обсерватория им. А.И. Воейкова. В XIX в. начинает развиваться сеть метеорологических станций. В 50-е годы XIX в. получила развитие синоптическая метеорология.

Основой для изучения атмосферных процессов и использования этих знаний для практических целей служат наблюдения за фактическим состоянием воздушной среды на сети метеорологических станций. В России во второй половине XIX в. стала создаваться сеть наземных станций, развитие которой связано с именами Г.И. Вильда и М.А. Рыкачева.

С появлением летательных аппаратов люди получили возможность изучения атмосферы в слоях, удаленных от земной поверхности. Позже такие наблюдения приобрели регулярный характер.

В 1930 г. советский ученый П.А. Молчанов изобрел радиозонд, что позволило дополнить наземные наблюдения на метеорологических станциях аэрологическими наблюдениями.

С середины XX в. в практику метеорологических наблюдений стали входить метеорологические радиолокаторы, ракетное зондирование атмосферы. Современные прогнозы погоды не обходятся без информации, получаемой с метеорологических искусственных спутников Земли.

Успехи изучения физических процессов в атмосфере тесно связаны с достижениями в таких разделах физики,

как: учение о газах, учение об излучении, гидростатика, гидродинамика, термодинамика, на базе которых были заложены основы динамической метеорологии.

В 50-е годы XIX в. зародилось новое направление в метеорологии – синоптическая метеорология.

В 20-е годы XX столетия норвежскими учеными В. Бьеркнесом и Я. Бьеркнесом было создано учение о воздушных массах и атмосферных фронтах, что продвинуло вперед синоптические методы прогнозов погоды.

Важнейшее значение для развития долгосрочных прогнозов погоды имел метод советского ученого Мультановского.

Важный этап в развитии климатологии – внедрение картографического метода: с его помощью оказалось возможным выявлять основные закономерности распределения метеорологических элементов на больших пространствах, соизмеримых с материками. Первая карта изотерм земного шара была составлена А. Гумбольтом (1817 г.), а карты изотерм января и июля – французскими учеными. Первые карты изобар, отображающие распределение атмосферного давления, были построены Буханом в 1869 г.

Одна из первых классификаций климатов, получившая широкое практическое применение, была предложена В.П. Кеппеном.

Основоположником климатологии в России был А.И. Воейков (1842–1916 гг.). Его работы «Ветры земного шара», «Климаты земного шара» и др. определили уровень не только российской, но и мировой науки о климате и не потеряли научного значения до настоящего времени. Именем А.И. Воейкова названа Главная геофизическая обсерватория (ГГО) в Санкт-Петербурге – научное учреждение мирового уровня.

Современный уровень метеорологической науки и технические средства позволяют оказывать влияние на некоторые атмосферные процессы, направляя их в нужную для человека сторону. В частности, используя достижения в области физики облаков, стало возможным осуществлять активные воздействия на облакообразование, туманообразование, стимулировать выпадение осадков или предотвращать выпадение опасных ливневых дождей и града.

Большой вклад в развитие современной климатологии внесли: Л.С. Берг, Б.П. Алисов, С.П. Хромов, М.И. Будыко, О.А. Дроздов и многие другие ученые.

Следующий этап развития метеорологической службы в нашей стране начался с принятия в 1921 г. декрета «Об организации метеорологической службы в РСФСР». В 1929 г. Совет народных комиссаров принял решение об объединении метеорологической и гидрологической служб и создании Единой государственной гидрометеорологической службы.

В 1978 г. Главное управление гидрометеорологической службы было реорганизовано в Государственный комитет по гидрометеорологии и контролю природной среды.

В связи с нарастающими темпами загрязнения окружающей среды, особенно за последние 50–60 лет, в значительной мере под воздействием хозяйственной деятельности человека возникла необходимость контроля и управления процессами антропогенного загрязнения. Для этого в нашей стране, как и в других развитых странах, была создана специальная служба, занимающаяся контролем загрязнения природной среды, включая атмосферный воздух.

В настоящее время на территории России органом государственного управления в области гидрометеорологии и контроля за загрязнением природной среды является Федеральная служба России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды.

Глава 1

ОСНОВЫ МЕТЕОРОЛОГИИ

1.1. СОСТАВ И СТРОЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

Состав атмосферы. Атмосфера – это газообразная воздушная оболочка, окутывающая Землю. Воздух представляет собой механическую смесь газов, с содержанием водяного пара, капель воды, кристаллов льда и других твердых частиц.

Воздух, лишенный водяного пара, называется сухим. Состав сухого воздуха до высот 25–100 км на всем земном шаре одинаков. В нем содержится азот (78,09 %), кислород (20,95 %), аргон (0,93 %). На все остальные газы, среди которых основную долю занимает углекислый газ, приходится 0,03 %. В ничтожных количествах в воздухе присутствуют (в порядке убывания): неон, гелий, метан, водород, озон, аммиак, радон и др. Выше 100 км появляется атомарный кислород, а на высотах более 300 км он становится преобладающим. Выше 1000 км атмосфера состоит в основном из гелия и водорода, с преобладанием атомарного водорода.

Исключительно важную роль имеет озон, поглощающий неблагоприятную для живых организмов и растений часть ультрафиолетового излучения Солнца. У земной поверхности озон содержится в небольших количествах: образуется в результате грозовых разрядов. Наибольшее его количество в стратосфере (озоносфере) от 10 до 50 км с максимумом в слое на высотах 20–25 км. В этом слое под действием ультрафиолетового излучения Солнца двухатомные моле-

кулы кислорода частично распадаются на атомы, последние, присоединяясь к нераспавшимся двухатомным молекулам кислорода, образуют трехатомный озон. Одновременно с образованием озона идет обратный процесс. Концентрация озона зависит от интенсивности образования и разрушения молекул озона. Содержание озона увеличивается от экватора к высоким широтам.

Одной из важнейших частей воздуха является углекислый газ. У земной поверхности углекислый газ содержится в переменных количествах, в среднем 0,03 % по объему. Несмотря на относительно небольшое его содержание в атмосфере, углекислый газ оказывает большое влияние на так называемый «парниковый эффект». Пропуская к земной поверхности коротковолновую солнечную радиацию, поглощая длинноволновое (тепловое) излучение, поступающее от земной поверхности, он способствует повышению температуры воздуха в нижележащих слоях атмосферы.

В атмосферу углекислый газ поступает в результате вулканической деятельности, разложения и гниения органических веществ, дыхания животных и растений, сжигания топлива. Основным регулятором содержания углекислого газа в атмосфере является мировой океан. Он поглощает и отдает в атмосферу около 20 % от среднего содержания в атмосфере.

Содержание углекислого газа в воздухе изменяется в зависимости от широты, местных условий, времени суток и года. Локальные концентрации углекислого газа в воздухе могут достигать 0,07 %.

В эпоху индустриализации отмечается повышенное содержание углекислого газа антропогенного происхождения.

Под влиянием деятельности человека увеличивается содержание в атмосфере газов техногенного происхождения, например сернистого, окиси углерода, различных окислов азота.

Важная составная часть воздуха – водяной пар, который поступает в атмосферу в результате испарения с водной поверхности, суши, при вулканических извержениях. В нижних слоях атмосферы содержится от 0,1 до 4 % водяного пара. С высотой его содержание резко убывает.

Водяной пар активно участвует во многих термодинамических процессах, связанных с образованием облаков, туманов.

В атмосфере присутствуют аэрозоли – это твердые и жидкие частицы, находящиеся в воздухе во взвешенном состоянии. Некоторые из них, являясь ядрами конденсации, участвуют в процессе образования облаков, туманов.

К естественным аэрозолям относятся водяные капли и кристаллы льда, образующиеся при конденсации водяного пара; пыль, сажа, возникающие при лесных пожарах, почвенная, космическая, вулканическая пыль, соли морской воды. Также в атмосферу попадает большое количество аэрозолей искусственного происхождения – выбросы промышленных предприятий, автотранспорта и др.

Наибольшее количество аэрозолей содержится в нижних слоях атмосферы.

Строение атмосферы. Масса атмосферы составляет $5.3 \cdot 10^{15}$ т. В слое до 5,5 км содержится 50 %, до 25 км – 95 % и до 30 км – 99 % всей массы атмосферы. Тридцатикилометровый слой атмосферы составляет 1/200 или 0,05 радиуса Земли. На глобусе диаметром 40 см этот 30-километровый слой имеет толщину около 1 мм, т.е. атмосфера представляет тонкую пленку, покрывающую поверхность Земли.

Нижней границей атмосферы является земная поверхность, называемая в метеорологии *подстилающей поверхностью*. Четко выраженной верхней границы атмосфера не имеет. Она плавно переходит в межпланетное пространство. За верхнюю границу атмосферы условно принимают высоту 1500–2000 км, выше которой находится земная корона.

Давление и плотность с высотой убывают: при давлении у земли 1013 гПа плотность равна $1{,}27 \cdot 10^{3}$ г/м^3, а на высоте 750 км плотность составляет 10^{-10} г/м^3.

Распределение физических свойств в атмосфере имеет слоистый характер, поскольку их изменение по высоте происходит во много раз интенсивнее, нежели в горизонтальном направлении. Так, вертикальные температурные градиенты в несколько сотен раз больше горизонтальных градиентов.

Расчленение атмосферы на слои делают по различным свойствам воздуха: по температуре, влажности, содержанию озона, по электропроводимости и т.п. Наиболее отчетливо различие слоев атмосферы проявляется в характере распределения температуры воздуха с высотой. По этому признаку выделяют пять основных слоев.

Тропосфера – самый нижний слой атмосферы, нижней границей которого является земная поверхность. Вертикальная протяженность тропосферы в умеренных широтах составляет 9–12 км, к полюсам уменьшается до 8–10 км, а к экватору увеличивается до 16–18 км. Зимой высота тропосферы ниже, чем летом. Кроме того, особенно в умеренных широтах, верхняя граница тропопаузы над определенным районом может опускаться или подниматься на несколько километров, что связано с изменениями температуры при прохождении циклонов, антициклонов.

Физические свойства тропосферы в большой степени определяются влиянием земной поверхности. Для этого слоя характерно понижение температуры воздуха с высотой в среднем на 0,65 °С на 100 м высоты, хотя при этом возможны большие вариации в распределении температуры. Средняя годовая температура на верхней границе тропосферы составляет примерно –55 °С в умеренных широтах, –75 °С над экватором, –65 °С над северным полюсом зимой и –47 °С летом.

В тропосфере имеют место горизонтальные и вертикальные движения воздуха, турбулентность, возникают и развиваются все погодообразующие процессы: циклоны, антициклоны атмосферных фронтов, почти все виды облаков, осадков.

В пределах тропосферы выделяют пограничный слой (до высот 1–1,5 км), в котором на движение воздуха оказывают влияние силы трения о подстилающую поверхность, поэтому его называют также *слоем трения*. Высота слоя трения тем больше, чем больше шероховатость. Поэтому над водной поверхностью и равнинной степной местностью высота слоя трения меньше, чем над пересеченной местностью, покрытой лесом. В пограничном слое отмечается повышенное содержание пыли, дыма, аэрозолей.

Слои воздуха, расположенные выше слоя трения, называют *свободной атмосферой*.

Самый нижний слой воздуха толщиной от нескольких метров до десятков метров, примыкающий к земной поверхности, называется *приземным слоем*.

Верхней границей тропосферы является *тропопауза* – переходный слой 1–2 км, выше располагается *стратосфера*, простирающаяся до высоты 50–55 км.

В стратосфере отмечается рост температуры, который объясняется поглощением солнечной радиации озоном. До высоты 35 км рост происходит очень медленно, а затем ускоряется, и на верхней границе температура достигает среднего годового значения 0 °С с отклонениями ±20 °С.

Резкие сезонные колебания температуры на верхней границе стратосферы связаны с изменениями содержания озона.

В стратосфере происходит интенсивная циркуляция воздуха с вертикальными движениями. Водяной пар содержится в ничтожном количестве, поэтому обычные облака в этом слое не образуются. Только изредка на высотах 22–27 км и только в некоторых районах Земли, особенно в Северной Европе и на Аляске зимой, когда Солнце находится в нескольких градусах ниже горизонта, наблюдаются перламутровые облака, состоящие из переохлажденных капель воды.

Далее по высоте следует переходный слой – *стратопауза* толщиной около 5 км, над которым располагается *мезосфера* – от 55 до 80–85 км. В этом слое температура понижается до –90 °С. В мезосфере отмечаются скорости ветра до 150 м/с. Наблюдаются серебристые облака из ледяных кристаллов и вулканической пыли.

Выше переходного слоя – *мезопаузы* – расположена *термосфера*, где температура с высотой растет и на верхней границе, на высоте 200–300 км, достигает 1000–1500 °К. Рост температуры объясняется поглощением ультрафиолетовой радиации Солнца атомарным кислородом. Однако столь высокая температура характеризует лишь кинетическую энергию движения молекул газов.

Далее, до высот 450–700 км, следует *экзосфера* – наружная сфера, сфера рассеяния. Это внешний слой атмо-

сферы, простирающийся до так называемой земной короны, постепенно переходящий в межпланетное пространство. Температура на высоте 700 км растет до 3000 °К. В экзосфере газы находятся в очень разреженном состоянии и их частицы, двигаясь с огромными скоростями, почти не сталкиваясь друг с другом, частично покидают земную атмосферу.

В атмосфере находится слой с высокой электрической проводимостью, образующийся в результате ионизации воздуха ультрафиолетовым и корпускулярным излучением Солнца и частично космическими лучами. Этот слой называется *ионосферой* и располагается на высоте от 50–80 км до нескольких сотен.

В пределах этого слоя имеются слои с максимальной ионизацией, в особенности на высотах 100–120 и 200–400 км. Ионосфера, обладая способностью поглощать, преломлять и отражать радиоволны, оказывает большое влияние на их распространение в зависимости от длины. В ионосфере наблюдаются полярные сияния, свечение ночного неба, резкие колебания магнитного поля.

Метеорологические величины (элементы), явления, погода. Состояние атмосферы непрерывно меняется, поэтому для количественной его характеристики используются метеорологические величины (элементы), которые измеряются инструментально. К ним относятся: температура и влажность воздуха, атмосферное давление, скорость и направление ветра, количество и интенсивность осадков, количество и высота облаков, количество лучистой энергии.

Атмосферные явления – дождь, снег, роса, иней, туман, метели, пыльные бури, грозы, зарница, шквал, смерч и др. – не подлежат измерению, а определяются визуально.

Погода – это совокупность метеорологических величин и явлений на данный момент времени и в данном месте. Погода непрерывно изменяется; даже при ясном небе в течение суток происходит изменение температуры, влажности воздуха, ветра и других величин. Погода может меняться в течение минут, например, облака закрыли солнце, усилился ветер, пошел дождь с грозой и т.п.

В связи с развитием авиации под понятием погоды подразумевается погода не только у земной поверхности, но и в атмосфере на различных высотах.

С понятием «погода» тесно связано понятие «климат», характеризующее средние за многолетний период погодные условия в данной местности. Это понятие в значительной степени является географическим.

В метеорологии для характеристики интенсивности изменения метеорологических величин в пространстве широко используется понятие градиента. В практической метеорологии *градиент* – это изменение какой-либо величины, приходящееся на единицу расстояния. Так как по высоте изменения физических величин происходят намного быстрее, чем в горизонтальном направлении, при определении вертикальных градиентов за единицу расстояния принимают 100 м, а для горизонтальных градиентов за единицу расстояния берут расстояние на земной поверхности, соответствующее 1° по меридиану, т.е. 111 км (практически в расчетах принимают 100 км). Например вертикальный градиент температуры воздуха 0,6 °С /100 м, горизонтальный градиент – 2 °С/100 км.

Перенос воздуха и его свойств, характеризуемых метеорологическими величинами и явлениями, в горизонтальном направлении называется *адвекцией*. Например, можно говорить об адвекции воздушных масс, тепла, водяного пара, скорости, вихря и др.

1.2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВРЕМЕНИ И КООРДИНАТ СОЛНЦА

Основным источником энергии на нашей планете, приводящим в движение весь механизм метеорологических и климатообразующих процессов, является Солнце. Поступление этой энергии на земную поверхность зависит от положения Солнца на небосводе, т.е. от его координат, которые являются функцией времени, изменяются в течение суток и годового цикла и зависят от широты места.

Знание времени требуется также при организации метеорологических и климатологических наблюдений, которые проводятся в определенные сроки. Поэтому при изучении метеорологии и ее раздела климатологии нужно иметь

представление об измерении времени и определении координат Солнца.

Определение времени. Основой для измерения времени является видимое движение Солнца. Момент, когда Солнце находится точно на юге, т.е. на линии небесного меридиана в месте наблюдения (верхняя кульминация Солнца), называется *истинным солнечным полднем*. Промежуток времени между двумя последовательными истинными солнечными полднями называется *истинными солнечными сутками*. В течение года продолжительность истинных солнечных суток неодинакова, поэтому за единицу времени в практической жизни принята средняя за год продолжительность истинных солнечных суток – *средние солнечные сутки*. Средние солнечные сутки являются основной единицей времени, которая делится на часы, минуты, секунды.

В астрономии началом суток принято считать полдень, в гражданском счете времени – полночь.

Разность между средним и истинным солнечным временем называется *уравнением времени*:

$$\Delta\tau = \tau_m - \tau_\Theta,$$

где τ_m – среднее солнечное время, τ_Θ, – истинное солнечное время.

Значения $\Delta\tau$ для каждых суток года приводятся в астрономических таблицах.

Земля при вращении делает полный оборот (360°) за сутки (24 ч) и соответственно поворачивается на 15° – за 1 ч, на 15′– за 1 мин, на15′′ – за 1 с. Каждому меридиану соответствует свое местное среднее солнечное время τ_m.

В гражданской жизни для упрощения счета времени принята система поясного времени. По этой системе весь земной шар разделен меридианами на 24 равных пояса по 15° каждый. Пояса обозначаются номерами от 0 до XXIII. За средний меридиан нулевого пояса принят меридиан, проходящий через Гринвичскую обсерваторию под Лондоном, а ограничивающими его меридианами являются меридиан 7,5° з.д. и 7,5° в.д от Гринвича.

В пунктах, расположенных внутри каждого часового пояса, принимается время среднего меридиана этого пояса. Такое время называется *поясным*. Время каждого пояса от-

личается от времени нулевого пояса (Гринвичского или мирового) времени на число часов, равное номеру пояса.

Поправка для перехода от поясного времени $\tau_п$ к среднему солнечному τ_m может быть определена по формуле:

$$4(\lambda - 15N), \text{ мин},$$

где λ – географическая долгота пункта; N – номер часового пояса:

$$N = \lambda / 15.$$

На территории РФ установлено декретное время – на час вперед по отношению к поясному:

$$\tau_д = \tau_п + 1.$$

Определение координат Солнца. Положение Солнца на небесной сфере определяется высотой h_Θ и азимутом А.

Небесная сфера – это воображаемая сфера произвольного радиуса с центром в произвольной точке пространства, на поверхности которой нанесены положения светил.

Высота Солнца h_Θ – угол между плоскостью горизонта и направлением на центр диска Солнца. Азимут А – угол между плоскостью меридиана данного места и солнечным вертикалом (вертикальной плоскостью, проходящей через пункт наблюдения и центр диска Солнца), отсчитываемый от точки юга к западу от 0 до +180°, и к востоку от 0 до –180°.

Высота и азимут Солнца изменяются в течение суток; их значения в один и тот же час изменяются ото дня ко дню в течение года, что зависит от двух других координат – склонения δ_Θ и часового угла τ Солнца.

Склонение Солнца δ_Θ – угол между плоскостью небесного экватора и направлением на центр диска Солнца, отсчитываемый к северу от экватора от 0 до +23,4°, к югу от экватора от 0 до –23,4°.

Величины δ_Θ на каждые сутки года даются в астрономических таблицах.

Часовой угол τ – угол между плоскостью небесного меридиана данного пункта наблюдения и плоскостью круга склонения, отсчитываемый к западу от 0 до +180° или к

востоку от 0 до –180°. Плоскость круга склонения проходит через центр диска Солнца и ось мира, т.е. ось, относительно которой вращается небесная сфера.

Будучи выраженным в единицах времени, часовой угол представляет собой истинное солнечное время, отсчитываемое от полудня, т.е. $\tau = \tau_\Theta - 12$ ч.

Часовой угол положительный после полудня (от 0 до +180°, или от 0 до 12 ч) и отрицательный до полудня (от 0 до –180°, или от 12 до 24 ч). Высота Солнца h_Θ и азимут Солнца А на момент истинного солнечного времени τ_Θ вычисляются по формулам:

$$\sin h_\Theta = \sin\varphi \sin\delta_\Theta + \cos\varphi \cos\delta_\Theta \cos\tau,$$

$$\sin A = \frac{\cos\delta_\Theta}{\cos h_\Theta} \sin\tau,$$

где φ – широта пункта, δ_Θ – склонение Солнца, τ – часовой угол в угловых единицах.

1.3. СОЛНЕЧНАЯ РАДИАЦИЯ

1.3.1. ЛУЧИСТАЯ ЭНЕРГИЯ СОЛНЦА

Основным источником энергии почти для всех природных процессов, происходящих на земной поверхности и в атмосфере, является лучистая энергия Солнца. Поступление лучистой энергии от звезд, планет, луны на Землю ничтожно мало, хотя электрическое и химическое воздействие корпускулярного, ультрафиолетового и космического излучений на ионизацию воздуха и на развитие биологических процессов огромно. Ничтожно мало (десятитысячные доли от прихода солнечной энергии) и количество тепла, поступающего из недр Земли.

Солнце представляет собой газовый шар диаметром около 1,4 млн км, что в 109 раз больше диаметра Земли. Среднее расстояние между Солнцем и Землей около 150 млн км. В течение года оно меняется на 5 млн км (в январе расстояние наименьшее, в июле – наибольшее).

Солнце состоит в основном из водорода (64 %) и гелия (32 %).

По строению Солнце делится на внутреннюю часть и на солнечную атмосферу. В недрах Солнца происходят ядерные реакции, температура там составляет $(20–40)\cdot 10^6$ °К.

Нижняя, наиболее плотная часть солнечной атмосферы называется *фотосферой*. Ее толщина 100–140 км. Фотосфера – основной источник энергии, излучаемой Солнцем. Температура фотосферы около 6000 °К. Над фотосферой находится менее плотный слой солнечной атмосферы – *хромосфера* (окрашенная сфера). Еще выше расположена *корона*, простирающаяся до высоты в несколько радиусов Солнца.

Газы, образующие Солнце, находятся в непрерывном бурном движении, в результате чего в фотосфере все время образуются и исчезают световые ячейки радиусом около 1000 км – гранулы, факелы (более яркие области). В фотосфере наблюдаются также более темные образования, называемые *солнечными пятнами*. Там же наблюдаются колоссальные взрывы – *протуберанцы*. В годы максимума солнечной активности усиливаются излучение ультрафиолетовой радиации и интенсивность корпускулярных потоков, испускаемых Солнцем. В эти же периоды наблюдаются резкие возмущения магнитного поля Земли, нарушается радиосвязь, увеличивается повторяемость и яркость полярных сияний.

Активность Солнца оценивают числами Вольфа (по количеству пятен), хотя этот показатель не в полной мере отражает процессы, происходящие на Солнца в период повышенной активности. Считается несомненным существование 11-летнего цикла солнечной активности, более спорно существование 22-летнего цикла и мало обоснованно существование 80–90-летнего цикла.

Излучения Солнца, земной атмосферы и самой Земли подчиняются общим законам излучения. Так, согласно закону Стефана-Больцмана излучательная способность абсолютно черного тела E пропорциональна четвертой степени его абсолютной температуры T:

$$E = \delta \cdot T^4, \text{ кВт/м}^2,$$

здесь δ – постоянная Стефана-Больцмана, равная $5{,}67 \cdot 10^{-11}$ кВт/м · К^4.

Произведение длины волны λ_m, которой соответствует максимальная энергия излучения тела, на его абсолютную температуру T есть величина постоянная (закон Вина):

$$\lambda_m \cdot T = 2898 \text{ мкм} \cdot °\text{К}.$$

Из закона Вина следует, что при изменении температуры тела в ту или другую сторону соответственно происходит смещение максимума энергии спектра в сторону более длинных или коротких волн.

Под солнечной радиацией в метеорологии принято понимать спектр электромагнитных волн, излучаемых Солнцем. Спектр солнечной радиации близок к спектру излучения абсолютно черного тела с температурой около 6000°К. Этот спектр за пределами земной атмосферы условно делят на три качественно различные части: ультрафиолетовую (с длиной волн от 0,01 до 0,39 мкм), видимую (от 0,40 до 0,76 мкм) и инфракрасную (от 0,76 до 4,0 мкм). За ультрафиолетовой частью спектра находится рентгеновское излучение, а за инфракрасной – радиоизлучение Солнца. Максимум энергии излучения приходится на волну длиной 0,475 мкм (зелено-голубые лучи) (рис. 1.1).

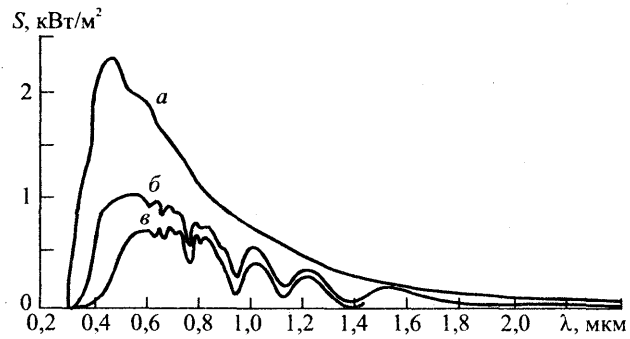

Рис. 1.1. Распределение энергии в солнечном спектре:

а – на верхней границе атмосферы; *б* – на земной поверхности при высоте Солнца 35°; *в* – на земной поверхности при высоте Солнца 15°

В метеорологии излучение с длинами волн от 0,1 до 4,0 мкм относят к коротковолновому излучению, а волны от 4 до 100 мкм – к длинноволновому. На коротковолновую часть излучения Солнца приходится 99 % энергии, а на все остальные виды излучения – 1 %.

Интенсивность солнечной радиации на перпендикулярную к лучам поверхность при отсутствии атмосферы и при среднем расстоянии от Земли до Солнца называется *солнечной постоянной*. По последним данным измерений, солнечная постоянная составляет $\overline{S}$=1,37 кВт/м^2.

Из поступающей на верхнюю границу атмосферы солнечной радиации 43 % отражается в мировое пространство, остальные 57 % поглощаются Землей, в том числе 14 % поглощается атмосферой и 43 % доходит до Земли в виде прямой и рассеянной радиации.

При прохождении через атмосферу солнечная радиация частично поглощается, частично рассеивается. Озоном почти полностью поглощается ультрафиолетовая часть спектра, до 0,3 мкм. Водяной пар и углекислый газ имеют свои полосы поглощения. При этом спектр смещается в сторону более длинных волн. Максимум энергии приходится на зелено-желтое излучение, поэтому Солнце имеет желто-золотистый цвет.

При различной высоте Солнца длина пути, проходимого солнечным лучом в атмосфере, неодинакова. Вследствие этого весьма различен и спектральный состав солнечной радиации.

При уменьшении высоты Солнца особенно сильно уменьшается ультрафиолетовая часть радиации, несколько меньше – видимая и лишь незначительно – инфракрасная. Сравнение кривых *а, б* и *в* на рис. 1.1 показывает, насколько существенно атмосфера изменяет первоначальное распределение энергии в спектре солнечной радиации. Рассеивание радиации происходит молекулами газов, капельками воды и кристалликами льда облаков, аэрозолями.

Как указывалось выше, земной поверхности солнечная радиация достигает в виде прямой и рассеянной радиации. Прямая радиация поступает от солнечного диска и околосолнечной зоны радиусом 5°, рассеянная – на горизонталь-

ную поверхность от небосвода, за исключением диска Солнца и околосолнечной зоны радиусом 5°.

Интенсивность прямой радиации на горизонтальную поверхность определяется по формуле:

$$S' = S \cdot \sin h_{\Theta},$$

где S – интенсивность прямой солнечной радиации на перпендикулярную к лучам поверхность, кВт/м^2; h_{Θ} – высота Солнца.

Общий приход на горизонтальную поверхность прямой и рассеянной радиации называется *суммарной радиацией* Q:

$$Q = S' + D,$$

где S' – интенсивность прямой радиации, на горизонтальную поверхность, кВт/м^2; D – интенсивность рассеянной радиации на горизонтальную поверхность, кВт/м^2.

Соотношение между прямой и рассеянной радиацией в составе суммарной радиации зависит от высоты Солнца, прозрачности атмосферы, т.е. от содержания в ней рассеивающих газов, аэрозоля, наличия облаков.

При ясном небе перед восходом Солнца суммарная радиация полностью состоит из рассеянной, а при низком Солнце после восхода – преимущественно из рассеянной радиации. При высоком положении Солнца при ясном небе преобладает прямая радиация. С увеличением облачности доля прямой радиации уменьшается.

Светлые и тонкие облака (перистые, высококучевые и кучевые), особенно освещенные Солнцем сбоку, могут увеличивать рассеянную радиацию в 8–10 раз по сравнению с безоблачным небом. Сильно увеличивает рассеянную радиацию снежный покров, так как отраженная от его поверхности радиация вторично рассеивается в атмосфере. Плотная сплошная облачность прямую радиацию не пропускает. С увеличением высоты над уровнем моря при ясном небе увеличивается прямая радиация, а рассеянная – уменьшается за счет большей прозрачности воздуха и уменьшения толщины вышележащего слоя атмосферы.

1.3.2. РАДИАЦИОННЫЙ И ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

Радиационный баланс подстилающей поверхности. Часть прямой и рассеянной солнечной радиации, поступающей к земной поверхности, ею отражается. Отражательная способность подстилающей поверхности зависит от ее физических свойств, цвета, состояния и характеризуется величиной альбедо.

Альбедо – это отношение отраженной (коротковолновой) радиации R_k к суммарной Q, поступающей на подстилающую поверхность:

$$A_k = \frac{R_k}{Q}.$$

Альбедо выражается в долях единицы или в процентах. Альбедо для свежевыпавшего снега – 80–95 %, для темных почв – 5–10 %.

Земная поверхность, поглощая суммарную солнечную радиацию (коротковолновую), в то же время сама излучает длинноволновую радиацию. Часть этой энергии уходит в мировое пространство и в значительной части поглощается атмосферой. В этом поглощении большое участие принимают водяной пар, озон, углекислый газ, пыль. Вследствие поглощения излучения Земли атмосфера нагревается и, в свою очередь, излучает длинноволновую радиацию. Часть этой радиации направлена в сторону земной поверхности. Таким образом, в атмосфере создаются два потока длинноволновой радиации: один из них состоит из излучения подстилающей поверхности $E_з$ и направлен вверх, а другой представляет радиацию атмосферы $E_а$ и направлен вниз. Разность $E_з - E_а$ называют *эффективным излучением подстилающей поверхности* $E_{эф}$.

Радиационный баланс подстилающей поверхности представляет собой разность между приходом и расходом лучистой энергии. То есть радиационный баланс равен количеству энергии, поглощенной подстилающей поверхностью.

Уравнение радиационного баланса подстилающей поверхности имеет вид:

$$B = S' + D + E_а - R_к - R_д - E_з, \text{ кВт/м}^2,$$

где S' – прямая солнечная радиация на горизонтальную поверхность, кВт/м^2; D – рассеянная солнечная радиация на горизонтальную поверхность, кВт/м^2; $E_а$ – встречное излучение атмосферы (длинноволновое излучение атмосферы, направленное в сторону подстилающей поверхности), кВт/м^2; R_k – коротковолновая радиация, отраженная от подстилающей поверхности, кВт/м^2; $R_д$ – длинноволновая радиация, отраженная от подстилающей поверхности, кВт/м^2; $E_з$ – длинноволновое излучение подстилающей поверхности, кВт/м^2.

Величина $R_д$ очень мала, поэтому в практических расчетах ее не учитывают.

Принимая во внимание, что $Q = S' + D$; $R_k = Q \cdot A_k$, а $E_{эф} = E_з - E_а$, получим выражение радиационного баланса в следующем виде:

$$B = Q - R_k - E_{эф} = Q(1 - A_k) - E_{эф}.$$

Разность между суммарной поступающей радиацией и отраженной представляет собой поглощенную подстилающей поверхностью коротковолновую радиацию, ее называют *коротковолновым радиационным балансом*:

$$B_k = Q - R_k = Q(1 - A_k), \text{ кВт/м}.$$

Эффективное излучение является *длинноволновым радиационным балансом*, отсюда полный радиационный баланс может быть представлен в виде разности коротковолнового и длинноволнового балансов:

$$B = B_k - E_{эф}.$$

Радиационный баланс подстилающей поверхности может быть положительным и отрицательным. В суточном ходе переход от положительных значений к отрицательным или обратно наблюдается при высотах Солнца 10–15°. Ночью приток суммарной солнечной радиации $Q = 0$, поэтому баланс отрицательный ($B = -E_{эф}$), происходит радиационное выхолаживание подстилающей поверхности.

Тепловой баланс подстилающей поверхности. При положительном радиационном балансе подстилающая поверхность поглощает коротковолновую радиацию больше, чем излучает в области длинных волн, и нагревается. Преобладание эффективного излучения над поглощенной радиацией (радиационный баланс отрицательный) вызывает охлаждение подстилающей поверхности. Это приводит к возникновению физических процессов, под действием которых происходит теплообмен между подстилающей поверхностью и атмосферой, более глубокими слоями суши и океана. Физические механизмы теплообмена представляют уравнением теплового баланса:

$$B = L_n M_n + P_a + P_{гр} + L_к M_к,$$

где $L_n M_n$ – поток тепла, связанный с фазовыми преобразованиями воды, т.е. с испарением и (в меньшей степени) с конденсацией; M_n – масса воды, участвующей в фазовом переходе; L_n – удельная теплота парообразования (2256 кДж/кг); $L_к M_к$ – поток тепла, связанный с фазовым переходом воды из твердого состояние в жидкое и обратно; $M_к$ – количество воды, участвующей в фазовом переходе; $L_к$ – удельная теплота кристаллизации (335 кДж/кг); P_a – турбулентный поток тепла между подстилающей поверхностью и атмосферой; $P_{гр}$ – поток тепла между подстилающей поверхностью и нижележащими слоями почвы или воды.

Поскольку верхние слои почвы или воды в среднем за год не охлаждаются и не нагреваются, для среднего многолетнего годового периода $P_{гр} = 0$. Уравнение теплового баланса принимает вид:

$$B = L_n M_n + P_a + L_к M_к.$$

В зависимости от направления теплового потока относительно подстилающей поверхности члены баланса могут иметь знак «+» или «–».

Член $L_к E_к$ учитывается в периоды таяния снега и льда или замерзания воды.

Тепловой баланс подстилающей поверхности имеет важное климатическое значение, поскольку соотношение между его членами оказывает влияние на температурный режим почвы или воды и прилегающий к ним слой воздуха.

1.4. ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ И ДЕЯТЕЛЬНОГО СЛОЯ

Подстилающая поверхность (также называют деятельной поверхностью) – это поверхность земли (почвы, воды, снега и т.д.), взаимодействующая с атмосферой в процессе тепло- и влагообмена.

Деятельный слой – это слой почвы (включая растительность и снежный покров) или воды, участвующий в теплообмене с окружающей средой, и на глубину которого распространяются суточные и годовые колебания температуры.

Тепловое состояние подстилающей поверхности оказывает значительное влияние на температуру низших слоев воздуха. Это уменьшающееся с высотой влияние может обнаруживаться даже в верхней тропосфере.

Существуют различия в тепловом режиме суши и воды, которые объясняются различием их теплофизических свойств и процессов теплообмена между поверхностью и нижележащими слоями.

В почве коротковолновая солнечная радиация проникает на глубину в десятые доли миллиметра, где она преобразуется в тепло. В нижележащие слои это тепло передается путем молекулярной теплопроводности.

В воде в зависимости от ее прозрачности солнечная радиация проникает на глубины до десятков метров, а перенос тепла в глубинные слои происходит в результате турбулентного перемешивания, термической конвекции, а также испарения.

Турбулентность в водоемах обусловлена прежде всего волнением и течениями. В ночное время суток и в холодное время года развивается термическая конвекция, когда охлажденная на поверхности вода опускается вниз вследствие возросшей плотности и замещается более теплой водой из нижних слоев. При значительном испарении с поверхности моря верхний слой воды становится более соленым и плотным, в результате чего более теплая вода опускается с поверхности в глубину. Поэтому суточные колебания температуры в воде распространяются на глубину до десятков метров, а в почве – менее метра. Годовые колебания темпе-

ратуры воды распространяются на глубину до сотен метров, а в почве – только на 10–20 м; т.е. в почве тепло сосредоточивается в тонком верхнем слое, который нагревается при положительном радиационном балансе и остывает – при отрицательном.

Таким образом, суша быстро нагревается и быстро остывает, а вода медленно нагревается и медленно остывает. Большой тепловой инерции водоемов способствует и то, что удельная теплоемкость воды в 3–4 раза больше, чем почвы. По этим же причинам суточные и годовые колебания температуры на поверхности почвы намного больше, чем на поверхности воды.

Суточный ход температуры поверхности почвы в ясную погоду изображается волнообразной кривой, напоминающей синусоиду. При этом минимум температуры наблюдается вскоре после восхода Солнца, когда радиационный баланс меняет знак с «–» на «+». Максимум температуры приходится на 13–14 ч. Плавность суточного хода температуры может нарушаться наличием облаков, осадков, а также адвективными изменениями.

Разность между максимальной и минимальной температурами за сутки называется *суточной амплитудой температуры*.

Амплитуда суточного хода температуры поверхности почвы зависит от полуденной высоты Солнца, т.е. от широты места и времени года. Летом в ясную погоду в умеренных широтах амплитуда температуры оголенной почвы может достигать 55 °С, а в пустынях – 80° и более. В пасмурную погоду амплитуда меньше, чем в ясную. Облака днем задерживают прямую солнечную радиацию, а ночью уменьшают эффективное излучение подстилающей поверхности.

На температуру почвы оказывают влияние растительный и снежный покровы. Растительный покров уменьшает амплитуду суточных колебаний температуры поверхности почвы, так как он препятствует нагреванию ее солнечными лучами днем и защищает от радиационного выхолаживания ночью. При этом понижается и средняя суточная температура поверхности почвы. Снежный покров, обладая малой теплопроводностью, предохраняет почву от интенсивной

потери тепла, при этом резко уменьшается суточная амплитуда температуры по сравнению с оголенной почвой.

Разность между максимальной и минимальной средними месячными температурами в течение года называется *годовой амплитудой температуры.*

Амплитуда температуры подстилающей поверхности в годовом ходе зависит от широты (в тропиках – минимальная) и растет с широтой, что находится в соответствии с изменениями в меридиональном направлении годовой амплитуды месячных сумм солнечной радиации в солярном климате (см. 2.1.2).

Распространение тепла в почве от поверхности вглубь достаточно близко соответствует закону Фурье. Независимо от вида почвы и ее влажности, период колебаний температуры не изменяется с глубиной, т.е. на глубине суточный ход сохраняется с периодом 24 ч, в годовом ходе – в 12 месяцев. При этом амплитуда колебаний температуры с глубиной уменьшается.

На некоторой глубине (около 70 см, разной в зависимости от широты и сезона года) начинается слой с постоянной суточной температурой. Амплитуда годовых колебаний убывает практически до нуля на глубине около 30 м в полярных районах, около 15–20 м – в умеренных широтах. Максимальные и минимальные температуры как в суточном, так и в годовом ходе наступают позднее, чем на поверхности, причем запаздывание прямо пропорционально глубине.

Наглядное представление о распределении температуры почвы по глубине и во времени дает график термоизоплет, который строится по многолетним средним месячным температурам почвы (рис. 1.2). На вертикальной оси графика отложены глубины, а на горизонтальной оси – месяцы. Линии равных температур на графике называются *термоизоплетами.*

Перемещение по горизонтальной линии позволяет проследить изменение температуры на данной глубине в течение года, а перемещение по вертикальной линии дает представление об изменении температуры по глубине для данного месяца. Из графика видно, что максимальная годовая амплитуда температуры на поверхности с глубиной убывает.

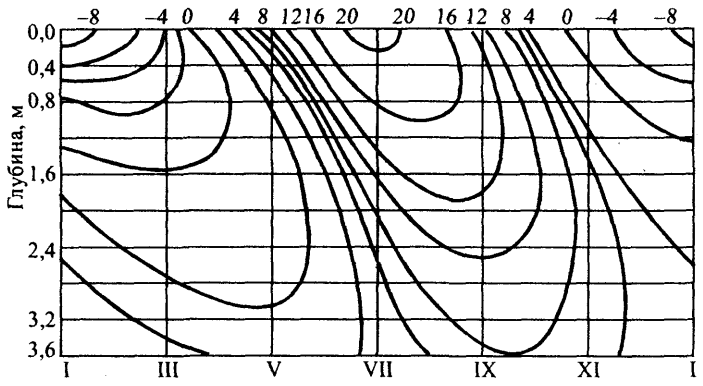

Рис. 1.2. Термоизоплеты почвы, годовой ход

В силу рассмотренных выше различий процессов теплообмена между поверхностью и глубинными слоями водоемов и суши суточные и годовые изменения температуры поверхности водоемов намного меньше, чем у суши. Так, суточная амплитуда изменения температуры поверхности океанов составляет около 0,1–0,2 °С в умеренных широтах, и около 0,5 °С в тропиках. При этом минимум температуры отмечается через 2–3 ч после восхода Солнца, а максимум – около 15–16 ч. Годовая амплитуда колебаний температуры поверхности океана значительно больше, чем суточная. В тропиках она порядка 2–3°С, в умеренных широтах около 10 °С. Суточные колебания обнаруживаются на глубинах до 15–20 м, а годовые – до 150–400 м.

1.5. ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРЫ

1.5.1. ФОРМИРОВАНИЕ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА АТМОСФЕРЫ

Под *температурным режимом атмосферы* понимают распределение температуры воздуха в пространстве и ее изменение во времени.

Тепловое состояние атмосферы определяется главным образом ее теплообменом с окружающей средой, т.е. с под-

стилающей поверхностью, соседними воздушными массами или слоями воздуха и космическим пространством.

Преобладающее значение в теплообмене имеют турбулентность и термическая конвекция. Турбулентный теплообмен является результатом перемешивания объемов воздуха при беспорядочном, хаотическом движении. При термической конвекции происходит перенос объемов воздуха в вертикальном направлении, возникающий при нагреве нижележащего слоя воздуха. При этом теплые порции воздуха, как более легкие, поднимаются, а на их место опускается более холодный воздух, который затем нагревается и снова поднимается. Возникает своеобразная вертикальная циркуляция воздуха.

Некоторую роль в теплообмене между подстилающей поверхностью и прилегающими к ней слоями воздуха, а также между отдельными слоями воздуха играет лучистая энергия (длинноволновая радиация). Роль солнечной радиации в нагреве воздуха, за исключением верхних слоев атмосферы, весьма незначительна.

Изменения температуры воздуха могут происходить также независимо от рассмотренных видов теплообмена, в результате адиабатического процесса при изменении атмосферного давления.

Изменения температуры воздуха в результате рассмотренных причин принято называть *индивидуальными*. Они относятся к конкретному объему воздуха. Так, термометр на воздушном шаре, перемещающийся вместе с воздухом, показывает индивидуальную температуру.

Температура в определенной, фиксированной точке пространства может изменяться также в результате адвекции тепла или холода.

Температура воздуха в приземном слое в суточном ходе следует за температурой подстилающей поверхности. Поскольку воздух нагревается и охлаждается от земной поверхности, амплитуда суточного хода температуры в метеорологической будке (2 м над поверхностью земли) меньше, чем на поверхности почвы, в суточном ходе минимум температуры воздуха у земли (на суше) приходится на время перед восходом Солнца, а максимум – на 14–15 ч.

Над морями и океанами максимум температуры воздуха наступает на 2–3 ч раньше, чем над материками, причем амплитуда суточного хода температуры воздуха больше, чем суточная амплитуда температуры водной поверхности. Это объясняется тем, что поглощение солнечной радиации воздухом и его излучение над морем больше, чем над сушей, так как над морем в воздухе содержится больше водяного пара.

Суточный ход температуры воздуха четко выражен и имеет периодический характер в ясную погоду. Эта периодичность может нарушаться облачностью, осадками и адвекцией тепла или холода. При этом минимум температуры может сместиться на дневные часы, а максимум – на ночь.

Суточная амплитуда температуры воздуха зависит от полуденной высоты Солнца, поэтому летом она больше чем зимой. В ясную погоду амплитуда больше, чем в пасмурную.

Суточные колебания температуры воздуха, связанные с теплообменом воздуха с подстилающей поверхностью, распространяются на более высокие слои атмосферы. Но суточная амплитуда с высотой уменьшается, а максимумы и минимумы запаздывают по времени. Небольшие суточные колебания температуры обнаруживаются даже в верхней тропосфере и нижней стратосфере. Но там они определяются уже процессами поглощения и излучения радиации, а не влиянием подстилающей поверхности.

Годовой ход температуры воздуха в нижней тропосфере определяется прежде всего годовым ходом температуры подстилающей поверхности. О географическом распределении, об особенностях годового хода температуры воздуха в различных климатических зонах см. гл. 2 (Основы климатологии).

Заморозки. Заморозок на почве – это понижение температуры почвы и растений ночью до 0 °С и ниже вследствие эффективного излучения, в то время как в воздухе на высоте двух метров (в метеорологической будке) температура остается выше 0 °С.

Заморозок в воздухе – это понижение температуры воздуха до 0 °С и ниже вечером и ночью при положительных средних суточных температурах. Заморозки бывают весной

и осенью, когда средние суточные температуры воздуха уже или еще положительные.

Различают заморозки радиационные и адвективные. В большинстве случаев в возникновении заморозков играет роль как предварительная адвекция холодного воздуха (арктического) в данный район, так и последующее ночное излучение, охлаждающее почву, а от нее – и прилегающий к ней воздух до отрицательных температур. Осенью возможны заморозки без холодных вторжений, в результате лишь радиационного выхолаживания, понижающего температуру воздуха. Условием образования заморозков является ясная, безветренная ночь.

Распространенной мерой борьбы с заморозками является дымление, т.е. создание дымовой завесы, способствующей уменьшению эффективного излучения. Кроме того, частицы дыма, являясь ядрами конденсации, способствуют образованию в воздухе капель воды и выделению теплоты конденсации, несколько повышающей температуру воздуха.

Мерой борьбы с заморозками на больших площадях является дождевание с помощью разбрызгивающих установок.

1.5.2. ВЕРТИКАЛЬНАЯ СТРАТИФИКАЦИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

Под вертикальной стратификацией температуры понимают распределение температуры воздуха по высоте.

Вертикальная стратификация температуры воздуха в тропосфере определяется не только теплообменом с подстилающей поверхности, но и изменениями атмосферного давления с высотой в соответствии с адиабатическим процессом, который выражает связь между давлением и температурой газа при отсутствии теплообмена с внешней средой. Адиабатический процесс, протекающий в сухом или во влажном, но не насыщенным водяным паром воздухе, называется *сухоадиабатическим*. Уравнение для сухоадиабатического процесса имеет вид:

$$T/T_0 = (P/P_0)^{0,286},$$

где T_0 и P_0 – начальные температура и давление; T и P – температура и давление после адиабатического изменения состояния воздуха.

В соответствии с сухоадиабатическим процессом при подъеме некоторого объема воздуха с понижением давления его температура понижается и, наоборот, при опускании температура этого объема повышается. Изменение температуры воздуха, приходящееся на 100 м высоты, называется *вертикальным температурным градиентом*. При понижении температуры с высотой градиент имеет знак «+», а при повышении знак «–».

При сухоадиабатическом процессе он составляет γ_c = 0,98 °С/100 м ~ 1 °С/100 м и называется *сухоадиабатическим вертикальным температурным градиентом*.

При подъеме воздуха, содержащего водяной пар, по мере понижения температуры происходит повышение относительной влажности воздуха, вплоть до состояния насыщения. Высота, на которой водяной пар становится насыщенным, называется *уровнем конденсации*. При подъеме воздуха выше уровня конденсации в нем происходит конденсация водяного пара с выделением тепла (скрытое теплопарообразование). При опускании воздуха вместе с образовавшимися в нем продуктами конденсации происходят адиабатическое повышение температуры и испарение продуктов конденсации, сопровождающееся затратой тепла. Вертикальный влажно-адиабатический градиент температуры $\gamma_{вл}$ всегда меньше сухоадиабатического градиента ($\gamma_{вл} < \gamma_c$). В среднем он составляет 0,6 °С/100 м. Величина вертикального влажно-адиабатического градиента температуры зависит от температуры поднимающегося воздуха и давления.

По мере подъема воздуха с насыщенным водяным паром количество выделяющейся теплоты конденсации уменьшается и влажно-адиабатический градиент увеличивается, приближаясь к сухоадиабатическому, т.е. к 1° С/100. Следовательно, от земли до уровня конденсации температура изменяется по прямой линии (сухая адиабата), выше уровня конденсации – по кривой, с возрастающим градиентом температуры с высотой (влажная адиабата).

От величины вертикального температурного градиента зависит устойчивость воздуха в некотором слое, т.е. возможность вертикального подъема воздуха в результате термической конвекции.

Если вертикальный градиент температуры в слое меньше влажно-адиабатического ($\gamma < \gamma_{вл}$), то этот слой абсолютно устойчив как для сухого воздуха, так и для воздуха с насыщенным водяным паром. Если вертикальный температурный градиент в слое больше влажно-адиабатического и сухоадиабатического градиентов ($\gamma > \gamma_{вл} : \gamma > \gamma_c$), то слой абсолютно неустойчив. В слое будет происходить подъем воздуха как в сухом, так и в насыщенном водяным паром воздухе. Если вертикальный градиент температуры в некотором слое меньше сухоадиабатического, но больше влажно-адиабатического ($\gamma_{вл} < \gamma < \gamma_c$), то слой влажно неустойчив.

При $\gamma = \gamma_c$ имеет место безразличное равновесие, при котором некоторый объем воздуха, будучи вынужденно поднятым или опущенным, возвращаться на исходную высоту не будет.

Соответственно этим состояниям различают устойчивую, неустойчивую и безразличную стратификацию воздуха.

Летом – в дневные часы, в ясную погоду, при сильном прогреве почвы – вертикальный температурный градиент в нижнем 2-метровом слое воздуха может достигать 500 °С/100 м. При этом в силу большой энергии неустойчивости создается мощная термическая конвекция.

Понижение температуры с высотой продолжается до верхней границы тропосферы – 10–11 км в умеренных широтах, где температура находится в пределах –50 ÷ –60 °С. Над экватором на высоте 18 км круглый год –70 ÷ –80 °С.

Наряду с общей закономерностью понижения температуры с высотой в пределах тропосферы при определенных условиях образуются слои воздуха, в которых температура с высотой не понижается, а остается постоянной (слои изотермии) или повышается (слои температурной инверсии). Толщина этих слоев изменяется от нескольких метров до 2–3 км, а изменение температуры может составлять от 2 до 15 °С и более.

Инверсии и изотермии бывают приземные и на высоте (в свободной атмосфере) (рис. 1.3).

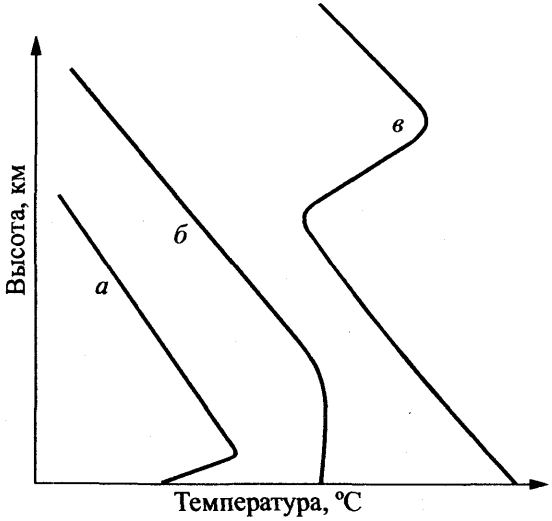

*Рис. 1.3.*Типы распределения температуры воздуха с высотой:

а – приземная инверсия; *б* – приземная изотермия; *в* – инверсия на высоте

Приземные инверсии в зависимости от условий образования разделяются на радиационные и адвективные.

Радиационные инверсии возникают при охлаждении приземного слоя воздуха, соприкасающегося с подстилающей поверхностью, которая охлаждается в результате излучения. По мере удаления от подстилающей поверхности температура воздуха повышается.

Летние (ночные) инверсии начинают развиваться после захода солнца. К утру достигают наибольшей толщины слоя воздуха и скачка температуры. После восхода Солнца подстилающая поверхность и прилегающий к ней слой воздуха прогреваются, и инверсия разрушается. Так как прогрев воздуха начинается от почвы, то на стадии разрушения могут образовываться так называемые приподнятые инверсии (изотермии). Толщина летних (ночных) инверсий находится в пределах от 10–15 до 200–400 м. Образованию таких инверсий способствуют ясное небо и отсутствие ветра.

Зимние приземные радиационные инверсии, когда радиационное охлаждение подстилающей поверхности день ото дня увеличивается, могут сохраняться несколько суток и даже недель, немного ослабевая днем и усиливаясь ночью. Толщина таких инверсий составляет от нескольких сотен метров до 2–3 км с перепадом температуры 15 °С и более.

Образованию приземных инверсий способствуют пониженные формы рельефа, куда стекает холодный и, следовательно, плотный воздух. Почти постоянно радиационные инверсии встречаются в Арктике и Антарктиде.

Адвективные приземные инверсии образуются при адвекции, т.е. натекании теплого воздуха на более холодную подстилающую поверхность, например, вторжение теплого морского воздуха на материк в зимнее время. Высота таких инверсий может составлять сотни метров.

К адвективным инверсиям относятся весенние (снежные) инверсии, возникающие при адвекции воздуха с температурой выше 0 °С на поверхность, покрытую снегом.

Инверсии на высоте делятся на динамические, оседания (антициклонические) и фронтальные.

Динамические инверсии возникают в слоях с большими скоростями ветра. Воздушный поток, движущийся с большой скоростью, засасывает воздух из выше- и нижележащих слоев, в которых скорость ветра меньше. В результате на верхнем уровне развиваются нисходящие движения, а на нижнем – восходящие. В нисходящих потоках температура воздуха адиабатически растет на 1 °С/100 м, а на восходящих – понижается на ту же величину. Таким образом, в средней части слоя больших скоростей развивается инверсия.

Инверсии оседания образуются в области повышенного атмосферного давления (антициклонах). В центре таких областей происходит медленное опускание воздуха (оседание) со скоростью 5–7 см/с из верхних слоев тропосферы. Опускающийся воздух сжимается и растекается по горизонтали от центра области высокого давления к периферии, не достигая земной поверхности. В результате сжатия в соответствии с адиабатическим законом его температура по-

вышается на 1 °С/100 м. Таким образом, на высоте 1–1,5 км образуется слой, в котором температура повышается или остается постоянной (изотермия). Поэтому инверсии оседания называют также инверсиями сжатия.

В мощных антициклонах зимой приземные радиационные инверсии могут распространяться до свободной атмосферы и переходить в инверсию оседания, как это часто наблюдается в Якутии и других районах Сибири.

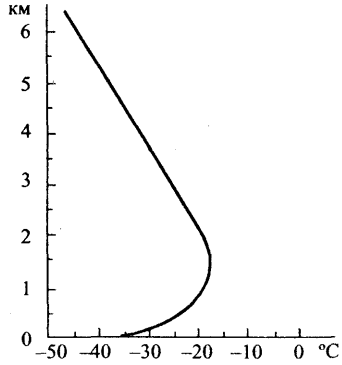

Рис. 1.4. Зимняя инверсия температуры над Новосибирском, наблюдавшаяся 9 января 1998 г.

На рис. 1.4 представлен пример такой зимней инверсии температуры воздуха, наблюдавшейся над Новосибирском 9 января 1998 г. в 5 ч среднего солнечного времени в антициклоне при ясном небе и штиле. Температура изменялась от –35,8 °С у земли до –18,4 °С на высоте 1,4–1,8 км, т.е. с перепадом температуры в слое инверсии 17,4 °С.

Фронтальные инверсии образуются во фронтальных зонах. Инверсия или изотермия располагаются в переходном слое, отделяющем нижний холодный воздух от верхнего теплого.

Вертикальная стратификация температуры воздуха в тропосфере имеет суточный и годовой ход. Суточный ход связан с чередованием в течение суток в летнее время ночных инверсий и дневным прогревом воздуха у земли. В летнее время с восходом Солнца на начальной стадии разрушения ночной инверсии, в результате прогрева прилегающего к почве слоя воздуха, могут образовываться так называемые приподнятые инверсии. Годовой ход обусловлен чередованием зимних инверсий и летней неустойчивостью воздуха в приземном слое и нижней тропосфере.

Слои температурных инверсий оказывают большее влияние на развитие различных атмосферных процессов

(образование туманов, облаков и др.). Эти слои имеют наиболее устойчивую стратификацию и препятствуют развитию восходящих движений воздуха. Инверсии способствуют накоплению вредных примесей в воздушной среде.

1.6. ВОДА В АТМОСФЕРЕ

1.6.1. АТМОСФЕРНАЯ ВЛАГА

Характеристики влажности воздуха. В атмосферу непрерывно поступает водяной пар, образующийся в результате испарения с поверхности воды, почвы, испарения растениями (транспирация). При конденсации водяного пара и выпадении осадков вода покидает атмосферу. В среднем на любой момент времени в атмосфере содержится 12900 км^3 воды, что составляет 0,001 % от всего количества воды на Земле, но в 6 раз больше воды, содержащейся в руслах рек мира.

В атмосфере вода содержится в газообразном (водяной пар), капельно-жидком и твердом (кристаллики льда) состояниях.

В метеорологии для оценки содержания водяного пара в воздухе используются характеристики влажности воздуха.

Абсолютная влажность воздуха (a) – это количество водяного пара в граммах, содержащееся в одном кубическом метре воздуха.

Парциальное давление (упругость) водяного пара (e) – это давление, которое имел бы водяной пар, если бы он один занимал объем газовой смеси при той же температуре, измеряется в гПа.

Зная e, можно определить абсолютную влажность по формуле:

$$a = 0{,}8\,\frac{e}{1+\alpha t}\ ,\ \text{г/м}^3$$

где α – коэффициент расширения воздуха; t – температура воздуха, °С.

Относительная влажность воздуха f – это отношение фактического парциального давления водяного пара в воздухе к парциальному давлению насыщенного водяного пара при той же температуре, выражается в процентах:

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

Дефицит насыщения d – недостаток водяного пара до насыщенного состояния, т.е. разность между E и e:

$$d = E - e, \text{ гПа}.$$

Абсолютная влажность воздуха и парциальное давление водяного пара характеризуют содержание водяного пара в воздухе (влагосодержание), а относительная влажность и дефицит насыщения – соотношение между фактическим влагосодержанием воздуха и предельно возможным (насыщенным состоянием).

Точка росы t_d – температура, при которой водяной пар, содержащийся в воздухе при данном атмосферном давлении, становится насыщенным.

Дефицит точки росы D – разность между температурой воздуха и точкой росы:

$$D = t - t_d.$$

Парциальное давление насыщенного водяного пара E сильно зависит от температуры воздуха, увеличиваясь с ростом температуры (рис. 1.5). Это значит, что с ростом температуры воздух способен содержать большее количество водяного пара. Поэтому при той же величине e с увеличением температуры относительная влажность уменьшается, а с понижением температуры увеличивается и при определенной температуре может достигнуть 100 %,

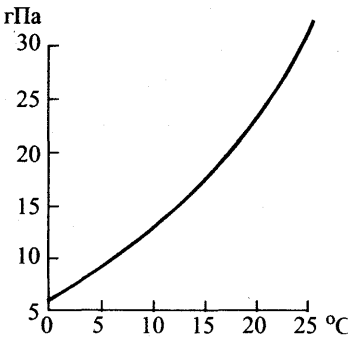

Рис. 1.5. Парциальное давление насыщенного водяного пара в зависимости от температуры

что соответствует стадии насыщения водяного пара, а температура – точке росы.

Зависимостью E от температуры объясняется, например, тот факт, что в Арктике, несмотря на малое влагосодержание воздуха, но в силу низких температур, относительная влажность воздуха намного больше, чем в субтропических пустынях, где воздух обладает большей абсолютной влажностью, но при высоких температурах.

По этой же причине при адвекции арктического воздуха в умеренные широты летом по мере прогревания уменьшается его относительная влажность.

Испарение и конденсация водяного пара. Физическая сущность процесса испарения состоит в том, что молекулы воды, находясь в беспорядочном движении, отрываются от испаряющей поверхности. Совокупность молекул воды в воздушном пространстве образует водяной пар. Двигаясь над испаряющей поверхностью в различных направлениях, часть молекул возвращается в воду. Если число вылетающих молекул больше числа возвращающихся, то это ведет к убыли воды и такой процесс называется *испарением*. Если количество вылетающих молекул равно количеству возвращающихся в воду, то имеет место равновесие, и испарение (т.е. убыль воды) не происходит. При этом пространство над испаряющей поверхностью становится насыщенным водяным паром.

Когда количество водяного пара над испаряющей поверхностью становится больше необходимого для насыщения, т.е. когда число возвращающихся молекул превышает число отрывающихся, то наступает процесс, обратный испарению, – конденсация пара на поверхности.

Скорость испарения увеличивается с повышением температуры испаряющей поверхности, поскольку с повышением температуры увеличивается число быстродвижущихся молекул, способных оторваться от испаряющей поверхности.

Для поддержания процесса испарения требуется тепло, называемое *теплотой испарения*. Если тепло не подводится извне, то испаряющее тело охлаждается. При конденсации происходит выделение этого тепла.

Скорость испарения выражается слоем воды (в миллиметрах), испарившейся за единицу времени, и может быть представлена зависимостью

$$V = \mathrm{K}\,\frac{E - e}{p}\,\vartheta(\mathrm{v}),$$

где E – парциальное давление насыщенного водяного пара при температуре подстилающей поверхности; e – парциальное давление водяного пара, находящегося в воздухе над подстилающей поверхностью; p – атмосферное давление; $\vartheta(v)$ – функция скорости ветра; К – коэффициент пропорциональности.

Разность $(E–e)$ выражает закон Дальтона и является основным фактором интенсивности испарения, т.е. чем меньше водяного пара над испаряющей поверхностью при той же величине E, тем больше скорость испарения.

Фактор атмосферного давления имеет значение лишь при сравнении условий испарения на разных высотах в горах; на равнине колебания атмосферного давления не настолько велики, чтобы в практических целях их следовало учитывать.

Испарение зависит от скорости ветра, поскольку ветер и связанная с ним турбулентность относят водяной пар от испаряющей поверхности и создают дефицит насыщения.

В реальных условиях атмосферы наряду с испарением происходит обратный процесс – превращение водяного пара в капельки воды (конденсация), а при низких температурах – в кристаллики льда (сублимация – переход водяного пара из газообразного состояния в лед, минуя жидкую фазу).

Конденсация и сублимация происходят при наличии ядер конденсации. Ядрами конденсации являются взвешенные в воздухе мельчайшие частицы почвы, горных пород, органических веществ, вулканической и космической пыли. Эти частицы в большом количестве поступают в атмосферу при ее турбулентном перемешивании и под воздействием восходящих движений воздуха. В атмосфере водяные капельки воды не замерзают, находясь в переохлажденном состоянии, например в облаках и туманах при температуре

до –40 °С. Однако большая часть капель переходит в твердое состояние уже при температурах от –12 до –17 °С.

Суточный и годовой ход характеристик влажности воздуха. Влагосодержание воздуха, характеризуемое абсолютной влажностью и парциальным давлением водяного пара, у земной поверхности имеет суточный и годовой ход. Суточный ход опосредованно определяется суточным ходом температуры, поскольку от температуры зависят, с одной стороны, количество влаги, поступающей в воздух от испарения, а с другой – турбулентный и конвективный перенос пара от подстилающей поверхности в вышележащие слои воздуха.

Суточный и годовой ход абсолютной влажности и парциального давления полностью взаимно идентичны. Поэтому достаточно ограничиться рассмотрением изменений во времени парциального давления водяного пара.

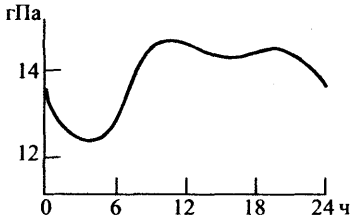

Рис. 1.6. Суточный ход парциального давления водяного пара, типичный для месяца умеренных широт Западной Сибири (июль)

В теплое время года над сушей в ясную погоду в суточном ходе парциальное давление имеет два минимума и два максимума (рис. 1.6). Первый минимум наступает утром вместе с минимумом температуры подстилающей поверхности и, следовательно, при минимальном поступлении влаги от испарения.

С увеличением высоты Солнца повышается температура подстилающей поверхности и парциальное давление быстро растет, пока испарение преобладает над переносом пара вверх. Таким образом, к 8–10 ч наступает первый максимум. В последующие часы турбулентный перенос влаги в вышележащие слои воздуха превышает поступление влаги от испарения и парциальное давление пара понижается, достигая минимума к 15–16 ч. Затем при ослабевающей турбулентности земная поверхность остается еще достаточно теплой, что обеспечивает превышение испарения над переносом влаги вверх. При этих условиях парциальное

давление пара продолжает расти, достигая максимума к 20–22 ч, после чего испарение уменьшается до полного прекращения и парциальное давление также понижается до утреннего минимума.

Над морями суточный ход парциального давления следует за суточным ходом температуры.

Годовой ход парциального давления параллелен годовому ходу температуры. Большей годовой амплитуде температуры соответствует и большая годовая амплитуда парциального давления.

Суточный ход относительной влажности воздуха зависит от суточного хода парциального давления водяного пара и от суточного хода парциального давления насыщенного водяного пара E, которое, в свою очередь, зависит от суточного хода температуры воздуха. Величина E в суточном ходе изменяется намного больше, чем фактическое парциальное давление пара. Поэтому суточный ход относительной влажности с достаточным приближением обратен суточному ходу температуры воздуха. При этом максимум относительной влажности соответствует по времени минимуму температуры воздуха, а минимум приходится на время максимальной суточной температуры воздуха, т.е. на 14–15 ч.

В годовом ходе между относительной влажностью и температурой воздуха наблюдается обратная зависимость.

Что касается распределения влагосодержания по высоте, то наибольшее количество водяного пара сосредоточено в приземных слоях воздуха: по мере удаления от подстилающей поверхности, являющейся источником поступления пара в атмосферу, содержание влаги резко уменьшается. Так, на высоте 5 км парциальное давленье водяного пара в 10 раз меньше, чем у земли.

В верхние слои атмосферы водяной пар доставляется в результате турбулентного и конвективного перемешивания воздуха и проникает даже в стратосферу.

С высотой парциальное давление водяного пара изменяется неравномерно: убывание его может чередоваться с ростом, например в подынверсионном слое.

Еще менее равномерно изменяется с высотой относительная влажность. В общем она с высотой убывает, но на

уровнях облакообразования повышена. В слоях с температурными инверсиями относительная влажность уменьшается очень резко вследствие повышения температуры.

В горизонтальном направлении водяной пар переносится воздушными потоками на большие расстояния.

1.6.2. ТУМАНЫ И ДЫМКА

Туманом называется скопление продуктов конденсации или сублимации водяного пара, взвешенных в воздухе над поверхностью земли и вызывающих помутнение атмосферы, – видимость составляет до 1 км.

Сильный туман – дальность видимости менее 50 м, умеренный туман – 50–500 м, слабый туман – 500–1000 м, умеренная дымка – 1–2 км, слабая дымка – 2–10 км.

Дымку не следует путать с мглой. Мгла – это сплошное помутнение атмосферы, наблюдающееся обычно в сухую погоду и вызываемое множеством находящихся в воздухе мелких твердых частиц – пыли, дыма.

Туманы бывают водяные (до –20°) и ледяные.

По происхождению различают туманы охлаждения (радиационные, адвективные) и туманы испарения.

Радиационные туманы образуются в центральных частях антициклонов над сушей и над районами сплошных льдов в результате радиационного выхолаживания подстилающей поверхности, от которой охлаждается прилегающий к ней слой воздуха до стадии конденсации водяного пара.

Благоприятными условиями на суше летом являются: ясная или малооблачная ночь; относительная влажность воздуха более 60 %; инверсионное распределение температуры в слое 50–300 м; вогнутая поверхность рельефа, способствующая накоплению холодного воздуха в низине; слабый ветер – не более 2 м/с.

При полном штиле вместо тумана образуется роса.

По высоте различают туманы: поземные – до 2 м; низкие – 2–10 м; средние – 10–100 м; высокие – более 100 м.

Летом преобладают поземные и низкие радиационные туманы, которые рассеиваются вскоре после восхода

Солнца. При резком изменении синоптической обстановки радиационный туман может исчезнуть в любой час ночи.

Зимой туман может сохраняться в течение всего дня, и его высота может достигать от сотен метров до километра.

Адвективные туманы возникают при адвекции теплого и влажного воздуха на холодную подстилающую поверхность. Образуются при перемещении тропического морского воздуха в более высокие широты; летом при перемещении теплого континентального воздуха на холодную поверхность моря; при перемещении теплого морского воздуха на холодную поверхность континента в холодное время года; при перемещении воздуха с теплой водной поверхности на холодную водную поверхность, например в местах встречи теплых и холодных морских течений (район Ньюфаундленда, где теплое течение Гольфстрим встречается с холодным Лабрадорским течением, или в Охотском и Японском морях на границе холодного Приморского и теплого Цусимского течений). Адвективные туманы относятся к высоким и образуются в любое время суток, могут существовать при значительных скоростях ветра.

Туманы испарения наблюдаются над водной поверхностью при температуре воды выше температуры прилегающего к ней воздуха. Их образование обусловлено охлаждением и конденсацией пара, поступающего с водной поверхности в воздух. Такие туманы часто образуются в осеннее время над реками и озерами. В холодное время года возникают над полыньями среди льдов.

1.6.3. ОБЛАКА

Облаком называется видимое скопление продуктов конденсации или сублимации водяного пара на некоторой высоте. Из облаков выпадают осадки, в них возникают грозы, они влияют на приток лучистой энергии к подстилающей поверхности и, следовательно, на температурный режим почвы, водоемов и воздуха.

Облака образуются только в случае подъема воздуха и его адиабатического охлаждения. При опускании воздуха, в результате адиабатического разогрева, облака исчезают.

К процессам, порождающим облака, относятся:

а) наклонно восходящие движения теплого воздуха поверх более холодного потока. При этом образуются слоистообразные облака (перистые, перисто-слоистые, высокослоистые и слоисто-дождевые);

б) волнообразные движения воздуха, приводящие к образованию волнистообразных облаков (перисто-кучевые, высококучевые и слоисто-кучевые);

в) вертикально восходящее движение воздуха, порождающее кучевообразные облака (кучевые и кучево-дождевые).

Высота облаков и их строение зависят от положений уровней конденсации, нулевой изотермы, замерзания и конвекции. Уровень конденсации практически совпадает с нижней границей облаков. Между уровнем конденсации и уровнем нулевой изотермы облако состоит из водяных капель, а в отдельных случаях – из тающих снежинок. Выше уровня нулевой изотермы облака состоят преимущественно из переохлажденных водяных капель, которые наблюдаются до уровня замерзания. Уровень замерзания располагается в среднем на высоте, где температура составляет от –12 до –17 °С. Выше этого уровня происходит сублимация водяного пара, а также замерзание переохлажденных капель воды. В отдельных случаях вода в виде капель может находиться при температуре до –40 °С. Выше уровня замерзания облака состоят в основном из ледяных кристаллов.

Ниже приводится международная классификация облаков по морфологическим признакам, т.е. по внешнему виду облаков (табл. 1.1).

Облака верхнего яруса состоят из мельчайших кристалликов льда:

перистые облака (Ci) – отдельные белые волокнистые облака, обычно прозрачные. Толщина слоя – от сотен метров до нескольких километров. Сквозь них просвечивают Солнце и Луна, яркие звезды. Осадков не дают. Одной из разновидностей перистых облаков являются перистые когтевидные – cirrus uncinus (Ci unc);

перисто-кучевые облака (Cc) – белые тонкие облака в виде мелких волн, ряби, без серых оттенков. Осадков не дают;

перисто-слоистые облака (Cs) – беловатая или голубоватая пелена слегка волокнистого строения, сквозь которую просвечивают Солнце и Луна. Вокруг светил образуется гало (радужные круги с радиусом 22 или 46° или части этих кругов). В Арктике могут давать осадки в виде мелкого снега. Как правило, пелена Cs, надвигаясь, постепенно закрывает все небо.

Таблица 1.1

Международная классификация облаков

Название форм облаков		Сокращенное обозначение	Средняя высота, км
русское	латинское		
Облака верхнего яруса (высота основания более 6 км)			
I. Перистые	Циррус cirrus	Ci	7–8
II. Перисто-кучевые	Циррокумулюс cirrocumulus	Cc	6–8
III. Перисто-слоистые	Цирростратус cirrostratus	Cs	6–8
Облака среднего яруса (высота основания 2–6 км)			
IV. Высоко-кучевые	Альтокумулюс altocumulus	Ac	2–6
V. Высоко-слоистые	Альтостратус altostratus	As	3–5
Облака нижнего яруса (высота основания ниже 2 км)			
VI. Слоисто-кучевые	Стратокумулюс stratocumulus	Sc	0,8–1,5
VII. Слоистые	Стратус stratus	St	0,1–0,7
VIII. Слоисто-дождевые	Нимбостратус nimbostratus	Ns	0,l–l,0
Облака вертикального развития (с основанием ниже 2 км и вершинами, достигающими среднего и верхнего ярусов			
IX. Кучевые	Кумулюс cumulus	Cu	0,8–1,5
X. Кучево-дождевые	Кумулонимбус cumulonimbus	Cb	0,4–10

Облака среднего яруса:

высококучевые облака (Ac) – белые, иногда сероватые облака в виде волн или гряд, состоящие из отдельных пластин или хлопьев, иногда сливающихся в сплошной покров. Состоят преимущественно из переохлажденных капель воды.

Высококучевые облака бывают просвечивающие Altocumulus translucidus (Ac trans) и плотные Altocumulus opacus (Ac op), в виде сплошного покрова, на нижней поверхности которого рельефно выступают темные волны, гряды или пластины;

высокослоистые облака (As) – серая или синеватая однородная пелена слегка волокнистого строения. Как правило, постепенно закрывают все небо. Большей частью состоят из переохлажденных капель воды и ледяных кристаллов. Эти облака могут быть просвечивающие Altostratus translucidus (As trans) (Солнце и Луна просвечивают, как через матовое стекло, с образованием венцов вокруг светил) и плотные Altostratus opacus (As op) (Солнце и Луна не просвечивают, но их местоположение на небе можно определить по расплывчатому пятну). Из облаков могут выпадать слабые осадки, достигающие поверхности земли в виде редких капель или снежинок.

Облака нижнего яруса:

слоисто-кучевые облака (Sc) – серые облака, состоящие из крупных гряд, волн, пластин, разделенных просветами или сливающихся в сплошной серый волнистый покров. Состоят преимущественно из капель воды. В зимнее время состоят из переохлажденных капель воды, иногда встречается некоторое количество ледяных кристаллов и снежинок. Зимой из облаков могут выпадать осадки в виде снега;

слоистые облака (St) – однородный слой серого цвета, сходный с туманом, но расположенный на некоторой высоте. Состоят из капель воды, при температуре ниже О °С капли в переохлажденном состоянии. Из облаков могут выпадать осадки в виде мороси;

слоисто-дождевые облака (Ns) – темно-серый облачный покров, иногда с синеватым оттенком. Обычно закрывает все небо сплошным слоем без просветов. Из облаков выпадают осадки в виде обложного дождя или снега.

Облака вертикального развития (конвективные облака):

кучевые облака (Cu) – плотные, развитые по вертикали облака с белыми куполообразными вершинами и плоским сероватым основанием. Могут представлять собой отдельные, редко расположенные облака или образовывать скопления, закрывающие почти все небо. Облака состоят в основном из капель воды, при температуре ниже О°С капли воды находятся в переохлажденном состоянии.

Кучевые облака подразделяются на плоские кучевые cumulus humilis (Cu hum): их толщина меньше горизонтальной протяженности; кучевые – средние cumulus mediocrlsi (Cu med); мощные кучевые – cumulus congestus (Cu cong) сильно развиты по высоте. Изредка из Cu cong могут выпадать отдельные капли дождя. В тропиках могут давать ливни;

кучево-дождевые облака (Св) – мощные белые облачные массы с темным основанием. Поднимаются в виде гор или башен, верхние части которых имеют волокнистую структуру. Верхняя часть облака состоит из кристаллов льда (наковальня – incus). Из облаков выпадают ливневые осадки, летом часто с грозами.

Облака вертикального развития образуются при вертикальном подъеме воздуха (конвекции) и связанного с этим адиабатического охлаждения воздуха до стадии конденсации и сублимации водяного пара. Конвекция может быть термическая в неустойчивом слое воздуха и динамическая при натекании воздуха на горный хребет или при прохождении атмосферного фронта (холодного), когда холодный воздух клином подтекает под теплый, вынуждая его к бурному восходящему движению.

Внутримассовые конвективные облака на суше летом имеют суточный ход, появляются вскоре после восхода Солнца, наибольшего развития достигают в полуденные часы и с заходом Солнца растекаются. В тропиках над океанами кучевые облака имеют обратный суточный ход, т.е. развиваются в ночное время (рис. 1.7).

При прохождении атмосферного фронта эти облака могут быть в любое время суток.

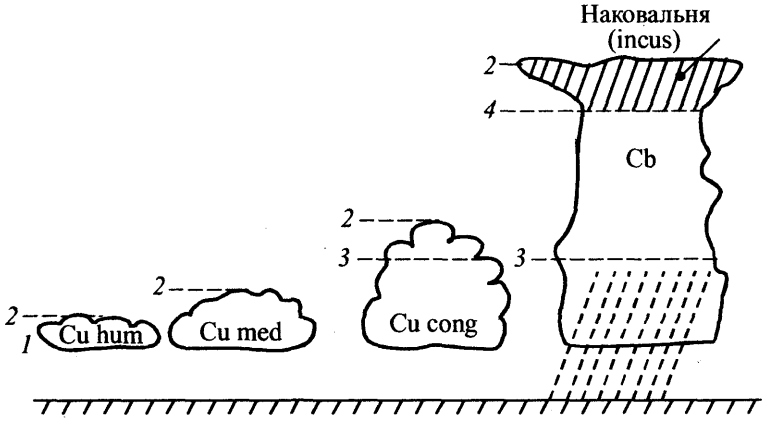

Рис. 1.7. Стадии развития конвективных облаков :

уровни: *1* – конденсации; *2* – конвекции; *3* – нулевой изотермы; *4* – кристаллизации

Если уровень температурной инверсии находится ниже уровня конденсации, то облака не образуются.

Прохождение крупных кучево-дождевых облаков летом часто сопровождается шквалом, сильным, продолжительностью в несколько минут, ветром со скоростью до 20–30 м/с. Шквалы возникают в результате образования вихревого движения воздуха с горизонтальной осью в передней по ходу движения части облака (рис. 1.8).

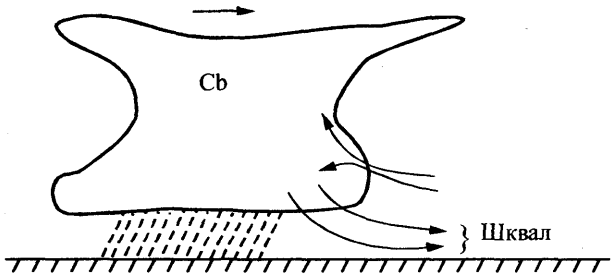

Рис. 1.8. Шквал при прохождении кучево-дождевого облака

При изменении условий образования облаков (вертикальная температурная стратификация, влажность, уровень конденсации, уровень замерзания) облака могут видоизменяться.

Перистые облака могут преобразоваться в перисто-слоистые. Перисто-слоистые облака при значительном уплотнении и снижении переходят в высокослоистые, которые при уплотнении и опускании нижней границы переходят в слоисто-дождевые.

Высококучевые часто переходят в слоисто-кучевые. Слоисто-кучевые при снижении могут перейти в слоистые и в слоисто-дождевые. Также возможен обратный переход облаков.

В вечерние часы при ослаблении или прекращении термической конвекции происходит растекание кучевых облаков и они переходят в слоисто-кучевые вечерние – stratocumulus vesperalis (Sc vesp).

1.6.4. АТМОСФЕРНЫЕ ОСАДКИ

Атмосферными осадками называют капли воды и кристаллы льда, выпадающие из облаков или осаждающиеся из воздуха на поверхности земли и предметах. Количество осадков измеряют высотой слоя воды в миллиметрах. Интенсивность осадков измеряется в мм/мин. При визуальной оценке осадки, выпадающие из облаков, делят на слабые, умеренные и сильные.

Различают следующие виды осадков, выпадающих из облаков.

Твердые осадки:

- снег – ледяные или снежные кристаллы (снежинки), чаще всего имеющие форму звездочек или хлопьев;
- снежная крупа – непрозрачные сферические крупинки белого или матово-белого цвета диаметром 2–5 мм;
- снежные зерна – непрозрачные матово-белые палочки или крупинки диаметром менее 1 мм;
- ледяная крупа – ледяные прозрачные крупинки диаметром до 3 мм с непрозрачным ядром в центре;

- ледяной дождь – прозрачные ледяные шарики размером 1–3 мм;
- град – кусочки льда различных форм и размеров. Чаще всего диаметр градин составляет 1–3 см, но в отдельных случаях может превышать10 см.

Жидкие осадки:

- дождь – капли диаметром от 0,5 до 7,0 мм;
- морось – капли диаметром 0,05–0,5 мм, находящиеся как бы во взвешенном состоянии, так что падение их почти незаметно.

Смешанные осадки:

- мокрый снег – тающий снег или смесь снега с дождем.

По характеру выпадения различают осадки обложные, ливневые и моросящие.

Обложные осадки выпадают обычно из системы фронтальных слоисто-дождевых и высокослоистых облаков, а иногда и из слоисто-кучевых. Они характеризуются умеренной, мало меняющейся интенсивностью, охватывают большие площади и могут непрерывно или с короткими перерывами продолжаться в течение нескольких часов и даже десятков часов.

Ливневые осадки выпадают из кучево-дождевых облаков, в тропических районах могут выпадать из мощных кучевых облаков. Они отличаются внезапностью начала и конца выпадения, резкими колебаниями интенсивности и сравнительно малой продолжительностью. Обычно они охватывают небольшие площади. Летом так выпадает крупнокапельный дождь, иногда вместе с градом. Летом ливневые осадки часто сопровождаются грозами. Зимой ливневым бывает обильный снегопад, состоящий из крупных хлопьев снега. В переходное время года может наблюдаться ливневое выпадение снежной или ледяной крупы одновременно со снегом или дождем. Ливневые осадки часто отличаются большой интенсивностью, но могут быть и малоинтенсивными, например, состоять из небольшого количества крупных капель, выпадающих из отдельного кучево-дождевого облака.

Моросящие осадки выпадают из слоистых и изредка из слоисто-кучевых облаков. Это может быть морось, мель-

чайшие снежинки или снежные зерна. Интенсивность моросящих осадков очень мала.

Выделяют осадки, образующиеся на поверхности земли и предметах.

Жидкие осадки:

• роса – капельки воды, осевшие на внешней стороне листьев растений и различных предметах. Образуются в результате конденсации водяного пара непосредственно на поверхности предмета в ясные тихие ночи, благоприятствующие охлаждению лучеиспусканием.

Твердые осадки:

• иней – имеет вид очень тонкого слоя снежных кристаллов на открытых поверхностях. Образуется при тех же условиях, что и роса, но при температуре ниже 0 °С;

• изморозь – снеговидный рыхлый осадок, нарастающий на ветвях деревьев, проводах, на острых выступах предметов с наветренной стороны; толщина отложения может достигать нескольких сантиметров, образуется в туманную морозную погоду.

• гололед – слой льда, образующийся на деревьях, проводах, столбах, на поверхности земли от намерзания капель переохлажденного дождя. Обычно наблюдается при температурах от 0 до –3°С, реже при более низких температурах.

Активные воздействия на облака и туманы. Деятельность человека может оказывать влияние на процессы образования облаков и формирование осадков. Так, при определенных атмосферных условиях могут образовываться искусственные облака как, например, следы самолетов, облака типа кучевых в восходящем искусственно нагретом воздухе над заводскими трубами в зимнее время или над сильными пожарами.

В последние десятилетия ведутся работы по разработке и применению методов активного воздействия на атмосферные процессы, порождающие облака и туманы, с целью стимулирования выпадения осадков из облаков, предотвращения разрушительных ливней, града и рассеяния облаков и туманов.

Образование искусственных облаков с выпадением осадков, в интересах сельского хозяйства, возможно путем создания мощного вертикального подъема воздуха. Это

достигается возбуждением термической конвекции с подогревом воздуха у земли с помощью горелок (метеотронов) или динамическим методом с использованием турбореактивных двигателей. Но эти методы связаны с огромными затратами энергии и могут дать положительный эффект лишь при достаточной естественной неустойчивости и влажности воздуха.

Условием выпадения осадков из облаков является наличие в них твердой фазы. Поэтому методы стимулирования осадков основаны на изменении фазового состояния облака реагентами, в частности, твердой измельченной углекислотой, дымом йодистого серебра или йодистого свинца. Испарение твердой углекислоты приводит к сильному охлаждению (до –40 °С) и превращению переохлажденных капель воды в кристаллы льда, а очень мелкие частицы йодистого серебра сами выполняют роль ледяных зародышей.

Получение осадков из облаков возможно при их определенных параметрах: для слоисто-кучевых облаков – толщина более 250 м, средняя температура облака – не выше –2 °С; для конвективных облаков – толщина более 3,6 км, температура на уровне засева реагентов – не выше –12 °С.

При активном воздействии на облако в осадки переходит лишь влага, содержащаяся в нем на данный момент времени. Количество таких осадков обычно невелико и не дает существенного экономического эффекта.

При естественном образовании осадков облако выделяет влаги в 10–20 раз больше, чем в нем содержится. В таком случае облако является своего рода генератором, преобразующим водяной пар, содержащийся в окружающем воздухе, в осадки. То есть воздействиями на облака можно предотвращать опасные ливни, вызывающие наводнения, оползни, сели. Для этого стимулируют выпадение дождя небольшой интенсивности, в результате чего прекращается рост облака, которое может дать опасные ливни.

Аналогичные воздействия применяются и для предотвращения града, представляющего большую опасность для сельского хозяйства. Введение реагентов в виде твердой углекислоты, йодистого серебра или йодистого свинца в кучево-дождевое облако, угрожающее градом, ведет к выпадению из него осадков в виде дождя вместо града.

Доставка реагентов в облако может осуществляться самолетом, малыми ракетами, снарядами из зенитных орудий, имеющихся в распоряжении противоградовой службы. Для оценки состояния облака и определения в нем места доставки заряда используются радиолокаторы. Те же физические принципы используются и для рассеяния низких облаков и туманов, для обеспечения взлета и посадки воздушных судов в аэропортах.

1.7. АТМОСФЕРНОЕ ДАВЛЕНИЕ И ВЕТЕР

1.7.1. АТМОСФЕРНОЕ ДАВЛЕНИЕ

Атмосфера, окружающая земной шар, оказывает давление на поверхность земли и на все предметы, находящиеся над землей. В покоящейся атмосфере давление в любой точке равно весу вышележащего столба воздуха, простирающегося до внешней периферии атмосферы и имеющего сечение, равное единице.

В метеорологии давление выражают в гектопаскалях (гПа) с точностью до десятых долей. Но так как атмосферное давление измеряется высотой ртутного столба, уравновешивающего это давление, то применяется еще и внесистемная единица – миллиметр ртутного столба (мм рт. ст.): 1 мм рт. ст. = 1,33 гПа; 1 гПа = 0,75 мм рт. ст.

Давление, измеренное на метеорологических станциях ртутным барометром, приводят к температуре 0 °С, ускорению свободного падения на широте 45° и к уровню моря.

С высотой атмосферное давление понижается. Изменение давления на единицу высоты называется *вертикальным градиентом атмосферного давления:*

$$G_в = -\Delta P/\Delta Z,$$

где ΔP – разность давления на двух уровнях; ΔZ – разность высот.

В метеорологии при определении вертикального градиента давления за единицу высоты принимают 100 м.

Величина градиента зависит от давления и температуры воздуха. Поэтому наибольшие вертикальные градиенты давления наблюдаются в нижнем слое атмосферы, особенно при низких температурах, а с высотой они быстро уменьшаются.

Величина, обратная вертикальному градиенту давления, называется *барической ступенью*. Барическая ступень представляет собой высоту h, на которую нужно подняться или опуститься, чтобы давление изменилось на единицу давления, и выражается в м/гПа или м/мм рт. ст.:

$$h = -(\Delta Z/\Delta P).$$

При одном и том же давлении барическая ступень больше в теплом воздухе, чем в холодном.

Разность давления на разных высотах можно определить с помощью барометрической формулы. На практике применяется упрощенный вариант формулы Лапласа:

$$Z_2 - Z_1 = 18400(1+\acute{\alpha}t)\lg P_1/P_2,$$

здесь Z_1 и Z_2 – высоты верхней и нижней точек; $\acute{\alpha}$ – коэффициент расширения воздуха, равный 0,004; t – средняя по высоте слоя температура воздуха, °С; P_1 и P_2 – давление на верхнем и нижнем уровнях.

С помощью барометрической формулы решаются следующие задачи:

- приведение давления к уровню моря;
- вычисление распределения давления по высоте;
- определение превышений по разности давления (барометрическое нивелирование).

Распределение давления в пространстве представляют с помощью изобарических поверхностей.

Изобарическая поверхность – это поверхность, давление всех точек которой одинаково. Вследствие изменения температуры и давления в горизонтальном направлении изобарические поверхности не параллельны друг другу и земной поверхности и по своей форме очень разнообразны. В одних местах изобарические поверхности прогибаются вниз, образуя «котловины», в других – они выгибаются вверх, образуя «холмы» (рис. 1.9).

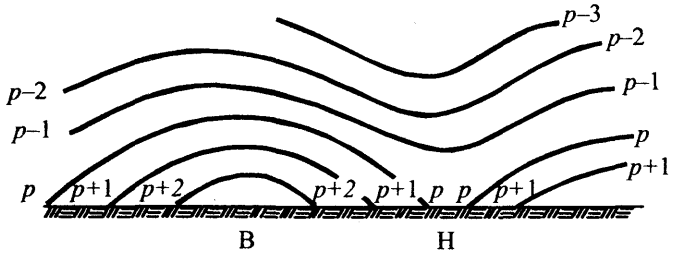

Рис. 1.9. Вертикальный разрез изобарических поверхностей в циклоне (Н) и антициклоне (В)

Изобары – это линии пересечения изобарических поверхностей с уровенной поверхностью, т.е. это линии, соединяющие точки с одинаковым давлением. На синоптических картах изобары проводят через равные интервалы давления, обычно через 5 гПа.

В зависимости от формы изобар и распределения давления различают следующие виды барических образований (рис. 1.10).

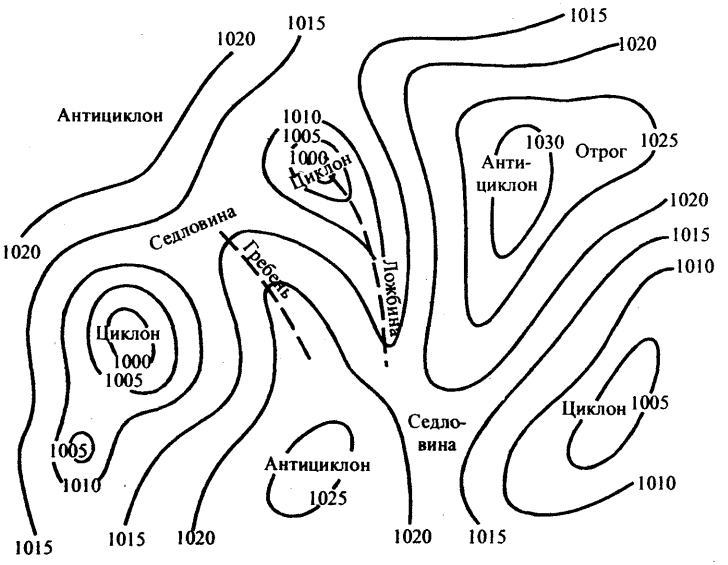

Рис. 1.10. Барические системы

Области замкнутых изобар с минимальным давлением в центре называются *барическими минимумами* или *циклонами*. В области барического минимума давление возрастает от центра к периферии. Области замкнутых изобар с повышенным давлением в центре называются *барическими максимумами* или *антициклонами*. В области барического максимума давление от центра к периферии убывает.

Ложбиной называется связанная с циклоном и вытянутая от его центра полоса пониженного давления, вклинивающаяся между двумя областями повышенного давления.

Гребнем называется связанная с антициклоном и вытянутая от его центра полоса повышенного давления, расположенная между двумя областями пониженного давления.

Седловиной называется барическая область, заключенная между двумя циклонами и двумя антициклонами, расположенными в шахматном порядке.

Горизонтальные размеры барических образований составляют от нескольких сотен до нескольких тысяч километров. Их вертикальная протяженность достигает нескольких километров.

В циклоне изобарические поверхности прогнуты вниз в виде воронок, а в антициклоне – выгнуты вверх в виде куполов.

На расположение изобарических поверхностей в пространстве большое влияние оказывает температура воздуха. При одинаковом давлении у земной поверхности одни и те же изобарические поверхности в теплом воздухе лежат выше, чем в холодном и, следовательно, имеют наклон в сторону холодного воздуха (рис. 1.11). Это объясняется тем, что в холодном воздухе, как более плотном, давление с высотой уменьшается быстрее, чем в теплом.

Количественное изменение давления в пространстве характеризуется полным градиентом давления G, который представляет собой вектор, направленный по нормали к изобарической поверхности в сторону убывания давления, а по величине равный изменению давления на единицу расстояния (рис. 1.12). Полный градиент давления можно разложить на вертикальную и горизонтальную составляющие.

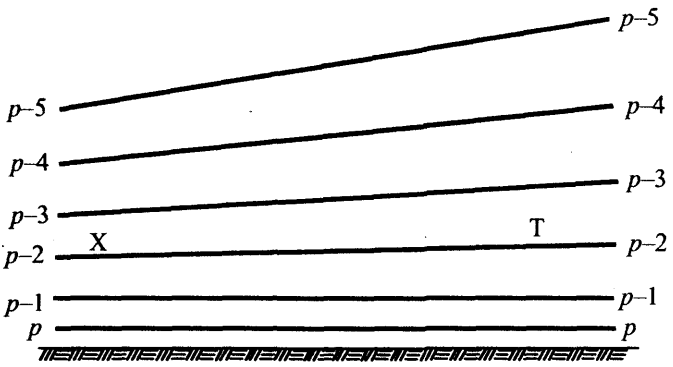

Рис. 1.11. Вертикальный разрез изобарических поверхностей в области тепла (Т) и холода (Х)

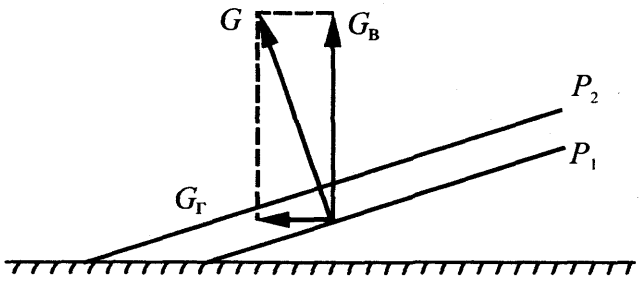

Рис. 1.12. Полный градиент давления, его горизонтальная и вертикальная составляющие

В атмосфере давление в вертикальном направлении изменяется во много раз быстрее, чем в горизонтальном. Поэтому изобарические поверхности наклонены к горизонту под углом, составляющим всего несколько секунд и лишь иногда минут.

Горизонтальный градиент давления характеризует изменение давления в горизонтальном направлении. Так как линии пересечения изобарических поверхностей с горизонтальной поверхностью являются изобарами, то можно сказать, что горизонтальный градиент давления на определенном уровне представляет собой вектор, направленный по

нормали к изобаре в сторону низкого давления, а по величине равный изменению давления на единицу расстояния:

$$G_r = -(\Delta P/\Delta n),$$

где ΔP – разность давления между двумя точками, находящимися на нормали к изобаре; Δn – расстояние между ними.

Знак минус показывает, что в горизонтальном направлении давление убывает.

Чем меньше расстояние между изобарами, тем больше горизонтальный градиент давления.

В метеорологии за единицу горизонтального расстояния при определении градиентов принимается расстояние на уровне моря, соответствующее 1° по меридиану, т.е. 111 км, или в практических расчетах берут 100 км. И тогда горизонтальный градиент давления имеет размерность гПа/100 км.

Атмосферное давление в каждой точке земной поверхности не остается постоянным. Наиболее явно наблюдаются непериодические изменения давления, причиной которых являются перемещения барических образований, а также адвекция тепла или холода. Эти изменения могут быть плавными и небольшими или большими и резкими. За сутки давление может меняться на 20–30 гПа.

Осреднением многолетних наблюдений на фоне непериодических изменений давления можно выявить также и периодические суточные, и годовые его колебания.

Дневной минимум обусловливается нагреванием воздуха, а утренний максимум – его охлаждением. Происхождение вторых максимума и минимума объясняется упругими колебаниям атмосферы, возникающими вследствие периодического ее нагревания солнечными лучами и усиливающимися вследствие резонанса.

В суточном ходе давления обнаруживаются два максимума и два минимума. Максимумы отмечаются около 10 и 22 ч, а минимумы – около 4 и 16 ч. Суточный ход давления наиболее четко выражен в тропических широтах, где его амплитуда составляет 3–4 гПа. В умеренных широтах амплитуда равна лишь 0,3-0,6 гПа. В умеренных широтах суточный ход давления сильно перекрывается непериодиче-

скими изменениями, связанными с прохождением циклонов и антициклонов.

Годовой ход давления обнаруживается по средним месячным его значениям. В средних широтах амплитуда годового хода давления больше, чем в экваториальных. Над континентами в соответствии с годовым ходом температуры годовой ход давления выражен сильнее, чем над океанами, а характер его обратен океаническому.

Над континентами максимум давления отмечается зимой, а минимум – летом. Над океанами – наоборот.

В Сибири годовая амплитуда достигает 25–30 гПа, а наибольшая наблюдавшаяся в Центральной Азии составила 37,3 гПа. Над океанами в умеренных широтах амплитуда может достигать 20 гПа. Над тропическими океанами годовой ход давления выражен слабо.

1.7.2. ВЕТЕР

Силы, оказывающие влияние на движение воздуха и распределение ветров в барических системах. *Ветром* называется горизонтальное движение воздуха. Причиной возникновения ветра является неравномерное распределение атмосферного давления по земной поверхности. При этом воздух движется из области высокого давления в область низкого. Ветер характеризуется скоростью и направлением. Ветры над обширными пространствами, охватывающие также большую или меньшую толщину атмосферы, образуют воздушные течения.

Силой, приводящей в движение некоторый объем воздуха, увеличивающей его скорость, является сила горизонтального градиента давления.

В метеорологии рассматривают силу барического градиента на единицу массы воздуха:

$$F_G = -(\Delta P/\rho\Delta n) = -(G_г/\rho),$$

где ρ – плотность воздуха, кг/м^3; ΔP – разность давления, гПа; Δn – расстояние между точками (единица расстояния равна 100 км); $G_г$ – горизонтальный градиент давления, гПа/100 км.

По направлению эта сила в каждой точке барического поля совпадает с направлением нормали к изобаре в сторону убывания давления.

Все другие силы, которые проявляются при движении воздуха, могут лишь замедлять движение и отклонять его от направления градиента. К этим силам относятся сила трения о земную поверхность, внутреннее трение воздуха и отклоняющая сила, возникающая в результате суточного вращения Земли (сила Кориолиса). Сила трения замедляет движение и несколько отклоняет его от первоначального направления.

Сила Кориолиса влияет только на направление ветра и не влияет на его скорость. Эта сила направлена перпендикулярно к вектору скорости вправо в северном полушарии и влево – в южном. Сила Кориолиса на единицу массы воздуха:

$$F_K = 2\omega\, \upsilon \sin\varphi,$$

где ω – угловая скорость вращения Земли; υ – скорость ветра; φ – географическая широта места.

В результате действия этих сил вектор скорости частиц воздуха отклоняется от вектора градиента давления на угол α: в северном полушарии – вправо, в южном полушарии – влево (рис. 1.13).

Над сушей у земной поверхности угол $\alpha = 60^\circ$, над морской поверхностью, где трение меньше, $\alpha = 70–80^\circ$.

В свободной атмосфере на высотах более 1500–2000 м, где влияние силы трения практически отсутствует, движение воздуха происходит вдоль изобар. Равномерное, установившееся движение воздуха при отсутствии силы трения вдоль изобар называется *градиентным ветром*.

Градиентный ветер, дующий вдоль прямолинейных и параллельных изобар, называется *геострофическим ветром* (рис. 1.14). Градиентный ветер, дующий вдоль круговых изобар, называется *циклострофическим ветром*.

Скорость геострофического ветра можно определить из равенства силы барического градиента F_G и силы Кориолиса F_K:

$$2\,\omega\upsilon_r\sin\varphi = -\frac{\Delta P}{\rho\Delta n} \quad \text{или} \quad 2\omega\upsilon_r\sin\varphi = -\frac{G_г}{\rho}$$

$$\upsilon_г = -\frac{G_г}{2\omega\rho\sin\varphi}.$$

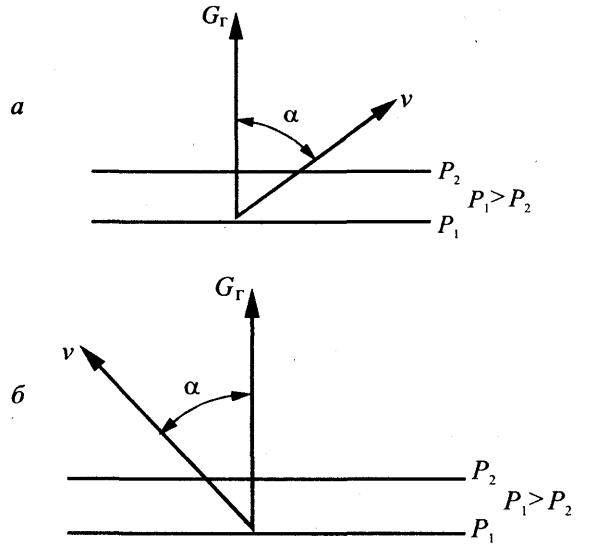

Рис. 1.13. Ветер у земной поверхности:

а – в северном полушарии, *б* – в южном полушарии

Для определения скорости геоциклострофического ветра к силам F_G и F_K добавляется центробежная сила на единицу массы.

Учитывая, что радиус r изобар составляет сотни и тысячи километров, во многих случаях практики ограничиваются рассмотрением геострофического ветра.

Из приведенной выше формулы видно, что скорость геострофического ветра пропорциональна горизонтальному градиенту давления и обратно пропорциональна широте места и плотности воздуха. Поэтому с увеличением широты, при прочих равных условиях, скорость геострофического ветра уменьшается и на полюсе достигает наименьшего значения.

На экваторе, где $\varphi = 0^\circ$, скорость геострофического ветра $\upsilon_г = Г$, т.е. понятие «геострофический ветер» теряет смысл.

Плотность воздуха с высотой уменьшается, следовательно, скорость геострофического ветра при постоянном градиенте давления возрастает с высотой.

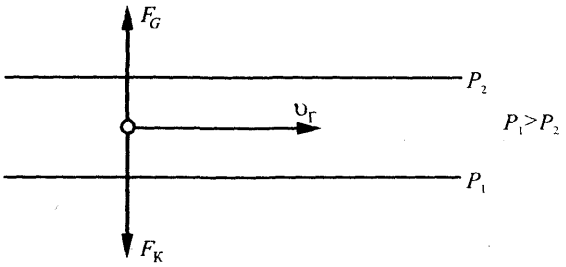

Рис. 1.14. Геострофический ветер

Распределение линий тока воздуха в приземном слое атмосферы в основных формах барических образований для северного полушария показано на рис. 1.15.

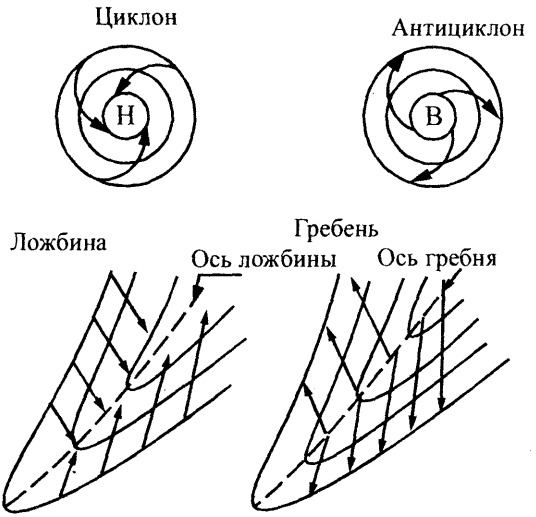

Рис. 1.15. Распределение линий тока воздуха в барических образованиях у земной поверхности в северном полушарии

В циклоне частицы воздуха движутся от периферии к центру по спиралеобразной траектории: в северном полушарии против часовой стрелки, а в антициклоне – от центра к периферии по часовой стрелке. В южном полушарии движение частиц воздуха происходит в обратном направлении, т.е. циклон и антициклон по характеру циркуляции представляют собой вихри с общим движением воздуха в первом случае к центру, а во втором – от центра.

В ложбинах ось ложбины является линией сходимости ветров, а ось гребня – линией расходимости ветров.

Ветровой режим. Ветровой режим, включающий в себя структуру воздушного потока, изменение скорости и направления ветра с высотой, суточный и годовой ход ветра, в сочетании с вертикальной стратификацией температуры воздуха, оказывает большое влияние на распределение концентрации загрязняющих веществ, поступающих в атмосферу из высоких и приземных источников. Поэтому характеристики ветрового режима должны учитываться при разработке экологических мероприятий по предотвращению вредных последствий влияния загрязненного воздуха на живые организмы и природную среду.

Ветер характеризуется скоростью и направлением. За направление принимают направление, откуда дует ветер. Осредненные во времени скорость и направление дают представление об общем движении воздуха в целом. Но вследствие трения воздушной среды о земную поверхность, а также неравномерного ее нагревания всегда наблюдается турбулентность. Это значит, что внутри общего потока отдельные струи, порции воздуха, движутся беспорядочно, т.е. в каждой точке пространства быстро сменяются как скорость, так и направление ветра. При этом происходит непрерывное чередование внезапных усилений и ослаблений ветра и изменений его направления. Такой характер движения воздуха носит название *порывистости ветра*.

Порывистость ветра увеличивается с его скоростью, а также над участками подстилающей поверхности с повышенной шероховатостью; над пересеченной местностью, над холмами, лесом. С увеличением высоты и, следовательно, с уменьшением влияния трения о подстилающую

поверхность, уменьшается и порывистость. Хотя она может обнаруживаться на высотах до 2–3 км.

В устойчивых воздушных массах ветер более ровный, а в неустойчивом воздухе при термической конвекции порывистость больше. Воздух спокоен в слоях температурных инверсий, но под этими слоями обнаруживается усиление турбулентности.

Порывистость ветра имеет хорошо выраженный суточный ход. Ночью при слабом ветре порывистость слабая. В годовом ходе минимальная порывистость ветра отмечается зимой, а наибольшая – летом или весной, когда большая неоднородность подстилающей поверхности.

Над водной поверхностью океанов порывистость меньше, чем над сушей.

Изменение ветра с высотой в слое трения. С высотой, по мере удаления от земной поверхности, уменьшается влияние силы трения на движение воздушной среды, поэтому скорость ветра увеличивается. Одновременно изменяется его направление. В приземном слое атмосферы скорость ветра быстро увеличивается до высоты около 30 м, а направление его практически, остается неизменные. При дальнейшем увеличении высоты в слое трения скорость ветра продолжает увеличиваться, изменяется его направление. В северном полушарии ветер поворачивает вправо, а в южном – влево, пока направление ветра не приблизится к направлению градиентного ветра, т.е. вдоль изобар.

Чем больше шероховатость подстилающей поверхности, тем быстрее происходит нарастание скорости, особенно в приземном слое, и тем больше высота слоя трения. С увеличением скорости ветра увеличивается и сила трения, что действует на изменение скорости ветра с высотой так же, как и увеличение шероховатости.

При неустойчивой температурной стратификации, когда с развитием термической конвекции усиливается турбулентное перемешивание воздуха, происходит выравнивание скоростей ветра на разных высотах. Такое замедленное изменение скорости ветра с высотой приводит к тому, что ветер приближается к градиентному лишь на высоте 1,5 км, а иногда слой трения распространяется до высоты 2–3 км.

При устойчивой стратификации турбулентное перемешивание воздуха между отдельными слоями развито слабо. Поэтому в приземном слое скорость ветра мала, но выше этого слоя она резко возрастает с высотой и быстро достигает скорости и направления градиентного ветра. В этих случаях высота слоя трения составляет всего 300–500 м.

Суточный и годовой ход ветра. При хорошей установившейся погоде в пограничном слое атмосферы над сушей отчетливо проявляется суточный ход скорости и направления ветра, причем в приземном слое и вышележащих слоях пограничного слоя этот ход различен.

В приземном слое минимум скорости наблюдается ночью. После восхода Солнца ветер усиливается и происходит небольшое его вращение вправо. В 13–14 ч скорость ветра достигает максимума. Затем ветер постепенно ослабевает и поворачивает обратно, возвращаясь к исходному направлению. Такой суточный ход ветра в приземном слое отмечается летом до высоты 100–300 м, а зимой – до высоты 20–30 м.

В вышележащих слоях наблюдается обратный суточный ход ветра, т.е. максимум скорости отмечается ночью. После восхода Солнца скорость ветра уменьшается, и он медленно поворачивает влево. В 13–14 ч скорость ветра достигает минимума, после чего она увеличивается, и ветер поворачивает вправо до исходного направления ночью.

Высота, на которой один тип суточного хода ветра сменяется другим, называется *высотой обращения ветра*.

Амплитуда суточного изменения скорости ветра составляет примерно половину средней суточной скорости ветра. Летом она больше, чем зимой, а в ясную погоду больше, чем в пасмурную. Причиной суточного хода ветра является изменение интенсивности турбулентного перемешивания и, следовательно, обмена количеством движения между нижними и вышележащими слоями воздуха.

В ночные часы, при отсутствии термической конвекции и связанного с ней турбулентного перемешивания, взаимное влияние на движение воздуха в нижних и вышележащих слоях невелико. Поэтому верхние слои воздуха пограничного слоя движутся практически лишь под действием силы барического градиента, и ветер по скорости и направ-

лению близок к градиентному ветру, т.е. имеет направление вдоль изобар (угол $\alpha = 90°$). В то же время ветер у земли или отсутствует, или слабый и, находясь под действием силы трения о подстилающую поверхность, отклоняется от направления барического градиента на угол $\alpha \approx 60^0$.

После восхода Солнца, с развитием термической конвекции и турбулентности, происходит увеличение интенсивности обмена порциями воздуха между верхними и нижними слоями атмосферы. Воздух с верхних слоев, обладая большими скоростями, опускается вниз и увлекает воздух приземного слоя, увеличивая его скорость и изменяя его направление в сторону увеличения угла α; отсюда правый поворот ветра у земли. Одновременно приземный воздух, замедленный трением, перемещается вверх, оказывая тормозящее действие на верхние слои; отсюда уменьшение скорости ветра и левый поворот ветра на высоте.

К ночи с уменьшением турбулентного перемешивания происходит изменение скорости и направления ветра в приземном и верхнем слоях в обратном порядке.

Правильный суточным ход ветра нарушается при прохождении фронтов, циклонов и антициклонов. Над океанами суточный ход ветра почти не заметен.

Годовой ход средней скорости ветра относится к климатическим характеристикам и зависит от географического положения пункта.

В умеренных и полярных широтах на западных окраинах материков северного полушария наибольшая скорость ветра наблюдается зимой, когда разность температур между этими широтами наиболее велика и соответственно велика разность давления. К лету, с уменьшением контраста температур и, следовательно, градиентов давления, ветер ослабевает. Однако в центре крупного Евро-Азиатского материка, в Сибири, зимой в области мощного антициклона отмечаются наименьшие скорости ветра и даже штили, а летом скорости ветра наибольшие.

1.8. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ СИНОПТИЧЕСКОЙ МЕТЕОРОЛОГИИ

Синоптическая метеорология – это раздел метеорологии, предметом которого является предсказание погоды на основе изучения изменений во времени крупномасштабных атмосферных процессов, включающих возникновение, эволюцию, перемещение циклонов, антициклонов, фронтов, воздушных масс.

1.8.1.СИНОПТИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ

Основные объекты синоптического анализа – воздушные массы, фронты, циклоны, антициклоны. Они являются «носителями» погоды, а их изучение составляет основу прогнозов погоды.

Воздушные массы. Тропосфера расчленяется на ряд воздушных масс, каждая из которых по своим физическим свойствам относительно однородна в горизонтальных направлениях, но может резко отличаться от других соседних масс. К свойствам массы относятся: температура, влагосодержание, прозрачность, облачность. Горизонтальная протяженность воздушных масс может составлять от нескольких сотен до нескольких тысяч километров. Горизонтальный градиент температуры воздуха в пределах воздушной массы обычно не превышает 1 °С на 100 км.

Первичные свойства воздушных масс зависят от мест их образования. Различают арктический (АВ), умеренный (УВ), тропический (ТВ), экваториальный (ЭВ) воздух, каждый из которых, в свою очередь, подразделяется на морской и континентальный (более подробно см. п. 2.3.1).

Формирование воздушных масс, как правило, происходит над однородной подстилающей поверхностью в антициклонах. По термическому состоянию различают теплые, холодные и местные воздушные массы. Теплыми называются воздушные массы, которые в данном месте охлаждаются; холодными – которые прогреваются; местными – которые находятся в радиационном и термодинамическом равновесии и температура их со временем не меняется.

Превращение пришедшей в данный район массы в местную называется *трансформацией воздушной массы*. Обычно полная трансформация происходит за 3–7 суток.

Воздушные массы бывают устойчивые и неустойчивые. Устойчивая воздушная масса – это масса, в которой преобладает устойчивое вертикальное равновесие и не развивается термическая конвекция. Устойчивое состояние происходит при вертикальном температурном градиенте менее 0.6 °С/100 м. Наибольшая устойчивость отмечается при температурных инверсиях.

Различают теплую устойчивую воздушную массу и местную. Теплая устойчивая воздушная масса образуется при адвекции тепла на холодную подстилающую поверхность (снежный покров, поверхность моря). При наличии мощной температурной инверсии наблюдается штиль. При этом могут наблюдаться адвективные туманы, для которых характерна небольшая плотность у земли, но возрастающая с высотой. Такой туман обычно переходит в слоистую облачность. При наличии ветра и возникающей при этом динамической конвекции могут образовываться слоистые или слоисто-кучевые облака с моросящими осадками.

Местная устойчивая масса над сушей возникает в результате сильного радиационного выхолаживания подстилающей поверхности и нижнего слоя воздуха. Такая воздушная масса наблюдается над сушей в умеренных широтах зимой, а в Арктике и Антарктике – в течение всего года. При этом образуется мощная температурная инверсия в слое воздуха до 2–3 км от земли. Для такой массы характерны низкие температуры воздуха, малая удельная и большая относительная влажность воздуха, преобладание слабого ветра. Могут быть радиационные туманы, обычно не очень плотные.

В неустойчивой воздушной массе вертикальный температурный градиент чаще всего более 0,6 °С/100 м и может развиваться как термическая, так и динамическая конвекции.

Для неустойчивой массы летом наиболее характерны кучевые и кучево-дождевые облака. Если преобладает динамическая конвекция, то облачность может иметь слоисто-кучевой характер. Скорость ветра при одной и той же

величине барического градиента в неустойчивой массе больше, чем в устойчивой. Ветер часто бывает порывистым, а при прохождении кучево-дождевых облаков наблюдаются шквалы. В приземном слое воздуха дальность видимости выше, чем в устойчивой массе.

Различают холодную неустойчивую и местную неустойчивую массы. Холодная неустойчивая масса возникает при адвекции холода. Она отличается пониженной температурой воздуха, порывистым ветром, меняющейся конвективной облачностью. При этом образуются довольно многочисленные, но не крупные и не очень мощные кучево-дождевые облака, внешне напоминающие слоисто-кучевые. Из них выпадают кратковременные и не очень интенсивные осадки, хотя они могут повторяться по несколько раз в день. Обычно осадки без гроз. В холодное время года, весной и осенью осадки могут выпадать в виде ливневого снега или снежной крупы при резком усилении ветра («снежные заряды»).

Местная неустойчивая воздушная масса возникает над сушей летом в жаркую погоду, при малоградиентных барических полях. Ветры слабые, разнообразных направлений, с хорошо выраженным суточным ходом. В связи с интенсивной солнечной радиацией сильно развита термическая конвекция с образованием во второй половине дня мощных кучевых облаков, переходящих в крупные по высоте и горизонтальной протяженности кучево-дождевые облака. Выпадают из них ливневые осадки в виде крупнокапельного дождя или града, сопровождаемые сильными грозами и шквалами. К ночи облачность резко уменьшается, часто до полного прояснения. Быстрое охлаждение приземного слоя воздуха ликвидирует неустойчивость воздуха; возникает ночная радиационная инверсия, а там, где почва увлажнена осадками, может образоваться поземный туман.

Атмосферные фронты. Воздушные массы, обладающие различными свойствами, отделяются друг от друга переходными слоями воздуха – атмосферными фронтами. Эти переходные слои располагаются весьма отлого, угол наклона от 10' до 1°. Более холодная воздушная масса лежит под переходным слоем, а более теплая – над ним. Ширина переходного слоя у земли – от нескольких до десятков кило-

метров; толщина – от 100 м у земли до 1000 м на высоте. На синоптических картах фронты изображаются одной линией.

Разность температур двух соседних воздушных масс составляет 5–10°, иногда больше. При этом горизонтальный температурный градиент в слое фронта составляет от 10 до 100 °С на 100 км.

По характеру движения различают стационарные (неподвижные) и перемещающиеся фронты, а по виду смены воздушных масс – теплые и холодные. При теплых фронтах холодная воздушная масса отступает, а теплая – приходит на ее место. Холодные фронты приводят к смене теплого воздуха холодным.

Различают главные и вторичные фронты. Главные фронты – арктический (отделяет АВ от УМ) и умеренный, или полярный (отделяет УВ от ТВ). Вторичные фронты разделяют разновидности воздушных масс одного и того же широтного типа (например, мУВ и кУВ) или даже две массы одного и того же географического наименования (порции).

Теплый фронт. На рис. 1.16 показано поперечное сечение хорошо развитого теплого фронта. Над всей фронтальной поверхностью теплого фронта происходит спокойное, упорядоченное наклонное восходящее натекание теплого воздуха на клин холодного. При этом вертикальная составляющая скорости 5–7 см/с. В результате адиабатического охлаждения воздуха при подъеме содержащийся в нем водяной пар конденсируется и образуется мощная система облаков теплого фронта, включающая слоисто-дождевые (Ns), высоко-слоистые плотные (As op), высоко-слоистые просвечивающие (As trans), перисто-слоистые (Cs), перистые, обычно перистые когтевидные (Ci unc), облака.

Верхняя часть облачной системы теплого фронта располагается выше уровня замерзания (кристаллизации), что является условием образования осадков, в данном случае обложных. Зона обложных осадков располагается перед приземной линией фронта и имеет ширину: летом при дожде – 300 км, а зимой при снеге – 400 км. При скорости фронта 20–40 км /ч продолжительность осадков может составлять от 15 до 7 ч.

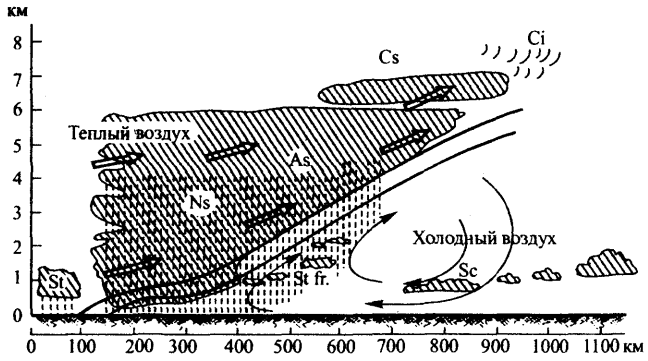

Рис. 1.16. Теплый фронт

Приближение теплого фронта сопровождается характерными изменениями погоды. Вначале над пунктом наблюдения появляются перистые когтевидные (Ci unc) облака, за которыми следуют перисто-слоистые (Cs) с характерным радужным кругом вокруг светил «гало». Эти облака сменяются сначала высокослоистыми просвечивающими (As trans), а затем высокослоистыми плотными (As op), из которых могут выпадать отдельные капли дождя (летом) и мелкий снег (зимой), и в завершении следуют слоисто-дождевые (Ns) облака с обложными осадками. Под этими облаками, немного ниже нижней поверхности переходного слоя воздуха, наблюдаются рваные дождевые облака плохой погоды – Fractonimbus (Frnb), являющиеся результатом повышенной влажности воздуха на высоте их образования при выпадении осадков.

По мере приближения приземной линии фронта и понижения переходного слоя воздуха, являющегося инверсионным слоем по отношению к нижерасположенному холодному воздуху, утоньшаются до полного исчезновения внутримассовые кучевые облака, находящиеся в дневное время в предфронтальной зоне. От появления первых перистых облаков до начала осадков проходит от 30 до 15 ч.

Ширина облачного массива теплого фронта вблизи центра циклона составляет до 800–900 км и по мере удаления от центра циклона уменьшается, протяженность вдоль линии фронта может составлять тысячи километров.

Ширина области осадков теплого фронта суживается по направлению от центра циклона к его периферии, и вне циклона осадки постепенно прекращаются. При большой сухости и, следовательно, высоком уровне конденсации в теплой воздушной массе осадков перед фронтом может не быть даже в пределах циклона. В подобных случаях в облачной системе теплого фронта отсутствуют облака Ns, а иногда даже As.

Летом в некоторых случаях активность теплых фронтов выше в ночные и утренние часы, когда облачная полоса теплого фронта включает кучево-дождевые облака (Cв). Это объясняется созданием неустойчивой стратификации в средней тропосфере в результате радиационного охлаждения верхних слоев системы облаков Ns–As, и, как следствие, развитием конвективных облаков до стадии Cв с ливневыми осадками и грозами.

Активность теплых фронтов зависит от времени года: зимой их прохождение проявляется в явлениях погоды более резко, чем летом, и сопровождается снегопадами, метелями.

Холодные фронты. На холодных фронтах холодный воздух клином подтекает под теплый воздух, вынуждая его подниматься по поверхности раздела. Холодный воздух испытывает трение о земную поверхность, и его нижние слои отстают от верхних. В результате этого фронтальная поверхность в пределах слоя трения имеет крутой наклон.

Различают два рода холодного фронта. Принадлежность холодного фронта к тому или иному роду определяется степенью неустойчивости теплого воздуха в передней части фронта и скоростью его перемещения.

Холодный фронт 1-го рода – это медленно перемещающийся холодный фронт при малой энергии неустойчивости теплого воздуха в зоне прохождения фронта. Для такого фронта характерно спокойное, упорядоченное, восходящее наклонное натекание теплого воздуха по всей фронтальной поверхности до больших высот (рис. 1.17). Облачная система такого фронта аналогична системе облаков теплого фронта, но располагающихся в обратном порядке. Однако ее горизонтальная протяженность значительно меньше, чем у теплого фронта, и она

расположена позади от линии фронта и проходит над наблюдателем в обратной последовательности: облака Ns сменяются As и далее облаками Cs. Над передней крутой частью фронта при неустойчивом теплом воздухе могут развиваться кучево-дождевые облака, впереди которых обычно облака As и Cs.

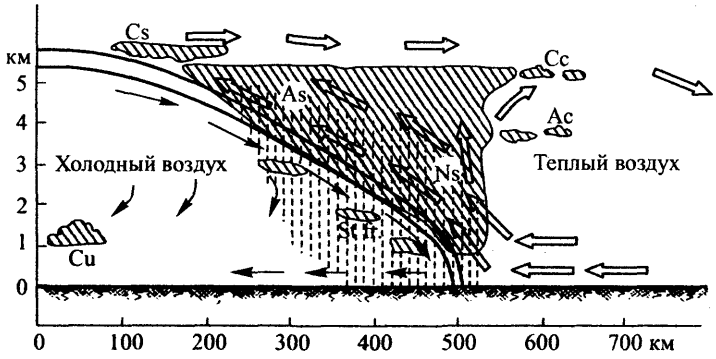

Рис. 1.17. Холодный фронт 1-го рода

Холодный фронт 2-го рода – это быстро перемещающийся холодный фронт, вклинивающийся под теплый воздух с достаточной энергией неустойчивости. Этот род холодного фронта отличается от фронта 1-го рода тем, что восходящее движение теплого воздуха сосредоточено в узкой зоне у передней части фронтальной поверхности и имеет характер мощного конвективного потока, приводящего к развитию Cв. Над остальной поверхностью холодного фронта, лежащей выше 2–3 км над земной поверхностью, теплый воздух опускается вниз (рис. 1.18: стрелки показывают движение воздуха относительно перемещающегося фронта).

Мощный поток теплого воздуха, поднявшись над клином холодного воздуха, направляется вперед. Увлекаемая этим потоком верхняя часть кучево-дождевых облаков вытягивается на большое расстояние перед фронтом в виде Cc и Cs.

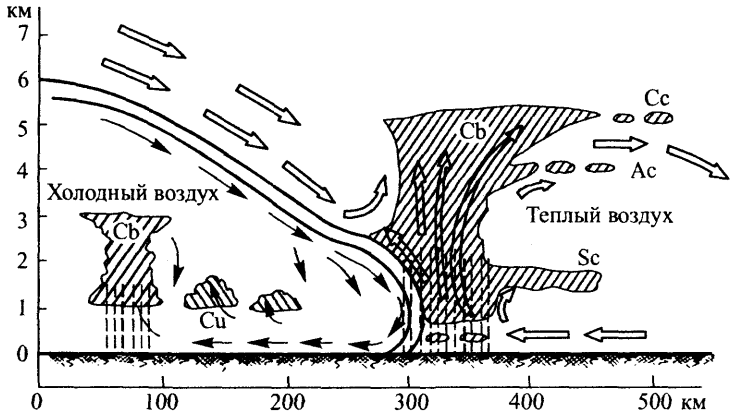

Рис. 1.18. Холодный фронт 2-го рода

В среднем ярусе образуется покров из облаков As, которые под влиянием нисходящих потоков впереди облачной системы разрываются на отдельные чичевицеобразные облака, являющиеся предвестниками приближения холодного фронта 2-го рода.

Ливневые осадки холодного фронта 2-го рода непродолжительные (от нескольких минут до часа), поскольку ширина зоны осадков небольшая, а скорость перемещения фронта значительная. Обычно осадки сопровождаются грозами и шквалами.

Кучево-дождевые облака холодного фронта 2-го рода не образуют сплошного вала, вытянутого вдоль фронта, а располагаются обычно в виде цепочки из отдельных облаков, между которыми имеются разрывы или менее развитая облачность нижнего и среднего ярусов. Грозы развиваются на отдельных участках фронта в виде «грозовых очагов» и могут, затухнув на одних участках, появиться на соседних.

Перед приближением фронта давление понижается, ветер усиливается, за фронтом отмечается интенсивный рост давления и правый поворот ветра обычно с юго-западного на северо-западный или северный с понижением температуры, уменьшается парциальное давление водяного пара (рис. 1.19).

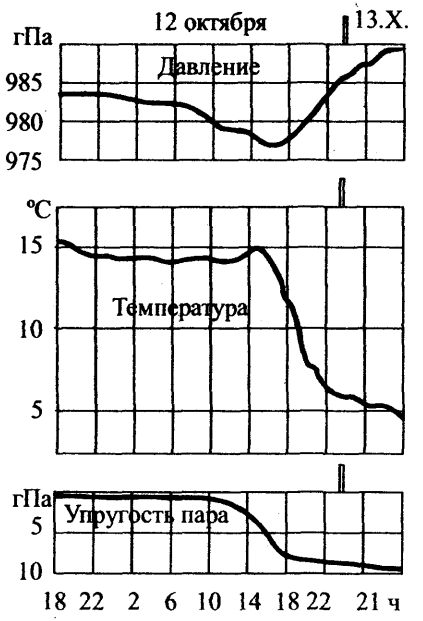

Рис. 1.19. Характерный ход метеорологических элементов при прохождении холодного фронта

Позади линии фронта в холодном воздухе наблюдаются нисходящие движения, особенно значительные в передней части холодного клина. Поэтому внутримассовые конвективные облака здесь не образуются. Вскоре после прохождения линии фронта наступает быстрое прояснение, вплоть до полного, и лишь через несколько часов, когда нисходящие движения затухнут, а фронтальная поверхность достаточно приподнимется, могут появиться свойственные холодной неустойчивой массе внутримассовые кучевые и кучево-дождевые облака и ливневые осадки.

Летом активность холодных фронтов имеет суточный ход, особенно это относится к фронтам 2-рода, у которых кучево-дождевая облачность развивается над сушей днем, а ночью она распадается, иногда до полного исчезновения. Это объясняется тем, что над сушей летом в дневные часы динамическая конвекция дополняется термической.

Холодные фронты проявляют свою деятельность более активно в теплую часть года.

Фронты окклюзии. Обычно фронты в системе циклонов в умеренных широтах перемещаются с запада на восток. Между впереди идущим теплым и за ним следующим холодным фронтами находится теплый воздух. Скорость смещения холодных фронтов больше, чем теплых, и со временем холодный фронт нагоняет теплый – происходит их смыкание, называемое *окклюзией*. В зависимости от соотношения температур воздуха в холодной воздушной массе перед прежним теплым и за прежним холодным фронтами различают: *теплый фронт окклюзии*, при котором за холодным фронтом следует менее холодный воздух, чем перед теплым фронтом; *холодный фронт окклюзии* – при обратном соотношении температур; *нейтральный фронт окклюзии* наблюдается при одинаковой температуре, при котором фронтального раздела у земли не обнаруживается; прохождение такого фронта окклюзии проявляется лишь в вытеснении теплого воздуха, заключенного между прежними теплым и холодным фронтами, вверх.

Фронты окклюзии имеют сложные облачные системы. Как в теплом, так и в холодном фронтах окклюзии имеются три облачные системы: прежнего теплого, прежнего холодного и вновь возникшего нижнего фронта. Две первые системы постепенно размываются, начиная снизу, третья же разрастается вверх и вширь одновременно с ростом вертикальной протяженности нижнего фронта. Соответственно изменяются вместе с ними области осадков.

На рис. 1.20, *а* схематически представлен теплый фронт окклюзии на ранней стадии его развития, когда еще сохранились облака прежних теплого и холодного фронтов и осадки из них не прекратились, а облачная система нижнего теплого фронта пока состоит из слоистых облаков, дающих моросящие осадки.

В дальнейшем осадки верхнего фронта прекращаются, размываются кучево-дождевые и слоисто-дождевые облака прежних теплого и холодного фронтов, а затем высокослоистые. Дольше всех сохраняются перисто-слоистые и перистые облака. В то же время слоистые облака нижнего теплого фронта трансформируются в слоисто-дождевые, а

осадки переходят в обложные. В результате теплый фронт окклюзии по своему строению и явлениям погоды все более приближается к простому теплому фронту.

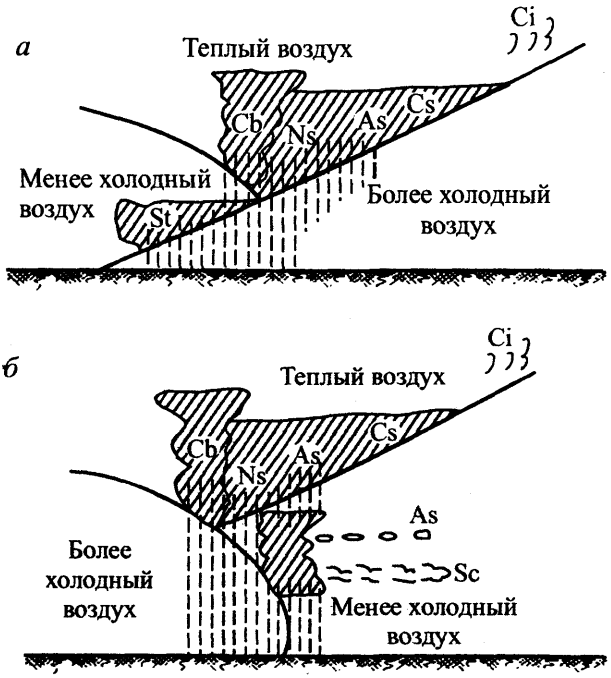

Рис. 1.20. Теплый (*а*) и холодный (*б*) фронты окклюзии

Давление при прохождении теплого фронта окклюзии изменяется мало. Значительный поворот ветра вправо наблюдается при прохождении нижнего фронта, а наибольшая скорость ветра – перед верхним холодным фронтом.

Облачная система холодного фронта окклюзии показана на рис. 1.20, *б*. На ранней стадии на нижнем холодном фронте возникают кучевые облака, переходящие затем в мощные кучевые и кучево-дождевые. Кучево-дождевые могут появиться лишь после того, как прежний, теплый фронт поднимется выше уровня кристаллизации в предфронтальной массе.

Верхний фронт, состоящий из остатков прежних теплого и холодного фронтов, сопровождается обложными и ливневыми осадками, которые в дальнейшем прекращаются. С течением времени холодный фронт окклюзии становится все более похожим на обычный холодный фронт.

Давление падает перед нижним холодным фронтом, за которым начинается рост давления. После прохождения верхнего теплого фронта рост давления ускоряется, ветер при прохождении нижнего холодного фронта резко поворачивает вправо. Наибольшая скорость ветра также соответствует прохождению нижнего холодного фронта. При этом часто отмечается шквал.

В условиях Европы и Западной Сибири теплые фронты окклюзии наблюдаются преимущественно зимой, холодные – летом. Это объясняется тем, что фронты чаще всего движутся с запада на восток и, следовательно, тыловая холодная масса располагается западнее другой. Поэтому тыловая холодная масса зимой теплее, а летом – холоднее впереди идущей холодной массы.

Рассмотренные выше фронтальные системы облаков относятся к типовым. В зависимости от конкретных синоптических условий, таких как различия в температуре, влажности, энергии неустойчивости воздушных масс, скорости их перемещения, глубины барических образований, с которыми связаны фронты, времени суток и года, возможны разнообразия облачных систем фронтов. Эти разнообразия могут состоять в составе облачных форм в системе облаков, ее вертикальной и горизонтальной протяженности, расположении относительно приземной линии фронта, ширины полосы осадков, их интенсивности и продолжительности.

Стадии развития циклонов и антициклонов. *Циклоны* – это барические образования с минимумом давления в центре и вихреобразной циркуляцией против часовой стрелки в северном полушарии и по часовой стрелки – в южном. *Антициклоны* – барические образования с максимумом давления в центре и циркуляцией воздушных масс по часовой стрелке в северном полушарии и против часовой стрелки – в южном.

Давление в центре внетропических циклонов чаще всего составляет от 995 до 1005 гПа, а в антициклонах – от 1020 до 1030 гПа.

Их размеры велики: диаметр хорошо развитого внетропического циклона может составлять 2000 км, а антициклона – до 4000 км.

По высоте они могут распространятся от 1 км на всю толщу тропосферы и даже проникать в нижнюю стратосферу.

В зависимости от широтной зоны возникновения циклоны делятся на внетропические и тропические, а антициклоны – на внетропические и субтропические.

По связи с фронтальными разделами циклоны и антициклоны могут быть фронтальными (образующиеся на фронтах) и нефронтальными. К нефронтальным циклонам относятся тропические и термические (местные), возникающие летом над сушей при сильном прогреве воздуха от подстилающей поверхности. Внетропические циклоны в большинстве случаев являются фронтальными. Внетропические фронтальные антициклоны чаще всего формируются в холодном воздухе и следуют за холодным фронтом в тылу циклонов. Нефронтальные антициклоны образуются обычно зимой над сильно охлажденными частями континентов.

Циклоны и антициклоны подразделяются на стационарные (неподвижные) и перемещающиеся.

Циклоны и антициклоны постоянно зарождаются, развиваются и исчезают (затухают). В эволюции внетропических фронтальных циклонов условно выделяют три стадии.

1. *Стадия зарождения циклона, или стадия волны.* Циклоны зарождаются в зоне соприкосновения различных по своим свойствам воздушных масс, обычно на прямолинейных участках стационарных фронтов (рис. 1.21, *а*). Начальным условием зарождения циклона является движение воздушных масс по обе стороны фронта в противоположном направлении или в одном направлении, но с разными по величине скоростями. При таком движении воздушных масс на некотором участке первоначально прямолинейного фронта происходит искривление линии фронта в виде волны (рис. 1.21, *б*). Воздушные потока в месте зарождения волны образуют завихрение: часть холодного воздуха начинает вклиниваться под теплый, а часть теплого воздуха натекать по наклонной поверхности на холодный воздух (рис. 1.22). При таком движении воздушных масс на стационарном фронте появляются два подвижных участка: холодный и теплый фронты, постоянно удлиняющиеся.

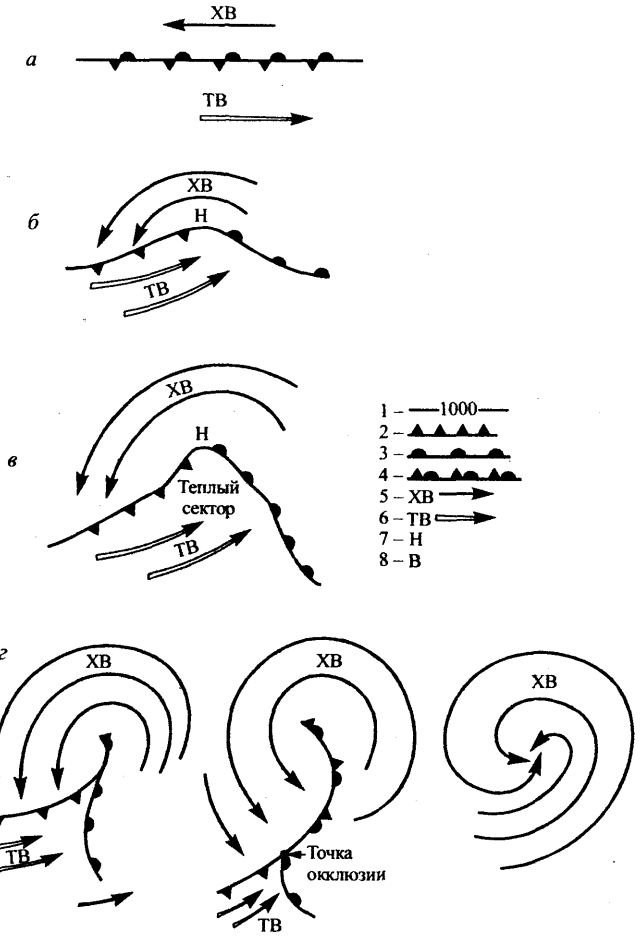

Рис. 1.21. Стадии развития циклона:

а – невозмущенная часть стационарного фронта; *б* – стадия волны; *в* – стадия молодого циклона; *г* – стадия окклюдирования циклона *1* – изобара, давление в гПа; *2* – холодный фронт; *3* – теплый фронт; *4* – фронт окклюзии; *5* – холодный воздух; *6* – теплый воздух; *7* – низкое давление; *8* – высокое давление

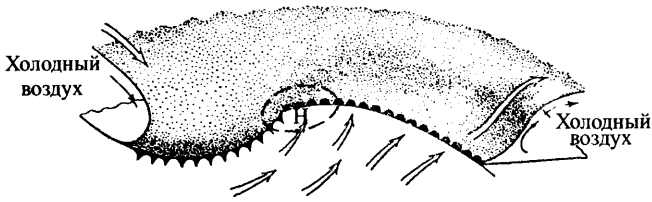

Рис. 1.22. Деформация фронтальной поверхности в области зарождения циклона

Появление вихревого движения воздуха сопровождается понижением давления в небольшой области, ограниченной на синоптической карте одной замкнутой изобарой, кратной 5 гПа.

2. *Стадия молодого циклона* (рис. 1.21, *в*) характеризуется образованием хорошо выраженного теплого сектора циклона, заключенного между холодным и теплым фронтами и системой нескольких замкнутых изобар. Так как скорость холодного фронта больше скорости теплого фронта, с течением времени происходит сужение теплого сектора, сопровождающееся дальнейшим понижением давления в центре циклона (углубление циклона).

3. *Стадия окклюдирования циклона* (рис. 21, *г*) – от начала окклюдирования до исчезновения замкнутой циклонической циркуляции (затухание циклона). Холодный фронт, перемещаясь быстрее теплого, нагоняет его, смыкается с ним с образованием фронта окклюзии. При этом у земли теплый сектор также смыкается и сохраняется лишь на периферии циклона в виде остаточного теплого сектора. Его вершина называется точкой окклюзии, которая по мере заполнения циклона все дальше перемещается к периферии. На фото из космоса (рис. 1.23) показана облачная система фронтов циклона на стадии окклюдирования.

С поступлением в нижние слои циклона холодного воздуха, имеющего большую плотность, давление в центре циклона растет, площадь, занятая циклоном уменьшается, происходит заполнение циклона и его затухание. Имевшиеся в циклоне фронты размываются, а с ними исчезают облачные системы, прекращаются осадки.

Рис. 1.23. Облачная система циклона в стадии окклюдирования на снимке из космоса:

АБВ – облачная полоса фронта окклюзии; ВГ – полоса холодного фронта

Циклоны перемещаются в общем с запада на восток со скоростью 30–40 км/ч, иногда до 70–100 км/ч. Наибольшая на ранней стадии эволюции циклона скорость с его углублением уменьшается. От зарождения волны до исчезновения циклона проходит от 3 до 7 суток – за это время он может пройти расстояние в тысячи километров.

Наибольшая активность фронтов наблюдается в центре циклона и убывает к его периферии. Так, если в центре циклона на теплом фронте имеется весь набор облаков, то по мере удаления от центра сначала исчезают слоисто-дождевые, затем высокослоистые и могут остаться лишь перистые облака. То же относится и к холодному фронту. На рис. 1.24 представлены погодные условия в районе молодого циклона.

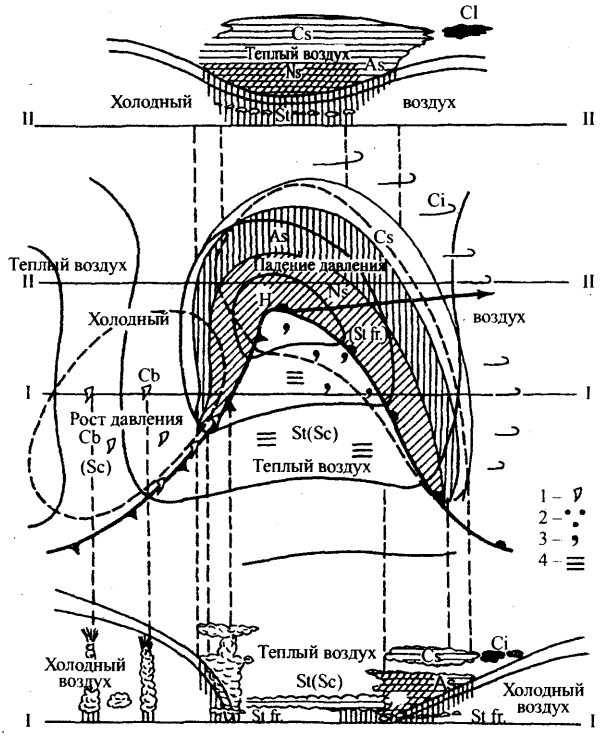

Рис. 1.24. Погодные условия в районе молодого циклона:

внизу разрез по линии I-I, вверху – вдоль линии II-II

1 – ливневые осадки; *2* – обложные осадки; *3* – морось; *4* – туман

В тылу циклонов за холодным фронтом происходит рост давления с внедрением холодного воздуха, который несут подвижные гребни или антициклоны.

При определенных условиях на главных фронтах (полярном или арктическом) образуется серия из 3–5 циклонов, перемещающихся по направлению воздушных течений, обычно с юго-запада на северо-восток (рис. 1.25). Первым в серии находится наиболее «старый», обычно окклюдированный циклон, а замыкает серию – наиболее «молодой». Циклоны серии разделяются подвижными антициклонами или гребнями. Заканчивается серия обычно вторжением в тылу последнего циклона порций холодного воздуха в виде заключительного антициклона.

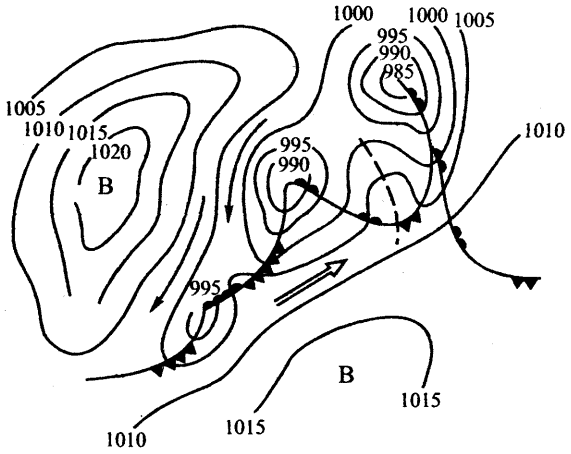

Рис. 1.25. Серия циклонов

Серии антициклонов имеют важное значение в межширотном обмене воздушными массами. При определенных условиях затухающие циклоны могут регенерировать, т.е. снова углубляться и активизироваться.

Выделяют два основных типа антициклонов: подвижные – антициклоны, перемещающиеся вместе с циклонами в их тыловой части; стационарные (малоподвижные), чаще всего наблюдаются над континентами зимой.

По стадиям развития различают: молодой антициклон – характеризуется ростом давления в центральной части и увеличением занимаемой им площади; антициклон (стадия максимального развития) – представляется на карте несколькими замкнутыми изобарами; разрушающийся антициклон – давление уменьшается, сокращаются количество замкнутых изобар и занимаемая им площадь до полного исчезновения (затухания).

Погодные условия в антициклонах в значительной степени противоположны таковым в циклонах. В отличие от циклонов в области антициклонов циркулируют однородные воздушные массы, а в слое трения имеет место расходимость воздушных потоков. Поэтому фронты в антициклонах не образуются, а имевшие место до появления циклона – размываются. Кроме того, большое влияние на погоду оказывают инверсии приземные и на высоте (оседания).

В центральной части антициклонов градиенты давления невелики, к периферии они возрастают и, следовательно, растут скорости ветра.

Значительные различия в погодных условиях наблюдаются в подвижных и стационарных антициклонах. Распределение погоды в подвижном антициклоне определяется его положением относительно циклонов, между которыми он находится и вместе с которыми перемещается. В таком положении он оказывается окаймленным с трех сторон фронтами.

На восточной окраине подвижного антициклона наблюдается как бы продолжение погоды находящегося восточнее циклона. Летом обычно туда поступает холодный воздух, и в дневные часы наблюдается неустойчивая погода с развитием конвективной облачности. Зимой погода преимущественно, ясная, морозная, без осадков, с сильными ветрами северных направлений.

В тыловой части подвижного антициклона на характер погоды может оказать влияние теплый фронт идущего с запада циклона, а также фронты окклюзии. Влияние этих фронтов проявляется в появлении перистых, высокослоистых облаков, в слабых снегопадах зимой и в преимущественно ясной относительно теплой погоде с большой ампли-

тудой суточного хода температуры и развитием в дневные часы кучевой облачности летом.

В стационарных антициклонах погода характеризуется более равномерным распределением температуры во всех частях. Летом над континентом воздух в антициклоне прогревается, что обусловливает длительную, жаркую, сухую малооблачную погоду. Часто такие антициклоны вызывают засуху на больших пространствах, зимой – сильные морозы (в Восточной Сибири и Якутии до –55 ÷ –60 °С).

Летом при разрушении таких антициклонов могут образовываться малоградиентные барические поля с образованием местной неустойчивой массы, с мощными кучево-дождевыми облаками, с ливневыми осадками, часто с градом и грозой, во второй половине дня.

К особенностям погоды в антициклоне можно добавить, что в его восточной половине, где воздушные потоки имеют северо-западное и северное направление, холоднее, чем в западной, куда поступает более теплый воздух с потоками южных и юго-восточных направлений.

Движение циклонов, антициклонов, их ложбин и гребней находится в тесной связи с общими воздушными потоками. Циклонические и антициклонические вихри, простирающиеся до высоты 2–3 км, перемещаются в том направлении и примерно с той скоростью, какими обладают воздушные течения на уровне 3–5 км. Поэтому данные воздушные течения называются *ведущими потоками.*

В большинстве случаев эти потоки имеют направление с запада на восток. Скорость их колеблется в весьма широких пределах (чаще 40–50 км/ч). Молодые циклоны и антициклоны перемещаются со скоростью 0,7–0,8 скорости ведущего потока.

Хорошо развитые обширные циклоны и антициклоны, простирающиеся до высоты 5 км и выше, являются малоподвижными барическими образованиями. Их скорость от 0 до 15–20 км/ч.

Вторая причина, оказывающая влияние на перемещение барических образований, – их термическая неоднородность и неравномерность распределения давления на занимаемых ими территориях. Большей подвижностью обладают

циклоны и антициклоны с большими температурными контрастами и различиями давления.

Высота циклонов и антициклонов на стадии зарождения составляет 1–1,5 км, на наивысшей стадии развития может быть 5–6 км, они могут даже проникать в нижнюю стратосферу.

1.8.2. ПРОГНОЗЫ ПОГОДЫ

Общие положения. Прогноз (предсказание) погоды – это научно обоснованные предположения о будущем состоянии погоды. Согласно принятой классификации метеорологические прогнозы по заблаговременности подразделяются на: сверхкраткосрочные – от десятков минут до нескольких часов (применяются при метеорологическом обслуживании авиации); краткосрочные – до 48 суток; среднесрочные – 3–10 суток; долгосрочные – на месяц, сезон.

Развитие во времени метеорологических процессов, определяющих погодные условия, настолько сложное, что на современном уровне развития методов прогнозирования невозможно ограничиться лишь научным подходом. Поэтому большое место в прогнозировании погоды занимает предугадывание, т.е. субъективное заключение прогнозиста, основанное на опыте работы, а не на научных исследованиях. Существующие методы прогнозов погоды в своей основе являются вероятностными и носят в значительной мере качественный характер.

Чем больше заблаговременность прогноза, тем меньшую долю составляют количественные показатели в прогнозе и большую – качественные. Так, синоптический метод, применяемый при прогнозах до трех суток, позволяет предвидеть главным образом характер предстоящих изменений в погоде (например, похолодание, потепление, усиление ветра, дождь, снег и т.п.) с указанием приблизительных количественных показателей. Можно, например, сказать: ожидаемый дождь будет слабым и сильным, температура воздуха будет 10–15 °С, а ветер 7–12 м/с, но нельзя сказать, что осадков выпадет, например, 8,3 мм, а температура повысится до 10,2 °С.

Особенно сложно прогнозировать локальные явления с малыми горизонтальными размерами – от сотен метров до десятков километров. Например, грозы, с ливнями, градом, смерчи.

В зависимости от заблаговременности прогноза применяются соответствующие методы.

Краткосрочные прогнозы погоды. Для краткосрочных прогнозов погоды используется *синоптический метод*. В переводе с греческого слово «синоптика» означает единовременный обзор; применительно к метеорологии это значит обзор состояния атмосферы над большими пространствами Земли на какой-либо момент времени.

Синоптический метод базируется на построении и анализе синоптических карт, представляющих собой географические карты в виде бланков, на которых символами и цифрам представлены результаты наблюдений на сети метеорологических станций в сроки наблюдений. Такие карты составляются по несколько раз в сутки. На них выделяются синоптические объекты, каждому из которых свойственны определенные типы погодных условий. Карты подразделяются на приземные, высотные и вспомогательные.

Приземные карты отображают погоду у земли, составляются по данным наблюдений на сети приземных метеорологических станций и подразделяются на основные и дополнительные (кольцевые). Основные карты составляются в масштабе 1:150 000 000 и охватывают территорию, простирающуюся на 4–5 тыс. км в меридиональном и широтном направлениях. Кольцевые карты выполняются в более крупном масштабе и охватывают территорию 1000 х 1000 км. Они служат для детализации синоптического положения. (Синоптическое положение – это совокупность взаимно связанных воздушных масс, фронтов, циклонов, антициклонов и других объекте над некоторым участком земной поверхности, определяющее состояние погоды на этом участке.)

На основных и кольцевых картах для каждой станции, обозначенной на карте кружком, даются облачность, скорость и направление ветра, температура воздуха, точка росы, метеорологическая дальность видимости, атмосферное давление, барическая тенденция и ее форма, количество

осадков, погода в срок и между сроками наблюдений, форма облаков верхнего, среднего и нижнего ярусов, высота нижней границы облаков нижнего яруса. На картах с помощью изобар (проводятся через 5 гПа) дано распределение атмосферного давления на уровне моря, показано положение барических образований, фронтов.

Высотные карты составляют по данным аэрологических наблюдений, они характеризуют состояние атмосферы (температуру, влажность, ветер, давление) на разных высотах (до 30–40 км).

Различают карты абсолютной барической топографии (АТ) и относительной барической топографии (ОТ).

Карты АТ строят для каждой стандартной изобарической поверхности: 850, 700, 500 и др. – до 10 гПа. На этих картах для данной изобарической поверхности проведены линии равных высот (изогипсы), наподобие горизонталей при изображении рельефа в геодезии, но абсолютные высоты даются в геопотенциальных метрах, несколько отличающихся от обычных метров.

Карты АТ характеризуют барическое поле на высотах. Замкнутым областям с большими высотами соответствуют области высокого давления – антициклоны, и наоборот, области с минимальными высотами соответствуют циклонам. Также выделяются барические ложбины, гребни.

На картах относительной барической топографии с помощью изолиний изогипс показывают распределение относительных высот одной изобарической поверхности над другой и таким образом характеризуют термическое поле слоя атмосферы, заключенного между изобарическими поверхностями. Обычно для прогнозов используют карты, дающие представление о средней температуре слоя воздуха между изобарическими поверхностями 1000 и 500 гПа, т.е. примерно в 5-километровом слое воздуха от земли. Области с малыми относительными высотами соответствуют областям холода, а с большими – областям тепла.

Для каждой аэрологической станции, обозначенной кружком, указывают: скорость и направления ветра, температуру воздуха, дефицит точки росы, абсолютную высоту изобарической поверхности для карт АТ и относительную высоту для карт ОТ.

Вспомогательные карты могут выполняться в различных масштабах, и на них показывают распределение опасных явлений (грозы, пыльные бури, ливни, экстремальные температуры, осадки и др.), состояние снежного покрова, облачности, состояние тропопаузы и многое другое.

Кроме синоптических карт для прогноза погоды в синоптике находят применение аэрологические диаграммы, отражающие термодинамическое состояние атмосферы по высотам, вертикальные разрезы атмосферы.

Синоптический метод прогноза погоды состоит из двух основных этапов: 1) прогноз синоптического положения, 2) составление собственно прогноза погоды, т.е. определение значений метеорологических величин, и хода метеорологических процессов, результатом которых являются выпадение осадков, туманообразование, грозы, метели и т.п.

Прогнозирование синоптического положения делается на основании анализа и изучения развития во времени синоптического процесса на синоптических картах за предыдущие сроки. Установив пути движения синоптических объектов и скорости их перемещения экстраполяцией определяют их будущее положение. В простейшем случае экстраполяции исходят из предположения, что кинематические характеристики движения объекта (скорость, ускорение, угол отклонения от предыдущего направления), определенные за предыдущие сроки, сохраняются и на будущее.

По данным прогноза синоптического положения строятся прогностические карты приземные, высотные, на основании которых составляется прогноз погоды. При этом учитывается трансформация воздушных масс, эволюция фронтов, циклонов, антициклонов, ложбин, гребней при их перемещении в пункт прогноза, обострение, размывание фронтов, углубление и заполнение циклонов, рост или понижение давления в антициклоне и т.п.

При наличии данных о положении синоптических объектов относительно пункта прогноза составляется прогноз погоды с учетом стадии развития фронтов, барических образований, суточного хода метеоэлементов и климатических особенностей пункта прогноза. Погодные условия в различных воздушных массах, на фронтах, циклонах и антициклонах даны в предыдущих разделах курса.

Численный прогноз погоды. Представление о будущем состоянии атмосферы можно получить на основе решения системы дифференциальных уравнений гидродинамики и термодинамики. Такой подход носит название *гидродинамического метода*. Однако аналитическое решение этой задачи, в связи с необходимостью учета множества факторов, многие из которых не могут быть представлены в виде аналитических выражений (например, изменения свойств подстилающей поверхности в широтном и меридиональном направлениях), связано с большими математическими трудностями, исключающими практическое использование метода при составлении прогнозов погоды. Но реализация гидродинамического метода возможна путем применения численного интегрирования системы уравнений с заданным шагом по времени при заданных начальных и краевых условиях. При этом производные заменяются конечными разностями.

Использование численного метода связано с обработкой большого количества цифровой информации в сжатые сроки, поэтому стало возможным лишь с применением мощных быстродействующих ЭВМ. Современные ЭВМ, установленные в международных и региональных метеорологических центрах (ММЦ и РМЦ), способны выполнять $(400–500)\cdot 10^6$ операций в секунду. При этом при выполнении интегрирования на один шаг по времени (порядка одного часа) требуется использование $6 \cdot 10^6$ чисел.

Чем больше факторов учитывается в математической модели атмосферы, тем ближе она будет соответствовать действительной картине рассматриваемого явления и тем более надежные и детальные прогнозы метеорологических величин и явлений погоды можно получать.

В наиболее совершенных математических моделях атмосферы, используемых для численного прогнозирования, учитываются: турбулентный перенос, географическое распределение альбедо, шероховатость подстилающей поверхности, снежный покров, влагосодержание почвы, рельеф.

В настоящее время для узловых точек регулярной сетки (по широте и долготе 2,5°x2,5°) для больших территорий и всего земного шара численным методом предвычисляют:

давление на уровне моря, геопотенциалы изобарических поверхностей, температуру и влажность воздуха, скорости ветра на 24, 36, 48, 72, 96 и 120 ч вперед. Исходными данными на начало составления прогноза служат фактические значения метеорологических величин у земли и на высотах, полученные из наблюдений на приземных и аэрологических станциях.

Несмотря на значительные успехи в совершенствовании численного прогноза, в силу неизбежных упрощений и схематизации реальных погодообразующих процессов в математических моделях, они не позволяют еще получать детальные прогнозы метеорологических величин и явлений для конкретного пункта или территории. Но, что очень важно, эти методы дают возможность получать прогностические поля давления макромасштабного уровня. Поэтому в настоящее время численный гидродинамический метод прочно вошел в повседневную практику прогностических служб в качестве первого этапа (уровня) в процессе составления прогнозов погоды, при котором получают распределение барических образований типа циклонов–антициклонов, определяющих направления воздушных потоков и перемещения воздушных масс.

На втором этапе прогнозист, имея прогноз барического поля и используя знание местных условий, с учетом трансформации фронтов, барических образований, воздушных масс, составляет окончательный прогноз погоды, в котором даются температура и влажность воздуха, направление ветра, облачность, осадки, туманы и другие величины и явления.

В распоряжении синоптиков на местах имеются численные прогнозы, принимаемые по каналам связи из международных и региональных метеорологических центров (подробнее см. п. 4.1), основанные на математических моделях, различающихся степенью схематизации атмосферных процессов и полнотой учета погодообразующих факторов. На основе анализа и предыдущего опыта прогнозист имеет возможность выбрать наиболее подходящий вариант.

Долгосрочные прогнозы. Проблема долгосрочных прогнозов погоды является труднейшей проблемой метеорологии. Методы, применяемые в краткосрочных прогнозах, здесь неприемлемы, а существующие методы долгосроч-

ных прогнозов несовершенны, хотя необходимость в точных долгосрочных прогнозах погоды значительно больше, чем в прогнозах на 1–3 суток.

Долгосрочные прогнозы погоды нужны не только планирующим органам, но и гидрологам, агрометеорологам, океанологам. На основе удовлетворительно оправдывающихся долгосрочных прогнозов погоды можно, например, составить прогнозы вскрытия и замерзания рек, половодий, условий произрастания сельскохозяйственных культур, ледовой обстановки на морях и т.п.

Прогнозы погоды малой заблаговременности (4–6 суток) также важны и используются организациями и ведомствами. Основанием для составления прогнозов малой заблаговременности служит положение о расчленении атмосферных процессов на периоды такой же длительности, которые называются *синоптическими*. Резкие преобразования атмосферных процессов осуществляются на сравнительно большой территории (в Европе, Западной Сибири, северной части Атлантического океана) через каждые 4–8 суток. Внутри синоптического периода на этой территории атмосферная циркуляция не подвергается существенным изменениям. Эти положения оправдываются лишь в тех случаях, когда не происходит заметной перестройки атмосферных процессов.

Современный метод долгосрочных прогнозов погоды (на месяц) основан на нахождении различных статистических связей между характером прошедшей и будущей циркуляции атмосферы. По картам погоды за прошедшие годы подбирают аналоги, близко совпадающие с текущим годом по развитию атмосферных процессов, с оценкой надежности полученных ранее прогностических связей и высказывают соображения об ожидаемой погоде на ближайший месяц–сезон.

В настоящее время качество долгосрочных прогнозов погоды еще далеко от запросов общества: сейчас возможно дать лишь ориентировочно значения температуры, количество осадков, относительно нормы.

Работы по использованию численных методов для долгосрочных прогнозов ведутся.

1.8.3. ПРОГНОЗ ПОГОДЫ ПО МЕСТНЫМ ПРИЗНАКАМ

К местным признакам погоды относятся некоторые особые явления и отдельные метеорологические элементы, наличие или характерные изменения которых свидетельствуют о предстоящих изменениях погоды или ее сохранении в данной местности.

Каждый признак погоды является отражением происходящих или уже произошедших изменений в состоянии атмосферы в данном районе. По местным признакам можно судить о предстоящей погоде на непродолжительное время, например, на ближайший день, ночь или сутки, иногда – на двое суток. Более или менее надежное предсказание погоды по местным признакам возможно лишь в тех случаях, когда за последнее время отмечается несколько совпадающих признаков, указывающих на одно и то же предстоящее изменение погоды. Поэтому для правильных представлений о будущей погоде надо не только внимательно наблюдать за всеми явлениями погоды, но и правильно понимать связь их друг с другом. Местные признака погоды могут быть использованы для дополнения и уточнения прогнозов, получаемых от оперативных органов службы погоды.

Признаки наступления ненастной погоды:

а) появление и увеличение количества перистых облаков в виде нитей, перьев, часто с коготками. Переход их в перисто-слоистые облака, которые постепенно затягивают все небо. Наличие у появившихся перистых облаков «базы», т.е. места на горизонте, где отдельные полосы облаков сходятся вместе. Ненастье наступает через 12–24 ч;

б) падение атмосферного давления, усиливающееся с течением времени;

в) нарушение нормального суточного хода температуры воздуха, ветра, облачности;

г) усиление ветра вечером или ночью; заметное по движению облаков усиление ветра на высотах, особенно при изменении его направления;

д) красный цвет вечерней зари, особенно если накануне заря была оранжевой. Появление гало в тонкой пелене перисто-слоистых облаков.

Признаки сохранения облачной погоды с осадками:

а) слабо выраженный суточный ход температуры воздуха;

б) атмосферное давление мало меняется или наблюдается медленное повышение его при выпадающих осадках и слабых ветрах;

в) если зимой при наступлении оттепели, сопровождающейся низкой сплошной облачностью, моросящими осадками и туманами, наблюдается устойчивый западный ветер, ненастная погода удержится длительное время, до тех пор, пока не изменится направление ветра.

Признаки улучшения погоды:

а) устойчивый рост атмосферного давления;

б) усиление ветра и изменение его направления, чаще всего на северное и северо-западное;

в) резкое понижение температуры, которое после перехода ветра к северным направлениям сопровождается прекращением осадков.

Признаки сохранения малооблачной погода:

а) атмосферное давление либо продолжает расти, либо остается без изменения, если малооблачная погода стоит уже несколько дней. Если же малооблачная погода только что сменила ненастье, то отсутствие устойчивого роста давления приведет лишь к установлению непродолжительной хорошей погоды;

б) хорошо выраженный суточный ход всех метеорологических элементов, особенно ветра, температуры и облачности;

в) образование в летние ясные ночи приземных туманов или росы, а осенью – инея;

г) вечером заря, летом окрашенная в золотисто-желтый цвет, а в холодное время года – красная.

Признаки предгрозового состояния:

а) после сухого периода значительное увеличение абсолютной и относительной влажности, повышение температуры воздуха (жарко, душно – «парит»);

б) появление утром и быстрое развитие по высоте кучевых облаков, переходящих в мощные кучевые;

в) появление кучевой облачности перед вечером часто предвещает ночную грозу;

г) появление башенкообразных высококучевых облаков;

д) появление чечевицеобразных высококучевых облаков – хороший признак прохождения через 6–12 ч холодного фронта.

1.9. ОПТИЧЕСКИЕ И ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ

1.9.1. ОПТИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ

Оптические явления в атмосфере – это явления, воспринимаемые нашим органом зрения (глазом). Они возникают при прохождении через атмосферу световых лучей видимой части спектра. Атмосфера представляет собой мутную, оптически неоднородную среду. Молекулы воздуха, взвешенные жидкие и твердые частицы (аэрозоли) рассеивают и поглощают световую радиацию, причем неодинаково в разных участках спектра. Кроме того, световые лучи при прохождении через атмосферу встречают на своем пути слои воздуха различной плотности, вихри и струйки, создаваемые турбулентностью, что вызывает преломление лучей.

Метеорологическая дальность видимости – это минимальное расстояние, на котором днем теряется видимость абсолютно черного объекта, наблюдаемого на фоне неба у горизонта и имеющего угловые размеры более 20 мин . На метеостанциях метеорологическая дальность видимости оценивается по девятибалльной шкале.

Цвет неба. Наиболее сильно рассеиваются в атмосфере голубые, синие и фиолетовые лучи, поэтому безоблачное небо принимает голубую окраску. Чем чище атмосфера, тем ярче синева неба. По мере увеличения примесей в воздухе небо принимает более светлую окраску, приобретая белесый цвет. Ярко выраженный синий оттенок неба свидетельствует о наличии в данном месте чистого и сухого воздуха, имеющего обычно арктическое происхождение. Белесый оттенок служит признаком, как правило, большой запыленности воздуха, имеющего южное континентальное происхождение.

Сумерками называется промежуток времени от момента захода солнца до наступления темноты (вечером) и от конца темноты до момента восхода солнца (утром). Явление сумерек производит солнечный свет, рассеивающийся в более высоких слоях атмосферы при положении солнца за линией горизонта.

Гражданские сумерки заканчиваются, когда солнце оказывается за горизонтом под углом 8°. В этот момент естественная освещенность настолько незначительна, что затрудняется передвижение неосвещенного транспорта, а также чтение книги.

Астрономические сумерки заканчиваются, когда солнце опустится за горизонт на угол 16–18°. В это время полностью исчезает голубизна неба и становятся видимыми самые слабые звезды.

Продолжительность гражданских сумерек зависит от географической широты места, времени года и погодных условий. Самые короткие сумерки на экваторе – 23–24 мин. В высоких широтах увеличиваются: на широте 60° в июле – до 2 ч, а на широте 80–90° весной и осенью – до 30 дней. Высокие (перистые) облака несколько удлиняют продолжительность сумерек, а низкие и плотные – укорачивают.

Заря представляет собой разноцветную окраску неба у горизонта при заходе и восходе солнца. Окраска зари бывает разнообразной, но преобладает оранжевый или красный цвет. При большой влагонасыщенности воздуха заря приобретает багрово-красную или оранжевую окраску, а при запыленности – светло-желтую или золотистую.

Багрово-красная заря – один из признаков приближения циклона. Светло-желтая, розовая или золотистая заря наблюдается в сухих воздушных массах, циркулирующих обычно в антициклонах, а поэтому она является признаком предстоящей ясной и сухой погоды.

Рефракцией называется искривление светового луча в атмосфере, обусловленное неодинаковым распределением плотности воздуха. Если луч света следует от небесного светила, то наблюдаемая рефракция называется *астрономической*, а если от земного объекта – *земной*.

Вследствие астрономической рефракции небесные светила продолжают быть видимыми, когда они фактически

находятся ниже линии горизонта до 30–35 мин, ввиду чего продолжительность сумерек удлиняется против теоретической в умеренных широтах на 8–13 мин, а в высоких широтах – на 10–12 дней. При особо выраженной рефракции можно наблюдать искажение диска солнца или луны при их восходе или заходе.

В результате земной рефракции при определенном распределении плотности воздуха в нижних слоях атмосферы могут возникать миражи. При миражах наблюдатель обычно видит и действительный предмет, и ложный, расположенный сверху, снизу или сбоку. Иногда видно только мнимое изображение. Поэтому, в зависимости от распределения плотности воздуха в пространстве, луч, идущий от точки объекта к глазу наблюдателя, проходя через слои воздуха различной плотности, прогибается в сторону слоя с меньшей плотностью. Миражи бывают верхние, нижние и боковые.

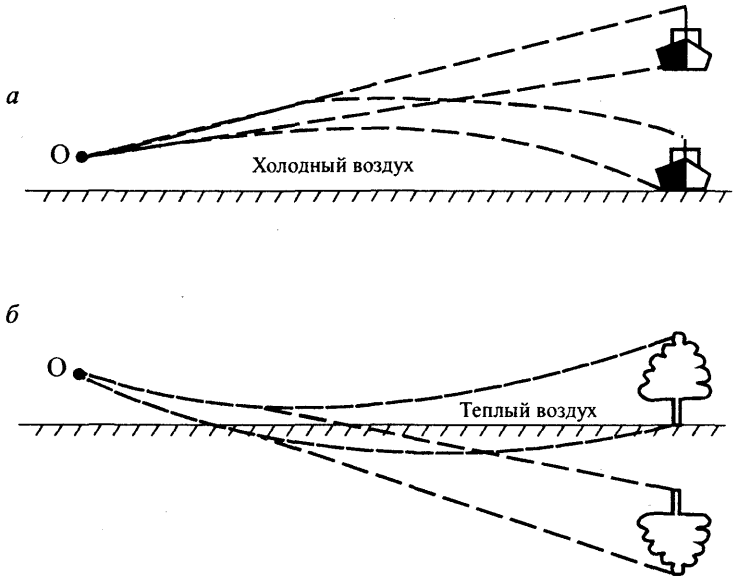

Рис. 1.26. Миражи:

а – верхний; *б* – нижний

Верхний мираж бывает при резко выраженной приземной инверсии температуры (рис. 1.26), чаще всего наблюдается в полярных морях при тихой малооблачной погоде в утренние часы.

Нижние миражи образуются, когда у земли располагается сильно нагретый и менее плотный воздух, а несколько выше – более холодный и плотный. Нижние миражи наблюдаются над обширными равнинами, в пустынях, в первую половину дня, при полном отсутствии ветра и ясной погоде. Миражи являются признаком устойчивой спокойной погоды.

Радуга представляет собой разноцветную дугу на фоне дождевых облаков, расположенных в стороне, противоположной Солнцу, и образуется лишь тогда, когда из облаков выпадает дождь, причем, чем крупнее капли, тем отчетливее и ярче будет радуга, и наоборот, при мелкокапельном дожде она становится белесой, малозаметной или совсем не видна. Расположение и чередование цветов в радуге всегда одинаково: наружный (верхний) край окрашивается в красный цвет, затем следует оранжевый, зеленый, а нижний край – в фиолетовый.

Образование радуги объясняется преломлением, внутренним отражением и разложением на составные цвета солнечных лучей в дождевых каплях.

1.9.2. ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ

Окружающий нас воздух является носителем электрических зарядов, которые создают электрическое поле в атмосфере. Непосредственные носители электрических зарядов – атомы и молекулы газов, составляющих атмосферу, и капли воды, ледяные кристаллы, а также частички пыли солей и других аэрозолей.

Под действием ионизирующих факторов (космические лучи, ультрафиолетовое излучение солнца, радиоактивное излучение веществ) нейтральные атомы и молекулы превращаются в положительно или отрицательно заряженные ионы. Чем больше содержание ионов в воздухе, тем выше его электропроводность. Наиболее ионизированные слои

атмосферы образуют слои ионосферы, обладающие наряду с высокой электропроводностью также способностью отражать радиоволны.

Средняя напряженность электрического поля в нижних слоях тропосферы составляет около 130 В/м, а при грозе увеличивается до 50000 В/м и более.

Гроза представляет собой атмосферное явление, характеризующееся многократными электрическими (искровыми) разрядами между облаком и землей, между отдельными частями облака или между отдельными облаками, сопровождаемыми громом. Гроза возникает при наличии мощных кучево-дождевых облаков (Св), развивающихся в результате неустойчивого состояния атмосферы при высокой влажности воздуха. Под воздействием сильных восходящих потоков воздуха и интенсивного перемешивания капель воды и кристаллов льда происходит электризация облачных элементов. Верхняя часть облака заряжается положительными зарядами, средняя – отрицательными, нижняя – вновь положительными. Облако, таким образом, становится разделенным на части с концентрированными противоположными зарядами, создающими электрические поля с громадным электрическим напряжением как внутри самого облака, так и в окружающем околооблачном пространстве. При достижении критического значения напряжения между отдельными разноименно заряженными очагами происходит разряд в виде молнии. По внешнему виду различают линейные, плоские, четочные и шаровые молнии.

Чаще всего наблюдается *линейная молния*, представляющая собой гигантскую искру, иногда сильно разветвленную, длиной 2–3 км, а иногда, при разряде между облаками, – 15–20 км. Линейная молния чаще всего состоит из нескольких разрядов (импульсов), следующих друг за другом с промежутком в несколько сотых долей секунды. Общая продолжительность молнии не превышает десятых долей секунды.

Плоская молния представляет собой слабый (тихий) электрический разряд внутри облака или между облаками. Обычного грома этот вид молнии не создает. Этот вид молнии следует отличать от освещения отдельных облаков удаленной линейной молнией, когда из-за большого рас-

стояния (более 15–20 км) гром не слышен. Такое явление называется *зарницей*.

Четочная молния – очень редкий вид молнии, состоящей из отдельных светящихся шаров диаметром в несколько сантиметров, располагающихся вдоль кривой по пути разряда, прошедшего перед ее появлением.

Шаровая молния появляется обычно после сильного разряда линейной молнии и имеет вид светящегося шара размером 10–20 см, иногда до 1 м.

Над континентами максимум гроз наблюдается в июне и июле. На морях, на побережьях северной части Атлантического океана преобладают зимние грозы. В некоторых местностях вблизи экватора осадки выпадают каждый день и сопровождаются грозами.

Над континентами максимум гроз приходится на послеполуденные часы, а над морем – на ночь. Это относится к грозам внутримассовым, т.е. к грозам термической конвекции. Фронтальные грозы не зависят от времени суток, но и их повторяемость несколько возрастает в часы усиленной конвекции, т.е. после полудня над сушей и ночью над океанами и морями.

Полярные сияния. По своей природе полярные сияния относятся к числу электрических явлений. Наблюдаются они главным образом в полярных районах земного шара. Внешний вид (форма) и окраска их весьма разнообразны.

Полярные сияния возникают в высоких слоях атмосферы (от 80 до 1200 км) и представляют собой свечение разреженных газов под действием электронного потока, идущего от солнца при взаимодействии с магнитным полем Земли. Наиболее интенсивные и частые полярные сияния наблюдаются в периоды усиленной солнечной активности, характеризующиеся увеличением числа солнечных пятен.

Наблюдениями установлена связь полярных сияний с магнитными бурями. Во время активных полярных сияний ухудшается или совсем прекращается радиосвязь. Зависимости ближайшей погоды от полярных сияний не установлено.

1.10. ЗАГРЯЗНЕНИЕ АТМОСФЕРЫ И ЕГО ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ

1.10.1. ИСТОЧНИКИ И СОСТАВ ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРНОГО ВОЗДУХА

Проблема чистоты атмосферы возникла вместе с развитием промышленности и транспорта, первоначально работавших на угле, а затем на нефти. В течение двух столетий задымление воздуха практически имело местный характер. Дым и копоть сравнительно немногочисленных в те времена заводских, фабричных и паровозных труб почти полностью рассеивались на большом пространстве. Однако быстрый и повсеместный рост промышленности и транспорта в XX в. привел к такому увеличению объемов и токсичности выбросов, которые уже не могли быть рассеянными в атмосфере до безвредных для природной среды и человека концентраций.

Загрязнение атмосферы имеет естественное и искусственное происхождение. К естественным факторам относятся: внеземное загрязнение воздуха космической пылью; земное загрязнение при извержении вулканов, выветривании горных пород, пыльных бурях, лесных пожарах, возникающих от молний, выносе морских солей. Естественное загрязнение может быть также неорганическим и органическим. К органическим загрязнениям относятся: планктон, бактерии, в том числе и болезнетворные, споры грибков, пыльца растений.

Главными и наиболее опасными источниками искусственного загрязнения атмосферы являются промышленные, транспортные и бытовые выбросы.

Все промышленные источники загрязнения атмосферы подразделяются на организованные и неорганизованные. К организованным источникам относятся выбросные трубы, шахты, дефлекторы и т.п. К неорганизованным – открытые склады сырья, карьеры, хранилища твердых и жидких отходов, места загрузки и выгрузки железнодорожных вагонов, автомашин. Обычно неорганизованные источники по высотному расположению относятся к наземным.

К высоким точечным источникам относятся трубы, через которые производится выброс в верхние слои атмосферы технологических газов и загрязненного вентиляционного воздуха. От высоких источников максимальное загрязнение приземного слоя воздуха наблюдается на расстоянии, превышающем в 10–40 раз высоту трубы, а при удалении от этой зоны в подветренную сторону концентрация загрязняющих веществ убывает.

Форма дымовой струи и связанное с этим распределение концентрации примесей у земли зависят от метеорологических условий, и прежде всего от скорости ветра и вертикальной стратификации температуры воздуха. На рис. 1.27 показаны типы дымовых струй в зависимости от распределения температуры воздуха по высоте:

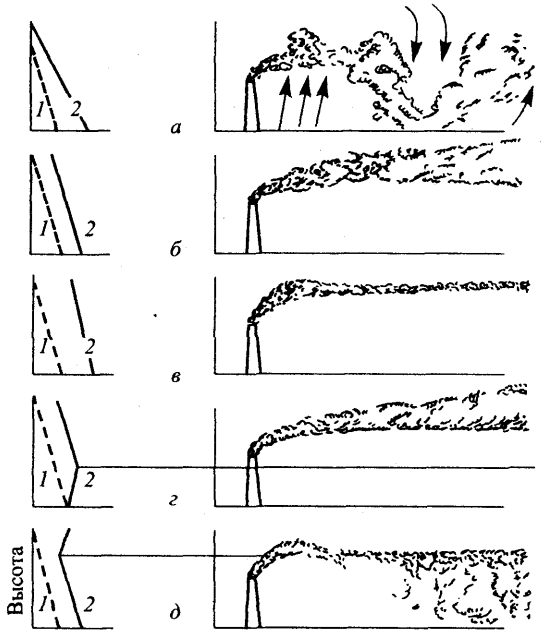

Рис. 1.27. Разновидности дымовых струй в атмосфере:

1 – стратификация температуры воздуха при сухоадиабатическом градиенте; *2* – фактическая стратификация; *а*, *б*, *в*, *г*, *д* – различные случаи стратификации

а) неустойчивая стратификация в слое воздуха, в котором находится труба, т.е. когда вертикальный температурный градиент больше сухоадиабатического градиента ($\gamma > \gamma_c$). Такое состояние наблюдается летом днем в ясную погоду. Нагревающийся у земли воздух поднимается вверх, а более холодный воздух опускается, и в результате вертикального перемешивания воздуха образуются волнообразные струи в виде совокупности клубов дыма, переносимых крупными вертикальными вихрями по направлению ветра. Поскольку клубы дыма достигают земной поверхности сравнительно близко от трубы, максимальная приземная концентрация для данной высоты трубы сравнительно велика, но с удалением от источника по направлению ветра быстро снижается;

б) вертикальный температурный градиент близок к сухоадиабатическому ($\gamma \approx \gamma_c$), что соответствует безразличному состоянию равновесия объемов воздуха. При этом наблюдается конусообразная струя, и задымление в приземном слое может сказаться на значительном удалении от источника при небольших концентрациях;

в) в условиях устойчивой стратификации ($\gamma < \gamma_в$) образуется веерообразная струя при слабом вертикальном и поперечном рассеянии. Здесь также зона наибольших концентраций будет находиться на значительном удалении от источника выбросов. То есть с точки зрения загрязнения приземного слоя воздуха устойчивая стратификация не считается неблагоприятной, но она может быть неблагоприятной, если выброс происходит из наземного источника или высота трубы ниже близкорасположенных зданий;

г) верхняя граница приземного устойчивого (инверсионного) слоя находится ниже уровня выброса. При этом создаются наиболее благоприятные условия рассеяния выбросов, так как в этом случае образуется так называемая приподнятая струя и рассеяние происходит в слое выше верхней границы инверсии, которая препятствует переносу примеси к земле. Летом такие условия обычно могут существовать на протяжении нескольких часов, главным образом ночью. Зимой эти условия могут сохраняться продолжительное время;

д) при переходе от ночной инверсии к дневной неустойчивости в ясное летнее утро приземная инверсия, разруша-

ясь у поверхности земли, становится приподнятой и над верхом трубы может образоваться задерживающий слой, препятствующий распространению примесей вверх, в то время как развивающиеся у земли конвективные вихри перемешивают струю только в пределах прилегающего к земле неустойчивого слоя. В таких условиях может наблюдаться увеличение приземных концентраций вблизи трубы, но в течение непродолжительного периода времени, порядка десятков минут.

При антициклональной погоде в осенне-зимний период, характеризующийся слабыми ветрами и штилями, приподнятая инверсия может носить характер инверсии оседания, и в таком случае опасные условия задымления могут сохраняться в течение нескольких часов и даже суток.

Можно считать, что для высокого источника особенно неблагоприятным является сочетание приподнятой инверсии, начинающейся на высоте выброса, и малой скорости ветра (штиля) в приземном слое, а для наземного источника – сочетание приземной инверсии и приземного штиля.

Ветер способствует рассеянию примесей, но при этом возможно увеличение запыленности воздуха в результате подъема пыли с земной поверхности.

Промышленные, транспортные и бытовые выбросы в атмосферу могут создавать повышение концентрации в районах их образования. Часть выбросов в результате турбулентного перемешивания может доставляться в верхние слои тропосферы и даже в нижнюю стратосферу, а затем воздушными потоками переноситься на большие расстояния, образуя трансконтинентальный и глобальный перенос загрязняющих веществ.

Вследствие деятельности человека в атмосферу поступают: углекислый (CO_2) и угарный (CO) газы, диоксид серы (SO_2), метан (CH_4), оксиды азота (NO_2, NO, N_2O); при использовании аэрозолей – хлорфторуглероды, в результате работы транспорта – углеводы (бензапирен) и др. Наиболее массовые загрязнители, выбрасываемые техногенными источниками в атмосферу Земли, представлены в табл. 1.2.

В местах активного использования газотурбинных и ракетных двигателей (аэродромы, космодромы, испытательные станции) загрязнения от этих источников сопоставимы с

загрязнениями от автотранспорта. Суммарный выброс токсичных веществ в атмосферу самолетами растет в результате повышения расхода топлива и увеличения авиационного парка.

Таблица 1.2

Выброс в атмосферу главных загрязнителей (поллютантов) в мире и в России

Показатель	Диоксид серы	Оксиды азота	Оксид углерода	Твердые частицы	Всего
Суммарный мировой выброс, млн т	99	68	177	57	401
Россия (только стационарные источники):					
млн т	9,2	3	7,6	6,4	26,2
%	9,2	4,4	4,3	11,2	6,5
Россия (с учетом всех источников), %	12	5,7	5,6	12,2	13,2

Фоновое техногенное загрязнение атмосферы формируется преимущественно под влиянием промышленных выбросов и условий регионального и глобального рассеяния загрязняющих веществ в атмосфере.

Концентрация некоторых веществ в атмосфере имеет сезонный ход. Например, концентрация диоксида серы в теплый период годы в 2–8 раз ниже, чем зимой. Повышение концентрации загрязнителей зимой объясняется ухудшением метеорологических условий их рассеяния, увеличением количества промышленных выбросов, замедлением трансформации веществ при низкой температуре воздуха. Влияние вредных выбросов на окружающую среду представлено в табл. 1.3.

Таблица 1.3

Влияние загрязнителей воздуха на окружающую среду

Загрязнители	Воздействие на окружающую среду и здоровье человека
Твердые частицы (пыль, зола и др.)	Снижение солнечного освещения и видимости, увеличение облачности, туманов. Разрушение и загрязнение материков. Возможно понижение температуры земли в результате длительного воздействия
Сернистый ангидрит (SO_2)	Хроническое поражение растений, снижение урожайности в сельском хозяйстве, уничтожение лесов, заболевание дыхательных путей
Оксиды азота (NO_x)	Поглощение солнечного света O_2, образование фотохимических туманов – смогов. Разрушение ряда материалов, снижение урожайности, уничтожение лесов, уменьшение содержания гемоглобина в крови
Оксид углерода CO	Уменьшение содержания гемоглобина в крови
Летучие углеводороды и их продукты	Поражение растений, раздражающее действие на глаза

Вещества, загрязняющие атмосферу, подразделяются также на первичные и вторичные. Первичные – это вещества, содержащиеся непосредственно в выбросах предприятий и поступающие с ними от разных источников; вторичные – это продукты трансформации или вторичного синтеза. Вторичные вещества нередко более опасны чем первичные.

1.10.2. ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРЫ

Газы антропогенного происхождения являются причиной образования кислотных осадков и смога.

Кислотные осадки – серная и азотная кислоты, образующиеся при растворении в воде диоксида серы и азота и выпадающие на поверхности земли вместе с дождем, туманом, снегом и пылью. Попадая в озера, кислотные осадки нередко приводят к гибели рыбы и других живых организ-

мов и растений. Они также могут вызывать повреждение листвы, а часто – гибель растений, ускорять коррозию металлов и разрушение зданий. Кислотные дожди большей частью наблюдаются в районах с развитой промышленностью. Несмотря на то, что дождевые капли быстро удаляются из атмосферы, они все же распространяются на сотни километров от производящих выбросы тепловых станций, промышленных предприятий.

Среди вредных веществ, содержащихся в воздухе городов, имеется большая группа, обладающая канцерогенными свойствами. К ним в первую очередь относятся бензапирен и другие ароматические углеводороды, поступающие в атмосферу от котельных промышленных предприятий и с выхлопными газами автотранспорта.

Исследования показали, что возникновение раковых заболеваний у людей происходит в результате суммирования небольших доз канцерогенов в течение длительного времени.

С увеличением численности мирового парка автомобилей растет валовой выброс вредных продуктов. Состав отработанных газов двигателей автомобилей зависит от режима их работы. При разгоне и торможении увеличивается выброс токсических веществ (CO, SO_x, CH, N, бензапирена и др.). Мировым парком автомобилей с двигателями внутреннего сгорания ежегодно в атмосферу выбрасывается 260 млн т оксида углеводородов, 40 млн т летучих углеводородов, 20 млн т оксидов азота.

Вредное влияние на здоровье человека оказывают соединения свинца, содержащиеся в выхлопных газах автотранспорта. Присутствие свинца в крови человека возрастает с увеличением его содержания в воздухе, что приводит к снижению активности ферментов, участвующих в насыщении крови кислородом, к нарушению обменных процессов.

Интенсивное загрязнение воздуха в больших городах и промышленных центрах при благоприятствующих метеорологических условиях приводит к образованию ядовитого тумана – смога – в двух разновидностях.

Дымовой (или лондонский) смог представляет собой смесь тумана и дыма, содержит примеси продуктов неполного сгорания или отходов химического производст-

ва. Этот вид смога, характерный для Лондона, обычно наблюдается в осенне-зимнее время. Смог крайне вреден для живых организмов. Во время смога ухудшается самочувствие людей, резко увеличивается число легочных и сердечно-сосудистых заболеваний. Сернистый газ, входящий в состав смога, вызывает катар верхних дыхательных путей, бронхит. Продолжительный смог может стать причиной повышенной смертности, особенно среди страдающих заболеваниями сердца и дыхательных путей.

Более опасный вид смога – фотохимический (лос-анджелесский), наблюдающийся в теплое время года, например, в Нью-Йорке, Бостоне, Детройте, Чикаго, Милане, Мадриде и других городах. Он представляет собой едкие газы, пары и аэрозоли повышенной концентрации в нижних слоях атмосферы, без тумана. Особую роль играют в этом случае выбросы выхлопных газов в атмосферу большого города. В результате фотохимических реакций при воздействии ультрафиолетовой солнечной радиации на газовые выбросы химической промышленности и транспорта создаются вещества, значительно превосходящие исходные по своей токсичности. Наряду с сильным физиологическим действием резко уменьшается видимость, города окутываются желто-синей мглой.

Фотохимический смог вызывает раздражение глаз, слизистых оболочек носа и горла, обострение легочных и различных хронических заболеваний, приводит к болезни и гибели домашних животных, растений. Он вызывает коррозию металлов, растрескивание красок, резиновых и синтетических изделий, порчу одежды.

Благоприятными метеорологическими условиями для образования смога обоих разновидностей являются приземные температурные инверсии, отсутствие ветра и дождя.

С антропогенными изменениями атмосферы связано и разрушение озонового слоя, являющегося защитным экраном от ультрафиолетового излучения Солнца. Слой с повышенной концентрацией озона (озоносфера) находится в стратосфере на высоте от 10 до 50 км. Однако максимум содержания озона приходится на слой 20–25 км.

Особенно быстро процесс разрушения озонового слоя происходит над полюсами планеты, где появились так называемые озоновые дыры. В 1987 г. зарегистрирована расширяющая год от года (темпы расширения – 4 % в год) озоновая дыра над Антарктидой (выходящая за контуры материка) и менее значительное аналогичное образование в Арктике. Наблюдениями в течение 1969–1986 гг. установлено, что наибольшее уменьшение общего количества озона в зоне 53–64° ю.ш. наблюдалось в зимние месяцы. Опасность истощения озонового слоя состоит в том, что может снизиться поглощение губительного для живых организмов ультрафиолетового излучения. По мнению ученых, одной из причин истощения озонового слоя является применение людьми хлорфторуглеродов (фреонов), которые широко используются в быту и производстве в виде аэрозолей. В 1990 г. мировое производство озоноразрушающих веществ составляло более 1300 тыс. т. Хлорфторуглероды, попадая в атмосферу, разлагаются в стратосфере с выделением атомов хлора, которые как катализаторы, ускоряют процесс превращения озона в кислород. В нижних слоях атмосферы фреоны могут сохраняться в течение десятилетий. Отсюда они поступают в стратосферу, где в настоящее время их содержание ежегодно увеличивается на 5 %. Предполагается, что одной из причин истощения озонового слоя может быть и сведение лесов, как продуцентов кислорода на Земле.

1.10.3. РОЗА ВЕТРОВ

При разработке генеральных планов застройки территорий, включающих промышленно-энергетические комплексы, автомагистрали, карьеры и другие объекты, являющиеся источниками загрязнения атмосферы, необходимо учитывать скорости и направления преобладающих ветров относительно населенных районов.

Наглядное представление о ветровом режиме в заданном районе дает роза ветров, являющаяся графическим изображением распределения повторяемости ветров по направлениям восьми румбов.

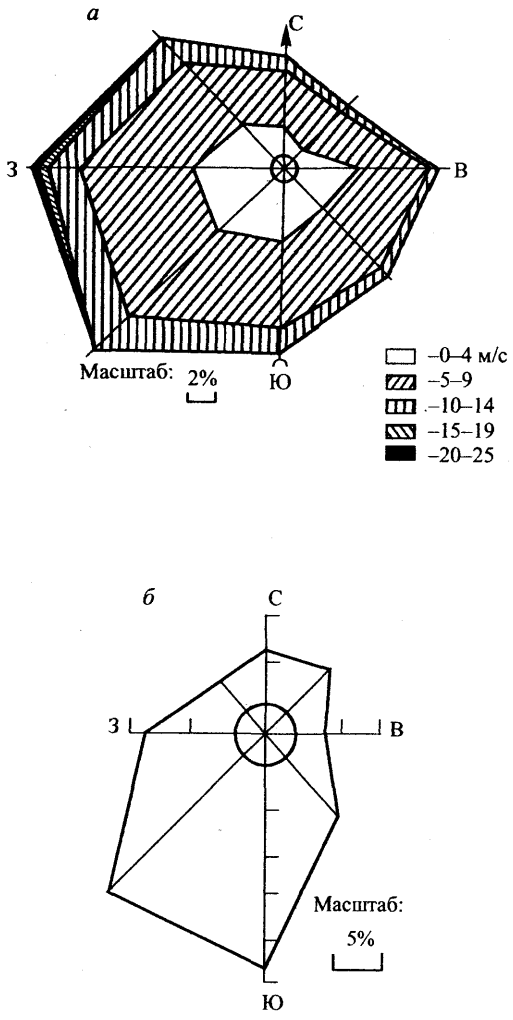

Рис. 1.28. Розы ветров

На практике находят применение несколько вариантов графического изображения распределения ветров.

Роза ветров строится по данным многолетних наблюдений и в зависимости от поставленной задачи может охватывать тот или иной период (месяц, сезон, год, навигация).

На рис. 1.28,*а* показана роза повторяемости ветров по градациям скоростей по восьми румбам. Обычно принимают интервалы скоростей: 0–4; 5–9; 10–14; 15–19 м/с и т.д.

Повторяемость каждого интервала скоростей для каждого румба выражают в процентах от общего количества измерений характеристик ветра на метеорологической станции за период, для которого строится роза.

Выбрав масштаб для повторяемости, из центра описывают окружность, радиус которой равен проценту повторяемости: штиль можно рассматривать как ветер с нулевой скоростью с направлением по всем румбам.

От этой окружности по румбам последовательно откладывают отрезки, соответствующие повторяемости принятых интервалов скоростей. Концы отрезков для каждого интервала соединяют прямыми. При отсутствии штиля построение графика делается из центра. Площади графика, соответствующие интервалам скоростей, окрашивают в различные цвета или обозначают различной штриховкой.

Кроме рассмотренного графика строят также розу повторяемости ветров по направлениям независимо от скоростей (рис. 1,28, *б*), а также розы повторяемости средних или максимальных скоростей ветра по направлениям.

Глава 2

ОСНОВЫ КЛИМАТОЛОГИИ

Слово «климат» происходит от греческого «климатос», что означает наклон. Имеется в виду наклон солнечных лучей к земной поверхности. Греки считали, что климат зависит от полуденной высоты Солнца над горизонтом, т.е. от географической широты места.

В действительности климат данной местности является результатом суммарного воздействия ряда климатообразующих факторов.

В отличие от погоды определений климата известны десятки. Климат данной местности можно определить как характерный для нее многолетний режим погоды, обусловленный солнечной радиацией, ее преобразованием в деятельном слое земной поверхности и связанной с ними циркуляцией атмосферы и океанов. Климат, в отличие от погоды, обладает относительной устойчивостью и является важной физико-географической характеристикой местности.

Для изучения климата используются многолетние наблюдения на метеорологических станциях.

В зависимости от пространства, на котором формируются определенные климатические условия, различают: макроклимат – климат крупных географических зон планетарного масштаба; мезоклимат и микроклимат – климат данной местности.

Климатология – это наука, занимающаяся изучением процессов формирования климата.

Обычно климатологию подразделяют на общую климатологию и климатографию, изучающую климатические условия различных мест земного шара. Под климатографией понимают также совокупность сведений о климатах земного шара или большей его части (климатография мира, России, Азии и др.). Климатология тесно связана с астрономией, метеорологией, географией, гидрологией. Будучи связанной с физическими процессами в атмосфере, чем занимается метеорология, климатология одновременно является и географической наукой, поскольку климат есть один из компонентов географической среды и понимание климатических явлений возможно лишь при учете географических факторов, взаимно связанных с климатом.

Климатология имеет большое практическое значение. Данные о климате используются различными отраслями народного хозяйства. В связи с этим образовались разделы климатологии: микроклиматология, климаты городов, агроклиматология, лесная, транспортная, строительная медицинская климатологии.

2.1. КЛИМАТООБРАЗОВАНИЕ

2.1.1. КЛИМАТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА И КЛИМАТООБРАЗУЮЩИЕ ФАКТОРЫ

По современным представлениям, формирование климата происходит не только под воздействием внешних источников энергии, главным из которых по отношению к Земле является Солнце, но и в результате преобразования и усвоения этой энергии путем обмена масс и энергии внутри климатической системы за несколько десятилетий.

В климатическую систему Земли входят: атмосфера, гидросфера, криосфера, литосфера и биосфера. Данные компоненты характеризуются определенными физическими свойствами – различной отражательной способностью, теплоемкостью, теплопроводностью, способностью к подвижности. Эти свойства, масса и распространенность на Земле определяют инерционность компонента климатической системы и его способность оказывать влияние на дру-

гие компоненты и через них – на формирование климата и поддержание его свойств на протяжении того или иного промежутка времени.

Атмосфера – наиболее подвижная и всепроникающая среда, находящаяся в любой точке земной поверхности, – является центральным звеном климатической системы. Через нее человек воспринимает воздействия других компонентов системы, так как он окружен атмосферой. Составляющие ее газы находятся в состоянии непрерывного обмена с другими звеньями климатической системы.

В атмосфере непрерывно образуются динамические возмущения – от мелкомасштабных вихрей до крупномасштабных циклонов, антициклонов. Чем крупнее динамическое образование в атмосфере, тем более продолжительным является его воздействие на климатические характеристики. В целом продолжительность таких воздействий может составлять от секунд до суток, недель, последствия этих воздействий могут сохраняться в атмосфере месяцы и годы.

Гидросфера, основная масса которой (до 97,2 %) сосредоточена в водах Мирового океана, по площади занимает 70,8 % поверхности Земли. По массе гидросфера превышает массу атмосферы в 275 раз, а по объему она меньше почти в 300 раз. Гидросфера – очень подвижная среда, хотя и уступает в этом атмосфере. Средняя скорость движения воды в океане на 2–3 порядка меньше скорости движения частиц воздуха в атмосфере.

Воды океана находятся в непрерывном движении: поверхностные и глубинные волны, течения, подъем и опускание воды. Многие течения являются результатом обмена энергии с воздушной средой. При большой массе и теплоемкости воды океана обладают большой тепловой и механической инерцией и являются основным аккумулятором солнечной энергии на Земле.

Соотношение теплоемкости воды и воздуха таково, что при изменении температуры воздуха на 1 °С в результате теплообмена атмосферы и океана средняя температура океана изменится всего лишь на 0,001 °С. Или при охлаждении стометрового слоя океана на 0,1 °С воздух над ним нагреется на 6 °С.

Важная особенность воды как элемента климатической системы состоит в том, что она в диапазоне температур, наблюдаемых на земном шаре, может переходить из одного фазового состояния в другое и через это активно участвует в массо- и энергообмене между звеньями климатической системы, между океаном и сушей, криосферой и биосферой.

Обладая большой инерцией, океан оказывает значительное влияние на глобальный климат Земли, определяя его характеристики в зависимости от участвующей в процессе толщины слоя океанской воды, от недель до тысяч лет.

Криосфера покрывает до 10 % поверхности планеты и представлена ледниками, морскими льдами, снежным покровом. Для нее характерны большая отражательная способность и низкая теплопроводность.

Основная масса ледников сосредоточена в Антарктиде (до 90 % по площади), на Арктику приходится 6 %, на горные ледники континентов – 2 %. Скорость движения ледников на 2–3 порядка меньше скорости движения воды в океане. Наибольшие площади занимают морские льды и снежный покров, хотя их масса в сотни раз меньше массы ледников. Границы морских льдов и снежного покрова весьма подвижны. В течение года, они продвигаются то в сторону экватора, то к полюсам.

Морские льды и снежный покров, являющиеся наиболее подвижной составляющей криосферы, определяют свойства климата на протяжении сезонов, до десятков, сотен, возможно, тысяч лет. Ледниковые покровы при большей инерции, например Антарктиды, могут определять свойства климата на протяжении от тысяч до сотен тысяч лет.

Литосфера – весьма консервативный компонент климатической системы. Физические характеристики суши в результате процессов почвообразования, эрозии, выветривания, пустынивания, тектонической деятельности могут меняться в течение десятков (до тысячи) лет. Вместе с тем увлажнение может сильно изменить свойства суши, включая отражательную способность, за короткое время.

В течение десятков и сотен миллионов лет, в результате дрейфа материков, возможны изменения облика планеты глобального масштаба, последствием чего могут быть глу-

бокие изменения климатической системы. Скорость дрейфа материков на 2–3 порядка меньше скорости движения ледников.

Биосфера как компонент климатической системы оказывает на климат различное влияние и в различных масштабах времени, воздействуя на вегетацию растительного покрова, смену растительных сообществ, расширение и сокращение площадей, занятых растительностью, изменение количества биомассы.

Без внешних источников энергии климатическая система мертва. Главнейшим источником энергии, приводящим в движение весь механизм климатической системы, является Солнце. Количество усвоенной планетой солнечной энергии в целом определяется соотношением отраженной и поступающей от Солнца энергии, т.е. планетарным альбедо. Роль же климатической системы состоит в перераспределении энергии между отдельными составляющими климатической системы. Поэтому глобальный климат Земли определяется не только режимом поступающей от Солнца энергии, а результатом сложных, многочисленных взаимосвязей между звеньями климатической системы, каждый компонент которой, оказывая воздействия на остальные компоненты (прямая связь), сам находится под их воздействием (обратная связь). Обратные связи могут быть положительными и отрицательными. При положительной обратной связи происходит усиление причины, породившей процесс, а при отрицательной – ослабление. Это приводит к сложности и неоднозначности связей между компонентами внутри климатической системы и, следовательно, к неоднозначности конечного результата их взаимодействия, в связи с чем при одних и тех же условиях поступления солнечной радиации на Земле могут формироваться различные климаты.

Климатическая система является саморегулирующейся. Возмущения системы, вызванные внешними или внутренними причинами, со временем затухают, и система приходит в равновесное состояние. Однако, как и в любой подобной системе, могут возникать автоколебания, приводящие к периодическим изменениям климата. Так обстоит дело с климатообразованием глобального масштаба.

Локальные климаты различных географических районов являются результатом совместного действия ряда факторов, именуемых климатообразующими факторами, важнейшими из которых являются:

1) солнечная радиация;
2) свойства подстилающей поверхности;
3) циркуляция атмосферы и океанические течения;
4) рельеф местности.

2.1.2. СОЛНЕЧНАЯ РАДИАЦИЯ КАК КЛИМАТООБРАЗУЮЩИЙ ФАКТОР

Солярный климат Земли. Если бы на Земле не было атмосферы, а ее поверхность была однородной, то климат земного шара определялся бы только количеством тепла получаемого земной поверхностью от Солнца. В таком случае климат зависел бы исключительно от географической широты, определяющей высоту Солнца, и для всех точек, находящихся на одной широте, был бы одинаковым.

Соответственно этому под солярным (солнечным) климатом понимают распределение солнечной радиации на земной поверхности при отсутствии атмосферы в зависимости только от широты места φ и склонения Солнца δ_Θ (времени года). Исходной величиной при расчете солярного климата является солнечная постоянная – плотность (интенсивность) солнечной радиации на перпендикулярную к лучам поверхность при отсутствии атмосферы при среднем расстоянии Земли от Солнца.

Интенсивность солнечной радиации на горизонтальную поверхность определяется по формуле:

$$S'_0 = S_0 \cdot \sin h_\Theta,$$

где S_0 – интенсивность солнечной радиации на перпендикулярную к лучам поверхность, кВт /м^2, h_Θ – высота Солнца.

Суточная амплитуда интенсивности солнечной радиации на горизонтальную поверхность зависит от полуденной высоты Солнца для районов, где нет полярного дня, а для зон, расположенных за полярным кругом во время полярного дня, суточная амплитуда интенсивности солнечной

радиации зависит от разности полуденной и полуночной высот Солнца. Поэтому суточная амплитуда интенсивности солнечной радиации на экваторе наибольшая и уменьшается с широтой до нуля на полюсах, где высота Солнца в течение суток практически может быть принята неизменной. Соответственно этому и суточная амплитуда температуры должна быть наибольшей на экваторе и нулевой на полюсах.

Солярный климат Земли определяется не только интенсивностью радиации, но и количеством солнечной энергии, поступающей на горизонтальную поверхность за сутки (суточная сумма радиации), за летнее и зимнее полугодия (полугодовые суммы) и за год (годовые суммы).

Суточные суммы радиации. В течение года суточные суммы радиации на экваторе имеют два максимума (в дни равноденствия – 22 марта и 23 сентября) и два минимума (в дни солнцестояния – 21 июня и 22 декабря). Это же относится и к зоне, прилегающей к экватору 15° с. ш. и 15° ю. ш.

Такой годовой ход суточных сумм солнечной радиации объясняется тем, что солнце дважды в течение года пересекает экватор (в дни равноденствия), когда склонение Солнца составляет $\delta_\Theta = 0°$, и, следовательно, его полуденная высота имеет наибольшее значение ($h_\Theta = 90°$), а в дни солнцестояний Солнце находится над северным или южным тропиком при $\delta_\Theta = \pm 23{,}4°$ и полуденная высота Солнца имеет наинизшее значение ($h_\Theta = 66{,}6°$).

Во внетропических широтах в году имеются один максимум (в день летнего солнцестояния) и один минимум (в день зимнего солнцестояния). Зимой различие суточных сумм между экватором и высокими широтами максимальное, летом – минимальное. В соответствии с этим следует ожидать аналогичного поведения в годовом ходе градиента температуры экватор–полюс.

Годовая амплитуда суточных сумм радиации наименьшая на экваторе, увеличивается с широтой и максимального значения достигает на полюсах (там летом полярный день, зимой полярная ночь).

В летнюю половину года в связи с быстрым увеличением продолжительности дня в полярных районах происходит рост суточных сумм радиации. Уже с середины мая суточные суммы в районе северного полюса становятся больше

экваториальных, а в день летнего солнцестояния северный полюс получает суточную сумму, превышающую экваториальную сумму на 36 %.

В южном полушарии различие между летними и зимними суточными суммами радиации больше, чем в северном. Это объясняется изменением расстояния Земли до Солнца при ее движении по орбите. Поэтому, если бы поверхность Земли была однородной, то годовая амплитуда температуры в южном полушарии была бы больше, чем в северном. Однако из-за большей океаничности южного полушария и континентальности северного годовая амплитуда приземной температуры воздуха в южном полушарии меньше, чем в северном (соответственно 5,0 и 13,4°).

Полугодовые и годовые суммы радиации. Любая широта северного полушария за свое летнее астрономическое полугодие получает радиации столько же, сколько аналогичная широта южного полушария в течение своего летнего полугодия. То же относится и к зимним суммам радиации.

В летнее полугодие количество радиации в меридиональном направлении изменяется сравнительно мало. В летнее полугодие максимальные полугодовые суммы радиации приходятся на тропические районы (между 20 и 30° широты). С увеличением широты количество радиация уменьшается, и полюсы получают за летнее полугодие 83 % радиации от экваториальной суммы.

Зимние полугодовые суммы с широтой сильно убывают. Особенно большая скорость изменения радиации между широтами 40–50° и 50–60°. Поэтому на этот пояс приходятся наибольшие горизонтальные градиенты температуры, с которыми связана активность атмосферной циркуляции.

Разность между летними и зимними суммами радиации с увеличением широты быстро растет, достигая наибольшей величины на полюсах. За год полюсы получают 42 % от годовой суммы радиации, поступающей к экватору.

Солярный климат дает тот крайний предел возможных сумм солнечной радиации, которую получала бы земная поверхность при абсолютно прозрачной атмосфере или при ее отсутствии. Вместе с тем он объясняет важнейшие черты в годовом ходе и распределении температуры воздуха и в развитии атмосферной циркуляции на разных широтах земного шара.

Географическое распределение солнечной радиации. Пройдя через мощный слой атмосферы, частично поглощенная и рассеянная воздушной средой солнечная радиация достигает земной поверхности в виде прямой $S\breve{y}$ и рассеянной радиации D, суммарная радиация равна их сумме:

$$Q = S\breve{y} + D.$$

Поступление суммарной радиации на земную поверхность зависит от прозрачности атмосферы, количества и плотности облаков, широты места и времени года. На рис. 2.1 показана карта распределения годовых сумм суммарной радиации на земном шаре, из рассмотрения которой видно, что величины сумм меняются от 2400 до 8000 мДж/м^2 в год.

Наибольшие суммы приходятся на пустыни, расположенные в субтропических поясах высокого давления, где преобладает безоблачная или малооблачная погода с просвечивающими облаками. Сюда относятся пустыни Северной Африки, Аравийского полуострова, Северной Америки (Калифорнийская пустыня), пустыня Намиб в Южной Африке, пустыня Атакама в Южной Америке, пустыни Австралии. Несколько меньшие значения годовой суммарной радиации, из-за наличия облаков, отмечаются в районах влажных тропических лесов в бассейнах Амазонки в Южной Америки, Конго в Экваториальной Африке, в Индонезии. По той же причине меньшие суммы радиации наблюдаются во внутритропической зоне океанов, особенно вблизи экватора.

В умеренных широтах обоих полушарий отмечается уменьшение годовых сумма суммарной радиации от низких широт к высоким, причем это распределение близко к зональному, особенно это относится к акваториям океанов южного полушария. Значительные отклонения от зонального распределения наблюдаются в северном полушарии в районах повышенной циклонической деятельности и, следовательно, плотных облаков. Сюда относятся районы западного побережья Канады, северной части Европы. Нарушение зональности отмечается и в области муссонной циркуляции (Индостан, восточное и юго-восточное побережье Азиатского континента).

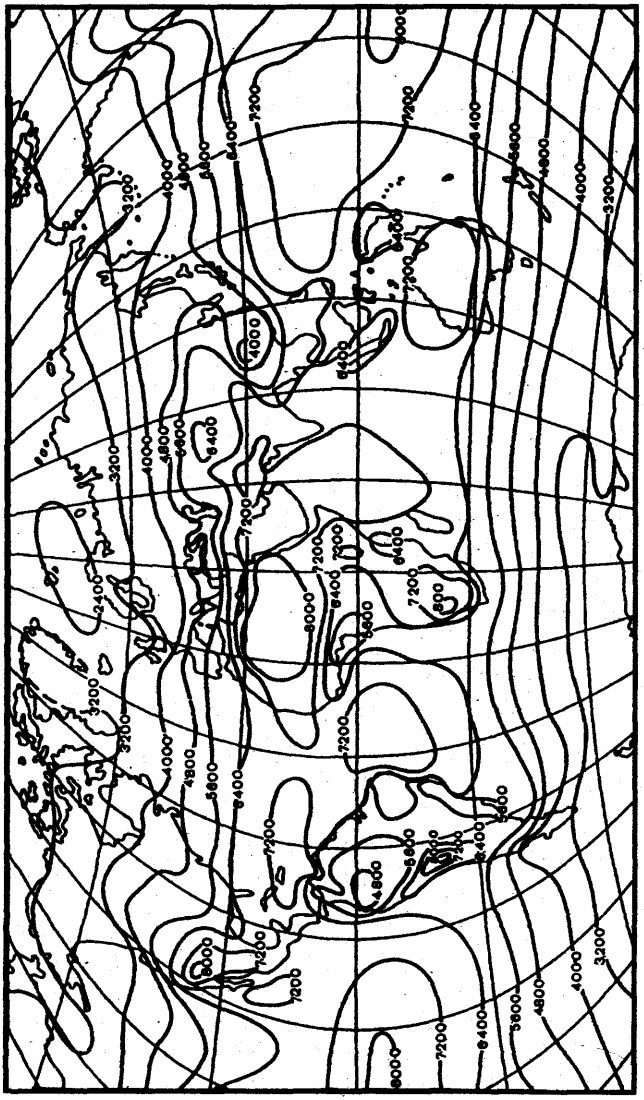

Рис. 2.1. Географическое распределение годовых сумм суммарной солнечной радиации (мДж/м^2)

Особенно быстро суммарная радиация убывает к полюсам зимних полушарий. Причиной этого является уменьшение полуденной высоты Солнца и уменьшение продолжительности дня.

В летнем полушарии на всех широтах устанавливаются большие величины суммарной радиации, наибольшие значения – в районах субтропических пустынь. Большое количество суммарной радиации летом наблюдается также в полярных районах, где небольшая высота Солнца компенсируется большой продолжительностью дня, особенно это относится к внутренней Антарктиде, где преобладает малооблачная погода.

Географическое распределение радиационного и теплового баланса подстилающей поверхности. Радиационный баланс подстилающей поверхности равен разности между приходом коротковолновой солнечной радиацией и длинноволновым эффективным излучением, выражая таким образом усвоенную подстилающей поверхностью лучистую энергию, которая преобразуется в тепло.

Радиационный баланс является важным климатическим фактором, поскольку от него зависит термическое состояние подстилающей поверхности и расположенных над ней слоев воздуха, интенсивность испарения, таяния снега и льда, им определяются физические свойства воздушных масс.

Уравнение радиационного баланса:

$$B = Q - R_К - E_{ЭФ} = Q(1 - A_К) - E_{ЭФ},$$

где Q – суммарная солнечная радиация, зависит от высоты Солнца и, следовательно, от широты места, прозрачности атмосферы, количества и плотности облаков; $R_К$ – отраженная коротковолновая радиация, характеризуемая альбедо $A_К$, зависит от отражательной способности подстилающей поверхности (шероховатости, цвета, увлажнения, для воды – от высоты Солнца, волнения и др.); $E_{ЭФ}$ – эффективное излучение, равное разности между длинноволновым излучением подстилающей поверхности $E_З$ и встречным длинноволновым излучением атмосферы $E_а$, зависит от содержания твердых частиц, водяного пара в атмосфере, облачности.

Сочетание этих факторов и определяет географическое распределение радиационного баланса на земной поверхности.

В целом для земного шара годовые суммы радиационного баланса положительны, за исключением ледяных массивов Гренландии и Антарктиды. Но это не означает, что с годами температура земной поверхности должна повышаться. Избыток лучистой энергии, поглощаемый подстилающей поверхностью и преобразуемый в тепло, расходуется на испарение, нагрев воздуха, так что в целом имеет место тепловое равновесие земли как планеты.

На рис. 2.2 представлена карта географического распределения годовых сумм радиационного баланса земной поверхности.

На земном шаре годовые суммы радиационного баланса изменяются в широких пределах – от 5000 мДж/м^2 и более в тропических районах до отрицательных величин в центральной Арктике, Гренландии и внутренней Антарктиде (до – 400 мДж/м^2).

На океанах радиационный баланс больше, чем на суше в тех же широтах, что связано с большей поглощающей способностью вод океанов. Наибольшие значения годовых сумм радиационного баланса (свыше 5000 мДж/м^2) приходятся на воды Аравийского моря, Бенгальского залива, близкие значения относятся к тропическим водам Тихого и Атлантического океанов.

На материках во внутритропической зоне распределение радиационного баланса более неравномерно по сравнению с океанами. Наибольшие значения (до 3000–3500 мДж/м^2) приходятся на влажные тропические леса Африки, Южной Америки, наименьшие соответствуют субтропическим пустыням (Сахара, Намиб в Африке, Атакама в Южной Америке, пустыни Австралии). Это объясняется повышенной отражательной способностью подстилающей поверхности, высоким эффективным излучением при сухом воздухе и малой облачности.

Во внетропических широтах распределение годовых сумм радиационного баланса близко к зональному, с уменьшением значений от низких широт к высоким. Причем искривление изолиний (или их разрыв) происходит при переходе с океанов на сушу, особенно это заметно в северном полушарии, где сильнее сказывается влияние материков.

Рис. 2.2. Радиационный баланс подстилающей поверхности за год (мДж/м^2)

Распределение радиационного баланса имеет сезонные изменения. В зимние месяцы радиационный баланс имеет отрицательные значения, начиная с широты 40° обоих полушарий. Летом на всем северном полушарии устанавливается положительный радиационный баланс, в южном полушарии, начиная с побережья Антарктиды, имеют место отрицательные значения баланса с минимумом в центральных районах материка, где, несмотря на большой приток солнечной радиации, имеют место большие потери лучистой энергии в результате большого альбедо снежного покрова и интенсивного эффективного излучения при большой сухости воздуха и безоблачной погоде. В летнем полушарии увеличивается разность радиационного баланса между океанами и сушей.

Усвоенная подстилающей поверхностью солнечная радиация при положительном радиационном балансе преобразуется в тепло, которое расходуется на испарение воды, таяние льда и снега, нагрев подстилающей поверхности, а от нее – прилегающих к ней слоев воздуха (см. гл. I). Количество испарившейся воды за единицу времени зависит от ресурсов воды, скорости ветра, шероховатости подстилающей поверхности, от вертикальной стратификации температуры и влажности приземного слоя воздуха.

Затраты тепла на испарение распределяются на поверхности земного шара весьма неравномерно (рис. 2.3). На океанах испарение больше, чем на суше, затраты тепла на испарение с поверхности океанов зависят от количества солнечной энергии и характера океанических течений. Теплые течения способствуют увеличению расхода тепла на испарение, холодные – уменьшению. Наибольшие значения затрат тепла на испарения приходятся на субтропические районы океанов (до 5000 мДж/м^2 в год), несколько меньшие – в экваториальной зоне океанов (3000–4000 мДж/м^2 в год), что связано с уменьшением притока солнечной радиации под влиянием облачности и высокой влажностью воздуха, препятствующей испарению.

Во внетропических широтах испарение уменьшается от низких широт к высоким, что связано с понижением температуры. В южном полушарии в пределах океанов изолинии затрат тепла на испарение близки к направлениям широтных кругов.

Рис. 2.3. Географическое распределение затрат тепла на испарение влаги за год (мДж/м^2)

На материках затраты тепла на испарение определяются не только количеством солнечной энергии, но и запасами влаги. Наибольший годовой расход тепла на испарение на суше наблюдается во влажных тропических лесах (2000–2500 мДж/м^2 в год). Сюда относятся тропические леса бассейна р. Амазонки, Экваториальной Африки, Больших островов Тихого океана.

Наименьшие значения затрат тепла на испарение приходятся на субтропические пустыни (600 МДж/м^2 год), пустыни Сахара в Северной Африке, Намиб в Южной Африке, Атакама в Южной Америке (500 мДж/м^2 год), что обусловлено отсутствием ресурсов влаги.

Во внетропических широтах затраты тепла на испарение уменьшаются к высоким широтам.

Наибольшие значения отдачи тепла земной поверхностью атмосфере наблюдаются в субтропических пустынях до (2500 мДж/м^2 в год) – это пустыня Сахара в Северной Африке, пустыни Австралии и др. (рис. 2.4), где при большом приходе солнечной радиации ничтожно малы затраты тепла на испарение из-за дефицита влаги. При $L_{\text{п}}E_{\text{п}} = 0$ уравнение теплового баланса приобретает вид $B = P$, т.е. вся энергия радиационного баланса затрачивается на нагрев воздуха.

Во влажных тропических лесах, например в бассейне р. Амазонки, Экваториальной Африке, в Юго-Восточной Азии и др., в связи с большими затратами энергии на испарение влаги растительностью затраты тепла на нагревание воздуха снижаются до 1000–500 мДж/м^2 в год, поэтому там более низкие температуры воздуха по сравнению с пустынями, хотя и находятся они ближе к экватору.

В экваториальных и тропических водах океанов велики затраты тепла на испарение и, как результат, – небольшие затраты тепла на нагрев воздуха (от 200 до 500 мДж/м^2 в год).

Снижение затрат тепла на нагрев воздуха в умеренных и высоких широтах до 200 мДж/м^2 и менее связан с уменьшением притока солнечной радиации и уменьшением радиационного баланса.

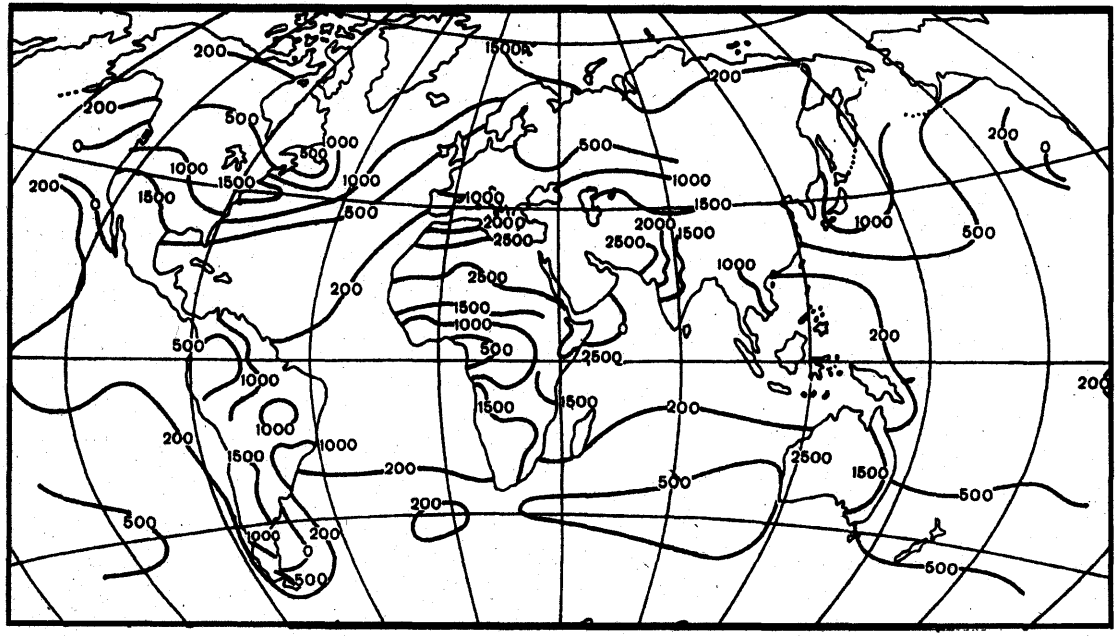

Рис. 2.4. Географическое распределение турбулентного потока тепла от подстилающей поверхности в атмосферу за год (мДж/м^2)

В период снеготаяния и таяния льдов в результате затрат тепла на переход воды из твердой фазы в жидкую поддерживаются сравнительно низкие температуры воздуха, а также задерживается рост температуры весной до исчезновения снега.

2.1.3. ПОДСТИЛАЮЩАЯ ПОВЕРХНОСТЬ КАК КЛИМАТООБРАЗУЩИЙ ФАКТОР

Большое влияние на формирование климата оказывает подстилающая поверхность, так как от ее свойств зависят физические свойства находящихся над ней воздушных масс. Важнейшее значение имеют поверхность континентов и мирового океана, занимающего около 71 % поверхности Земли. Однако воды океанов неоднородны: различные глубины, цвет и прозрачность воды, теплые и холодные течения. Еще большие разнообразия свойств подстилающей поверхности наблюдаются на суше: оголенные, покрытые растительностью, сухие и увлажненные почвы, наличие снежного и ледяного покрова, равнины и горный рельеф.

При всем многообразии видов подстилающей поверхности на земном шаре вода и суша оказывают наиболее выраженные различные влияния на климат. Причина этого находится в различных теплофизических свойствах воды и суши, рассмотренных выше (см. п. 1.4). Прежде всего это относится к таким свойствам, как теплоемкость и теплопроводность, определяющим термический режим подстилающей поверхности и всего деятельного слоя.

Важным климатообразующим свойством водной поверхности является иная по сравнению с сушей отражательная способность. Альбедо водной поверхности может изменяться в широких пределах, в зависимости от высоты Солнца; резко уменьшается с уменьшением высоты Солнца. В среднем при одинаковых условиях суточного хода высоты Солнца, альбедо водной поверхности в зависимости от широты на 10–20 % меньше, чем альбедо суши при отсутствии снежного покрова.

С учетом указанных свойств воды Мирового океана при одинаковых условиях поступления солнечной радиации

способны поглощать лучистой энергии больше, чем суша. При этом почти вся поглощенная лучистая энергия Солнца расходуется на нагревание водной массы, и лишь ее незначительная часть (доли процента) расходуется на нагревание воздуха. Поэтому мировой океан при большой водной массе и большой теплоемкости является основным приемником и накопителем солнечной энергии на Земле. Он аккумулирует до 90 % всей солнечной энергии, поступающей на нашу планету.

Различия в соотношении компонентов радиационного и теплового балансов суши и океанов оказывают влияние на формирование воздушных масс с определенными погодными условиями, с определенными метеорологическими величинами и явлениями.

Поскольку в силу большой тепловой инерции суточный ход температуры поверхности океанических вод не превышает 0,1–0,2 С°, то соответственно невелика и суточная амплитуда температуры слоя воздуха над водной поверхностью. При этом суточный ход температуры воздуха определяется не столько теплообменом с поверхностью воды, суточный ход которой слабо выражен, сколько непосредственным нагреванием слоя воздуха потоком солнечной радиации, что и определяет время наступления минимальной и максимальной температур воздуха в суточном ходе.

Над сушей суточный ход температуры приземного слоя воздуха в основном определяется теплообменом с подстилающей поверхностью, имеющей в низких и умеренных широтах четко выраженный суточных ход с амплитудой в летние месяцы до десятков градусов.

Аналогичным образом обстоит дело и с годовым ходом температуры воздуха над водной поверхностью океанов и над сушей.

Суша и океан оказывают различное влияние на режим влажности воздушных масс. Над океанами воздушные массы в основном увлажняются, а над сушей – теряют влагу. Термические различия суши и океана ведут к образованию воздушных циркуляций типа бризов и муссонов.

Влияние суши и океанов сказывается на распределении атмосферного давления. Давления над сушей и океаном имеют противоположный годовой ход. Так, летом над про-

гретым континентом устанавливается пониженное давление, а над более холодной океанической поверхностью – повышенное, зимой соответственно распределению температуры между сушей и водой будет иметь место обратное распределение давления.

Так как водная поверхность имеет меньшую шероховатость по сравнению с сушей, то соответственно над водными просторами наблюдаются и большие скорости ветра.

Таким образом, в результате различных климатообразующих свойств воды и суши формируются континентальный и морской (океанический) климаты с определенными свойствами. Континентальный климат наблюдается в районах материков, где преобладают воздушные массы континентального происхождения. К морскому относится климат океанов и больших внутренних морей, а также частей материков, которые находятся под преобладающим влияниям воздушных масс морского происхождения. Сюда относятся западные части материков в умеренных широтах, где под воздействием преобладающих потоков воздуха с запада на восток воздушные массы с океана перемещаются в глубь материка. По мере удаления от побережья воздушная масса теряет свойства морского воздуха и в результате трансформации приобретает свойства континентального воздуха.

Основные различия между морским и континентальным климатами сводятся к следующему.

Для морского климата характерны прохладная весна и теплая осень, для континентального – теплая весна и более прохладная осень. Суточная и годовая амплитуды температуры воздуха в морском климате меньше, чем в континентальном. В суточном ходе на суше минимальная температура воздуха наблюдается перед восходом Солнца, на море – после восхода, максимальная температура на суше – в 14–15 ч, на море – в 12 ч 30 мин. В годовом ходе на суше минимальная температура – в январе, максимальная – в июле, на море: минимальная – в феврале-марте, максимальная – в августе.

В условиях морского климата больше относительная влажность воздуха и облачность, больше осадков, летом часто наблюдаются адвективные туманы над морем, обра-

зующиеся при движении воздуха с теплой суши на более холодное море. На суше преобладают радиационные туманы в ночное время.

Для оценки континентальности климата используется индекс континентальности, в котором учитываются годовая амплитуда температуры воздуха A и географическая широта φ. Для примера представлены формулы:

по Хромову:

$$K_{\text{ХР}} = \frac{A - 5{,}4\sin\varphi}{A},$$

по Конраду:

$$K_{\text{К}} = \frac{1{,}7A}{\sin(\varphi + 10)}.$$

На режим метеорологических элементов в приземном слое воздуха над сушей, особенно в теплую половину года, оказывает влияние растительность: усложняет тепло- и влагообмен в приземном слое. Значительная часть солнечной радиации поглощается растениями, и к почве проникает лишь небольшая ее часть. Велико испарение травянистой растительностью при достаточной влажности почвы, что приводит к повышенной влажности воздуха среди растений.

Большое влияние на климат оказывают снежный и ледовый покровы, при этом они сами является продуктом климата. Снежный покров, обладая низкой теплопроводностью, существенно влияет на суточный и годовой ход температуры почвы, резко уменьшая ее колебания и предохраняя почву от глубокого промерзания.

Снежный покров, обладая большой отражательной способностью солнечных лучей и излучая длинноволновую радиацию как абсолютно черное тело, способствует охлаждению воздуха и образованию температурных инверсий. При адвекции воздуха с положительной температурой на снежный покров весной часто образуются температурные инверсии (снежные или весенние инверсии). В весеннее время таяние снега требует больших затрат тепла, что задерживает нагревание почвы, воздуха и наступление весны.

Ледяной покров, подобно снежному, имеет большое альбедо. Поглощенное льдом тепло расходуется на его плавление, вследствие чего температура на поверхности льда не может быть выше точки плавления. В летний период ледяной покров сильно понижает температуру воздуха.

Лед, по сравнению со снегом, имеет более высокую теплопроводность, поэтому водоемы, покрытые льдом, могут повышать температуру воздуха.

Особенно большое влияние на климат оказывают ледники, занимающие огромные площади, например, ледники Гренландии и Антарктиды.

Продуктом климата являются многолетнемерзлые грунты, которые также оказывают влияние на климат.

Зимой, когда температура почвы становится отрицательной, содержащаяся в почве вода замерзает, и почва становится твердой. Глубина промерзания зависит от климатических условий, от теплопроводности почвы, ее влажности, от характера растительного покрова, высоты снежного покрова.

Слой почвы, промерзший зимой, весной оттаивает. В высоких и умеренных широтах встречаются области, где слои почвы остаются мерзлыми в течение многих лет, т.е не оттаивают летом.

Многолетнемерзлые грунты занимают огромные пространства. Только в России их площадь составляет более 3 000 000 км^2. Толщина этих слоев от 1–2 до сотен метров (в Якутии).

2.1.4. ЦИРКУЛЯЦИЯ АТМОСФЕРЫ

Общая циркуляция атмосферы. Общей циркуляцией атмосферы называют систему крупномасштабных воздушных течений, по размерам соизмеримых с большими частями материков и океанов. Общая циркуляция атмосферы является важным климатообразующим фактором: только она обеспечивает обмен воздушными массами между низкими и высокими широтами, между континентами и океанами, перенос влаги с океанов на материки.

Главная причина возникновения воздушных течений – неравномерное распределение атмосферного давления, которое, в свою очередь, обусловлено неравномерным распределением по поверхности Земли тепла, получаемого от Солнца. При этом большое значение имеет распределение суши и океанов.

Воздушные течения, преобладающие в различных частях земного шара, не являются изолированными, а входят в систему общей циркуляции атмосферы. В реальных условиях распределение свойств подстилающей поверхности и связанное с этим неравномерное распределение атмосферного давления на земном шаре и воздушных потоков, образующих общую циркуляции атмосферы, представляют сложную картину. Для понимания сущности этого явления уместно сначала ограничиться рассмотрением однородной подстилающей поверхности всего земного шара. При таком допущении температура воздуха и связанное с ней давление будут изменяться только в меридиональном направлении, а вдоль параллелей будут одинаковы, т.е. иметь поясной (зональный) характер, при котором области высокого и низкого давления в каждом полушарии чередуются. Такая упрощенная схема представлена на рис. 2.5.

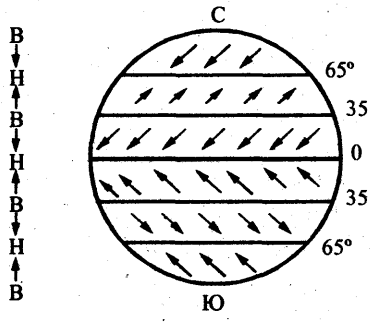

Рис. 2.5. Зональное распределение давления и воздушных течений у земной поверхности

На полюсах обоих полушарий располагаются области высокого давления, на широте 65° с. и ю. ш. – субполярные пояса низкого давления; на широте 35° – субтропические пояса высокого давления, на экваторе – пояс низкого давления (экваториальная депрессия). При этом градиенты давления имеют строго меридиональное направление от областей высокого давления в сторону низкого давления.

Соответственно поясному распределению давления, под действием градиентной силы, силы Кориолиса, а в слое трения также силы трения воздуха о подстилающую поверхность, возникает система воздушных течений, опоя-

сывающих земной шар. При этом следует иметь в виду, что под влиянием силы Кориолиса ветер отклоняется относительно градиента давления на угол α (в северном полушарии – вправо, а в южном полушарии – влево). В результате образуется поясное распределение ветров. В слое трения в северном полушарии от полюса до 65° с. ш. ветры имеют северо-восточное направление, а в южном полушарии в соответствующем поясе – юго-восточное; в поясе от 65 до 35° северного полушария имеют место юго-западные ветры, а в южном полушарии аналогичного пояса – северо-западные; в северном полушарии от 35° до экватора – ветры северо-восточного направления, а в южном полушарии – юго-восточные.

Эти ветры в тропической зоне, сходящиеся на экваторе, называются *пассатами*.

Выше слоя трения в нижней и средней тропосфере направление ветров приближается к геострофическому, т.е. становится квазигеострофическим, имеющим направление, близкое к направлению изобар (в данной случае – параллелей). Отсюда зональность воздушных потоков на этих высотах.

В северном и южном полушариях от полюсов до 65° преобладают ветры с востока на запад (зона восточного переноса); в поясе 65–35° обоих полушарий ветры имеют направление с запада на восток (зона западного переноса); в тропическом поясе образуется зона восточного переноса (рис. 2.6, *а*).

В верхней тропосфере выше 4–5 км и нижней стратосфере до 12–14 км (указанные высоты относятся к умеренным широтам) согласно распределению температуры в этом слое воздуха градиенты давления имеют меридиональное направление от низких широт к полюсам. Соответственно образуется планетарный циклонический вихрь с западным переносом, охватывающий оба полушария, за исключением сравнительно узкой полосы вблизи экватора с преобладающим восточным переносом (рис. 2.6, *б*). Этот восточный перенос связан с разностью давления между субтропическими поясами высокого давления и низким экваториальным давлением, влияние которых распространяется до рассматриваемых высот. При этом субтропические пояса высокого давления на указанных высотах смещаются в сторону экватора.

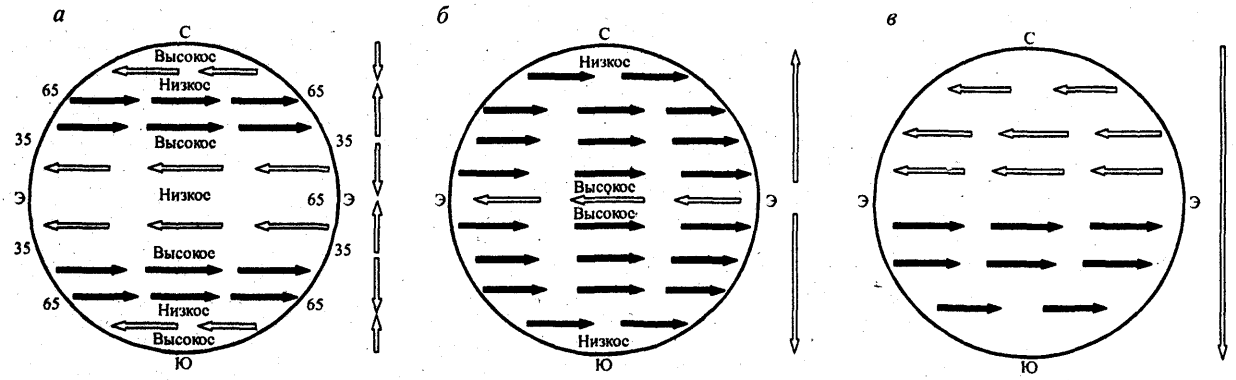

Рис. 2.6. Схема зонального распределения давления и переноса воздуха:

а – выше слоя трения; *б* – в верхней тропосфере и нижней стратосфере; *в* – выше 20 км северным летом. Справа от каждого рисунка стрелками показано направление барических градиентов в меридиональном направлении

В связи с сезонными изменениями температуры в стратосфере на высотах более 20 км меняется и направление градиента давления между полюсами на обратное. Градиент давления имеет направление от полюса летнего полушария к полюсу зимнего полушария. Соответственно этому над летним полушарием устанавливается полярный антициклон с восточным переносом, охватывающий все летнее полушарие. В зимнем полушарии образуется полярный циклон с охватом всего зимнего полушария с западным переносом. Это явление называется *стратосферным обращением ветра* (рис. 2.6, *в*) и оказывает влияние на сезонное распределение давления над полушариями. Средняя величина давления над каждым полушарием понижается от зимнего полугодия к летнему, происходит сезонный обмен воздуха между полушариями. За год из северного полушария в южное и обратно переносится 10^{13} т воздуха, что составляет 1/500 всей массы атмосферы.

В действительности рассмотренная упрощенная схема зональных воздушных течений усложняется неравномерностью свойств подстилающей поверхности планеты Земля, влиянием суши, вод океанов и морей. Особенно сильно эти влияния сказываются в приземном слое атмосферы.

Циклоны и антициклоны существенно нарушают зональность общей циркуляции, создавая движения воздуха, направленные в северном полушарии в циклоне против часовой стрелки, в антициклоне – по часовой стрелке. На западной периферии циклонов и на восточной периферии антициклонов развиваются холодные воздушные течения, направленные из высоких широт в низкие, а на восточной периферии циклонов и на западе антициклонов – теплые течения, направленные из низких широт в высокие. Так осуществляется обмен воздушными массами в меридиональном направлении. В циклонах образуются фронты, по поверхности которых теплый воздух поднимается, а холодный, подтекая под теплый, опускается. Так осуществляется обмен теплым и холодным воздухом по вертикали.

В реальности широтные зоны давления сохраняются, но они образованы не в виде сплошных поясов, охватывающих земной шар, а представлены в виде отдельных больших циклонов (минимумы давления) и антициклонов (мак-

симумы давления), называемых *центрами действия атмосферы*. Эти области низкого и высокого давления обнаруживаются статистически при сопоставлении ежедневных синоптических карт за многолетний период.

Различают постоянные (перманентные) центры действия атмосферы и временные (сезонные). На рис. 2.7 и 2.8 представлены карты распределения атмосферного давлении в январе и июле, на которых центры действия атмосферы очерчены замкнутыми изобарами.

Из рассмотрения карт можно установить, что в экваториальной зоне находится пояс пониженного давления (экваториальная депрессия), который располагается не на географическом экваторе, а несколько смещен в сторону летнего полушария, соответственно смещению полосы наибольшего нагревания (термического экватора). К северу и к югу от экваториальной зоны, на широтах 30–35°, располагаются субтропические пояса высокого давления, образуемые в северном полушарии: в Атлантическом океане – азорским максимумом (в районе Азорских островов), в Тихом океане – гавайским максимумом (в районе Гавайских островов). Северные их части заходят в умеренную зону. Так, отрог азорского антициклона летом распространяется далеко на восток, достигая юга европейской части России.

В южном полушарии, на широтах 30–35°, субтропический пояс высокого давления образуется южно-тихоокеанским, южно-индийским и южно-атлантическим максимумами. Из сопоставления карт за январь и июль видно, что антициклоны, расположенные над океанами, усиливаются летом и несколько ослабляются зимой

Во внетропических широтах на материках, которые зимой охлаждаются сильнее, чем океаны, образуются области высокого давления.

Особенно высокое давление в январе отмечается в Азии с центром над Монголией (азиатский или сибирский антициклон). Его влияние в виде отрогов распространяется далеко на север Сибири и на запад, иногда за Урал. Известен также канадский зимний антициклон. Летом из-за сильного прогревания материков там образуются области пониженного давления.

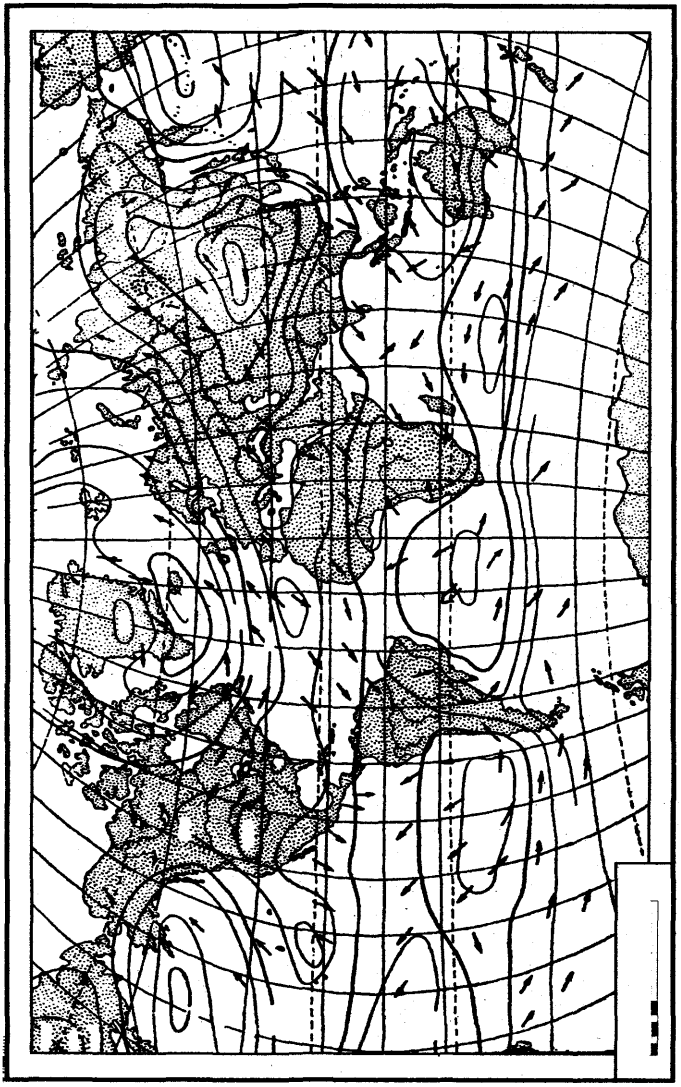

Рис. 2.7. Карта распределения среднего давления и ветров в январе

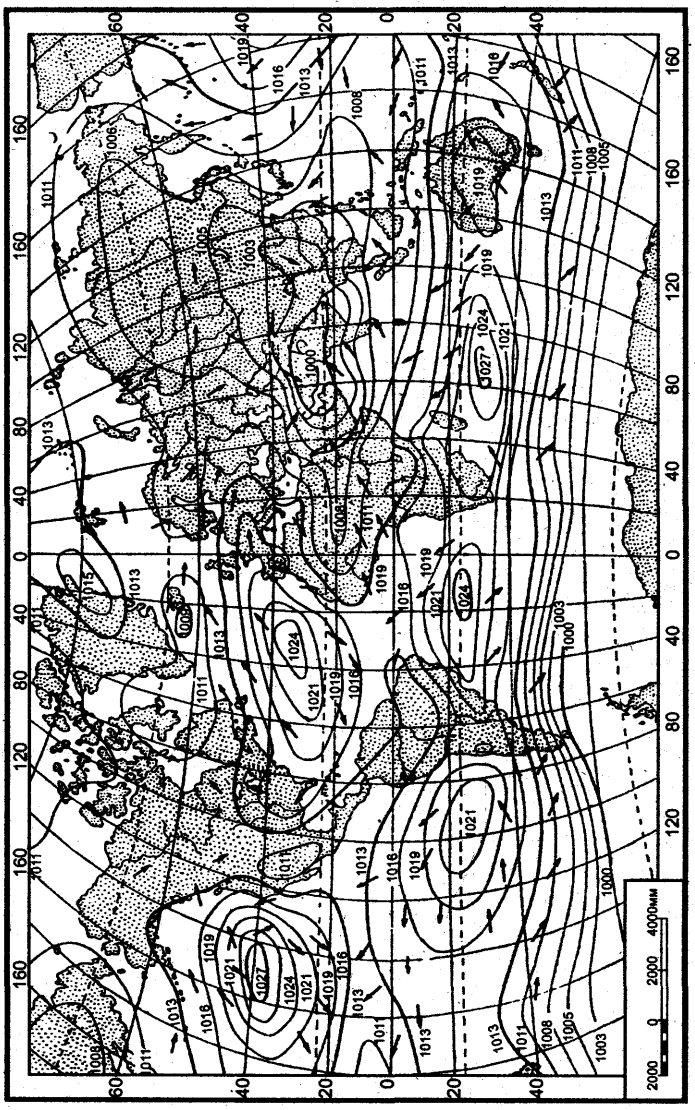

Рис. 2.8. Карта распределения среднего давления и ветров в июле

На широтах 60–65° обоих полушарий находятся субполярные пояса пониженного давления. В северном полушарии этот пояс представлен исландским минимумом на севере Атлантического океана (в районе Исландии) и алеутским минимумом на севере Тихого океана (в районе Алеутских островов). Оба циклона сильно проявляются зимой. В это время влияние исландского циклона распространяется далеко на восток – до северных районов Сибири. Летом исландский циклон ослабевает, а алеутский на июльской карте даже не обнаруживается.

В южном полушарии субполярный пояс низкого давления состоит из циклонов, окаймляющих побережье Антарктиды.

В районах северного и южного полюсов располагаются области повышенного давления. Особенно мощный антициклон образуется во внутренней Антарктиде.

В соответствии с распределением атмосферного давления у земной поверхности возникает система воздушных течений. При определении направлений этих течений следует иметь в виду, что при поясном распределении давления горизонтальные градиенты и давления имеют меридиональное направление, а под действием силы Кориолиса в северном полушарии ветер отклоняется вправо, в южном полушарии – влево от градиента давления.

Распределение ветров на земной поверхности показано на рис. 2.7 и 2.8. В полярных районах градиенты давления направлены от полюсов к субполярным поясам низкого давления. Образующиеся при этом воздушные потоки имеют направление с востока на запад.

В умеренных широтах обоих полушарий циркуляция воздуха происходит под влиянием субтропических поясов высокого давления и субполярных поясов низкого давления. При этом воздушные потоки получают направление с запада на восток (зона западного переноса воздуха), а у земной поверхности (под влиянием силы трения), в северном полушарии – юго-западное, в южном – северо-западное. В этой зоне постоянно возникают крупномасштабные атмосферные возмущения – циклоны и антициклоны. Обычно они перемещаются в направлении общего переноса и способствуют интенсивному межширотному обмену воздушных масс.

Особенно сильными ветрами с большой повторяемостью отличается зона западного переноса южного полушария. Часто эти ветры достигают сильного шторма (отсюда название «ревущие сороковые»). Причина таких ветров – большие градиенты температуры и давления между океаном и Антарктидой и небольшая сила трения на поверхности океана.

В тропических широтах на экваториальной периферии субтропических антициклонов образуются пассаты. Это постоянные в течение года ветры со скоростью 5–6 м/с, имеющие северо-восточное направление в северном полушарии, и юго-восточное – в южном. Наиболее четко пассаты выражены в Атлантическом и Тихом океанах. Над восточными побережьями материков зона пассатов прерывается. В области пассатов господствует ясная сухая погода.

В полосе экватора, являющейся зоной сходимости (конвергенции) пассатов, находится пояс пониженного давления (экваториальная депрессия). Здесь наблюдаются слабые ветры переменных направлений или даже отсутствие ветра – штиль. Эта зона характеризуется мощной конвективной облачностью, обильными осадками и частыми грозами.

В некоторых районах Земли создаются условия для образования муссонов (от арабского «маусим» – время года) – устойчивые воздушные течения, дважды в год меняющие свое направление на противоположное или близкое к противоположному (летний и зимний муссоны). Различают тропические и внетропические муссоны.

Тропические муссоны возникают в результате сезонного смещения экваториальной депрессии и субтропических поясов высокого давления в более высокие широты летнего полушария и, следовательно, проникновения пассатов из зимнего полушария в летнее. Смещение же поясов давлений происходит из-за того, что летнее полушарие в целом сильнее прогревается солнечными лучами, чем зимнее.

Тропические муссоны хорошо выражены в Южной и Юго-Восточной Азии. В зимнее время из-за охлаждения на материке Азии создается область высокого давления, над Индийским же океаном располагается область относительно пониженного давления. Это вызывает поток воздуха с азиатского материка в виде континентального муссона, имеющего

северо-восточное направление. Этот воздух зимой проникает далеко на юг и заходит в южное полушарие. Таким образом, зимний северо-восточный муссон в Южной Азии представляет собой северо-восточный пассат. Летом же над Азией устанавливается пониженное давление и туда проникает юго-западный океанический муссон, являющийся продолжением пассата южного полушария, вовлеченного в сферу низкого давления над Южной Азией.

На возникновение и развитие муссонов оказывает влияние не только взаимодействие материков и океанов, но и процессы общей циркуляции атмосферы.

Тропические муссоны создают особый тип погоды. При летнем муссоне, дующем с океана, устанавливается пасмурная, с большим количеством осадков погода, при зимнем муссоне – ясная сухая.

Внетропические муссоны распространены в районах восточных побережий материков в умеренных широтах. При летнем муссоне ветры дуют с океана на материк, зимой – с материка на океан, что обусловлено различием нагревания и охлаждения материков и океанов в течение года и связанным с этим распределением давления воздуха. Над сушей летом устанавливается область пониженного давления, зимой – повышенного; над океанами же, наоборот: летом преобладает высокое давление, зимой – низкое, что и определяет направление ветров летнего и зимнего муссонов. Хорошо выражены внетропические муссоны на Дальнем Востоке России, в Китае, Японии. В этих районах зимний северо-западный муссон образуется под влиянием азиатского антициклона, способствующего выносу холодного сухого воздуха из Сибири на восточное побережье Азиатского континента. Поэтому во Владивостоке, расположенном на широте Сочи, зимой холоднее, чем в Архангельске. Летний же юго-восточной муссон приносит сюда с океана и Японского моря влажный прохладный воздух с большим количеством осадков и частыми туманами.

Важным фактором межширотного обмена энергией являются тропические циклоны, которые отличаются от внетропических меньшими размерами (в поперечнике обычно 400–600 км, редко до 1000 км), большими перепадами давления воздуха между периферией и центром и, следова-

тельно, большими горизонтальными градиентами давления, большими скоростями ветра (25–30 м/с, отмечались скорости 50–100 м/с), обильными ливневыми осадками с сильными грозами. По существу, весь тропический циклон представляет собой сплошное грозовое облако. Только в самом центре его находится область диаметром в несколько десятков километров, в которой ясная безветренная погода «глаз бури».

Зарождаются циклоны в тропической зоне над океанами в широтах от 0 до 20° обоих полушарий. Условиями образования их являются высокая температура на поверхности океана (не ниже 27 °С) и большая влажность воздуха, что обеспечивает большую энергию неустойчивости воздуха, необходимую для развития циклона.

Тропические циклоны, возникающие на востоке Азии, называют тайфунами, в Индийском океане – орканами, в Атлантическом океане – ураганами.

На рис. 2.9 показаны пути перемещения тропических циклонов. Зарождаясь в тропиках, циклоны перемещаются в северо-западном направлении к высоким широтам со скоростью 10–15 км/ч. Переходя в умеренные широты, они меняют направление движения на северо-восточное, при этом скорость их возрастает. При выходе на сушу тропические циклоны быстро затухают, но при этом успевают принести огромные разрушения, связанные с сильным ветром и наводнениями. При движении в более высокие широты над водой циклон приобретает свойства внетропического циклона и также затухает. Иногда тихоокеанские тайфуны доходят до Камчатки.

На земном шаре в среднем за год возникает от 80 до 120 тропических циклонов.

Важной составляющей общей циркуляции атмосферы являются струйные течения, представляющие собой сравнительно узкие потоки воздуха, с почти горизонтальной осью, характеризующиеся большими горизонтальными и вертикальными сдвигами ветра (градиентами скорости, т.е. изменениями скорости на единицу расстояния).

Протяженность струйных течений – тысячи километров (иногда опоясывают земной шар), ширина – несколько сотен, а толщина – несколько километров.

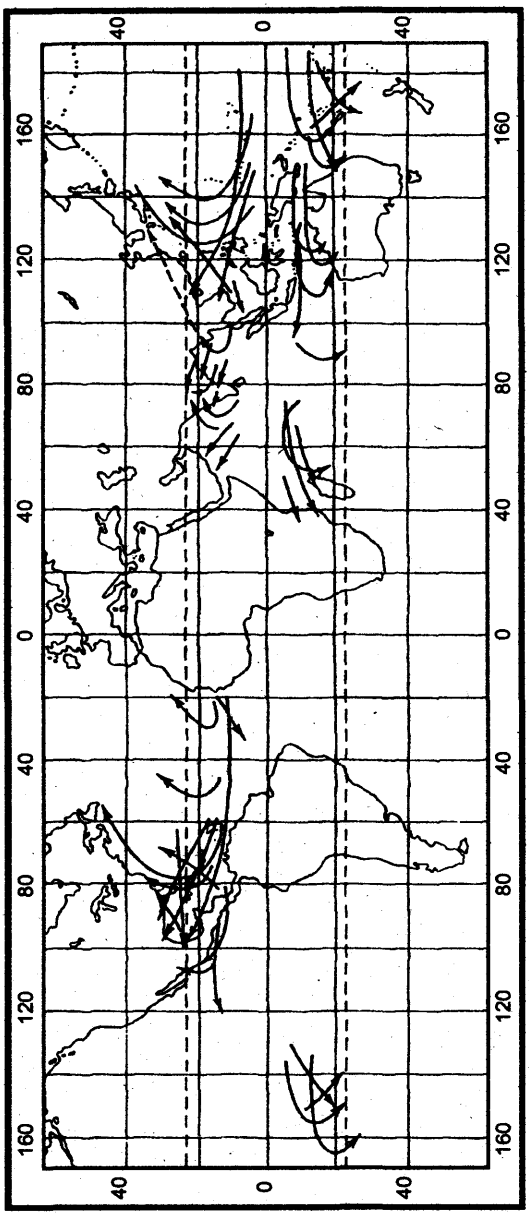

Рис. 2.9. Основные пути тропических циклонов

Нижний предел скорости для струйного течения принят 30 м/с, максимальные скорости по оси могут достигать 50 и 100 м/с, наблюдались скорости и 200 м/с (720 км/ч).

Струйные течения бывают тропосферные и стратосферные. Тропосферные, в свою очередь, подразделяются на струйные течения умеренных широт, субтропические и экваториальные.

Струйные течения умеренных широт образуются в области высотных фронтальных зон, являющихся переходным слоем между теплым и холодным воздухом с большими градиентами температуры и давления, а также причиной больших скоростей геострофического ветра. Они располагаются на высоте 8–10 км зимой и 9–12 км летом. В зоне тропосферных струйных течений тропопауза скачком повышается от высоких широт к низким.

Тропосферные струйные течения, являясь составной частью западного переноса, имеют направление с запада на восток.

Стратосферные струйные течения наблюдаются на высотах 25–30 км со скоростями ветра до 200 км/ч. От сезона к сезону (лето–зима) меняют направление на обратное. Имеются стратосферные струйные течения на высотах до 60 км.

Струйные течения переносят по земному шару различные примеси: продукты распада радиоактивных веществ, частицы пыли, вулканического пепла. Особое значение они имеют для авиации.

Все рассмотренные виды циркуляции атмосферы, входящие в состав общей циркуляции (пассаты, тропические и внетропические муссоны, ветры западного и восточного переноса, тропические циклоны, внетропические циклоны и антициклоны, струйные течения), обеспечивают обмен воздушными массами между океанами и материками, между высокими и низкими широтами, перенос влаги с океанов на континенты.

Внутризональный обмен происходит в основном за счет потоков воздуха на высотах вдоль параллелей (квазигеострофический ветер), межширотный обмен – за счет меридиональной составляющей в приземном слое, а в умеренных широтах – в основном за счет циклонов и антициклонов.

Циклоническая деятельность является также причиной междусуточной изменчивости погоды.

Местные ветры. Местный ветер – это ветер в определенном ограниченном районе, обладающий характерными особенностями, связанными с географией этого района. Он может быть: проявлением местной циркуляции, независимой от общей циркуляции атмосферы (бризы, горно-долинные ветры); результатом воздействия местной топографии на течения общей циркуляции атмосферы (фен, бора и др.); проявлением конвекции, иногда вихревого характера (пыльная буря); течением обшей циркуляции с такими особыми для данного района свойствами, как сухость, запыление, низкая температура и др. (афганец, хамсин).

Бризы. Бризами называются ветры, возникающие возле береговой линии моря и других крупных водоемов и имеющие отчетливо выраженную суточную смену направления. Днем ветер дует с моря на сушу – это морской бриз, а ночью с суши на море – береговой бриз (рис. 2.10). Причиной бриза является разность температуры воздуха над морем и над сушей, вследствие которой и возникает замкнутая термическая циркуляция. Морские бризы обычно сильнее, чем береговые. Это объясняется тем, что разность температур моря и суши днем больше, чем ночью. Именно поэтому морские бризы проникают в глубь суши на десятки километров и имеют скорости 4–6 м/с, а береговые бризы при скорости 3-4 м/с проникают в глубь акватории моря на 8–10 км.

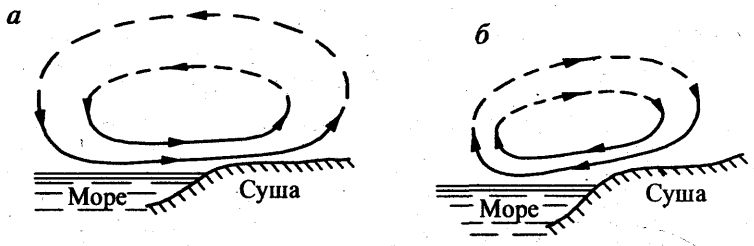

Рис. 2.10. Морской (*а*) и береговой (*б*) бризы

Бризовая циркуляция сильнее выражена в тропических районах, особенно на побережьях морей, граничащих с пустынями.

Склоновые ветры, как и горно-долинные, наблюдаются во многих горных местностях, дуют вдоль склонов днем вверх, а ночью вниз (рис. 2.11). Как и бризы, они имеют суточную периодичность. Днем воздух, прилегающий к склону горы или долины, нагревается сильнее, чем воздух на той же высоте, но удаленный от склона. Теплый воздух поднимается по склону и всасывает воздух из долины, а на смену ему опускается воздух из свободной атмосферы. Образуется циркуляция. Ночью при охлаждении склонов происходит обратная циркуляция.

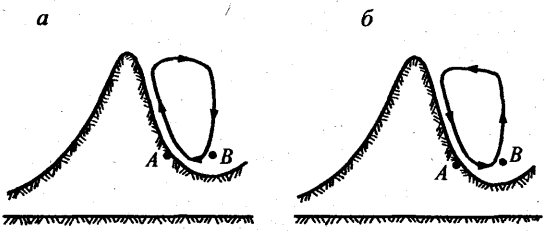

Рис. 2.11. Склоновые ветры днем (*а*) и ночью (*б*):

A – точка у поверхности Земли; *B* – удалена от поверхности

Горно-долинные ветры возникают в больших глубоких долинах, выходящих на равнины. Днем ветер дует вверх по долине, а ночью с гор – вниз к равнине. На некоторой высоте ветер меняет направление на обратное. Вертикальная протяженность горно-долинных ветров составляет от десятков до нескольких сотен метров.

Ледниковые ветры дуют вдоль направления ледников. Эти ветры возникают при охлаждении воздуха, прилегающего к поверхности ледника и в течение суток остаются более холодными, чем воздух над ссужающими склонами. Наибольшей силы эти ветры достигают днем, когда велик контраст между температурами воздуха над ледником и в свободной атмосфере Высота слоя ледниковых ветров от десятков до сотен метров.

Наиболее четко рассмотренные ветры термического происхождения проявляются в антициклонах, когда на них не накладывается влияние крупномасштабных возмущений атмосферы.

Местные ветры могут возникать и вследствие механических возмущений воздушных течений рельефом местности. К таким ветрам относятся фен и бора.

Фен – сухой и горячий ветер, дующий со стороны высоких гор в долину или на море. Этот ветер возникает, если на пути воздушного потока встречается поперек расположенный горный хребет. Пусть на пути воздушного потока имеется горный хребет высотой 3 км и температура воздуха у его подножья на наветренной стороне составляет 20 °С (рис. 2.12). Предположим, что уровень конденсации находится на высоте 1,3 км. Приземный поток, встретив препятствие, начнет подниматься по склону хребта и адиабатически охлаждаться, пока не достигнет уровня конденсации, охлаждение его будет происходить по сухоадиабатическому закону с вертикальным температурным градиентом 1 °С на 100 м подъема. При дальнейшем подъеме выше уровня конденсации водяной пар начнет конденсироваться, образуя облака с выпадением осадков. Падение температуры воздуха от уровня конденсации и до максимальной высоты подъема (до 3 км) будет происходит по влажно-адиабатическому закону с градиентом температуры 0,5 °С на 100 м высоты.

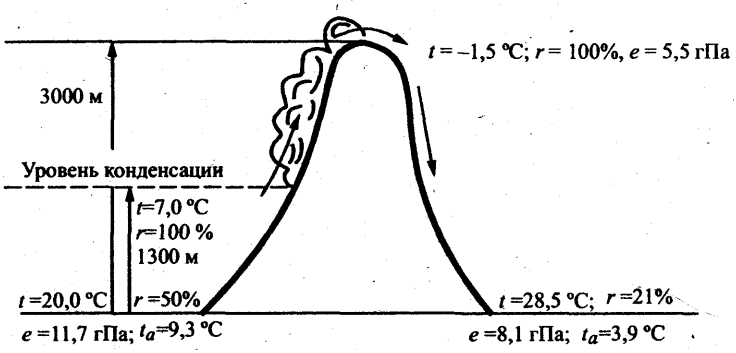

Рис. 2.12. Схема образования фена

Согласно этому расчету температура воздуха на вершине хребта окажется:

$$t = 20\ °C - \frac{1300\ м}{100\ м} \cdot 1\ °C - \frac{1700\ м}{100\ м} \cdot 0{,}5°C = -1{,}5\ °C.$$

Под влиянием динамического напора часть воздуха, достигнув вершины хребта, начнет затем опускаться к подветренному подножию хребта и нагреваться. Нагревание будет происходить по сухоадиабатическому закону с градиентом температуры 1 °С на 100 м высоты, в результате чего температура воздуха повысится у подножия хребта до 28,5 °С.

$$t = -1{,}5 + \frac{3000\ м}{100\ м} \cdot 1\ °C = 28{,}5\ °C.$$

Повышение температуры сопровождается уменьшением относительной влажности воздуха. Изменения температуры и влажности воздуха при фене могут быть быстрыми и резкими: за 1–2 ч температура может повыситься на 30–40 °С. Продолжительность фена составляет от нескольких часов до 5 суток и более. Скорость ветра при фене колеблется от небольших значений до 15–20 м/с, а иногда достигает 30–40 м/с.

Фены наблюдаются во всех горных системах мира. Зимой фен может привести к снежным обвалам в горах, весной и летом – к бурному таянию снега в горах и разливу горных рек. Летом вследствие высокой сухости и температуры может губительно действовать на растительность.

Суховей – ветер при температуре выше 25 °С (часто до 35–40 °С), относительной влажности воздуха менее 30 %, большом дефиците насыщения, имеющий скорости выше 5 м/с (часто до 20 м/с), наблюдается летом в степной, лесостепной зонах европейской территории России, особенно в Прикаспийской низменности, а также в Казахстане и Средней Азии.

Суховеи образуются в результате трансформации воздушных масс, чаще всего арктического происхождения. Арктический воздух вторгается с севера по восточной пе-

риферии антициклона, имея низкие температуру и абсолютную влажность. Перемещаясь над континентом в низкие широты, он сильно прогревается и становится еще более сухим. Продолжая свой путь по южной и юго-западной периферии антициклона, арктический воздух поступает в указанные выше районы уже горячим и сухим. На образование суховеев оказывают влияние также нисходящие движения воздуха в центральной части антициклона, способствующие прогреву воздуха и уменьшению его влажности.

На юго-востоке европейской части России суховеи могут наблюдаться с апреля по сентябрь, особенно часто в Прикаспийской низменности. В районе Саратов–Астрахань в этот период бывает 40–80 дней с суховеями, а в среднеазиатских пустынях – до 180 дней.

Суховей – одно из неблагоприятных для сельского хозяйства метеорологических явлений. Высокая температура, низкая влажность и значительная скорость ветра ведут к интенсивному испарению влаги из почвы, транспирации растениями и в результате – к засухе. В таких условиях растения засыхают даже при достаточном запасе влаги в почве, так как их корневая система не успевает подавать в наземную часть достаточное количество воды.

Жаркие ветры, подобные суховеям, наблюдаются в тропических и субтропических районах и имеют местные названия.

Самум – местный ветер в пустынях Аравии и Северной Африки, имеющий характер шквала с сильной песчанной бурей, нередко с грозой.

Хамсин – сухой и жаркий ветер южных направлений на северо-востоке Африки, особенно частый в весенние месяцы, переносит в больших количествах пыль и песок, сильно снижающих видимость.

Сирокко – итальянское название для теплых и влажных ветров, в Аравии и Палестине и Месопотамии ветры этого типа очень сухи и несут тучи песчаной пыли.

Бора – сильный, холодный и порывистый ветер, дующий с низких горных хребтов в сторону теплого моря. Образуется преимущественно в холодное время года, когда над холодным континентом устанавливается область высокого давления, а над теплым водоемом – область низкого

давления. При этом холодный воздух начинает двигаться в сторону моря. Если на его пути встречается горный хребет, то воздух стремится перевалить через него на наименьшей высоте, поэтому он чаще всего движется через перевалы. При этом происходит сужение воздушного потока, что приводит к увеличению его скорости. Ввиду сравнительно малой высоты перевала адиабатический прогрев опускающегося воздуха при боре незначительный.

Бора с давних времен известен в районе Новороссийской бухты и на Адриатическом побережье. За год в Новороссийске наблюдается 46 дней с борой. Скорость ветра до 60 м/с, понижение температуры воздуха – на 25°С и более. Новороссийский бора затухает в море уже в нескольких километрах от берега. Продолжительность боры 1–3 суток. Бора есть и на Новой Земле в Арктике. Во Франции местное название боры – *мистраль*.

В Гренландии и особенно в Антарктиде наблюдаются ***стоковые ветры*** – это движение охлажденного воздуха под действием силы тяжести по достаточно длинному пологому склону.

В Антарктиде высокое ледяное плато способствует образованию мощного антициклона над ледяным куполом и стоку охлажденного воздуха. Особенно сильны стоковые ветры на тех участках Антарктиды, где ледовый склон достаточно крут или где имеются ледниковые долины, совпадающие с направлением стока. К берегу скорость ветра увеличивается и вблизи побережья достигает 20 м/с, отмечались скорости 45 м/с с порывами до 90 м/с.

Шквалы – резкие кратковременные усиления ветра на ограниченных территориях. В большинстве случаев шквалы образуются при прохождении кучево-дождевых облаков местной конвекции либо холодного фронта. Скорость ветра 20 м/с и более.

В условиях большой неустойчивости атмосферной стратификации кроме грозовых шквалов могут возникать еще особые вихри с вертикальной осью. Это 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 пустыне Сахаре на площади 10 кв. км иногда наблюдается до 100 таких вихрей в день.

Смерч – вихрь с вертикальной осью, возникающий во время шквала или грозы и имеющий очень большую скорость вращения. Соединяя облако с землей или водой, он перемещается со значительной скоростью и обладает большой разрушительной силой. Смерч над сушей называется *тромбом*, в Америке его называют *торнадо*. Диаметр смерча над водой составляет около 100 м, над сушей – до 1000 м. Высота около 1 км. По характеру разрушений можно было установить, что скорость движения воздуха в этих вихрях 50–100 м/с, а в особо интенсивных торнадо достигает 250 м/с, причем имеется большая вертикальная составляющая скорости, равная 70-90 м/с. Внутри вихря очень низкое давление.

2.1.5. ОКЕАНИЧЕСКИЕ ТЕЧЕНИЯ

Особое значение для формирования климата имеет взаимодействие между океаном и атмосферой, проявляющееся в обмене теплом, влагой, количеством движения. Океан представляет собой огромный аккумулятор солнечного тепла и влаги. Благодаря ему на Земле сглаживаются резкие колебания температуры и увлажняются отдаленные районы суши.

Океаническая циркуляция, возникающая в основном под действием циркуляции атмосферы, играет важную роль в межширотном переносе тепла. Установлено, что около половины общего адвективного переноса тепла из низких широт в высокие и из высоких широт в низкие осуществляется океаническими течениями, а остальная половина – через атмосферную циркуляцию.

Океанические течения в первую очередь оказывают влияние на температуру воздуха, ее распределение и температурную стратификацию воздушных масс. Холодные течения усиливают устойчивость атмосферы и тем самым ослабляют вертикальный обмен воздуха и водяных паров. Поэтому увеличивается повторяемость туманов, уменьшается облачность и количество осадков, что способствует поддержанию прибрежных пустынь.

Теплые течения, наоборот, способствуют развитию термической конвекции в атмосфере и, следовательно, увлажнению воздуха до значительных высот. Особенно велика неустойчивость воздуха над теплыми течениями в зимнее время, что нередко приводит к зимним грозам даже в таких северных районах, как побережье Норвегии. К теплым течениям приурочены обычно зоны повышенного количества осадков. Схема течений Мирового океана показана на рис. 2.13.

Течения в широтном направлении являются нейтральными, так как не участвуют в межширотном переносе тепла (к ним относятся северное пассатное, южное пассатное, экваториальное противотечение и др).

Течения от тропического пояса к югу или северу – теплые, а течения, направленные из высоких широт в низкие, – холодные. Например, через пролив между Флоридой и Кубой из Мексиканского залива выходит мощное теплое Флоридское течение, которое дает начало системе Гольфстрима с температурой выше 28 °С. Наибольшая ширина этого потока 120 км, глубина – 2 км, протяженность – 10 тыс. км, расход воды составляет $9–10^{10}$ $м^3/ч$. Этот поток переносит воды в 22 раза больше, чем все реки земного шара.

Пересекая Атлантический океан, Гольфстрим направляется на северо-восток и разделяется на несколько потоков. Он приносит огромное количество тепла к берегам Западной Европы, где, омывая берега Норвегии, проникает в Баренцево море до Шпицбергена, значительно утепляя западный сектор Арктики.

Большое холодное течение из Баффинова моря – Лабрадорское – направляется на юг, при встрече с Гольфстримом образуется Субполярный гидрологический фронт. Именно здесь часто зарождаются циклоны.

В южном полушарии, в зоне западного переноса, действует мощное течение западных ветров. Из высоких широт южного полушария вдоль западных берегов Южной Америки проходит холодное Перуанское течение, вдоль западных берегов Северной Америки – холодное Калифорнийское течение. Крупные океанические циркуляции существуют и в других районах Мирового океана.

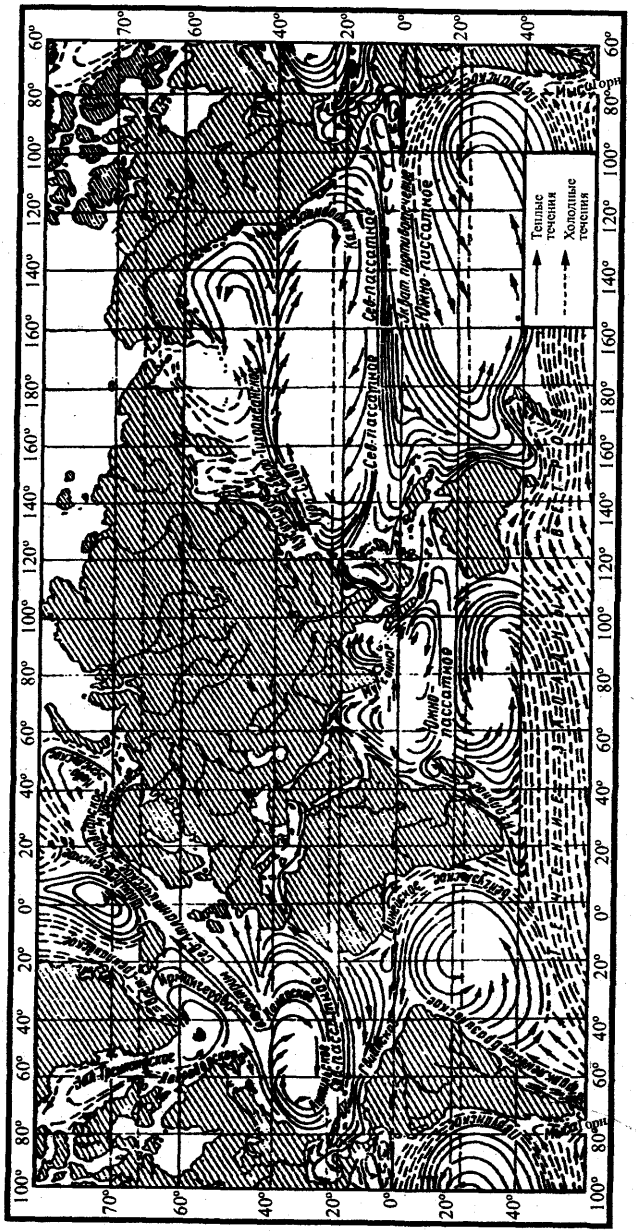

Рис. 2.13. Схема течений Мирового океана

Холодные течения, поступающие из высоких широт, способствуют охлаждению тропиков. Теплые течения из тропических районов отепляют высокие широты. Океанические течения, возникающие под воздействием атмосферной циркуляций, оказывают влияние на атмосферную циркуляцию.

На протяжении последних десятилетий большой практический и научный интерес у климатологов вызывает явление Эль-Ниньо, выражающееся в аномальном повышении температуры поверхностных вод Тихого океана у западных берегов Южной Америки в летние месяцы. Причина этого явления не вполне выяснена, но установлено, что усиление интенсивности Эль-Ниньо отмечается в годы ослабления пассатов и изменений других воздушных потоков.

Интенсивность Эль-Ниньо проявляется с некоторой периодичностью. Так, в 1982 г. аномалия температуры поверхности Тихого океана распространилась на огромные пространства и составила 6 °С.

В годы усиления Эль-Ниньо на западном побережье Южной Америки отмечались катастрофические ливни – даже в районах, где прежде не было осадков на протяжении многих лет, как например в пустыне Атакама.

Эль-Ниньо, являясь порождением нарушений общей циркуляции атмосферы, само оказывает влияние на циклоническую деятельность на территориях глобального масштаба, вызывая аномальные погодные явления, наводнения в одних районах и засухи в других, а также образование смерчей, торнадо.

Поступление Эль-Ниньо оттесняет холодное Перуанское течение от берегов Перу и Чили, препятствует подъему глубинных холодных вод. Поступление теплых вод в этот район с пониженным содержанием кислорода оказывает губительное влияние на растительный мир и живые организмы, что отрицательно сказывается на экономике прибрежных стран, для которых рыбный промысел имеет важное значение.

Таким образом, океанические течения являются мощным климатообразующим фактором, оказывающим влияние на климат обширных районов через атмосферную циркуляцию.

2.1.6. РОЛЬ РЕЛЬЕФА В ФОРМИРОВАНИИ КЛИМАТА

Рельеф оказывает большое влияние на климат, особенно крупные формы рельефа – горы. В горной местности создается особый тип климата, носящий название *горного климата*.

В горах с высотой вследствие уменьшения расположенной выше массы воздуха и увеличения его прозрачности увеличивается приток солнечной радиации. Сильно возрастает доля коротковолновой радиации. Однако увеличение солнечной радиации не возмещает расход тепла в результате интенсивного эффективного излучения. По этой причине, а также под воздействием адиабатического охлаждения температура воздуха с высотой понижается. Однако при образовании в зимнее время температурных инверсий температура воздуха до некоторой высоты может увеличиваться. Возникновению таких инверсий способствуют котловины, куда скатывается холодный воздух. Так, в Верхоянске (высота 120 м) средняя температура февраля –46,8 °С, а в Семеновском Руднике, расположенном в Верхоянском хребте на высоте 1020 м, температура –30,5°С.

С высотой уменьшаются суточные и годовые амплитуды температуры воздуха. Отмечается запаздывание наступления годовых максимальных и минимальных температур по сравнению с низинами.

Абсолютная влажность с высотой уменьшается, относительная – изменяется мало.

Наименьшая облачность в горах наблюдается зимой. Это объясняется тем, что зимой уровень конденсации находится ниже, чем летом, и соответственно ниже располагаются облака, обнажая горные массивы. Количество облаков больше на наветренных склонах, а на подветренных – меньше.

Осадков в горах больше, но это увеличение происходит лишь до некоторой высоты, в зависимости от географических условий, времени года. Так, на Центральном Кавказе количество осадков увеличивается до высоты 3000 м, а затем начинает убывать. Осадков выпадает больше на склонах, обращенных в сторону влажных ветров.

В высоких горах на некоторой высоте располагается снеговая линия, выше которой снег лежит круглый год.

Высота снеговой линии зависит от географической широты, экспозиции склонов, континентальности климата. В полярных странах она располагается низко; по мере продвижения на юг снеговая линия повышается и в тропических широтах достигает высоты 4500–5000 м.

Горы оказывают большое влияние на ветер: они задерживают воздушные массы и изменяют направление их движения. Кроме того, в горной местности создаются местные ветры в виде фена, боры, горно-долинных и ледниковых ветров.

Атмосферные фронты также подвержены влиянию гор. При приближении к горному хребту фронт замедляет свое движение. Если хребет достаточно высокий, то фронт огибает его с боков. Если холодный воздух перетекает через высокий горный хребет, то на подветренной стороне устанавливается теплая сухая погода вследствие адиабатического нагревания воздуха при его опускании (эффект фена). Если же хребет невысок, то опускание холодного воздуха вызывает явление боры. Если на горный хребет надвигается теплый фронт, то он сильно деформируется и профиль его восстанавливается только на расстоянии 200–300 км от хребта.

Горные хребты оказывают большое влияние не только на климат местности, где они располагаются, но и на климат прилегающих к ним районов. Задерживая массы воздуха, особенно холодные, горные хребты могут являться границей, разделяющей области с различными климатическими условиями. Так, под влиянием Кавказского хребта теплый климат Закавказья отличается от сурового климата Предкавказья. Даже невысокие возвышенности (например, Среднерусская, Приволжская и др.) могут оказывать влияние на климат в условиях равнинной местности.

Для горных районов характерна большая неравномерность (пятнистость) пространственного распределения климатических характеристик.

В горах имеет место высотная климатическая зональность. Это явление заключается в том, что в горах изменение метеорологических элементов с высотой создает быстрое изменение всего комплекса климатических условий. Образуются расположенные друг над другом климатиче-

ские зоны (или пояса) с соответствующими изменениями растительности. Эта смена высотных климатических зон напоминает смену климатических зон в широтном направлении, с той лишь разницей, что для изменений, которые в горизонтальном направлении происходят на протяжении тысяч километров, в горах нужно изменение высоты только на километры. При этом растительность в горах сменяется в следующем порядке: сначала идут лиственные леса (в сухих климатах они начинаются не от подножия, а с некоторой высоты), затем следуют хвойные леса и кустарники, альпийская растительность из трав и стелющихся кустарников; дальше, за снеговой линией, следует зона снега и льда.

2.2. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ НА ЗЕМНОМ ШАРЕ

2.2.1. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НА УРОВНЕ МОРЯ

Суточный ход температуры воздуха. Суточный ход температуры воздуха у земной поверхности определяется соответствующим ходом температуры подстилающей поверхности.

В суточном ходе над сушей минимальная температура воздуха наблюдается перед восходом Солнца, максимальная – через 2-3 ч после полудня. Над морями и океанами максимум температуры воздуха наступает на 2–3 ч раньше, чем над материками. Наибольшие суточные амплитуды температуры воздуха наблюдаются в субтропических широтах, с увеличением широты – убывают. В умеренных широтах наименьшие амплитуды наблюдаются зимой; наибольшие – летом. В полярных областях в полярную ночь суточные амплитуды не обнаруживаются.

Над водной поверхностью суточные амплитуды меньше, чем над сушей. В ясную погоду суточная амплитуда больше, чем в облачную. Суточная амплитуда убывает также с высотой местности.

Годовой ход температуры воздуха. В северном полушарии на континентах максимальная среднемесячная температура воздуха наблюдается в июле, минимальная – в январе. На океанах и побережьях материков экстремальные температуры наступают позднее: максимум – в августе, минимум – в феврале–марте. Амплитуда годового хода представляет собой разность среднемесячных температур самого теплого и самого холодного месяцев.

Наименьшая годовая амплитуда наблюдается в экваториальной зоне. С увеличением широты амплитуда увеличивается до наибольших значений в полярных широтах.

По величине амплитуды и по времени наступления экстремальных температур выделяют четыре типа годового хода температуры воздуха.

1. Экваториальный тип. В году наблюдаются два максимума температуры – после весеннего и осеннего равноденствия, когда Солнце в полдень находится в зените, и два минимума – после зимнего и летнего солнцестояния, когда Солнце находится на наинизшей высоте. Вследствие небольших изменений притока тепла в течение года амплитуды малы, над океаном – около 1 °С, над сушей – 5–10 °С.

2. Тропический тип. В годовой температуре воздуха – один максимум и один минимум, соответственно после летнего и зимнего солнцестояния. Средняя годовая амплитуда над материками – 10–20 °С, над океанами – 5–10 °С.

3. Тип умеренного пояса. В годовом ходе температуры воздуха отмечаются один максимум и один минимум (после летнего и зимнего солнцестояния). Годовые амплитуды увеличиваются с широтой, над материками в среднем составляют 40–50 °С, а на широте 60° достигают 60 °С, над океанами – 10–15 °С.

4. Полярный тип. Годовые амплитуды над сушей превышают 65 °С, над океанами и побережьями полярных морей составляют 25–40 °С.

Географическое распределение температуры воздуха на уровне моря. На картах распределение температуры воздуха показывают с помощью изотерм – линий равных температур. Анализируя данные о средних многолетних температурах января и июля, представленные на рис. 2.14 и 12.15, можно установить общие закономерности влияния климатообразующих факторов на распределение температуры воздуха на земном шаре, прежде всего влияние широты.

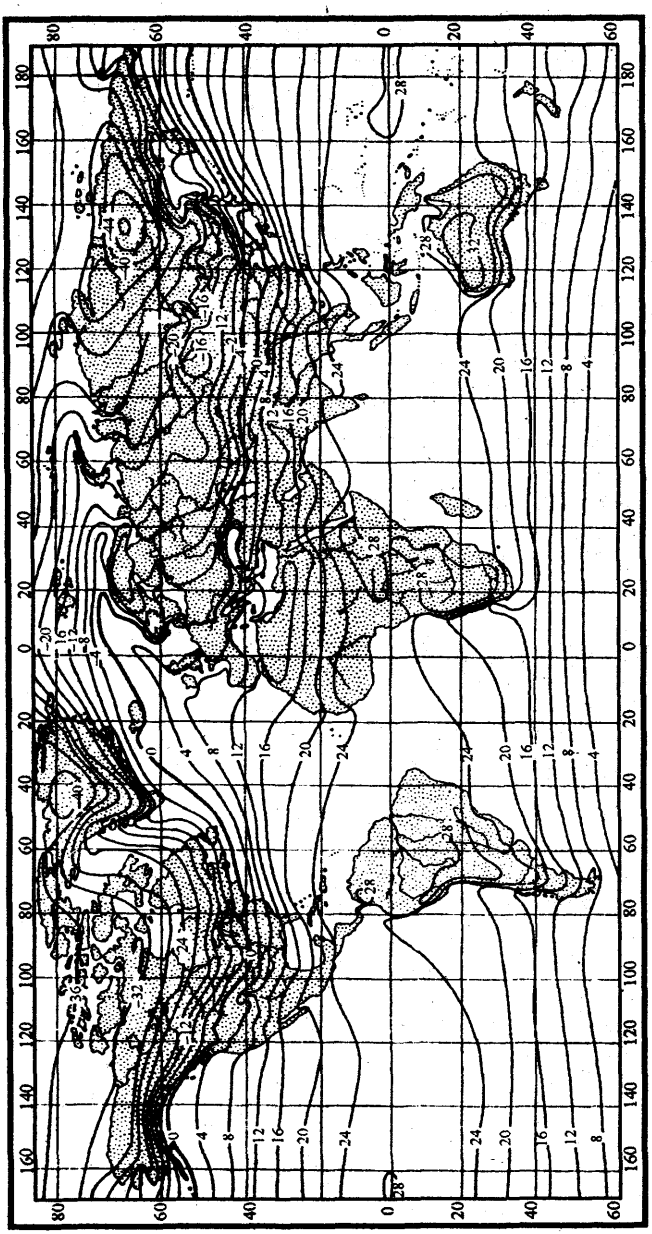

Рис. 2.14. Изотермы января (°С)

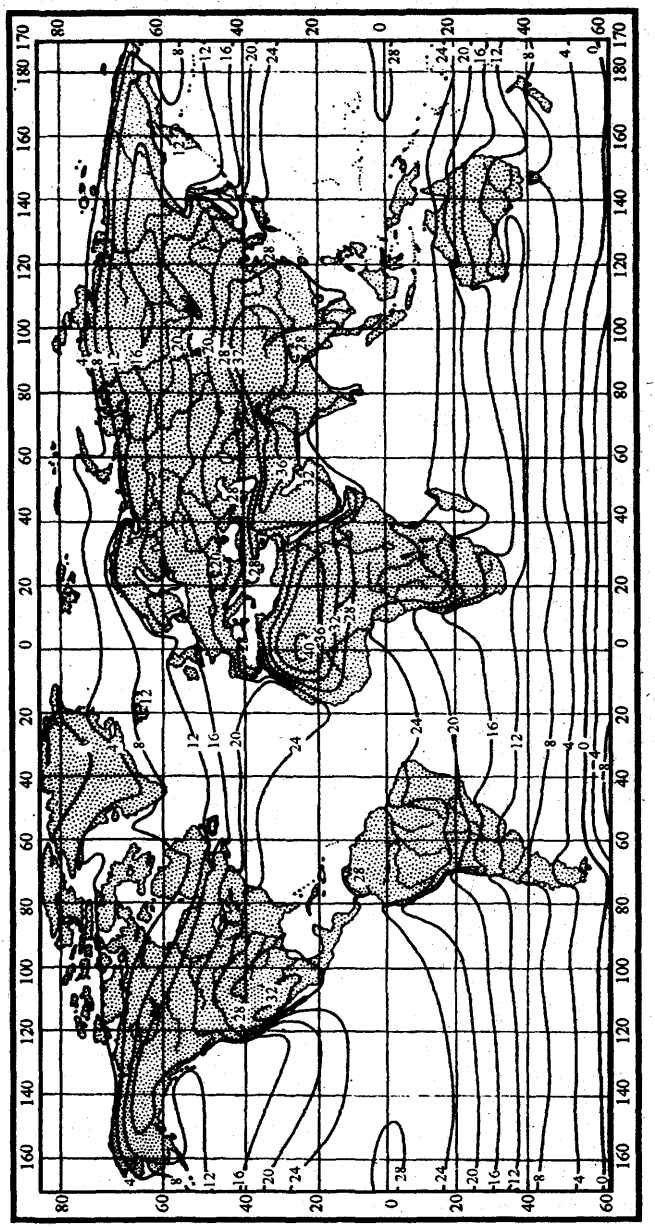

Рис. 2.15. Изотермы июля (°С)

Температура, в общем, убывает от экватора к полюсам в соответствии с распределением солнечной радиации и радиационного баланса. Это убывание 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. В этом ясно проявляются свойства суши и океанов. Кроме того, возмущения в распределении температуры связаны с наличием снежного и ледяного покрова, горных хребтов, с теплыми и холодными океаническими течениями. Наконец, на распределение температуры оказывает влияние общая циркуляция атмосферы, поскольку температура в каждом данном месте определяется не только условиями радиационного баланса в этом месте, но и адвекцией воздуха из других районов.

Сопоставляя карты изотерм января и июля, можно более детально увидеть особенности сезонного распределения температуры воздуха на земном шаре. Изотермы января не совпадают с широтными кругами. Они имеют изгибы, наиболее ярко выраженные в северном полушарии, особенно в районах перехода с моря на сушу, и наоборот. Объясняется это различием температур воздуха над водоемами и континентами. В южном полушарии, где преобладает водная поверхность, изотермы проходят более плавно и имеют почти широтное направление, в северном полушарии изотермы расположены гуще, чем в южном. Особенно это проявляется над материками, где контрасты температур между отдельными районами больше, чем над океанами.

Над северной частью Атлантического океана отмечается сильный прогиб январских изотерм к северу. Это объясняется отепляющим действием Гольфстрима, омывающего западные берега Европы. Почти в меридиональном направлении зимой проходят изотермы и на севере европейской территории России. Температура здесь понижается по мере удаления от Атлантического океана, т.е. с запада на восток, примерно до 135° в.д. На севере Якутии, в районе Верхоянска и Оймякона, располагается так называемый полюс хо-

лода, окаймленный изотермой –50 °С. В отдельные дни температура здесь опускается еще ниже: в Верхоянске она достигала –68 °С, а в Оймяконе отмечен абсолютный минимум температуры воздуха в северном полушарии, равный –71 °С. Полюс холода в районе Оймякона обусловлен физико-географическими факторами: Оймякон расположен в котловине, куда стекает холодный воздух со склонов хребтов.

Вторым полюсом холода в северном полушарии является Гренландия, где приведенная к уровню моря средняя месячная температура самого холодного месяца составляет –55 °С при минимуме –70 °С. Возникновение гренландского полюса холода связано с большим альбедо ледникового плато.

В южном полушарии в январе лето, поэтому над Южной Америкой, Африкой и Австралией в это время расположены очаги тепла.

Июльские изотермы в северном полушарии расположены значительно реже, чем январские, так как контрасты температур между полюсом и экватором летом значительно меньше, чем зимой. Летом температура воздуха над материками выше, чем над океанами. Поэтому в северном полушарии изотермы изгибаются к северу. Над Северной Америкой, Африкой и Азией хорошо выражены замкнутые области тепла, особенно следует обратить внимание на область в районе пустыни Сахара, где средняя температура июля составляет 40 °С, а в отдельные дни превышает 50 °С. Абсолютный максимум температуры в Северной Африке составляет 56 °С (южнее Триполи). Такая же температура была отмечена в Калифорнии, в долине Смерти.

Самые высокие температуры наблюдаются примерно вдоль 10° с. ш. Линия, соединяющая точки с максимальными средними годовыми температурами, называется *термическим экватором*. Летом термический экватор смещается к 20° с. ш., а зимой приближается к 5–10° с. ш., т.е. всегда остается в северном полушарии. Объясняется это тем, что в северном полушарии больше материков, которые нагреваются сильнее, чем океаны южного полушария.

В южном полушарии в июле зима. Изотермы здесь проходят почти в зональном направлении, т.е. совпадают по направлению с параллелями. В высоких южных широтах

температура резко понижается в направлении к Антарктиде. На ледяном плато Антарктиды наблюдаются самые низкие температуры воздуха. На побережье Антарктиды средняя температура июля изменяется от –15 до –35 °С, а в центре Восточной Антарктиды она достигает –70°С. На станции Восток, расположенной на 78° ю. ш., на высоте 3488 м зарегистрирована самая низкая температура воздуха на земном шаре у земной поверхности, равная –89,2°С. Если температуры на ст. Восток и в Оймяконе привести к одной высоте, то они окажутся близкими по величине.

Различия в средней годовой температуре воздуха между Арктикой и Антарктидой составляют 10–14 °С. Это в значительной степени определяется тем, что Антарктида занята обширным материком, а большая часть Арктики – океаническими водами, куда сравнительно легко проникает тепло из более низких широт.

Распределение средних годовых амплитуд температуры воздуха показано на рис. 2.16, откуда видно, что наименьшие амплитуды располагаются вблизи экватора, над океанами, наибольшая – над материками в районах пустынь, а также в глубине континентов в умеренных и высоких широтах (Северная Америка, северо-восток Сибири).

Температурные аномалии. Температурной аномалией в данном пункте называется разность между среднегодовой (или среднемесячной) температурой воздуха в этом пункте и соответствующей средней температурой для всего данного широтного круга. Линии на карте, соединяющие точки с одинаковыми аномалиями, называются *термоизаномалами*.

На январской карте изаномал (рис. 2.17) видно, что зимой в районе восточно-сибирского полюса холода располагается центр замкнутых изаномал, где среднемесячные температуры на 24 °С ниже средних температур соответствующих широтных кругов. Весь Азиатский материк в это время года является аномально холодным. Отрицательные аномалии (до –20 °С) обнаруживаются и над Северной Америкой. Наибольшие положительные аномалии (до 24 °С) наблюдаются в районе между Исландией и Скандинавским полуостровом, что связано с отепляющим действием Гольфстрима. Изаномала 0 °С проходит через европейскую территорию России и делит ее на две примерно равные части: западную (аномально теплую) и восточную (аномально холодную).

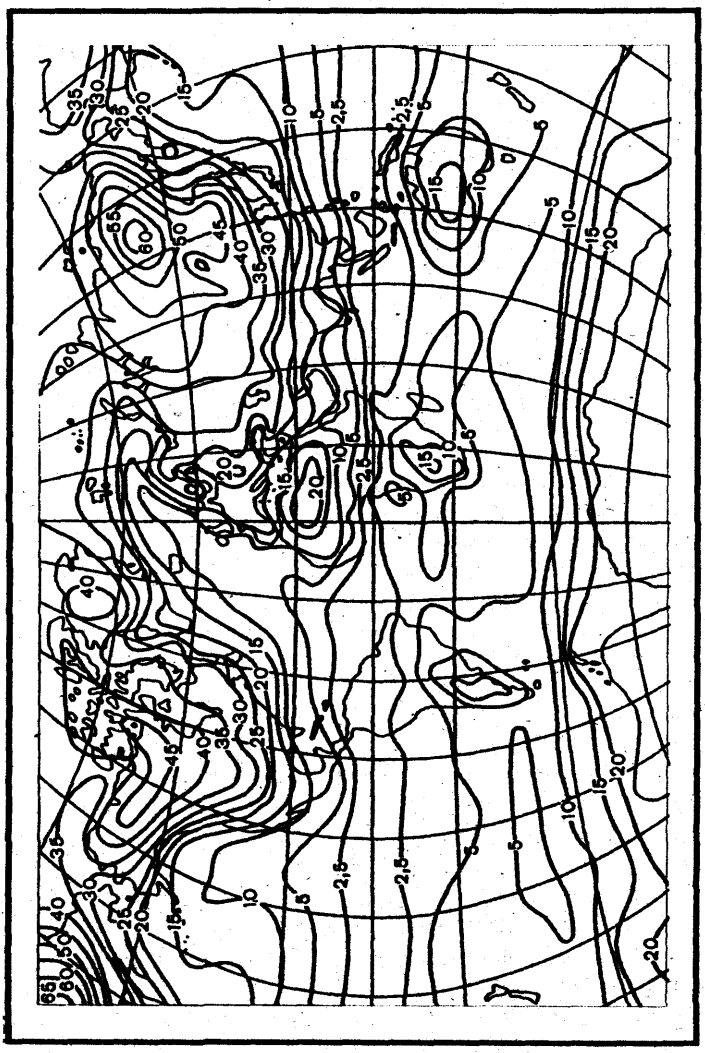

Рис. 2.16. Средние годовые амплитуды температуры воздуха (°С)

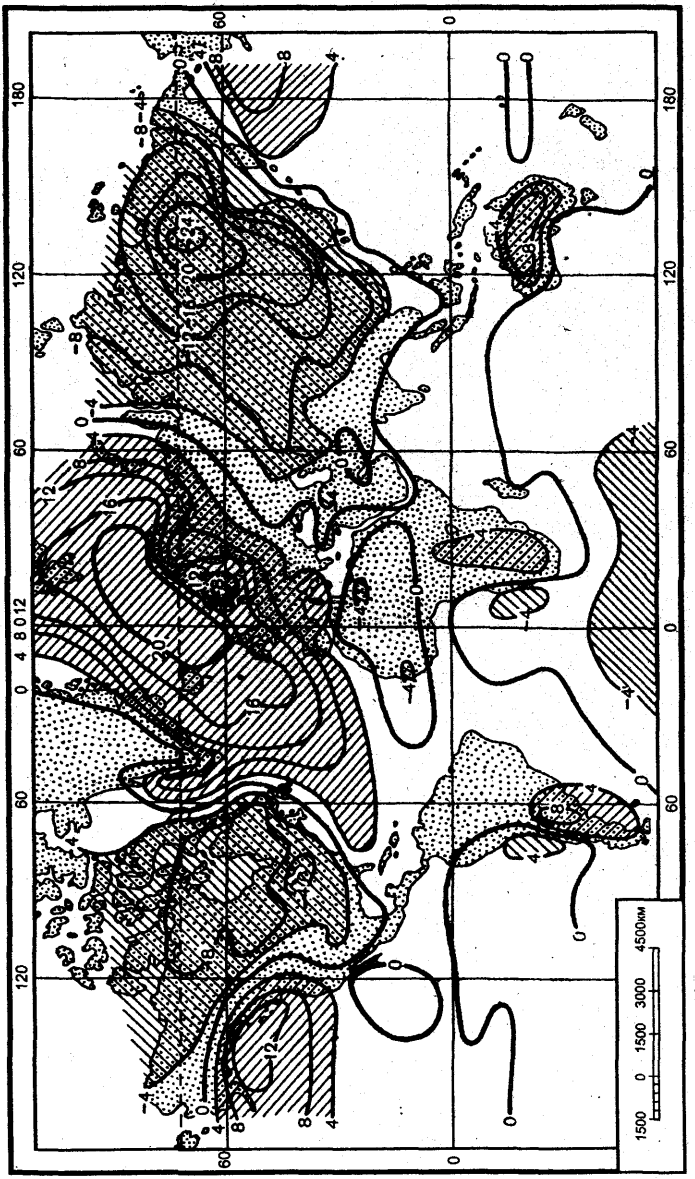

Рис. 2.17. Гермоизаномалы января (°С)

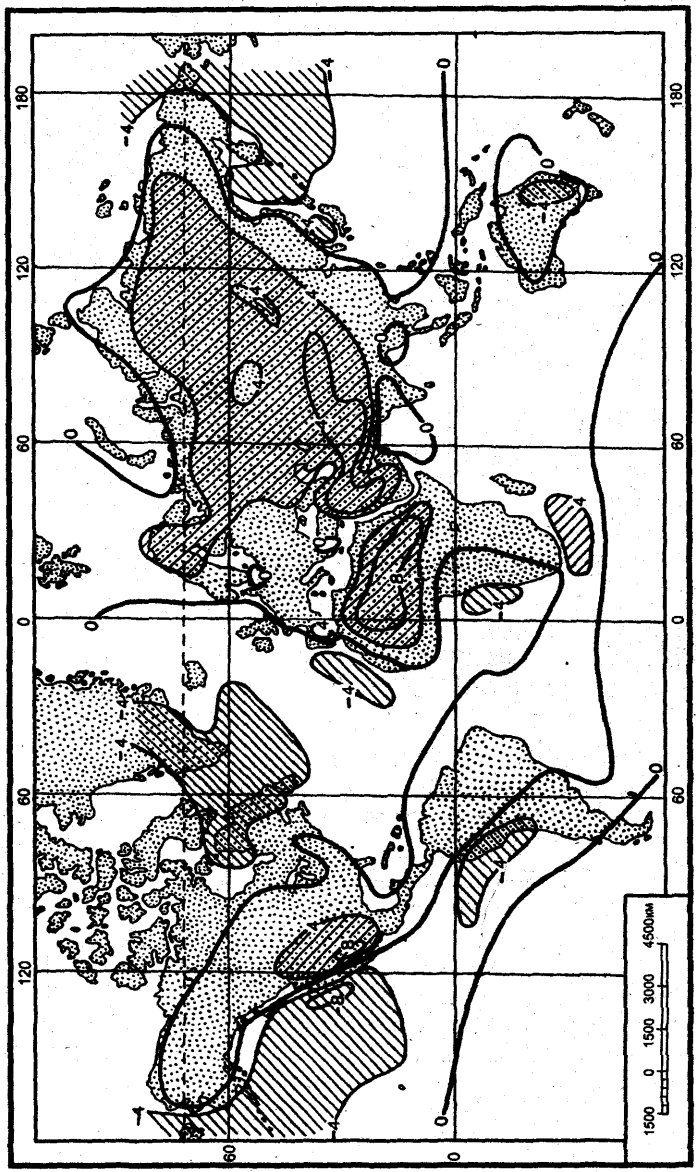

Рис. 2.18. Термоизаномалы июля (°С)

На июльской карте изаномал (рис. 2.18) контрасты между материками и океанами значительно меньше, чем на январской. Наибольшие положительные аномалии (8 °С) отмечаются в Северной Африке и в Юго-Восточной Азии. Океаны северного полушария аномально холодны. Над материками южного полушария в июле (зимой) наблюдаются отрицательные аномалии (до –4 °С)

Зимой северное полушарие холоднее южного (средняя температура воздуха в северном полушарии в январе 9,0 °С, в южном полушарии в июле 11,40 °С). Летом, наоборот, северное полушарие нагревается сильнее, чем южное (в северном полушарии в июле температура 22,4 °С, в южном в январе – 16,4 °С). В целом за год температура северного полушария также выше, чем южного (соответственно 15,2 и 13,8 °С). В северном полушарии больше годовая амплитуда температуры (в северном полушарии 13,4 °С, в южном – 5,0 °С). Это объясняется большей континентальностью северного полушария.

Средняя годовая температура воздуха всего земного шара составляет 14,2 °С.

2.2.2. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА

Географическое распределение влагосодержания зависит от скорости испарения в отдельных районах и от переноса водяного пара воздушными потоками из одних мест в другие. В общем распределение абсолютной влажности соответствует распределению температуры воздуха. Наибольшие ее значения (до 20–22,5 г/м^3) отмечаются в местах с влажным тропическим климатом, а в Калькутте во время летнего муссона она доходит до 25 г/м^3. По мере возрастания широты и убывания температуры абсолютная влажность понижается. В центральных районах материков она меньше, чем на побережьях. Наименьшие значения абсолютной влажности (до 0,1 г/м^3) наблюдаются зимой на северо-востоке Сибири. В районе Верхоянска отмечено понижение до 0,025 г/м^3. При температуре же около –70 °С здесь возможно понижение до 0,003 г/м^3. В центральном районе Антарктиды отмечалось понижение абсолютной влажности до 0,001 г/м^3.

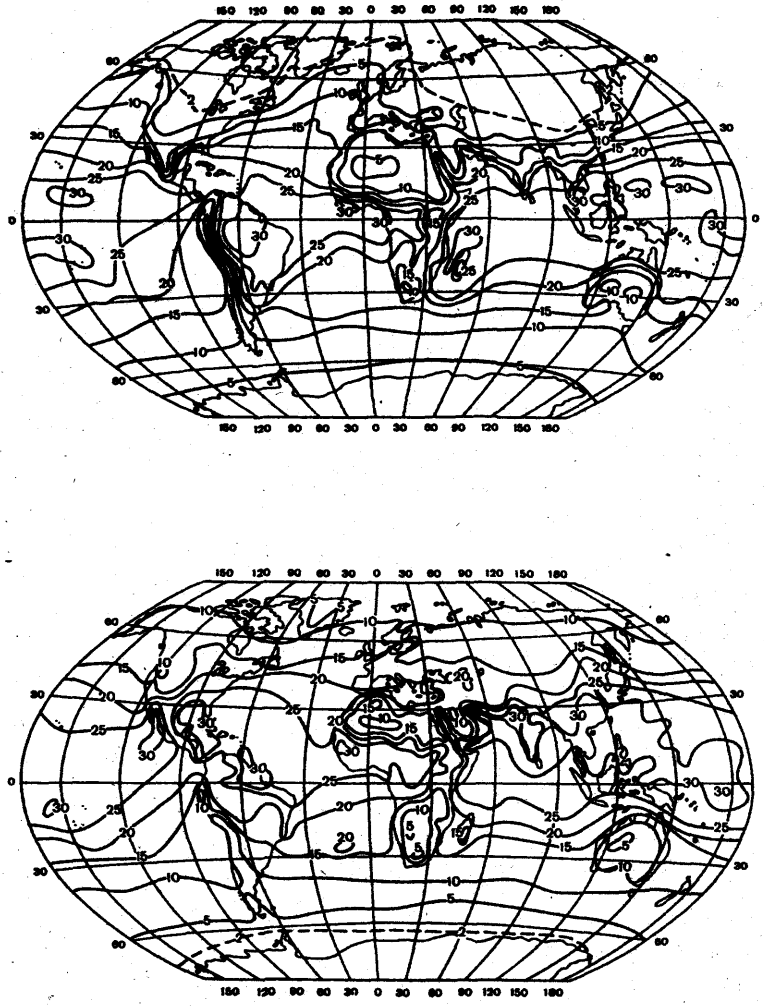

Рис. 2.19. Среднее распределение парциального давления водяного пара в январе (*а*) и июле (*б*) (в Гпа)

Относительная влажность зависит от влагосодержания и температуры воздуха. Она всегда высока в экваториальной зоне, где влагосодержание воздуха очень велико, а температура не слишком высока вследствие большой облачности. Здесь относительная влажность в среднем годовом доходит до 85 % и более. Относительная влажность воздуха всегда высока и в Северном Ледовитом океане, на севере Атлантического и Тихого океанов, в антарктических водах. Она достигает здесь таких же значений, как и в экваториальной зоне. Причина высокой относительной влажности здесь другая. Абсолютная влажность воздуха в высоких широтах мала, но зато здесь и низкая температура воздуха, особенно зимой.

В условиях морского климата относительная влажность воздуха летом выше, чем в условиях континентального; зимой же в умеренных широтах больших различий в значениях относительной влажности между сушей и морем не замечается. Над океанами на разных широтах существенных различий в величинах относительной влажности нет.

Очень мала относительная влажность в зоне пустынь (в среднем до 30 %). На рис. 2.19, *а* и *б* показано географическое распределение упругости водяного пара.

2.2.3. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ИСПАРЕНИЯ

При рассмотрении испарения следует различать два понятия: действительное испарение и испаряемость. *Испаряемость* есть количество влаги, которое могло бы испариться с хорошо увлажненной поверхности почвы при существующих в данной местности климатических условиях. Для переувлажненной почвы, а также для водной поверхности значения испаряемости будут близки к значениям действительного испарения.

В полярных областях при низких температурах испаряемость мала. В тропиках испаряемость сравнительно невелика на побережьях и резко возрастает внутри материков, особенно в пустынях. Так, на Атлантическом побережье Сахары годовая испаряемость 600–700 мм, а на расстоянии 500 км от берега – 3000 мм.

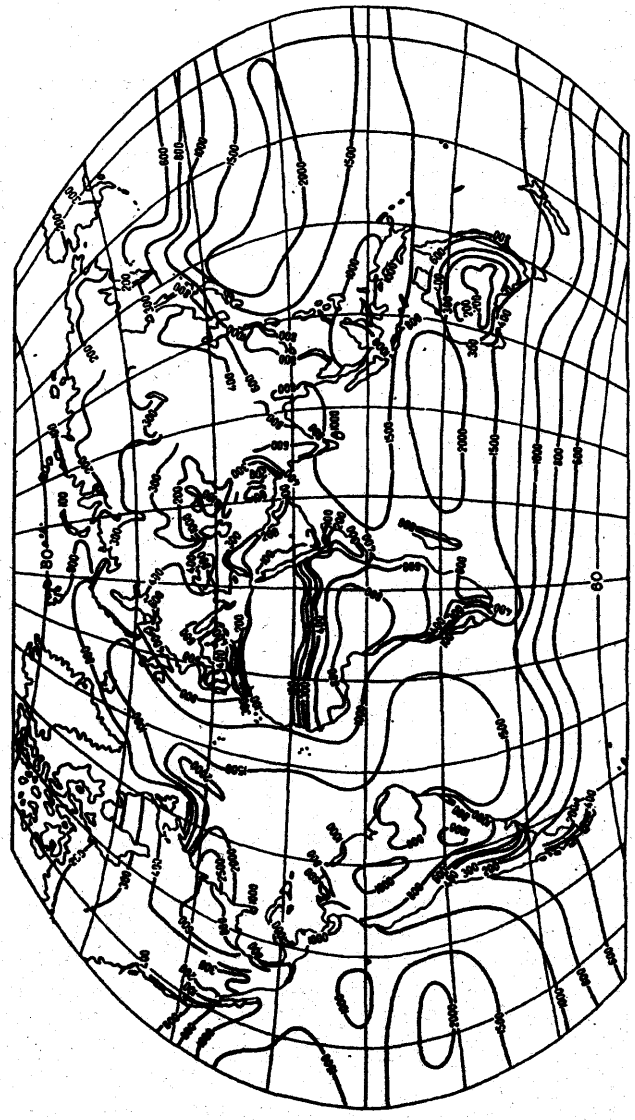

Рис. 2.20. Испарение с подстилающей поверхности. Средние годовые величины (мм/год)

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 составляет от 600 до 2500 мм, а максимумы доходят до 3000 мм. В полярных районах при наличии льдов испарение сравнительно невелико. На суше годовые суммы испарения от 100–200 мм в полярных районах (в Антарктиде еще меньше) до 800–1000 мм во влажных тропических лесах. На рис. 2.20 представлено географическое распределение испарения.

Основным источником водяного пара для атмосферы в северном полушарии является область примерно от 12 до 40° с. ш., где испарение превышает осадки, расход избыточного водяного пара происходит главным образом в приэкваториальной зоне и к северу от 40 с.ш., где осадки превышают испарение.

2.2.4. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОБЛАЧНОСТИ

Степень покрытия небесного свода облаками называют *облачностью*. Ее выражают в десятых долях покрытия неба (в баллах).

На поверхности земного шара облачность распределяется весьма неравномерно. От самых высоких широт к субполярным облачность увеличивается и достигает максимума в зоне 70–60° широты. Это связано с максимальным развитием циклонической деятельности в субполярных широтах, особенно над морями. Затем к субтропическим широтам облачность убывает и достигает минимума в зоне 30–20°. Этот минимум связан с субтропическими антициклонами.

В данной зоне наибольшее распространение имеют пустыни. Дальше к экватору облачность снова увеличивается, и в зоне экваториальной конвергенции пассатов обоих полушарий, где возникает конвекция, круглый год наблюдается мощная кучевая облачность.

В среднем над сушей облачность меньше, чем над океанами. Наиболее облачные районы на земном шаре располагаются в северной части Атлантического, Тихого океанов и в Арктике. В этих местах средняя годовая облачность до-

ходит до 6,4 – 8,1 балла. Велика средняя облачность на берегах Антарктиды (8,9 балла). Наименьшая облачность наблюдается в пустынях. Так, в Сахаре местами среднее годовое значение облачности составляет 0,5 балла, для земного шара в целом – 5,4, т.е. поверхность земного шара закрыта облаками более чем наполовину.

В низких широтах преобладают кучевые конвективные облака, в умеренных широтах – кучевые и слоисто-кучевые, в высоких широтах – слоистообразные облака.

2.2.5. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОСАДКОВ

Годовой ход осадков. Годовой ход осадков зависит как от общей циркуляции атмосферы, так и от местных физико-географических условий. Различают несколько типов годового хода осадков.

1. *Экваториальный тип.* Вблизи экватора (примерно до 10° с. и ю. ш.) в году имеются два дождливых сезона, разделенных сравнительно сухими. Дождливые сезоны приходятся на время после равноденствий, когда внутритропическая зона конвергенции (тропический фронт) близка к экватору и конвекция получает наибольшее развитие. Главный минимум приходится на лето северного полушария, когда внутритропическая зона конвергенции наиболее удалена от экватора.

2. *Тропический тип.* Дождливый период – при наивысшем стоянии Солнца. Вблизи тропика примерно 4 месяца в году с обильными дождями и 8 месяцев – сухие.

3. *Тип тропических муссонов.* В тех районах тропиков, где хорошо выражена муссонная циркуляция (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.

4. *Средиземноморский тип.* На островах и в западных частях материков субтропических широт также наблюдается различие, иногда очень резкое, между влажным и сухим сезонами. Максимум осадков приходится не на лето, а на зиму или осень. Сухое лето обусловлено влиянием субтро-

пических 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 и Калифорнии, на юге Африки, на юге Австралии, на южном берегу Крыма. Сюда можно отнести годовой ход осадков в пустынях Средней Азии.

5. Внутриматериковый тип умеренных широт. Внутри материков в умеренных широтах максимум осадков приходится на лето, а минимум – на зиму, при преобладании антициклонов. В Азии этот годовой ход выражен особенно резко, так как зимой здесь господствуют очень мощные антициклоны с сухой погодой. Но этот тип существует и в Европе, и в Северной Америке.

6. Морской тип умеренных широт. В западных частях материков умеренных широт циклоны чаще бывают зимой, чем летом, поэтому там преобладают зимние осадки или распределение осадков в течение года относительно равномерное. Так, в прибрежных районах Западной Европы наиболее богаты осадками осень и зима, наиболее сухие – весна и раннее лето. Такой же годовой ход наблюдается и над океанами умеренных широт.

7. Муссонный тип умеренных широт. В муссонных районах умеренных широт, преимущественно на востоке Азии, максимум осадков приходится на лето, как и внутри материка, а минимум – на зиму. Но амплитуда больше, чем во внутриматериковых районах, особенно за счет обильных летних осадков.

8. Полярный тип. Над материками наблюдается летний максимум осадков, так как летом влагосодержание воздуха выше, чем зимой, а интенсивность циклонической деятельности не очень сильно меняется в течение года.

Географическое распределение осадков. Распределение осадков на земной поверхности в значительной степени зависит от особенностей циркуляции атмосферы, рельефа, экспозиции склонов, характера подстилающей поверхности и т.д.

На представленной карте распределения годовых сумм осадков (рис. 2.21) видно, что наибольшее количество осадков выпадает в экваториальной зоне – до 1000–2000, а местами – до 10000 мм за год. Значительные количества осадков в этой зоне обусловлены мощными восходящими движениями воздуха. По обе стороны от экваториальной зоны годовые количества осадков уменьшаются (до 250 мм и менее). Минимум осадков наблюдается в субтропических широтах, где располагаются обширные пустыни и степи.

В умеренных широтах годовое количество осадков снова возрастает, особенно над западными побережьями материков (до 1000 мм и более), где преобладают западные морские ветры, приносящие влажные массы воздуха. По мере удаления от западных берегов количество осадков в умеренных широтах уменьшается и внутри континентов доходит до 250 мм и ниже. В полярных широтах осадков выпадает до 250 мм и менее. Причины – низкая температура, малое испарение и низкое содержание пара в воздухе.

В южном полушарии осадки убывают примерно от 1000 мм на 40-й параллели до 250 мм на полярном круге. В глубине Антарктиды осадки измеряются десятками миллиметров за год.

Наибольшее количество осадков на земном шаре наблюдается на северо-востоке Индии, в предгорье Гималаев, в Черрапунджи (1313 м над уровнем моря), где за год выпадает в среднем около 11000 мм. В 1974 г. там выпало 24326 мм. На одном из Гавайских островов (Кауай) годовая сумма осадков в горах на высоте 1738 м достигает 12090 мм. Много осадков выпадает у подножия горы Камерун (Африка) – до 9500 мм в год.

Наименьшее количество осадков выпадает в пустынях. Так, в пустыне Атакама (северная часть Чили), а также местами в долине Нила (Асуан) годами и десятилетиями бывает полное бездождье. На большей части Сахары осадков за год выпадает менее 50 мм.

На распределение осадков оказывает влияние характер земной поверхности. Пересеченная и неровная поверхность вызывает неравномерное распределение осадков, так как неровности усиливают турбулентное движение воздуха. На склонах, обращенных в сторону теплых влажных ветров, осадков выпадает больше, чем на подветренных склонах.

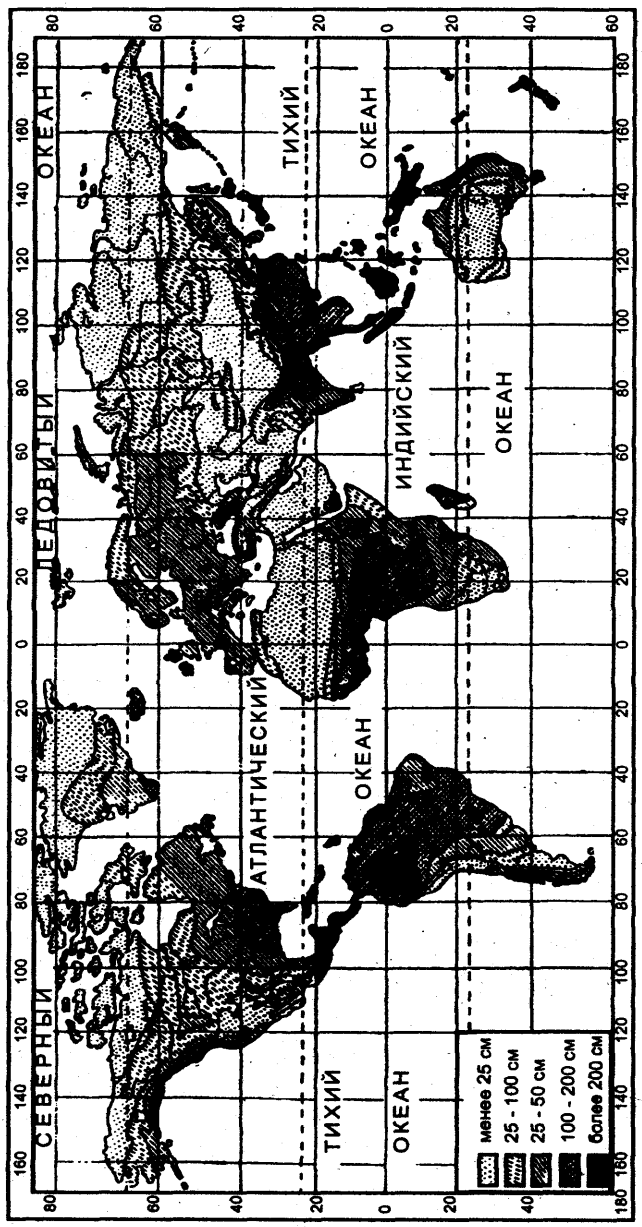

Рис. 2.21. Распределение годовых сумм осадков

Большое влияние на осадки оказывают морские течения. На побережьях, омываемых теплыми течениями, осадков выпадает много, причем дожди часто сопровождаются грозами. На западных побережьях материков в тропических и субтропических широтах, омываемых холодными течениями, осадков выпадает мало, эти берега являются пустынями (например, Южная Африка, Южная Америка).

Перенос влаги с океана на сушу в виде пара и возвращение этой воды в океан через реки называется *большим влагооборотом*. Движущей силой его является солнечная радиация.

Основную роль в образовании осадков на суше играет водяной пар, переносимый воздушными течениями с океана. По сравнению с этим количеством местное испарение, даже для такой обширной территории, как европейская часть России, дает гораздо меньше водяного пара. Из общей суммы осадков, выпадающих на этой территории, только 10% формируются из водяного пара, поступающего в воздух при местном испарении. Однако роль местного испарения все же велика, так как оно поддерживает влажность в воздушных массах на уровне, допускающем образование осадков, и стимулирует их выпадение.

Для земного шара в целом годовая сумма осадков, численно равная испарению, составляет 1130 мм.

Количество выпадающих осадков само по себе еще не определяет условия увлажнения почвы. Примерно одинаковое количество осадков выпадает и в полупустыне Прикаспийской низменности, и в тундре. Но в первом случае недостаток увлажнения приводит к опустыниванию местности, а во втором – создается избыточное увлажнение и заболачивание. Поэтому для оценки условий увлажнения учитывают не только выпадающие осадки, но и испаряемость (возможное в данной местности испарение при неограниченном запасе влаги). Условия увлажнения за год, за месяц или за сезон характеризуются коэффициентом увлажнения:

$$K = \frac{h_{ос}}{h_{исп}},$$

где $h_{ос}$ – количество осадков, мм; $h_{исп}$ – испаряемость, мм.

Коэффициент увлажнения 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. Степень увлажнения вместе с температурными условиями определяет тип растительности и всего географического ландшафта в данной местности. Избыточное количество осадков возвращается в океан в виде речного стока.

2.3. ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТИПЫ ВОЗДУШНЫХ МАСС И КЛИМАТОЛОГИЧЕСКИЕ ФРОНТЫ

2.3.1. ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТИПЫ ВОЗДУШНЫХ МАСС

В различных географических районах формируются воздушные массы с определенными свойствами. Образование этих воздушных масс происходит над обширными областями с однородной подстилающей поверхностью в устойчивых антициклонах. Например, в азорском, гавайском максимумах в субтропическом поясе, в сибирском антициклоне в зимнее время. Воздушные массы могут создаваться и в районах устойчивых областей пониженного давления, например в районе исландского минимума, а зимой – в районе Средиземного моря. Районами формирования воздушных масс являются высокие широты и внутритропическая зона. Из этих районов воздушные массы затем перемещаются в другие места, сохраняя в течение некоторого времени свойства, которые они получили в местах зарождения. С течением времени эти свойства изменяются, т.е. происходит трансформация воздушной массы в местную.

Континентальный тропический воздух формируется в тропических пустынях и степях из экваториального воздуха, а также из воздуха умеренных широт. В теплое время года в северном полушарии очагами его формирования могут являться Балканы, Малая Азия, Монголия, Северный

Китай. Вторжение этого воздуха вызывает сухую жаркую погоду, сопровождаемую сухими ветрами – суховеями.

Морской тропический воздух приходит из субтропических широт океанов, где он формируется в областях высокого давления (субтропических максимумов).

Экваториальный воздух формируется в экваториальной зоне из тропического воздуха пассатов. Он сильно увлажнен.

Физические свойства воздушных масс не остаются постоянными. Они с течением времени изменяются, постепенно теряют свои свойства, полученные ими в районах зарождения, и приобретают новые свойства, характерные для других воздушных масс. Так, морской воздух умеренных широт, проникающий в Европу, по мере продвижения на восток постепенно теряет свои свойства морского воздуха и перерождается в континентальный воздух умеренных широт. Последний, проникая в теплое время года на юг и юго-восток европейской территории России, сильно прогревается и может трансформироваться в тропический континентальный воздух.

В процессе формирования климатов большое значение имеют следующие основные четыре типа воздушных масс: арктический (в южном полушарии – антарктический) умеренных широт, тропический и экваториальный. Эти воздушные массы в зависимости от характера подстилающей поверхности, над которой они формируются, делятся на континентальные и морские.

Арктический и антарктический воздух формируются над ледяными полями Арктики (Антарктики) из воздуха умеренных широт, притекающего в полярные области. Арктический воздух, формирующийся в северном полярном бассейне, а зимой также над наиболее далеко выдвинутыми к северу частями материков (Таймыр, Колыма, Чукотка, арктическая часть Америки), характеризуется низкими температурами, малым влагосодержанием и большой прозрачностью. Зимой, когда развиваются мощные инверсии, он обладает большой устойчивостью, которая сохраняется и летом, когда инверсии сменяются изотермией. Прогреваясь при движении к югу над морем, а в теплое время года над сушей, арктический воздух приоб-

ретает неустойчивую стратификацию с образованием конвективных облаков и осадков.

На территорию России арктический воздух поступает в виде морского из районов Гренландии, с северо-запада, пройдя над сравнительно теплым Норвежским морем, и континентального – с севера и северо-востока Азиатского материка.

Вторжение арктического воздуха в умеренные широты вызывает резкие и быстрые похолодания, называемые *волнами холода*. С ними связаны сильные морозы зимой при ясной погоде и заморозки весной и осенью. Такие волны холода в некоторые годы достигают Северной Африки.

Континентальный воздух умеренных широт формируется из морского воздуха умеренных широт и арктического воздуха, вторгающегося в эти широты. В зимнее время формирование протекает над сильно охлажденной поверхностью суши, покрытой снегом. Поэтому континентальный воздух умеренных широт зимой очень охлажден, особенно снизу.

Морской воздух умеренных широт поступает на Евро-Азиатский континент с запада из умеренных широт Атлантического океана, с Средиземного и Черного морей. Над континентами он перерождается в континентальный воздух умеренных широт – и тем значительнее, чем дальше продвигается в глубь континента.

2.3.2. КЛИМАТОЛОГИЧЕСКИЕ ФРОНТЫ

Воздушные массы различного географического происхождения, переносимые преобладающими воздушными потоками, отделяются друг от друга узкими зонами, называемыми *климатологическими фронтами*. Положение климатологических фронтов связано с центрами действия атмосферы. Они, как и центры действия атмосферы, являются результатом статистического осреднения атмосферных фронтов на синоптической карте за многолетний период.

Климатологические фронты позволяют выявить районы Земли, где в течение года преобладают определенные воздушные массы и где от зимы к лету происходит смена воздушных масс.

Различают следующие климатологические фронты: арктический (антарктический в южном полушарии), отделяющий арктический (антарктический воздух) от воздуха умеренных широт; умеренный (полярный) фронт, отделяющий воздух умеренных широт от тропического.

Эти фронты в течение года, от зимы к лету, меняют свое положение, перемещаясь в более высокие широты летнего полушария.

На рис. 2.22 показаны положения климатологических фронтов в январе и июле.

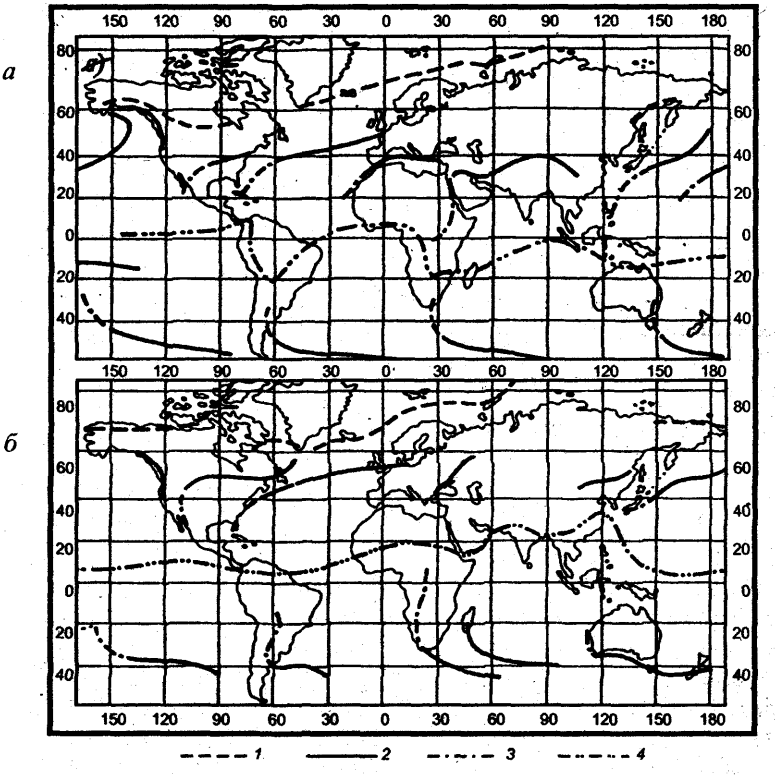

Рис. 2.22. Климатологические фронты в январе (*а*) и июле (*б*):

1 – арктический; *2* – полярный; *3* – пассатный (продолжение полярного фронта в тропическую зону); *4* – ось экваториальной ложбины

На этих фронтах развивается интенсивная циклоническая деятельность, следствием которой является межширотный обмен воздушных масс; перенос теплых воздушных масс в высокие широты и вторжение холодных масс из высоких широт в низкие.

На участке фронта умеренных широт, проходящем зимой вдоль горных цепей Ирана, Афганистана и Тибета, взаимодействуют массы континентального тропического воздуха и воздуха умеренных широт Азии. Из-за малого влагосодержания этих воздушных масс при прохождении циклонов осадков выпадает мало.

Вблизи экватора, в полосе встречи пассатов обоих полушарий (внутритропическая конвергенция), находится экваториальная депрессия, называемая *тропическим фронтом*, который, в сущности, не является фронтом, так как он разделяет воздушные масс с одинаковыми свойствами.

В январе тропический фронт смещается к югу, особенно сильно над индийским океаном, а в июле – в сторону северного полушария и в Азии до Гималаев. Области, находящиеся между зимним и летним положениями тропического фронта, являются областями тропических муссонов.

2.4. КЛАССИФИКАЦИЯ КЛИМАТОВ

На поверхности земного шара наблюдается большое разнообразие климатов. Существуют различные классификации, приводящие климаты земного шара в определенную систему и дающие границы распространения отдельных видов климата. Последнее имеет большое практическое значение, так как с климатом связана хозяйственная деятельность человека, жизнедеятельность животных и растительных организмов.

2.4.1. ЛАНДШАФТНО-БОТАНИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ КЛИМАТОВ Л.С. БЕРГА

Большое распространение получила ландшафтно-ботаническая классификация климатов, разработанная Л.С. Бергом. Классификация охватывает сушу. В соответствии с данной классификацией различаются климаты: вечного мороза; тундры; тайги; лиственных лесов, умеренной зоны; муссонный климат умеренных широт; степей; средиземноморский; субтропических лесов; внетропических пустынь; субтропических пустынь; саванн; влажного тропического леса.

Климат вечного мороза создается в Арктике (ледяные плато Гренландии, Земля Франца-Иосифа, часть Новой Земли, Северная Земля), в Антарктиде. Годовой радиационный баланс отрицательный. Наиболее теплой является атлантико-европейская часть Арктики. Средняя температура января на Шпицбергене –13,5 °С, средняя температура июля от 2 до 10 °С. Климат азиатского сектора Арктики отличается большей континентальностью. Средняя температура января ниже –30 °С, июля 2–8 °С. Наиболее суровые климатические условия в Гренландии. Толщина льда в центральной части острова 3400 м. Температура января – 49 °С, июля –13 °С, минимальные температуры могут опускаться до –64 °С. Климат Антарктиды более суровый, чем Арктики.

Средние температуры в июле-августе на побережье от –15 до –25 °С, во внутренних районах –50 ÷ –70 °С и ниже. Летом на побережье –5 °С (в глубине –28 ÷ –35 °С). Осадков на побережье выпадает от 400 до 600 мм в год, во внутренних районах – от 75 мм и менее в год.

Климат тундры. Распространен в крайней северной части Северной Америки, Евразии, на островах Арктического бассейна, в южном полушарии – на Огненной Земле, Фолклендских островах. Нижняя граница совпадает с изотермой 10–12 °С самого теплого месяца в году. Тундра и лесотундра входят в зону арктического воздуха. Большое распространение имеет многолетняя мерзлота. Средняя температура самого холодного месяца от –25 до –35 °С, теплого месяца – не выше 12 °С. Осадков выпадает менее 200 мм в год.

Климат тайги. Эта зона в северном полушарии занимает огромное пространство: в Северной Америке – Аляска, Канада, полуостров Лабрадор, в Евразии – Скандинавский полуостров, Финляндия, северо-запад европейской части России, Западная и Восточная Сибирь, за исключением южных районов. Отмечается большая континентальность климата, в Евразии континентальность увеличивается с запада на восток. Зимы суровые. В Верхоянске средняя температура января –50 °С, абсолютный минимум – –65 ÷–68 °С. Лето сравнительно теплое. Средняя температура июля выше 10–12 °С, в южной части зоны – до 18–20 °С. Осадков выпадает 300–600 мм в год.

Климат лиственных лесов умеренной зоны распространен в Северной Америке южнее 50°с.ш. и восточное 100°з.д., Великобритании, южной части Скандинавского полуострова, в Западной Европе (за исключением Средиземноморья), на европейской части России, встречается в южной Америке, Австралии, Новой Зеландии. Лето более теплое, а зима менее холодная, чем в зоне тайги. Температура самого теплого месяца не выше 20°, осадки – 500–600 мм в год.

Климат степей. Лето в степях жаркое, сухое, осадков не более 450 мм в год, испарение значительное. Степи делятся на степи умеренных широт с прохладной или холодной зимой, степи субтропических и тропических широт с теплой зимой. В летнее время осадки выпадают в виде ливней. В степях умеренных широт средняя температура самого теплого месяца достигает 22–24 °С, годовая сумма осадков 200–400 мм, зимой устанавливается снежный покров. Преобладающей воздушной массой в степной зоне является континентальный воздух умеренных широт, трансформирующийся в летнее время в континентальный тропический воздух. Последний преобладает в субтропических и тропических степях.

Средиземноморский климат. Это особый тип климата, создающийся в районе Средиземного моря, а также в других местах земного шара, расположенных на западных побережьях субтропической зоны северного и южного полушарий (на тихоокеанском побережье Калифорнии, в районе Сан-Франциско, на побережье Чили, на южном побережье Австралии и Африки, на южном берегу Крыма). Произра-

стают кипарис, лавр, магнолии и др. Лето сухое, осадки выпадают зимой – от 300 до 1000 мм в год. Средняя температура самого холодного месяца выше 0 °С, самого теплого – 22–28 °С.

Муссонный климат умеренных широт охватывает Приморский край, Сахалин в России, северную половину Японии, Восточный Китай, северную часть Кореи. Летом господствует летний муссон в виде южного и юго-восточного ветра, приносящий влажные массы воздуха с океана. Зимой муссон представляет северный и северо-западный поток холодного воздуха из Сибири, где в это время формируется мощный антициклон. Воздух сухой. Поэтому зимы обычно с ясной и сухой погодой. Средние температуры января до –20 °С. Лето теплое, влажное со средней температурой июля 20–25 °С, годовая сумма осадков – 600–1000 мм и выше. Южные районы этой зоны теплее.

Климат субтропических лесов. К этой зоне относятся: побережье Мексиканского залива, юго-восточные штаты США; в Южной Америке Боливия, Парагвай, юго-восточная часть Бразилии. Климат субтропических лесов встречается в Африке, в северной части Индии, южной части Китая, южной половине Японии, Южной Корее, на северо-восточном берегу Австралии, на Кавказском побережье Черного моря от (от Сочи к Турции), на южном берегу Каспийского моря. Лето жаркое, сырое. Средняя температура самого холодного месяца не ниже 2°С. Годовая сумма осадков превышает 1000 мм. Максимум осадков приходится преимущественно на летние месяцы, растительность представлена лесами из широколиственных пород с примесью вечнозеленых растений, встречаются лианы.

Климат внетропических пустынь. В эту зону входят Терско-Кумская и Астраханская полупустыни, среднеазиатские пустыни и полупустыни, пустыня Гоби в Азии, пустыни Северной Америки по среднему течению р.Колорадо, полупустыня в Восточной Патагонии (Южная Америка).

Климат характеризуется большой сухостью, осадков – менее 250–300 мм в год. Лето жаркое, сухое, с малой облачностью, но зимы прохладные или холодные. В пустынях Средней Азии средняя температура января от –12 °С в северной части до 3 °С в южной, средняя температура июля – 25–30 °С, максимальная – до 45°С.

Растительность — полынь, солянка, саксаул. При искусственном орошении разводят хлопчатник, рис, виноград, урюк, бахчевые и др.

Климат субтропических пустынь. Распространение: пустыни Сахара, Намиб, пустыни Аравии, Атакама (Южная Америка), пустыни в нижнем течении р. Колорадо и в Калифорнии (Северная Америка), пустыня в центральной Австралии. Преобладающей воздушной массой является континентальный тропический воздух. Средняя годовая температуры выше 18 °С, местами до 25 °С. Лето жаркое, средняя температура самого теплого месяца 32–38 °С и более. Средняя температура самого холодного месяца не ниже 18 °С. Осадков – менее 250 мм за год. В отдельных местах иногда за несколько лет не бывает ни одного дождя. Осадки преимущественно в виде ливней. Часто образуются песчаные бури, сопровождающиеся очень высокой температурой и большой сухостью воздуха. Например, в Сахаре растительность появляется только после сильных ливней. В оазисах произрастает финиковая пальма.

Климат саванн. Саванна – это тропическая лесостепь. Деревья располагаются в виде редкостоя. В сухое время года деревья обычно сбрасывают листву. В начале дождливого периода развивается мощный травянистый покров. Саванны занимают огромные пространства в тропической части Африки и Южной Америки, встречаются на побережье Центральной Америки, в западной части Мадагаскара, в Индостане от 22°с.ш. на юг, на о. Шри-Ланка, на Индокитайском полуострове, в северной части Австралии, на Гавайских островах.

Климат характеризуется сезонной сменнюй воздушных масс. В летнее время преобладает влажный воздух, приходящий с экватора, в зимнее время – сухой континентальный тропический воздух, приносимый пассатами. Поэтому в летнее время наблюдается влажная с обильными осадками погода, зимой – засушливая. Суточные амплитуды температуры летом малы, зимой увеличиваются. Средняя температура самого теплого месяца в году 25–30 °С и выше, самого холодного – не ниже 15–18 °С. Годовая сумма осадков – 1000 мм. На склонах гор, обращенных в сторону влажных ветров, осадков до 2000 мм и более.

Характерным деревом является баобаб. Возделывают кофе, бананы, сахарный тростник, хлопчатник.

Климат влажного тропического леса. Распространение: Экваториальная Африка, Южная Америка – бассейн р. Амазонки, Большие Антильские острова, восточное побережье Мадагаскара, юго-западное побережье Индии, западное побережье полуострова Индокитай, полуостров Малакка, Большие Зондские острова, Филиппинские острова, Новая Гвинея.

Климат характеризуется высокой постоянной температурой, обильными осадками, выпадающими в течение большей части года. Средняя температура самого холодного месяца выше 18 °С, а самого теплого 26–32 °С. Годовые амплитуды температуры очень малы – 1–6 °С. Годовое количество осадков 2500–4000 мм, в отдельных районах больше.

Растительность представлена вечнозелеными растениями – кокосовая, саговая пальма, деревья какао, кофейное дерево, каучуконосы и др., деревья, перевитые лианами.

2.4.2. КЛАССИФИКАЦИЯ КЛИМАТОВ Б.П. АЛИСОВА

Б.П. Алисов предложил выделять климатические зоны и области исходя из условий общей циркуляции атмосферы. 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 воздействии воздушных масс только одного типа: экваториального, тропического, умеренного и арктического (в южном полушарии антарктического) воздуха (рис. 2.23).

Между ними имеется шесть переходных зон (по три в каждом полушарии), в которых происходит сезонная смена преобладающих воздушных масс. Это две субэкваториальные зоны или зоны тропических (экваториальных) муссонов, в которых летом преобладает экваториальный, а зимой тропический воздух; две субтропические зоны, в которых летам преобладает тропический, а зимой умеренный воздух; субарктическая и субантарктическая зоны, в которых летом преобладает умеренный, а зимой арктический или антарктический воздух.

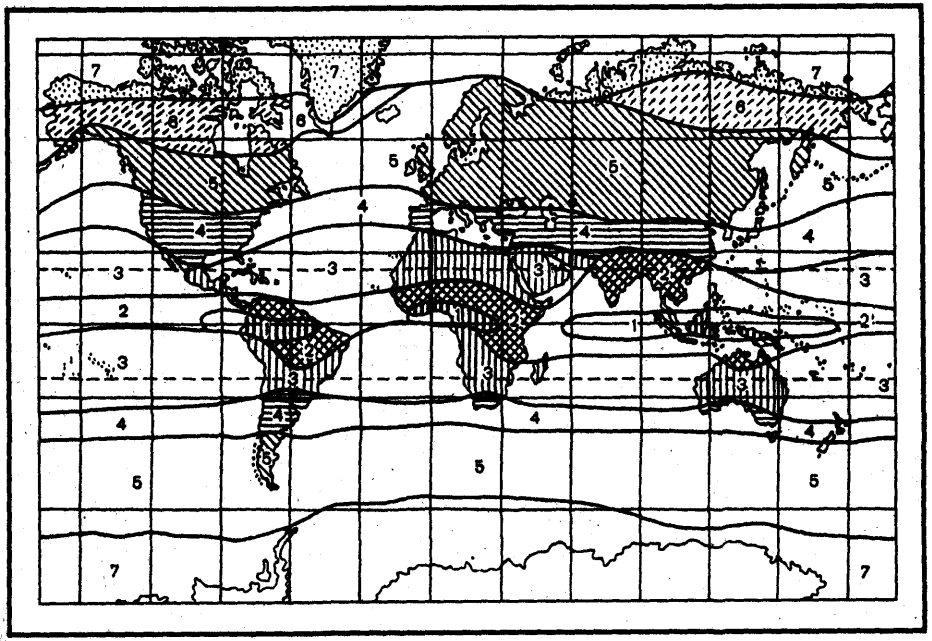

Рис. 2.23. Климатические зоны земного шара, по Б.И. Алисову:

1 – экваториальная; *2* – экваториальных муссонов; *3* – тропическая; *4* – субтропическая; *5* – умеренная; *6* – субарктическая; *7* – арктическая (антарктическая)

Границы зон определяются по среднему положению климатологических фронтов. Так, тропическая зона находится между летним положением тропического фронта и зимним положением полярного фронта. Поэтому она круглый год будет занята преимущественно тропическим воздухом. Субтропическая зона находится между зимним и летним положением полярного фронта, поэтому зимой она будет находиться под преобладающим действием умеренного воздуха, а летом – тропического. Аналогично определяются границы других зон.

В каждой из широтных зон различаются четыре основных типа климата: материковый, океанический, климат западных берегов, климат восточных берегов. Различия между материковым и океаническим климатами обусловлены главным образом различиями в свойствах подстилающей поверхности; в первом случае эти свойства создают континентальные воздушные массы, во втором – морские. Различия между климатами западных и восточных берегов континентов связаны преимущественно с различиями в условиях общей циркуляции атмосферы и, отчасти, с распределением океанических течений.

Классификации климатов Алисова и Берга имеют сходство – климатические зоны по Алисову преимущественно соответствуют определенным зонам по Бергу (несколько меньше соответствие климатических зон в умеренных широтах). Вместе с тем классификация климатов Алисова распространяется на сушу и океаны, классификация Берга в основном относится к суше.

2.5. МЕСТНЫЙ КЛИМАТ И МИКРОКЛИМАТ

Климат, формирующийся на больших пространствах, соизмеримых с размерами материков и океанов, называется *макроклиматом*. Климат отдельных видов местности на достаточно больших площадях (лес, крупное озеро, заболоченная местность, город и др.) называют *мезоклиматом* или *местным климатом*. Местный климат выделяется на фоне общих климатических условий данной физико-географической зоны. Климат, создающийся на небольших площадях под влиянием местных факторов, носит название

микроклимата. Например, микроклимат поля, склона холма, поляны, опушки леса, берега реки, площади города. В данном случае речь идет о тех особенностях, которыми климат данного места отличается от климата смежных территорий или от общих климатических характеристик данной местности. Микроклиматические особенности зависят главным образом от неоднородности свойств подстилающей поверхности, рельефа, экспозиции (ориентации склона относительно стран света) и поэтому проявляются в приземном слое воздуха и с высотой сглаживаются.

Во многих случаях на практике трудно провести границу между местным климатом и микроклиматом.

Микроклимат проявляется прежде всего в распределении температуры воздуха в приземном слое.

Различия в температуре и влажности воздуха как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях зависят от свойств подстилающей поверхности, над которой находится воздух. Чем ближе слой воздуха к подстилающей поверхности, тем сильнее ее влияние, достаточно полно эти влияния прослеживаются в 2-метровом слое воздуха от земной поверхности. Особенно четко микроклимат проявляется в ясную безветренную погоду.

В летний полдень при слабом турбулентном перемешивании воздуха над оголенной почвой вертикальные градиенты температуры в нижнем 5-сантиметровом слое воздуха в пересчете на 100 м высоты могут превышать 500 °С. В вышележащих слоях воздуха градиенты резко убывают. Нижние слои воздуха с большими градиентами являются слоями зарождения термической конвекции.

В ночные часы при охлаждении подстилающей поверхности в результате эффективного излучения и охлаждении от нее прилегающего слоя воздуха развиваются радиационные инверсии, также с наибольшими градиентами непосредственно у земной поверхности и с уменьшением с высотой. Поэтому в слоях воздуха, прилегающих к земной поверхности, наблюдаются наибольшие суточные амплитуды температуры, уменьшающиеся с высотой. При определенных условиях возможны заморозки в нижнем слое воздуха, у почвы, при положительной температуре воздуха на 2-метровой высоте, на которой находятся приборы для

измерения температуры воздуха в психрометрической будке. Температурно-влажностный режим нижнего 2-метрового слоя воздуха представляет большой практический интерес, поскольку в нем находятся полевые, огородные, садовые культуры.

Большое влияние на микроклиматические условия оказывают рельеф и экспозиция склонов. В долинах днем могут наблюдаться более высокие, а ночью более низкие температуры, чем на возвышенностях. В долине чаще бывают туманы, роса, иней и заморозки.

Наибольшее количество тепла и света получают южные склоны, где наблюдается повышенная температура и меньшая влажность почвы. Западные склоны несколько теплее восточных. Это объясняется тем, что на восточных склонах, освещаемых в первую половину дня, тепло затрачивается на испарение росы.

Влияние ориентации склонов относительно стран света на их тепловой режим может быть настолько значительным, что на северных склонах возвышенностей, балок, ложбин могут наблюдаться черты более северных районов, а на южных – более южных. При этом на северных склонах поселяется растительность более северных районов, на южных склонах – более южных.

Холмы и возвышенности оказывают влияние на распределение ветров: при обтекании воздушным потоком отдельно стоящего холма наибольшие скорости наблюдаются по его бокам с наветренной стороны, а наименьшие – на подветренной стороне. Результатом такого распределения ветров является неравномерное скопление снежного покрова в районе холма.

Особые микроклиматические условия образуются в поймах рек. Вода, почвенно-грунтовые условия, различная экспозиция берегов приводят к значительным отклонениям климатических условий от характерных для данного района.

Для песков, в зависимости от размеров песчаного образования, характерен свой мезоклимат или микроклимат. Термический режим песков и прилегающих к ним слоев воздуха зависит от цвета, влажности, структуры. Верхний слой песка обычно бывает сухим. Сухость этого слоя не

требует затрат тепла на испарение воды с его поверхности, и поглощенная песком солнечная энергия идет главным образом на его нагревание. Поэтому песок днем сильно нагревается. Этому способствует малая его теплопроводность, препятствующая уходу тепла из верхнего слоя в глубинные. Ночью же верхний слой песка сильно охлаждается. Например, в пустынях Средней Азии днем поверхность песка может нагреваться до 80 °С, ночью температура значительно понижается. Эти большие суточные колебания температуры песка передаются приземному слою воздуха.

Особый микроклимат создается на орошаемых участках, где в связи с затратами тепла на испарение температура меньше, а влажность больше по сравнению с окружающей местностью. Особенно резко это проявляется на орошаемых участках в пустынях.

Микроклимат, характерный для леса, существенно отличается от микроклимата окружающей открытой местности. Сквозь кроны деревьев солнечная радиация проникает в ослабленном виде; в густом лесу вся или почти вся радиация, поступающая на почву, будет рассеянной. Роль подстилающей поверхности переходит к кронам деревьев. Днем температура воздуха будет максимальной над кронами леса. Под пологом леса днем в летнее время температура значительно ниже, чем над кронами. Ночью кроны деревьев сильно охлаждаются в результате излучения, и в слое воздуха над лесом образуется инверсия температуры, так что максимум температуры воздуха находится на высоте 1–2 м над кронами. Минимум температуры при этом находится не на уровне крон, а внутри леса, так как холодный воздух стекает с крон деревьев вниз. Летом в лесу днем прохладнее, чем в поле, ночью – теплее.

Зимой разность температур между лесом и полем небольшая. Тепловой режим в лесу зависит от возраста и сомкнутости крон, от породы деревьев.

Относительная влажность в лесу повышена по сравнению с влажностью в поле на несколько процентов. Летом эта разность наибольшая, зимой – наименьшая.

Своеобразные микроклиматические условия образуются на лесных полянах. Они создаются в результате ослабления ветра на поляне, окруженной со всех сторон лесом. Днем в

летнее время на поляне происходит застой теплого, а ночью – холодного воздуха. Поэтому на полянах отмечается увеличенная суточная амплитуда температуры воздуха по сравнению с полем или лесом. На поляне чаще, чем в поле, происходят заморозки. В холодное время года различия между поляной и полем меньше.

Характерные мезо- и микроклиматические условия наблюдаются на водохранилищах и в прибрежной полосе. Наиболее заметные микроклиматические различия между водохранилищем и берегом создаются в теплое время года, в солнечную, тихую погоду. Обычно при таких условиях температура воздуха днем над водой бывает ниже, чем над сушей. Ночью наблюдается обратное соотношение температур. В результате этого может возникать бризовая циркуляция.

Осадков в теплое время года над крупными водохранилищами выпадает меньше, чем над побережьем, так как более холодная поверхность воды, по сравнению с побережьем, препятствует развитию над ней конвекции. Из-за отепляющего действия крупных водохранилищ количество дней с заморозками в прибрежной полосе меньше, чем в отдалении от берега.

Большой современный город представляет собой протяженную мезонеоднородность. В городе создается свой особый местный климат, а на отдельных его улицах и площадях образуются микроклиматические условия, определяемые городской застройкой, покрытием улиц, распределением зеленых насаждений и т.п.

Город, особенно с развитой промышленностью, загрязняет атмосферу над собой, увеличивает ее мутность, в результате чего уменьшается приток солнечной радиации (до 20 %), значительно ослабляется ультрафиолетовая часть спектра. Это снижение усиливается высокой застройкой в узких улицах. Кроме того, к рассеянной радиации добавляется радиация от стен и мостовых. Наличие дыма и пыли на территории города снижает эффективное излучение и, стало быть, ослабляет ночное выхолаживание.

Крыши и стены домов, мостовые, поглощая радиацию, нагреваются в течение дня сильнее, чем почва и трава в пригороде, и отдают тепло воздуху, особенно в вечерние

часы (отсюда ощущение духоты). В городах нагревание воздуха происходит также за счет тепла, поступающего в результате хозяйственной деятельности человека. Прогреванию воздуха способствует и малая затрата тепла на испарение воды. В результате совокупного влияния этих факторов температура воздуха над городом выше, чем в окрестностях. То есть образуется «остров тепла». Средняя годовая температура воздуха в городе выше на 1–4 °С по сравнению с окрестностями. Термическая однородность «острова тепла» может нарушаться влиянием парков, прудов (области холода) и плотной застройкой промышленных и административных зданий (области тепла). В крупных городах может наблюдаться несколько пиков «острова тепла». Разность между температурами в городе и фоновой температурой окружающей сельской местности называется интенсивностью «острова тепла». Интенсивность «острова тепла» имеет достаточно выраженный суточный ход с максимумом через несколько часов после захода Солнца и минимумом в середине дня.

На границе город–окрестности может возникать горизонтальный температурный градиент до 4 °С/км. Температурное влияние города может распространяться на высоту 100–500 м.

В тихую антициклональную погоду на перегретой территории города наблюдаются городские бризы, дующие днем из окрестностей к центру. Отмечаются бризовые циркуляции между парками, прудами, площадями и улицами, лишенными озеленения.

Система городских улиц и площадей оказывает влияние на ветровой режим. Ветер преимущественно направлен вдоль улиц. В общем скорость ветра в городе уменьшена, но в узких улицах усиливается; на улицах и перекрестках возникают пыльные вихри и поземки.

Городской воздух суше, чем в окрестностях, так как с поверхности улиц и площадей, покрытых асфальтом или камнем, в воздух поступает мало водяного пара. Однако озеленение города и обильная поливка улиц способствуют повышению влажности. Наибольшие различия во влажности между городом и окрестностями в летний период, а в суточном ходе – в вечерние часы.

В отношении влияния города на осадки имеются противоречивые данные. В зимнее время различия в количестве осадков между городом и окрестностями обычно незначительны. По некоторым данным, в летнее время года больше осадков выпадает над городом, но не в центральной части, а на окраинах. Если влажность воздуха достаточно высока, то повышенная конвекция и загрязненность воздуха над городом способствуют образованию облачности. В процессе преобразования облаков из кучевых в кучево-дождевые под действием ветра происходит их смещение, и осадки выпадают не в центральной части, а в подветренных районах города и за его пределами на расстоянии нескольких километров.

Что касается туманов, то в одних случаях, в связи с повышением температуры и пониженной влажности воздуха, туманов отмечается в городе меньше, чем в окрестностях. В других случаях, в связи с ослаблением ветра и значительным загрязнением воздуха, туманов в городе бывает больше, чем за пределами города.

Особенно неблагоприятные экологические условия могут создаваться при устойчивой стратификации атмосферы, в особенности при инверсиях температуры, дым в сочетании с туманом (смог) может накапливаться в приземном слое воздуха в количестве, оказывающем вредное физиологическое воздействие.

В городах насчитывается меньшее количество дней с морозом и большее с высокой температурой. Заморозков весной и осенью в городах бывает меньше. Весной они заканчиваются раньше, а осенью наступают позднее. Поэтому период с положительными температурами в городе длиннее, чем за городом. Фазы развития растений наступают раньше.

Выше были приведены некоторые типы микроклиматов, образующихся под влиянием местных факторов. Можно было бы рассмотреть микроклимат оврага, болота, сада, аллеи парка и др. Но и вышеприведенных примеров достаточно для того, чтобы показать, как значительно климатические условия на небольших участках могут отличаться от общих климатических условий данной местности.

2.6. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

Географическая среда земного шара не остается постоянной, а находится в непрерывном изменении, развитии. Климат, будучи тесно взаимосвязанным с окружающей средой, также подвержен изменениям во времени.

В зависимости от отдаленности рассматриваемого промежутка времени от нашего климатологи различают изменения климата геологического прошлого, исторические и современные. К последним относят изменения климата за период инструментальных наблюдений.

Под изменениями климата принято понимать однонаправленные изменения, например, в сторону потепления или похолодания за весьма длительный период геологических эпох. Эти изменения могут охватывать весь земной шар или его отдельные районы. Циклические изменения климата с периодом от десятков до сотен лет обычно относят к колебаниям климата. Впрочем, такое подразделение является весьма условным.

2.6.1. МЕТОДЫ ПОЗНАНИЯ КЛИМАТОВ ПРОШЛОГО

По современным данным, возраст Земли составляет 4,6 млрд лет. Так как эволюция климата происходила в связи с геологической эволюцией Земли, то при изучении климатов прошлого шкалой времени служит геологическая шкала. Согласно этой шкале времени вся история Земли, развития жизни на ней и изменений климата укладывается в два отрезка времени: докембрий и фанерозой. Граница между ними принята по геологическому принципу: в отложениях фанерозоя встречаются явные следы жизни, что соответствует значению самого слова «фанерозой» – «эра явной жизни». В докембрии следы жизни обнаруживаются плохо. На фанерозой приходится около 15 % всего времени существования Земли.

В результате многократной переплавки первичной земной коры в период ее формирования (от 4,6 до 3,8 млрд лет

назад) горные породы не сохранились. Эту эру называют *догеологической.*

Докембрий, на который приходится почти 65 % времени, истекшего после образования Земли, подразделяется на эру архея (3,8–2,6 млрд лет назад) и эру протерозоя (2,6–0,57 млрд лет назад).

В начале архейской эры сформировались древние породы, затем, около 3 млрд лет назад, появились фотосинтезирующие бактерии, одноклеточные микроскопические водоросли.

Фанерозой подразделяется на три эры разной продолжительности: палеозой — эру древней жизни (570–230 млн лет назад), мезозой – эру средней жизни (230–70 млн лет назад), кайнозой – эру новой жизни (70 млн лет назад – до наших дней). Мы живем в кайнозое.

Каждая эра, в свою очередь, подразделяется на периоды, а периоды – на эпохи.

В кайнозойской эре выделено всего два периода: третичный (70–1 млн лет назад) и четвертичный (1 млн лет назад до настоящего времени). Мы живем в голоцене – последней эпохе (10 тыс. лет назад) четвертичного периода.

Изучением и реконструкцией климатов в отдельные геологические эпохи и периоды занимается палеоклиматология, базирующаяся на методах и косвенных данных, используемых в палеонтологии, палеогеографии.

Климат, являясь важнейшим фактором природной среды, оказывает глубокое влияние на все процессы, происходящие на поверхности Земли. Это положение и лежит в основе познания климатов отдаленного прошлого. Использование косвенных признаков в палеоклиматологии основано на предположении, что связи между климатом и другими природными явлениями с течением времени остаются такими же, как и в настоящее время (принцип актуализма).

Информацию о климатах прошлых эпох несут горные породы, отложения и захороненные в них остатки растительности и живых организмов, их видовой состав. Информативными свидетелями древних климатов являются ленточные глины, образующиеся в водоемах и имеющие годовой цикл. Каждый годовой слой отделен от предыдущего и последующего. В нем можно выделить прослойки, соответ-

ствующие отдельным сезонам года, и получить представление о потеплениях, похолоданиях, увлажнениях, засухах в годовом цикле и за многолетия.

Изменение уровня воды в озерах показывает соотношение между осадками и испарением. Свидетелями климата прошлого являются также геоморфологические признаки, т.е. особенности рельефа территории или скрытой под породами поверхности с древним рельефом. Признаком повышенной в прошлом влажности нынешних пустынь могут быть сохранившиеся следы былой речной сети и речных форм рельефа.

Перемещение древних снеговых линий в горах дает представление о похолоданиях и потеплениях. Из анализа спор и пыльцы древних растений устанавливают видовой состав растительности, а по нему определяют климатические условия.

Косвенные индикаторы не позволяют получать количественные характеристики климата прошлых эпох. Поэтому обычно оценки климата выражаются словами: «более теплый», «более холодный», «более влажный», «более сухой». Причем эти оценки даются по сравнению с характеристиками современного климата, полученными инструментальными измерениями.

Определение численных значений температур древних водоемов возможно по соотношению легкого и тяжелого изотопов кислорода, содержащихся в раковинах и скелетах древних организмов, живущих в водной среде. На основании таких оценок можно судить о тепловом состоянии окружающей среды тысячи и миллионы лет назад.

Большую информацию о палеоклиматах далекого прошлого содержат ледниковые щиты Антарктиды и Гренландии. По образцам льда, извлеченным из пробуренных скважин с разных глубин, получают оценки температур прошлого в хронологическом порядке. Из анализа содержимого газовых пузырьков во льду получают данные о газовом составе атмосферы прошлого.

Анализ содержащейся во льду пыли позволяет установить основные направления воздушных потоков, выявить степень увлажненности в прошлом. Для определения абсолютного возраста пород используется радиоизотопный метод.

Признаками сухого и жаркого (аридного) климата служат отложения, выпадающие из растворов в условиях сильного испарения. К ним относятся отложения каменной, калийной солей, гипсов. Признаками древних пустынь являются следы ветровой эрозии, дюнообразования.

Следами теплых влажных климатов являются остатки продуктов химического выветривания, рудообразования (бокситы, каолин, железные марганцевые руды), а также залежи каменного угля со следами теплолюбивой растительности. Теплым климатам соответствует также широкий видовой состав флоры и фауны.

В холодных климатах вместо химического выветривания преобладает физическое, заключающееся в разрушении горных пород в результате колебаний температуры и замерзшей в трещинах воды. Отсюда наличие обломочного материала. Моренные отложения свидетельствуют о наличии в прошлом ледников. Холодным климатам сопутствует также бедный видовой состав флоры и фауны.

Информацию о сезонных колебаниях температуры дают годичные кольца деревьев и некоторые организмы, например известковые створки моллюсков.

С развитием вычислительной техники в последние десятилетия появилась возможность изучать эволюцию климата методами математического моделирования – решением систем уравнений, описывающих взаимодействие всех компонентов климатической системы на основе законов физики, химии и др.

Моделирование является практически единственным средством для воссоздания эволюции климата догеологического времени, поскольку первичные горные породы того времени не сохранились и, следовательно, косвенные методы оценки климатических условий не приемлемы. Моделирование также является мощным дополнением к косвенным методам при изучении климатов геологического прошлого и для прогнозов на будущее.

2.6.2. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО

Появление и последующая эволюция атмосферы и гидросферы тесно связаны с геологическими процессами, происходившими на Земле. По преобладающему мнению ученых, атмосфера появилась на ранней стадии развития Земли в результате активной вулканической деятельности и поступления сквозь расплавленные участки земной коры различных газообразных соединений.

По данным математического моделирования, первичная атмосфера состояла из смеси метана, аммиака, углекислого газа, водорода, азота, соединений серы, паров кислот и водяного пара. Такой состав атмосферы (и прежде всего большое количество углекислого газа и водяного пара), способствовал образованию парникового эффекта и, как результат, повышению температуры у земной поверхности до 600°С, что соответствует примерно температурному режиму современной атмосферы Венеры. В то время был сплошной облачный покров, низвергались кислотные дожди, сопровождаемые грозами.

В дальнейшем, с уменьшением содержания углекислого газа и ослаблением парникового эффекта, происходило понижение температуры, что привело к конденсации водяного пара и образованию нового компонента климатической системы – гидросферы.

Как полагают, около 3 млрд лет назад в океане зародилась жизнь. С появлением синезеленых водорослей, преобразующих в результате фотосинтеза углекислый газ в кислород, стал меняться состав атмосферы – уменьшилось содержание углекислого газа и увеличилось содержание кислорода. Это выразилось в дальнейшем понижении температуры, и уже 2,5 – 2,6 млрд лет назад стало возможным появление льда – следующего важнейшего компонента климатической системы Земли, оказавшего большое влияние на увеличение неустойчивости климата.

За последние 3,6 млрд лет, после теплой архейской эры, происходили чередования холодных и теплых периодов разной интенсивности и продолжительности, измеряемых десятками и сотнями миллионов лет. Многие похолодания сопровождались образованием покровных ледников.

На основании геологических данных выявлены четкие признаки оледенении в период, относящийся к докембрию (5,6–2,5 млрд лет назад). В следующем длительном промежутке времени в 1 млрд лет следов обледенений не обнаружено, что является признаком потепления.

В дальнейшем, в позднем протерозое (от 950–660 млн лет назад), имеются свидетельства о трех оледенениях.

Фанерозой (от 570 млн лет назад) начался с теплого климата, после чего последовал ряд ледниковых и межледниковых периодов.

В третичный период, особенно в его ранней части, климат был теплым. В это время на Шпицбергене произрастали кипарис, секвойя, магнолия; в Северной Гренландии наряду с этими растениями произрастали еще платан, каштан, виноград, подобные растения были на севере Якутии и на Новосибирских островах. На Украине и юге России обитала субтропическая флора. Об этом свидетельствуют залежи каменного угля со следами этих растений. В Антарктиде произрастали теплолюбивые растения и существовали животные, свойственные субтропическому климату.

Начиная примерно с 50 млн лет назад, отмечалось устойчивое ступенеобразное понижение температуры, особенно в высоких широтах, что связывается с дальнейшим уменьшением содержания углекислого газа в атмосфере.

Около 25 млн лет назад началось оледенение Антарктиды, 6 млн лет – Гренландии, 3–5 млн лет назад образовался ледяной покров Северного Ледовитого океана. Далее последовал ряд потеплений и оледенений. Для конца кайнозоя характерна более частая смена ледниковых и межледниковых периодов.

В последнем промежутке времени (от 1,2 млн лет назад) имели место четыре ледниковых периода, разделяемых межледниковьями. 26 тыс. лет назад в конце четвертичного периода кайнозоя началось последнее распространение ледникового покрова. В северном полушарии своего максимума оно достигло 18 тыс. лет назад. Льды покрывали Северную Америку, большую часть Европы, Азии. Это похолодание охватило и южное полушарие. Увеличились ледники в Кардильерах Южной Америки, появились ледники в горах Австралии, Новой Зеландии, увеличилась

толщина льда в Антарктиде. Затем ледниковый покров начал разрушаться, 6 тыс. лет назад исчез ледниковый щит Скандинавии и в других местах земного шара.

В эпохи оледенений ледниковые покровы распространялись на огромных территориях. Толщина льда в Европе и Азии составляла 1,5–3 км.

Вследствие шарообразности Земли и наклона оси вращения на ней всегда существовала климатическая зональность. При похолоданиях эти зоны выражались более четко, происходило сужение тропических и субтропических поясов. При потеплении эти зоны расширялись. Например, во времена Рисского ледникового периода (350–130 тыс.лет назад) ледниковые языки опускались до широты 50°, а в некоторых районах даже до 40°. С распространением ледников увеличивалось альбедо планеты и большая часть поступающей солнечной энергии отражалась в мировое пространство, что сказывалось на понижении средней температуры воздуха у поверхности.

Во время оледенений в умеренных широтах температура была ниже современной не менее чем на 10 °С. В некоторые периоды фанерозоя, в зависимости от распространения ледников от полюсов в более низкие широты, различия в средних температурах на Земле между теплыми и холодными эпохами составляли от 7–10 до 20–25 °С. В эпохи оледенений средняя температура на Земле была ниже современной на 7 °С, в периоды потеплений повышалась до 25 °С, что выше современной на 10 °С.

Распространение льда на 200–300 км ближе к экватору от широты 50–40° привело бы к тому, что процесс оледенения стал необратимым: поступающей от Солнца лучистой энергии при высокой отражательной способности льдов (около 60 %) не хватило бы для того, чтобы расплавить образовавшиеся ледники.

Ледниковые периоды не следует представлять как время стабильных оледенений. На самом деле особенностью климатических условий в эпоху оледенений был колебательных характер наступлений и отступлений ледниковых покровов. То есть ледниковые эпохи состояли из более теплых и холодных интервалов времени, причем последние можно рассматривать как самостоятельные ледниковые

эпохи. Ледники неоднократно наступали и отступали, то стягиваясь к полюсам, то широко распространяясь.

Во времена оледенений большое количество воды превращалось в лед, что приводило к понижению уровня Мирового океана, и наоборот, в межледниковые периоды при таянии ледников уровень воды повышался. Уровень Мирового океана в зависимости от интенсивности оледенений изменялся от десятков до сотен метров. Изменения уровня воды были одной из причин трансгрессий и регрессий океана, т.е. его наступления на сушу или уход с суши. В результате регрессий океана при таянии ледников площадь суши сокращалась до 40 %.

Наступления и отступления ледников сопровождались миграциями растительного и животного мира.

Период после последнего оледенения (от 10–15 тыс. лет назад до наших дней) получил название голоцена. К этому времени материки приобрели современные очертания, сложились современные климатические зоны, состав атмосферы стал близок современному. Полагают, что голоцен является межледниковым периодом. Ранняя часть голоцена характеризовалась потеплением, продолжавшимся около 2,5 тыс. лет и вошедшим в историю климата, как «климатический оптимум» – в период оптимума средняя температура воздуха была выше современной, отмечалось также повышенное увлажнение. Так, в пустыне Сахара имеются свидетельства богатой растительности и разнообразия животного мира того времени.

Климатический оптимум сменился похолоданием (5,5 тыс. лет назад), затем вновь наступило потепление (4 тыс. лет назад). На этом завершается период истории климата геологического прошлого.

2.6.3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА В ИСТОРИЧЕСКУЮ ЭПОХУ

К историческим относятся изменения климата, происходившие в период развития цивилизации до начала инструментальных наблюдений.

В исторический период к природным свидетельствам изменений климата, таким как наступления и отступления ледников, рост торфяников, изменения уровня рек, озер, накопление ленточных глин, изменения толщины годовых колец деревьев, присоединяются еще и археологические данные, показывающие условия жизни людей, а также фольклорные и литературные памятники, в особенности летописи, в которых приводятся сообщения о засухах, наводнениях, урожаях, ценах на зерно, косвенно отражающие благоприятные или неблагоприятные для урожая погодные условия.

Вслед за первым историческим похолоданием с кульминацией около 3 тыс. лет назад и продолжавшимся до IV в. н.э. вновь началось потепление, которое продолжалось с IV по XIII в, т.е. пришлось на раннее Средневековье. Этот отрезок времени достаточно хорошо изучен и получил название *малого климатического оптимума.*

Сократились горные ледники, граница льдов в Северном Ледовитом океане сместилась далеко на север. В начале IX в. скандинавские викинги захватили Фарерские острова. В X в. они открыли Гренландию, что в переводе означает «зеленая земля». Они пересекли Атлантику и основали в Гренландии поселения, занимались скотоводством и, возможно, земледелием, посещали и имели поселения в Северной Канаде и на островах Канадского Арктического архипелага. Ни в одной исландской и древненорвежской саге не упоминается о льдах в Северной Атлантике, которые ныне препятствуют судоходству в этих районах. Викинги открыли Шпицберген, заходили в Белое море. Потепление было повсюду: в Америке и Азии, в Китае, Индии, Японии, в странах Ближнего и Среднего Востока.

После теплой эпохи наступило новое похолодание, получившее название *малого ледникового периода* и продолжавшееся вплоть до конца XIX в.

К концу XIII в. стало увеличиваться число экстремальных явлений: чередовались засухи, наводнения, дожди, сильнейшие морозы, ураганы. Погибали урожаи зерновых, от недоедания погибал скот. Во время засухи горели леса и поселения.

XVIII столетие было самым холодным за весь малый ледниковый период. Очень суровые зимы наблюдались более 40 раз. Средняя температура на европейском континенте понизилась на 3–4° С. Резкое снижение урожая, гибель скота, пожары, наводнения, смерчи, ураганы, эпидемии подрывали экономическую основу государств.

Похолодание в малом ледниковом периоде происходило не только в Европе, но и во всех частях света. Увеличилась ледовитость северных морей. Исландцы вынуждены были отказаться от возделывания зерновых культур. Из-за блокирования льдами стала недоступна Гренландия. Похолодало и в Китае, Японии. Расширились горные ледники.

2.6.4. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

С внедрением приборов в практику метеорологических наблюдений в 60-е годы XIX в. появилась возможность на основе математической обработки результатов измерений за ряд лет получать объективные количественные характеристики климата и на этой основе оценивать изменения климата во времени. С началом инструментальных наблюдений косвенные методы стали дополняющими.

На рис. 2.24 показаны отклонения глобальных средних годовых температур воздуха у земной поверхности за период с 1860 по 2000 г. относительно нормы за 1961–1990 гг., по данным Всемирной метеорологической организации (ВМО). Там же дана сглаженная кривая изменения температуры, полученная методом скользящей средней с 10-летним осреднением.

Из рассмотрения графика видно, что с 1860 до 1985 г. отмечалось волнообразное изменение температуры с ростом; к 1910 г. – понижение с последующим повышением температуры с максимумом к 1940 г., после чего имело место похолодание; с 1978 до 2000 г. происходило повышение температуры. В целом, по данным ВМО, с 1860 по 2000 г. средняя температура воздуха на земном шаре повысилась на 0,8 °С.

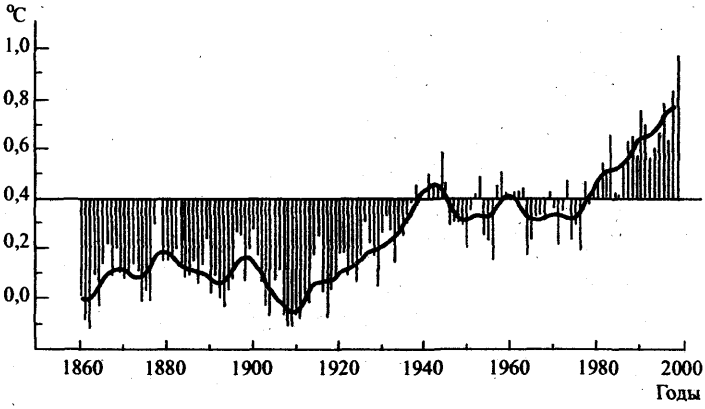

Рис. 2.24. Рост глобальной температуры воздуха на Земле за период с I860 по 2000 г.

Из рис. 2.25 видно, что изменение температуры за рассматриваемый период имело скачкообразный характер, при этом чередовались годы с резкими отклонениями в сторону как высоких, так и низких температур.

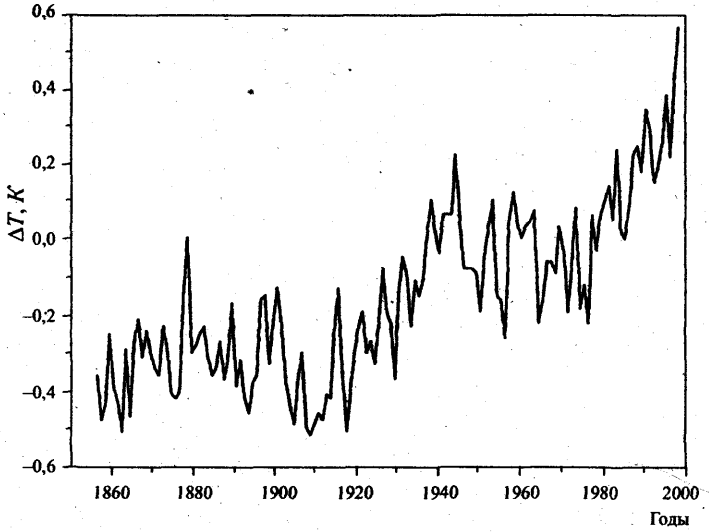

Рис. 2.25. Изменения среднегодовой глобальной приземной температуры воздуха

Потепление происходило неодинаково на земном шаре. Наиболее выражено оно было в полярных районах северного полушария и менее – в тропических широтах. В арктической зоне также отмечались более резкие отклонения температуры в отдельные годы относительно нормы.

Потепление климата на значительной части земного шара, начавшееся примерно в 70-е годы XIX в, усилившееся в начале XX в., особенно к 40-м годам, и продолжившееся с перерывом до 2000 г., получило название *современного потепления*. Потепление происходило в основном за счет повышения зимних температур.

В Западной Европе десятилетняя средняя температура зимы к 1920 г. выросла на 2,5 °С по сравнению с концом XIX в., а средняя годовая – на 0,5 °С. В Арктике потепление происходило еще интенсивнее, чем в умеренных широтах. Так, в Западной Гренландии температура повысилась на 5 °С, а на Шпицбергене – даже на 8–9 °С за период от 1912 г. до конца 30-х годов. Повысилась температура на севере Азии и в Северной Америке. Рост температуры наблюдался на других материках и даже в Антарктиде.

Во время потепления сокращались площади морских льдов (например, в Арктике сокращение составило 10 %), отступали горные ледники. Например, на Кавказе общая площадь ледников сократилась на 10 %, а толщина льда уменьшилась на 50–100 м. Границы многолетней мерзлоты повсеместно отступали на север.

Потепление сказалось на распределении увлажненности: в районах с недостаточным увлажнением увеличилось количество засух.

Потепление повлекло за собой изменение границ распространения многих животных. В Исландии появились ласточки и скворцы. Потепление океанических вод, особенно заметное на севере, привело к изменению нереста промысловых рыб.

С наступлением похолодания после 40-х годов XX в. льды в северном полушарии стали снова наступать. К концу 60-х годов площадь льдов в арктическом бассейне возросла на 10 %. Горные ледники в Альпах, на Кавказе и в горах Северной Америки, ранее отступавшие, стали замедлять свое отступление или начали снова наступать.

Последующее потепление (с 1975 г. по наши дни) имело следствием природные явления, аналогичные наблюдавшимися при потеплении 1910–1940 гг.

По данным межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК), повышение средней температуры в течение XX в. составило 0,6±0,2 °С. Темпы потепления были наибольшими за последние 1000 лет. Небольшие, на первый взгляд, повышения температуры (на 0,6 °С) привели к значительным изменениям природных условий. С конца I960-х годов толщина снежного покрова в средних и высоких широтах уменьшилась примерно на 10 %. Повысился уровень Мирового океана на 10–20 см, вероятно, за счет таяния льдов и расширения морской воды в результате глобального потепления. В большинстве районов умеренных и высоких широт северного полушария наблюдался рост количества осадков на 0,5–1 %, уменьшалось количество осадков в субтропических районах северного полушария. В течение 80-х и 90-х годов был отмечен ряд экстремально теплых сезонов за весь период инструментальных наблюдений.

Потепление повлекло за собой изменение границ распространения многих животных: теплолюбивые птицы и рыбы мигрировали в более северные районы.

2.6.5. АНТРОПОГЕННЫЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА КЛИМАТ

Хозяйственная деятельность людей всегда оказывала влияние на окружающую среду. На начальной стадии развития цивилизации при небольшом населении и ограниченности технических средств эти воздействия имели локальный характер. С ростом населения и переходом к крупным промышленным производствам началось прогрессирующее воздействие на природу, включая атмосферу, и, следовательно, на климат.

Непрерывное изменение границ растительного покрова в условиях интенсивного развития сельскохозяйственного производства, вырубки лесов, прежде всего тропических, что происходило особенно интенсивно со второй половины XX в., привели к опустыниванию больших площадей зем-

ной поверхности, как это наблюдается в некоторых районах Южной Америки, Африки, Азии. К этому следует добавить осушение болот на больших пространствах, создание крупных водохранилищ. Все это приводило к изменению теплофизических свойств и отражательной способности подстилающей поверхности, сказалось на влагосодержании воздуха, на поступлении кислорода в атмосферу.

По мнению ряда специалистов, наиболее мощное воздействие на климат в индустриальную эпоху происходило в результате изменений газового состава атмосферы. В связи с этим для объяснения глобального потепления была принята теория парникового эффекта, основанная на отепляющем действии рассеянных в атмосфере газов, таких как углекислый газ (CO_2), метан (CH_4), закись азота (N_2O), озон (0_3). Эти газы поступают в атмосферу при сжигании огромного количества природного органического топлива, технологических процессов.

Основным парниковым газом является CO_2, динамика содержания которого во времени относительно хорошо изучена. За время индустриальной эпохи происходил сначала медленный, а затем ускоряющийся рост содержания углекислого газа в атмосфере. По расчетам Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК), содержание CO_2 с 1750 по 2100 г. увеличится на 75–350 %. Интенсивность поступления CO_2 в атмосферу в будущем зависит от сценария развития энергетики. С развитием научно-технического прогресса в области энергетики можно ожидать снижения выбросов CO_2 в воздушную среду в связи с заменой сжигания органического топлива процессами получения энергии с использованием термоядерных реакций. Наряду с CO_2 антропогенного происхождения остаются естественные источники углекислого газа – вулканы, гниение остатков растительности животных и др.

Существенным вкладом в современное потепления является также тепло, образующееся при различных технологических процессах, а также затрачиваемое на отопление производственных и жилых помещений, которое затем неизбежно поступает в окружающую воздушную среду.

Но мнению МГЭИК, основной причиной глобального потепления за последние 50 лет является антропогенный

фактор. Однако далеко не все специалисты придерживаются такого мнения. Доводом является то, что в прошлом нашей планеты были периоды различной продолжительности, когда происходили похолодания и потепления без участия человеческой деятельности. Как полагают, одной из причин таких изменений климата была вулканическая деятельность и связанное с ней помутнение верхних слоев атмосферы.

По расчетам МГЭИК, за период 1990–2100 гг. можно ожидать повышения глобальной температуры на 1,4–5,8 °С. Это будет наибольшим повышением температуры за 100-летний период, наблюдавшийся за последние 10 тыс. лет. Наибольшее потепление будет приходиться на высокие широты. Ожидается, что на севере Канады, Гренландии и Азии зимние температуры будут выше на 40 % по сравнению со средней глобальной температурой. При этом произойдет дальнейшее увеличение частоты и интенсивности экстремальных явлений.

2.6.6. ВОЗМОЖНЫЕ ПОСЛЕДСТВИЯ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ

Глобальное потепление может оказывать многостороннее влияние на различные составляющие экологической системы и, следовательно, иметь положительные и нежелательные последствия для человечества. Например, повышение температуры на 1,5 °С для Европы означает экономию 1,5 млн т нефти на отопление.

Ниже приводятся некоторые соображения МГЭИК о возможных последствиях глобального потепления.

Более теплый воздух способен содержать большее количество влаги, отсюда увеличение интенсивности испарения, увеличение облачности, что может привести к ускорению гидрологического цикла, увеличению количества осадков и приросту речного стока. Так как прирост температуры при глобальном потеплении увеличивается от низких широт к высоким, то следует ожидать в таком же направлении увеличения осадков и речного стока. Например, главной причиной повышения уровня воды в Каспийском

море в 1978–1995 гг. явилось увеличение стока Волги. При этом можно ожидать увеличение частоты наводнений, что уже наблюдается в Европе и в Северной Америке в последние десятилетия.

Повышенное увлажнение может сопровождаться оползнями, лавинами. В тропических районах, наоборот, уже при нынешнем потеплении отмечается снижение водности рек.

По прогнозу МГЭИК, к 2100 г. ожидается повышение уровня Мирового океана до 88 см за счет теплового расширения морской воды и притока воды в результате таяния ледников и ледяного покрова. Повышение уровня воды приведет к изменению береговой линии, эрозии берегов, к затоплению большинства низин во всем мире, нанесет ущерб прибрежным пахотным землям и вытеснит миллионы людей из прибрежных районов и с небольших островов. Вторжение соленой воды на сушу может понизить качество и количество запасов пресной воды. Пострадают отрасли производства морепродуктов.

Резко ухудшится ситуация на огромных просторах многолетней мерзлоты, которая занимает около 60 % территории России. В последние десятилетия уже наблюдается деградация мерзлых грунтов, происходит сокращение их площади и мощности. При потеплении начнут рушиться дома, выходить из строя нефтегазопроводы и другие сооружения.

Для одних сельскохозяйственных районов изменение климата будет представлять реальную опасность, а для других, возможно, окажется полезным. Ожидается, что центральные континентальные районы, такие как «зерновой пояс» США, обширные районы в средних широтах Азии, территории Африки, расположенные южнее Сахары, и часть Австралии окажутся в более засушливых и жарких климатических условиях. Между тем во многих регионах в умеренных широтах с потеплением увеличение количества осадков может привести к повышению урожайности.

Повышенный уровень содержания CO_2 в атмосфере в период потепления должен стимулировать фотосинтез некоторых растений и, следовательно, способствовать увеличению продуктивности сельхозкультур.

Потепление скажется на биологическом разнообразии экосистемы. Уже при нынешнем потеплении мигрирующие птицы стали позже улетать и раньше прилетать. Отмечаются более раннее наступление периода весеннего размножения многих птиц, земноводных и сдвиг ареала распространения в сторону севера чувствительных к холоду бабочек, жуков, стрекоз. Также отмечается продвижение лесов на север: при повышении температуры на 1 °С леса на Аляске продвигаются на север на 100 км. Сибирские леса хорошо себя чувствуют при 35-градусных морозах, а с потеплением на 5 °С начнут погибать. Условия в пустынях, засушливых степных районах могут стать более экстремальными, более жаркими. Более высокая температура может создать угрозу вымирания организмов, которые практически исчерпали резерв теплоустойчивости.

Ожидается, что изменение климата скажется и на здоровье человека: высокие температуры в летний период могут представлять серьезную опасность в первую очередь для страдающих сердечно-сосудистыми, респираторными и другими заболевания, чему уже имеются примеры при настоящем уровне потепления. С другой стороны, более мягкие зимы в умеренных широтах позволят сократить смертность от холода.

Сокращение запасов пресной воды в связи с изменением климата может сказаться на санитарном состоянии населения.

Высокие температуры могут привести к изменению географического распространения переносчиков заболеваний. В более теплых условиях комары, клещи, грызуны могут расширить ареал своего обитания до более высоких широт. Потепление морских вод, например, в случае Эль-Ниньо, сопровождается эпидемиями малярии и тропической лихорадки в прибрежных районах.

Снижение производства продуктов на местном уровне приведет к недоеданию, голоду, что будет отражаться на здоровье населения.

Учащение таких экстремальных явлений, как наводнения, ураганы, засухи, могут стать причиной смертей и увечий, вызывать голод, миграцию населения, возникновение заболеваний, психических расстройств.

2.6.7. ГИПОТЕЗЫ ДЛЯ ОБЪЯСНЕНИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

Изучая геологическое прошлое Земли и происходившие на планете изменения климата, люди всегда искали причины этих масштабных явлений.

К настоящему времени предложено множество гипотез, но до сих пор специалисты не нашли удовлетворительных ответов на поставленные вопросы и не пришли к единому мнению.

Все гипотезы подразделяют на астрономические и геофизические. К наиболее ранней попытке объяснить изменения климата можно отнести гипотезы, основанные на предположении о колебаниях солнечной постоянной, что должно сказываться на периодических потеплениях и похолоданиях на планете. При этом исходят из того, что изменение солнечной постоянной может происходить в связи как с непосредственным изменением интенсивности солнечного излучения и его спектрального состава, так и с тем, что при движении в мировом пространстве солнечная система проходит через участки различной прозрачности вследствие неравномерного распределения космической пыли в космосе.

Что касается колебаний излучательной способности Солнца, то эта часть гипотезы широкого признания в настоящее время не получила, поскольку данные современной астрофизики свидетельствуют о том, что в соответствии с эволюцией звезд светимость Солнца за время существования Земли (4,6 млрд лет) увеличилась на 25–30 %, причем это увеличение происходило плавно. Вопреки этому на планете за этот же отрезок времени отмечалось понижение температуры, хотя и волнообразное.

Большее признание среди специалистов получила астрономическая гипотеза, в которой основным фактором, определяющим смену ледниковых периодов межледниковыми, признается изменение астрономических параметров земной орбиты и положения оси вращения Земли относительно эклиптики. О том, что параметры движения Земли подвержены возмущениям, было показано расчетами Ла-

гранжа в XVIII в. Несколько позже были сделаны попытки связать эти изменения с изменениями климата Земли.

В 30-е годы XX в. сербский геофизик М. Миланкович расчетами доказал цикличность изменений параметров движения Земли относительно Солнца и связал их с влиянием на климат. Он включил в рассмотрение три параметра: изменение эксцентриситета земной орбиты от близкой к круговой до вытянутой (эллиптической) с периодом 100 тыс. лет; изменение угла наклона оси вращения Земли к плоскости орбиты (эклиптики) с периодом 41 тыс. лет; перемещение оси вращения по конической поверхности, как это имеет место при вращение волчка (прецессия) с циклом 25 тыс. лет.

Все эти изменения сказываются на поступлении и распределении солнечной радиации на поверхности Земли. М. Миланкович рассчитал кривую суммарного действия этих факторов для промежутка времени 650 тыс. лет и достаточно хорошо объяснил оледенения четвертичного периода. Одним из возражений к таким выводам было то, что в более ранний (третичный) период оледенений не было, хотя параметры орбиты Земли менялись. По мнению М.И. Будыко и др., астрономические факторы имели место в третичном периоде, но на фоне других факторов они не играли решающей роли. В дальнейшем были выполнены расчеты колебаний прихода солнечной радиации с учетом астрономических факторов на 5 млн лет вперед и назад, из которых следует, что в настоящее время планета находится в межледниковом периоде.

В настоящее время роль астрономических факторов, выражающихся в изменении орбитальных параметров Земли, в образовании и таянии ледниковых покровов, считается достаточно надежно доказанной. Так что теория Миланковича и ее модификации являются наиболее предпочтительными для объяснения солнечно-обусловленных механизмов длительных и весьма существенных колебаний климата.

К геофизическим гипотезам можно отнести те, которые базируются на рассмотрении дрейфа материков и связанного с ним вулканизма, горообразования, изменений уровня

воды океана, газового состав атмосферы, дрейфа магнитных полюсов.

В разные периоды геологической истории суша то соединялась в единый материк (Пангея, Гондвана), то распадалась на отдельные части. Например, Антарктида, переместилась из умеренных широт в полярную область южного полушария. С перемещением материков менялись их широтное положение, рельеф материков и океанического дна, образовывались горные массивы, менялось соотношение площадей материков и океанов. На стыках тектонических плит приурочены цепи вулканов.

Перемещение суши в околополюсные области Земли, вследствие более высокого альбедо и меньшей теплоемкости по сравнению с водой, способствовало похолоданию с образованием льда. Последний, обладая еще большим альбедо, способствовал дальнейшему похолоданию, которое распространялось на всю планету.

В зависимости от направленности динамики движения литосферных плит происходило отступление океана (регрессия) или наступление на сушу (трансгрессия). В первом случае поверхность океана уменьшалась за счет увеличения поверхности суши, обладающей большим альбедо и меньшей теплоемкостью, что вело к длительным похолоданиям. При трансгрессии происходило потепление.

Образование высоких гор и общее повышение суши приводят к уменьшению усвоения солнечной радиации планетой и понижению температуры.

Вулканическая деятельность оказывает на климат двоякое влияние, при извержении вулканов в атмосферу поступает большое количество пыли, сернистого и углекислого газа. Пыль сравнительно быстро осаждается на землю (в течение нескольких месяцев) и заметного влияния на климат не оказывает. Более длительное время в атмосфере находится аэрозоль в виде мельчайших капелек серной кислоты, образующейся из сернистого газа. Аэрозоль способствует увеличению альбедо верхних слоев атмосферы и частично ослабляет поступающую на землю солнечную радиацию. Все это способствует похолоданию. Углекислый газ, обладая парниковым эффектом, напротив, способствует повышению температуры.

Основываясь на данных за первую половину XX в., Е.П. Борисенков [3] отмечает, что периоды извержений вулканов совпадали с повышениями температуры, а О.А. Дроздов [9] придерживается мнения, что вулканическая активность может способствовать колебаниям климата продолжительностью от нескольких лет до нескольких тысячелетий, но не в состоянии привести к оледенению. Фактор вулканизма мог играть большую роль в период начальной стадии развития Земли, когда вулканическая деятельность была много интенсивнее современной.

Большое влияние на тепловой режим планет оказывает углекислый газ, содержащийся в атмосфере и являющийся мощным фактором парникового эффекта. Поэтому климат очень чувствителен к содержанию углекислого газа в атмосфере. По мнению М.И. Будыко [5, 6], он был главной причиной изменений климата в фанерозое.

По расчетам М.И. Будыко, за последние 600 тыс. лет периоды повышенного содержания CO_2 в воздухе хорошо согласуются с периодами теплых эпох, а уменьшенные его концентрации – с эпохами оледенений.

Содержание углекислого газа в атмосфере в естественных условиях регулируется в результате обмена этим газом между океаном, атмосферой, биосферой и земной корой. Основным хранилищем углекислого газа является Мировой океан, в водах которого в растворенном виде содержится свыше 99 % CO_2. Растворимость CO_2 в воде сильно зависит от ее температуры: океан может поглощать или отдавать обратно в атмосферу часть углекислого газа. Растительность использует углекислый газ в процессе фотосинтеза, а живые организмы выделяют его при дыхании, углекислый газ выделяется при разложении отмирающих организмов. Вулканы выбрасывают CO_2 в атмосферу во время извержений, он выделяется также при выветривании известняков.

Сжигая органическое топливо в огромных количествах, человек вмешивается в естественный круговорот углекислого газа и тем способствует потеплению климата.

Известны гипотезы, связывающие изменения климата с дрейфом магнитных полюсов Земли, а также гипотезы, в которых изменения климата рассматриваются как результат автоколебаний климатической системы и прежде всего

взаимодействия океана и льда, обладающих наибольшей инерцией в процессе обмена энергией.

К астрономическим факторам относится также цикличность солнечной активности. Влияние этого фактора на колебания климата выявлено статистически, однако это влияние неоднозначно для различных районов земного шара. Например, в одних регионах отмечались засухи, а в других – увеличение осадков. Не ясен механизм этой связи. По этому вопросу высказываются лишь предположения. Например, во время повышенной активности Солнца, сопровождаемой увеличением числа пятен на его диске, отмечается уменьшение интенсивности солнечной радиации, что может сказываться на понижении глобальной температуры Земли, но эти колебания незначительны. Корпускулярные потоки, порождаемые солнечной активностью, проникая в верхние слои атмосферы, нагревают ее, что может сказываться на циклонической активности. Было подмечено, что с увеличением солнечной активности увеличивается количество перистых облаков – это может привести к некоторому снижению радиационного баланса.

Важным фактором, оказывающим влияние на межгодовые колебания климата, является циркуляция атмосферы. Количество солнечной энергии, поступающей на нашу планету из года в год, практически одинаково, однако в результате циркуляции атмосферы происходит перераспределение этой энергии между отдельными районами, что приводит к аномальным погодным условиям в отдельных районах.

Глава 3

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИБОРЫ И МЕТОДЫ НАБЛЮДЕНИЙ

3.1. ТРЕБОВАНИЯ К МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИМ ПРИБОРАМ И МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ПЛОЩАДКЕ

Средства измерений, применяемые для определения значений метеорологических величин, называются *метеорологическими*. Каждый измерительный прибор состоит из нескольких элементов, последовательно преобразующих измеряемую величину в сигнал, воспринимаемый зрительно или регистрирующим устройством.

Среда, в которой проводятся метеорологические измерения, характеризуется многими физическими величинами, поэтому измерительный прибор находится под воздействием не только измеряемой величины, но и других величин, что может повлиять на результат измерений. Устранение побочных влияний достигается введением дополнительных устройств, нейтрализующих эти влияния, или приведением показаний прибора к нормальным, единым для данного вида измерений, условиям.

Метеорологические приборы используются на всей территории нашей страны, включая удаленные, труднодоступные пункты. Поэтому ко всем метеорологическим приборам, предназначенным для работы в естественных условиях (за небольшим исключением), предъявляются требования безотказной работы во всех климатических зонах (температура от –60 до +50 °С, высокая влажность воздуха, выпадение жидких и твердых осадков, наличие тумана, запы-

ленность воздуха, большие ветровые нагрузки). Кроме того, требуется высокая надежность приборов при длительной эксплуатации, возможность их перевозки всеми видами транспорта. Приборы должны сохранять в течение длительного времени (не менее года) свои характеристики, потреблять возможно меньше энергии, а в ряде случаев – иметь автономные источники питания.

Для обеспечения единства и достоверности измерений все метеорологические приборы с определенной периодичностью поверяются. Поверка состоит в определении поправок к отсчетам по шкале прибора или переводного коэффициента прибора путем сравнения его показаний с показаниями образцового измерительного средства. По результатам поверки оформляется поверочное свидетельство, в котором даются заключение о пригодности прибора для использования, поправки и переводные коэффициенты.

Поверка приборов входит в обязанности метрологических подразделений (служба средств измерений – ССИ) Гидрометслужбы.

Каждая метеорологическая станция имеет метеорологическую площадку для размещения приборов и служебное помещение, расположенное не далее 300 м от площадки.

Площадка прямоугольная, размером 26 х 26 м, с ориентацией сторон север–юг, восток–запад. Площадки, на которых проводятся также и актинометрические наблюдения, имеют размеры 26 х 36 м с ориентацией длинной стороны с севера на юг. Место для площадки по физико-географическим характеристикам должно быть типичным для окружающей местности радиусом 20–30 км с тем, чтобы наблюдения были репрезентативными. Расстояние от площадки до невысоких строений, групп деревьев должно быть не менее 10-кратной их высоты, а от сплошного леса и сплошной городской застройки – не менее 20-кратной. Площадка должна находиться от оврагов, обрывов на расстоянии десятков метров, а от уреза воды – не менее 100 м. Во избежание нарушения естественного покрова на метеоплощадке разрешается ходить к приборам только по дорожкам. Для определения высотного положения приборов, в частности барометра, в районе площадки имеется репер.

Для обеспечения единства измерений приборы на площадке размещаются строго по схеме согласно «Наставлению...». Приборы устанавливаются в определенном порядке и ориентации по отношению к странам света и на определенной высоте над поверхностью земли. Ограда площадки и все вспомогательное оборудование (подставки, будки, лестницы, столбы, мачты и т.п.) окрашиваются в белый цвет для предотвращения их чрезмерного нагревания солнечными лучами, что может повлиять на точность измерений.

3.2. ИЗМЕРЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ

3.2.1. ПРИНЦИПЫ ИЗМЕРЕНИЯ, ВИДЫ ТЕРМОМЕТРОВ

На метеорологических станциях измеряют температуру воздуха, почвы, снега, воды. Для получения сопоставимых численных значений температуры используются температурные шкалы, построение которых основано на реперных (опорных) точках. В большинстве практических шкал реперными точками являются точка таяния льда и точка кипения воды при нормальном атмосферном давлении.

Первый термометр, изобретение которого приписывается Галилею (1598 г.), шкалы не имел. Впоследствии в метеорологии получили распространение различные шкалы, которые предложили Фаренгейт (1715 г.), Реомюр (1736 г.), Цельсий (1748 г.), Кельвин (1848 г.).

Градус температурной шкалы Фаренгейта (F) составляет 1/180 интервала между точками таяния льда и кипения воды, которым присвоены значения 32 и 212° соответственно; градус температурной шкалы Реомюра (R) – 1/80 интервала между точками таяния льда и кипения воды, которым присвоены значения соответственно 0 и 80°; градус температурной шкалы Цельсия (°С) составляет 1/100 интервала между точками таяния льда и кипения воды, которым присвоены значения соответственно 0 и 100°.

По шкале Кельвина точке плавления льда соответствует температура 273,15 °К. Связь между температурой по шкале Кельвина (Т) и температурой по шкале Цельсия (С) имеет вид:

$$t_C^0 = T - 273{,}15.$$

В практической метеорологии в нашей стране и большинстве стран Европы пользуются шкалой Цельсия, а в США, Англии и ряде других стран – шкалой Фаренгейта. Переход от одной шкалы к другой делается по формулам:

$$t_C^0 = \frac{5}{9}(t_C^0 - 32); \quad t_F^0 = \frac{9}{5}(t_C^0 + 32).$$

Шкала Реомюра к настоящему времени вышла из употребления.

Принцип действия любого термометра основан на закономерной зависимости некоторого выбранного физического свойства чувствительного элемента от температуры. На метеорологической сети находят применение следующие виды термометров:

1) жидкостные – действие их основано на изменении объема жидкости при изменении температуры;

2) деформационные – действие основано на изменении линейных размеров твердых тел с изменением температуры;

3) электрические:

а) термометры сопротивления – действие основано на изменении электропороводности тел с изменением температуры;

б) термоэлектрические – действие основано на изменении электродвижущей силы при изменении разности температур спаев;

в) термотранзисторные термометры – действие основано на зависимости напряжения эмиттер-база транзистора от температуры.

Важными свойствами термометра являются его термическая инерция и чувствительность. Любой термометр показывает температуру своего чувствительного элемента. При изменении температуры среды помещенный в нее термометр должен принять температуру этой среды, но на это

требуется определенное время, поэтому происходит отставание показаний термометра от температуры среды, которое характеризуется коэффициентом инерции термометра.

Коэффициент термической инерции термометра – это время, за которое первоначальная разность температур термометра и среды уменьшается в *e* раз (*e* – основание натурального логарифма). То есть коэффициент инерции выражает скорость, с которой показания термометра приближаются к температуре среды.

Величина коэффициента инерции прямо пропорциональна массе чувствительного элемента термометра, его удельной теплоемкости и обратно пропорциональна его поверхности и коэффициенту внешнего теплообмена, который зависит от теплоемкости, вязкости окружающей среды и ее движения относительно термоприемника. Так, психрометрический термометр, имеющий температуру (–10 °С), принесенный в помещение с температурой (20 °С) при скорости вентиляции 1 м/с, будет показывать температуру воздуха с необходимой точностью только через 25 мин.

Чувствительность термометра – это величина одного градуса на шкале термометра в миллиметрах. Чувствительность жидкостных термометров (см. ниже) зависит от коэффициента объемного расширения жидкости и термометрического стекла, от объема резервуара и поперечного сечения капилляра термометра.

Цена деления – это количество градусов, приходящееся на наименьшее деление шкалы термометра.

Длина градусного деления на шкале термометра тем больше, чем больше объем резервуара и меньше сечение капилляра. Однако при чрезмерно малом сечении капилляра на перемещение в нем жидкости может оказывать влияние сила трения о стенки капилляра, а резервуар большого объема ведет к увеличению термической инерции, и сам может оказывать влияние на температуру окружающей его среды. Поэтому при конструировании термометров исходят из компромиссного решения, стремясь получить требуемую чувствительность при допустимой инерции.

Жидкостные термометры. Это наиболее распространенный тип термометров, применяемых в метеорологии.

Термометр состоит из резервуара, соединенного с капилляром, противоположный конец которого запаян. Резервуар с термической жидкостью может иметь форму цилиндрическую, шарообразную и др. У большинства термометров шкала нанесена на пластинку из матового стекла, скрепленную с капилляром. Шкала и капилляр заключены в защитную стеклянную оболочку. Так устроен термометр со вставной шкалой. Шкала может быть нанесена и на наружной поверхности толстостенного капилляра (палочный термометр). Объем капилляра над жидкостью может иметь вакуум или заполняться инертным газом.

При изменении температуры изменяется объем жидкости, что сказывается на высоте столбика жидкости в капилляре. Это и позволяет по шкале определять температуру.

Основными свойствами термометрической жидкости, определяющими ее использование в термометрах, являются коэффициент расширения, удельная теплоемкость, теплопроводность, способность смачивать стекло. Чем больше коэффициент расширения, тем большую чувствительность можно получить. Чем меньше удельная теплоемкость, тем меньше термическая инерция термометра при той же массе жидкости в резервуаре. Снижению инерции способствует также и больший коэффициент теплопроводности. Способность жидкости смачивать стекло ведет к занижению показаний термометра, так как часть жидкости остается на стенках капилляра.

В метеорологических термометрах в качестве термометрической жидкости применяют ртуть, спирт, толуол. Ртуть как термометрическая жидкость имеет ряд достоинств: малая теплоемкость, большая теплопроводность, отсутствие смачивания стекла. Все это позволяет изготавливать термометры высокой точности. Единственным недостатком ртути является сравнительно небольшой коэффициент расширения, у спирта и толуола он значительно больше. Кроме того, ртуть обладает высокой температурой кипения (+356,9 °С), благодаря чему в интервале температур у земной поверхности не происходит испарения, как у спирта и толуола. Но ртуть замерзает при температуре –38,9 °С. Поэтому при низких температурах приходится пользоваться спиртовыми и толуоловыми термометрами. Но эти

жидкости, имея сравнительно низкие точки кипения (спирт +78,5 °С, толуол +110,5 °С), мало пригодны для измерения высоких положительных температур. Кроме того, спирт и толуол смачивают стекло, что влияет на точность показаний термометра.

В жидкостных термометрах мы наблюдаем не истинное расширение жидкости, а только кажущееся, которое является разностью между расширением жидкости и стекла капилляра резервуара. Поэтому термометры изготавливают из специального термометрического стекла с небольшим и по возможности стабильным коэффициентом расширения.

К метеорологическим термометрам предъявляются высокие требования по точности и сохранности градуировочных характеристик. Однако с течением времени вследствие деформаций стекла эти характеристики меняются.

Различают медленные и временные их изменения. Причиной первых является медленное (годами) уменьшение деформаций термометра, полученных им при высоких температурах в процессе его изготовления. Временные изменения возникают от деформаций при кратковременных нагреваниях в процессе его эксплуатации. Эти деформации затухают до исчезновения в течение 15–20 дней.

Для учета этих изменений по определенному регламенту производится поверка термометров в ССИ (Служба средств измерений). Каждый поверенный термометр снабжается поверочным свидетельством, а на самом термометре наносится клеймо о поверке. В поверочном свидетельстве поправки к показаниям термометра даются «При» и «От и до». Поправки «При» даются через каждые 10 °С с точностью до 0,01 °С, а поправки «От и до» – по отдельным участкам шкалы, для которых ее принимают постоянной с точностью до 0,1 °С.

При измерении температуры метеорологическими термометрами отсчеты производят с точностью до 0,1 °С независимо от цены деления шкалы. При отсчете глаз должен располагаться так, чтобы визирная линия была перпендикулярна капилляру и проходила через верхнюю (нижнюю) точку мениска ртути (спирта). Отсчеты следует делать быстро. В первую очередь отсчитывают десятые доли градуса, а затем целые градусы. Такая последовательность отсчетов уменьшает влияние наблюдателя на термометр.

Для измерения температуры выше –35 °С применяют ртутные термометры, а ниже этой температуры – спиртовые или толуоловые. Измерение температуры выше 25 °С спиртовыми и толуоловыми термометрами не рекомендуется, так как при более высокой температуре эти жидкости частично испаряются, что ведет к занижению показаний термометра.

Деформационные термометры. В метеорологии в основном применяются биметаллические деформационные термометры, чувствительным элементом которых является пластинка из двух металлов с различными коэффициентами теплового расширения. Обычно это инвар и сталь. Инвар имеет меньший коэффициент расширения. При повышении температуры пластинка прогнется таким образом, что инвар окажется с вогнутой стороны, а при понижении температуры пластинка прогнется в обратную сторону.

Если один конец биметаллической пластинки закрепить неподвижно, то при изменении температуры ее свободный конец будет перемещаться пропорционально изменению температуры. Поэтому биметаллические термометры имеют равномерную шкалу.

Биметаллические чувствительные элементы используются в термографах, радиозондах и некоторых других приборах.

Электрические термометры. В эту группу включены термометры сопротивления, термоэлектрические и термотранзисторные.

Термометры сопротивления. Принцип действия этого термометра основан на свойстве материалов менять электрическое сопротивление (проводимость) с изменением температуры. В качестве первичных преобразователей используют металлические проволочные и полупроводниковые терморезисторы. Для металлических терморезисторов температурная зависимость может быть выражена формулой:

$$R_t = R_0(1 + \alpha t),$$

где R_t – сопротивление проводника при температуре t °С; R_0 – сопротивление при 0 °С; α – температурный коэффициент сопротивления металла.

Датчик термометра сопротивления представляет собой тонкую проволоку из чистого металла (медь, платина, ни-

кель), намотанную на каркас и помещенную в герметически защищенный кожух (длина 10–20 см, диаметр около 1 см).

Полупроводниковые терморезисторы (термисторы) изготавливают из полупроводниковых материалов, обладающих большим температурным коэффициентом. В отличие от металлов, у термисторов сопротивление с ростом температуры убывает. Температурный коэффициент у термисторов в среднем в 10 раз больше, чем у металлов. Поэтому термометры с полупроводниковыми терморезисторами более чувствительными, чем с металлическими. Однако из-за нелинейной зависимости сопротивления от температуры полупроводниковый термометр имеет неравномерную шкалу. Кроме того, связь между сопротивлением и температурой не стабильна. В настоящее время эти термометры применяют для массовых измерений, не требующих высокой точности (с точностью до 1 °С).

Измерение температуры с помощью термометров сопротивления сводится к измерению сопротивления, для чего используются уравновешенные или неуравновешенные мосты. В первом случае градуировка реохорда выполнена в градусах, во втором – оцифрована в градусах шкала гальванометра.

В метеорологии термометры сопротивления находят применение при дистанционных измерениях температуры воздуха, почвы. Длина кабеля до 120 м и более.

Термоэлектрические термометры. В этих термометрах используется термоэлектрический эффект, состоящий в том, что в замкнутой цепи из двух разнородных металлов, по концам соединенных между собой (места соединений называются спаями), возникает электродвижущая сила, пропорциональная разности температур спаев. Сила тока измеряется чувствительным гальванометром.

В метеорологии термоэлектрические термометры используются для измерения градиентов температуры, а также для измерения температуры воздуха, почвы и воды. В случае измерения температуры «холодный спай» поддерживается при постоянной температуре или его температура должна измеряться вспомогательным термометром.

Термоэлектрический принцип находит применение и в ряде других приборов, например в актинометрических.

Термометры с термоэлементами в некоторых случаях имеют преимущества перед другими термометрами, особенно при измерении разности температур. Они могут обеспечить измерение во всем диапазоне температур, встречающихся в метеорологии. Им не требуется источник питания. Их существенным недостатком является малая чувствительность.

Термотранзисторные термометры. Термотранзисторами называют транзисторы, применяемые в качестве первичных преобразователей температуры. Температура определяется по напряжению эмиттер-база. Могут применяться при температуре от–70 °С до +200 С. Термотранзисторы обладают стабильностью, линейностью, высокой чувствительностью.

3.2.2. ИЗМЕРЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

Термометр психрометрический ртутный метеорологический ТМ-4. Предназначен для измерения температуры воздуха, а также используется в психрометре для определения влажности воздуха (отсюда и его название «психрометрический»). Это ртутный термометр со вставной шкалой (рис. 3.1), длина термометра 410 мм, диаметр 17 мм, резервуар шарообразный диаметром 9–12 мм, капилляр круглый с наружным диаметром 2,5 мм. Пространство над ртутью заполнено азотом. Для установки термометра в штативе на верхнем конце стеклянной оболочки имеется металлический колпачок. Числовые отметки шкалы нанесены через 5 °С. Пределы измерений: от –35 до +40 °С или от –25 до +50 °С, цена деления шкалы 0,2 °С. Погрешность измерения: при температуре от 0 до +50 °С не более ±0,2 °С, при температуре от 0 до –35 °С не более ±0,4°С. Коэффициент инерции в малоподвижном воздухе составляет около 300 с.

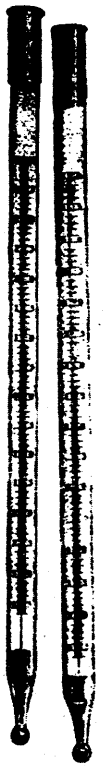

Рис. 3.1. Термометр психрометрический ТМ-4

Термометр спиртовый метеорологический низкоградусный ТМ-9. Так как ртуть замерзает при температуре –39 °С, то для определения температуры воздуха ниже –35 °С применяется специальный спиртовый термометр, так называемый дополнительный (к ртутному психрометрическому). Этот термометр отличается от психрометрического тем, что в нем используется спирт. Резервуар цилиндрический диаметром 6 мм. Пределы измерений: от –65 до +25 °С или от –75 до +25 °С. Цена деления шкалы 0,5 °С. Погрешность измерения при температуре от +20 до –20 °С не более ± 0,5 °С; при температуре –70 °С не более ±2,5 °С. Как только температура воздуха начнет опускаться ниже –20 °С, наблюдения по дополнительному спиртовому термометру следует проводить параллельно с использованием психрометрического ртутного термометра. Это необходимо для определения так называемой добавочной поправки для спиртового термометра.

Термометр ртутный метеоролигический максимальный ТМ-1 (рис. 3.2). Предназначен для определения максимального значения температуры за какой-либо промежуток времени (на метеостанциях между сроками наблюдений).

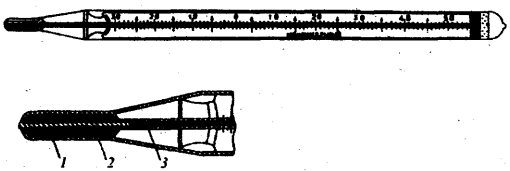

Рис. 3.2. Термометр ртутный максимальный ТМ-I:

1 – штифт, *2* – резервуар, *3* – капилляр

Это термометр со вставной шкалой длиной 340 мм, диаметром 18 мм. Резервуар цилиндрической формы диаметром около 8 мм. В капилляре над ртутью создан вакуум. Пределы измерений от –35 до +50 °С или от –20 до +70 °С. Цена деления 0,5 °С. Погрешность измерения: при температуре от –10 до +50 °С не более ±0,4 °С; при температуре –30 °С не более ± 0,8 °С.

Показания максимальных значений температуры этим термометром сохраняются с помощью стеклянного штифта, прикрепленного ко дну резервуара, и вакуума в капилляре над ртутью. При повышении температуры избыток ртути вытесняется из резервуара в капилляр через узкое кольцевое отверстие между штифтом и стенками капилляра и остается там при понижении температуры, поскольку молекулярных сил сцепления ртути недостаточно для преодоления сопротивления в месте сужения. Таким образом, положение верхнего конца столбика ртути в капилляре относительно шкалы соответствует максимальной температуре.

Для подготовки максимального термометра к следующему измерению его берут за середину и, держа резервуаром вниз, делают несколько резких взмахов рукой, встряхивая термометр так, чтобы перегнать часть ртути из капилляра в резервуар. После этого показания термометра не должны отличаться от показаний психрометрического термометра более чем на 0,2 °С. Затем термометр укладывают на место с небольшим наклоном в сторону резервуара (резервуар на 1–2 см ниже противоположного конца).

Термометр спиртовый метеорологический минимальный ТМ-2 (рис. 3.3). Предназначен для определения минимальной температуры за какой-либо промежуток времени (на метеостанциях за промежуток времени между сроками наблюдений). Это термометр со вставной шкалой, длиной 340 мм, диаметром 19 мм. Резервуар цилиндрический диаметром 7–10 мм. Пределы измерений от –75 до +21 °С; от –61 до +31 °С; от –51 до +31 °С; от –41 до +41 °С. Цена деления шкалы 0,5 °С. Погрешность измерения: при температуре +40 до –20 °С не более ±0,5 °С; при температуре ниже –60 °С не более ± 2,0 °С.

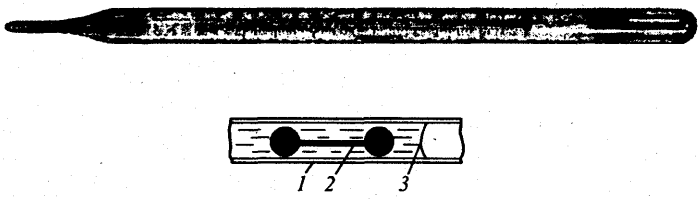

Рис. 3.3. Термометр спиртовый минимальный ТМ-2:

1 – капилляр, *2* – штифт, *3* – мениск спирта

Термометрическая жидкость – спирт. Внутри спирта в капилляре находится небольшой штифт из темного стекла, имеющий на своих концах утолщение в форме булавочных головок. Штифт может свободно перемещаться в спирте.

Подготавливая минимальный термометр к измерениям, его наклоняют резервуаром кверху и ждут, пока штифт дойдет до мениска спирта в капилляре. Затем термометр кладут горизонтально. При понижении температуры поверхностная пленка спирта будет увлекать штифт в сторону резервуара, так как сила трения головок штифта о стенки капилляра меньше силы поверхностного натяжения пленки. При повышении температуры спирт, расширяясь, будет обтекать штифт, не сдвигая его с места. Сила трения головок о стенки капилляра удерживает его на месте. Таким образом, дальний от резервуара конец штифта укажет минимальную температуру.

Термометр-пращ ртутный метеорологический ТМ-8 (рис. 3.4). Предназначен для измерения температуры воздуха при метеорологических наблюдениях. Термометр палочного типа, представляющий собой толстостенный капилляр с расширенным концом, переходящим в резервуар. Шкала нанесена на наружной поверхности капилляра. Длина термометра 190 мм, диаметр 8 мм. Интервал измерений: от –30 до +50 °С; от –35 до +40 °С. Цена деления шкалы 1 °С. Погрешность измерений: при температуре от –10 до +50 °С не болеет ± 0,5 °С; при температуре –30 °С не более ±0,8 °С.

Рис. 3.4. Термометр-пращ ТМ-8:

1 – термометр; *2* – шнур

К шарику на конце термометра крепится шнур длиной около 0,5 м с петлей на конце. Надев петлю на указательный палец, вращают термометр над головой в горизонтальной плоскости со скоростью не более одного-двух оборотов в секунду. После 100 оборотов берут отсчет, не касаясь термометра руками и повернувшись спиной к Солнцу, а затем продолжают вращение и заканчивают его после достижения сходимости отсчетов в пределах 0,2–0,3 °С.

Термограф метеорологический М-16 (рис. 3.5). Предназначен для непрерывной регистрации изменений температуры воздуха в пределах от –45 до +55 °С, погрешность измерения ±1 °С.

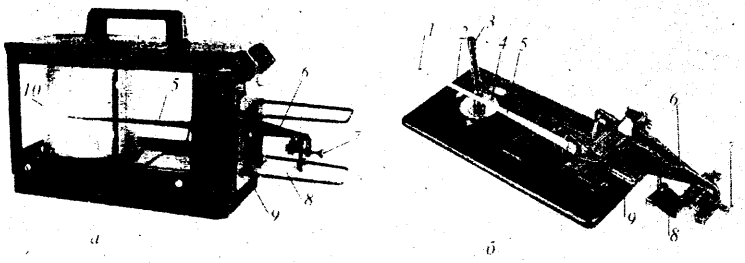

Рис. 3.5. Термограф М-16:

а – внешний вид; *б* – механизм: *1* – перо; *2* – плата; *3* – ось барабана; *4* – неподвижная шестерня; *5* – стрелка; *6* – кронштейн; *7* – установочный винт; *8* – биметаллическая пластинка; *9* – кнопка отметки времени; *10* – барабан с часовым механизмом

Прибор состоит из чувствительного элемента – биметаллической пластинки, передаточного механизма, регистрирующей части и корпуса.

Температурные деформации биметаллической пластинки через систему рычагов передаются на стрелку, на конце которой имеется перо в виде небольшой пирамидки, запол-

няемой специальными чернилами и вершиной обращенной к диаграммной ленте, закрепленной на барабане. Весь механизм смонтирован на металлической плате, на которой укреплена ось с неподвижной шестерней. Вращение барабана происходит в результате обкатывания маленькой шестерни, приводимой в движение пружиной часового механизма, по шестерне, закрепленной неподвижно на плате. Диаграммная лента крепится на барабане с помощью зажимной пружины (рис. 3.6, *а*).

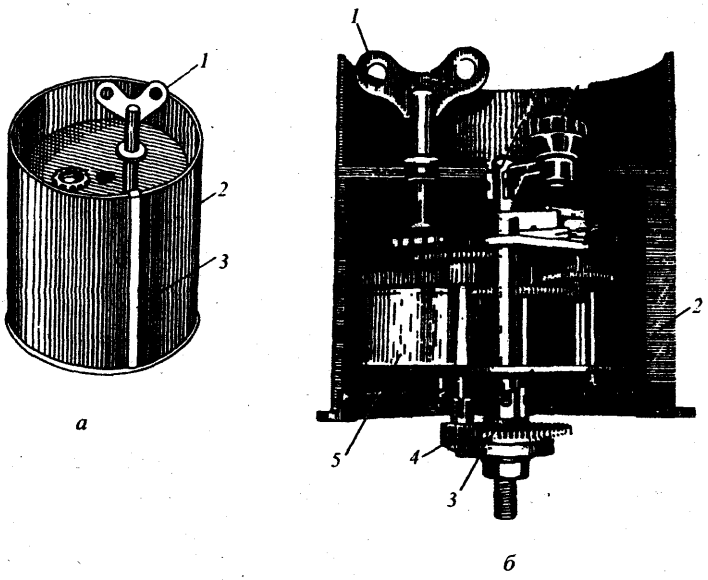

Рис. 3.6. Барабан с часовым механизмом:

а – внешний вид: *1* – заводной ключ; *2* – корпус барабана; *3* – зажимная пружина; *б* – разрез: *1* – заводной ключ; *2* – барабан; *3* – неподвижная шестерня; *4* – шестерня, вращаемая часовым механизмом (трибка); *5* – барабан с пружиной

Часовые механизмы выпускаются суточные с продолжительностью одного оборота барабана 26 ч, и недельные с продолжительностью одного оборота 176 ч.

Диаграммная лента разделена по вертикали горизонтальными параллельными линиями с ценой деления 1 °С, а по горизонтали – вертикальными дугообразными линиями с ценой деления 15 мин для суточного термографа и 2 ч для недельного. Прибор имеет приспособление, с помощью которого на диаграммной ленте пером стрелки можно делать отметки (засечки) времени записи, не открывая корпуса прибора. Отметки наносятся нажатием кнопки. Начальная установка пера стрелки на требуемое деление диаграммной ленты осуществляется вращением установочного винта (см. рис. 3.5, *а*).

3.2.3. ИЗМЕРЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ДЕЯТЕЛЬНОГО СЛОЯ

Измерение температуры поверхности почвы, снежного покрова и определение их состояния. Поверхность почвы и снежного покрова является подстилающей поверхностью, которая непосредственно взаимодействует с атмосферой, поглощает солнечную и атмосферную радиацию и сама излучает в атмосферу, участвует в тепло- и влагообмене и оказывает влияние на термический режим нижележащих слоев почвы.

Для измерения температуры почвы и снежного покрова в сроки наблюдений используется термометр ртутный метеорологический ТМ-3 с пределами шкал от –10 до +85 °С; от –25 до +70 °С; от –35 до +60 °С, с ценой деления шкалы 0,5 °С. Погрешность измерения при температурах выше –20 °С составляет ±0,5 °С, при более низких температурах ±0,7 °С. Для определения экстремальных температур между сроками используются термометры максимальный ТМ-1 и минимальный ТМ-2 (такие же, как для определения температуры воздуха в психрометрической будке).

Измерения температуры поверхности почвы и снежного покрова производятся на незатененном участке размером 4 х 6 м в южной части метеорологической площадки. Летом измерения производятся на оголенной, разрыхленной почве, для чего весной участок перекапывается.

Термометры укладываются резервуарами к востоку на расстоянии 5–6 см друг от друга: первый с севера – срочный, затем – минимальный и за ним – максимальный. Срочный и минимальный термометры находятся строго в горизонтальном положении, а максимальный – имеет небольшой наклон в сторону резервуара. В теплое время года резервуар и защитная оболочка термометров (по диаметру) должны быть наполовину погруженными в почву, а при наличии снежного покрова – в снег. Отсчеты по термометрам берут с точностью до 0,1 °С. Порядок взятия отсчетов и подготовка минимального и максимального термометров такие же, как и при измерении температуры воздуха.

Состояние почвы и снежного покрова оцениваются визуально. Измерение температуры и наблюдение за состоянием подстилающей поверхности ведутся в течение всего года.

Следует отметить, что применяемая на метеорологических станциях методика измерения температуры поверхности почвы и снежного покрова является несовершенной, так как полученные результаты не отражают фактическую температуру поверхности почвы и снежного покрова.

Измерение температуры в верхнем слое почвы. Для измерения температуры в верхнем слое почвы применяют термометры ртутные метеорологические коленчатые (Савинова) ТМ-5, которые выпускаются комплектом по четыре термометра для измерения температуры почвы на глубинах 5, 10, 15, 20 см. Пределы измерения от –10 до +50 °С, цена деления шкалы 0,5 °С, погрешность измерения ± 0,5 °С. Резервуары цилиндрические. Термометры изогнуты под углом 135° в местах, отстоящих от резервуара на 2–3 см. Это позволяет устанавливать термометры так, чтобы резервуар и часть термометра до изгиба находились в горизонтальном положении под слоем почвы, а часть термометра со шкалой располагалась над почвой (рис. 3.7).

Капилляр на участке от резервуара до начала шкалы покрыт теплоизоляционной оболочкой, что уменьшает влияние на показания термометра слоя почвы, лежащего над его резервуаром, обеспечивает более точное измерение температуры на глубине, где находится резервуар.

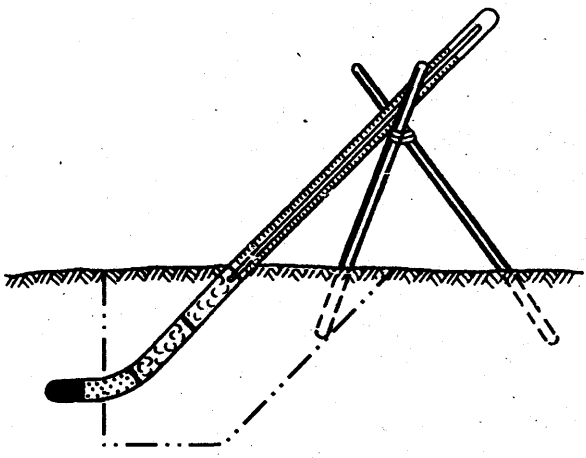

Рис. 3.7. Установка коленчатых термометров в почву

Наблюдения по термометрам Савинова производят на той же площадке, где устанавливаются термометры для измерения температуры поверхности почвы, в единые сроки и только в теплую часть года. При понижении температуры на глубине 5 см ниже 0 °С термометры выкапывают, весной устанавливают после схода снежного покрова.

Отсчеты по коленчатым термометрам и по термометрам для измерения температуры на поверхности почвы производят с откидного реечного настила, который после окончания наблюдений убирается.

Измерение температуры почвы и грунта на глубинах под естественным покровом. Для измерения температуры почвы применяется термометр ртутный метеорологический почвенно-глубинный ТМ-10. Его длина 360 мм, диаметр 16 мм, верхний предел шкалы от + 31 до +41 °С, а нижний – от –10 до –20 °С. Цена деления шкалы 0,2 °С, погрешность измерения при плюсовых температурах ±0,2 ° С, при отрицательных ±0,3 °С.

Термометр помещается в винипластовую оправу, снизу заканчивающуюся медным или латунным колпачком, заполненным вокруг резервуара термометра медными опил-

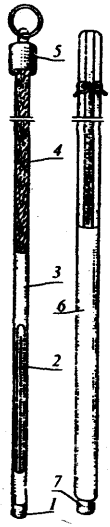

Рис. 3.8. Термометр почвенный вытяжной:
1 и *7* – металлические колпачки; *2* – термометр; *3* – винипластовая оправа; *4* – деревянный шест; *5* – колпачок с кольцом; *6* – эбонитовая труба

ками (рис. 3.8). К верхнему концу оправы крепится деревянный стержень, с помощью которого термометр погружается в эбонитовую трубу, находящуюся в грунте на глубине измерения температуры почвы.

Нижний конец этой трубы также заканчивается медным колпачком. Резервуар термометра воспринимает температуру почвы через медные колпачки эбонитовой трубы и оправы, а также через опилки, окружающие резервуар термометра. Кроме этого, опилки увеличивают тепловую инерцию термометра, что необходимо для сохранения его показаний при извлечении из трубы и взятия отсчетов. Общий вид установки показан на рис. 3.9.

Измерения производятся на участке размером 6 × 8 м с естественным растительным покровом в юго-восточной части метеоплощадки. Вытяжные почвенно-глубинные термометры устанавливаются по линии восток–запад на расстоянии 50 см друг от друга на глубинах 0,20; 0,40; 0,80; I,20; I,60; 2,40; 3,20 м в порядке возрастания глубин.

При снежном покрове до 50 см выступающая над поверхностью земли часть трубы составляет 40 см, при большей высоте снежного покрова – 100 см. Установку наружных (эбонитовых) труб производят с помощью бура с тем, чтобы меньше нарушать естественное состояние почвы.

С северной стороны на расстоянии 30 см от линии термометров устанавливается помост, который опускается на время производства наблюдений, затем откидывается в вертикальное положение.

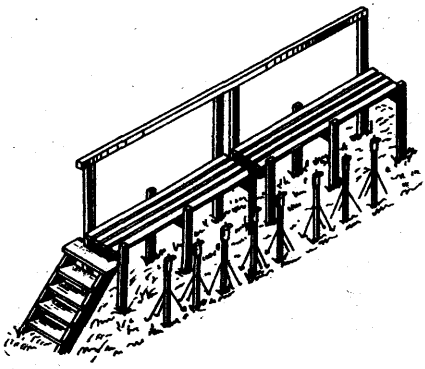

Рис. 3.9. Установка вытяжных почвенных термометров на метеорологической площадке

Наблюдения по вытяжным термометрам производят круглый год, ежедневно на глубинах 0,20 и 0,40 м – все восемь сроков (кроме периода, когда высота снега превышает 15 см), на остальных глубинах – один раз в сутки. Кроме измерений температуры в зимнее время производятся отсчеты высоты снежного покрова по снегомерной рейке, установленной вблизи этих термометров.

Измерение температуры воды у поверхности. Для измерения используется ртутный термометр с ценой деления 0,2° С, с пределами шкалы от –5 до +35 °С. Термометр помещен в оправу, которая предназначена для сохранения показаний термометра после его поднятия из воды, а также для предохранения от механических повреждений. Оправа состоит из стакана и двух трубок: наружной и внутренней (рис. 3.10).

Термометр в оправе помещается так, чтобы его шкала располагалась

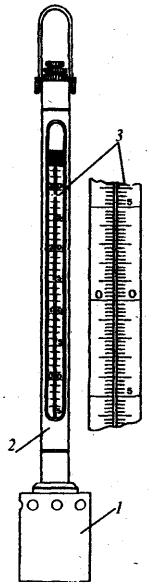

Рис. 3.10. Ртутный термометр в оправе для измерения температуры воды:

1 – стакан, *2* – оправа, *3* – термометр

против имеющихся в трубках прорезей, а резервуар термометра – в средней части стакана. Оправа имеет дужку для крепления к тросу. При погружении термометра поворотом наружного чехла прорезь закрывают, а после подъема и для взятия отсчета – открывают. Время выдержки термометра в точке 5-8 мин, заглубление в воду – не более 0,5 м.

3.3. ИЗМЕРЕНИЕ ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА

Наиболее распространенными методами измерения влажности воздуха являются психрометрический и гигрометрический, а приборами соответственно являются психрометр и гигрометр.

3.3.1. ПСИХРОМЕТРИЧЕСКИЙ МЕТОД

Психрометрический метод основан на измерении влажности воздуха по понижению температуры тела при испарении с его поверхности, за счет затраты тепла на испарение воды. Приборы, основанные на психрометрическом методе, называются *психрометрами*.

В психрометре используются два термометра, у одного из которых (смоченный термометр) резервуар обернут смачиваемым батистом. Вследствие испарения с поверхности батиста температура смоченного термометра будет ниже температуры сухого термометра, показывающего температуру воздуха, и тем ниже, чем меньше влажность воздуха.

Парциальное давление водяного пара в воздухе определяется по психрометрической формуле, на основании которой составлены психрометрические таблицы:

$$e = E' - Ap\,(t - t') \cdot (1 + 0{,}00115 \cdot t'),\ \text{гПа},$$

где E' – парциальное давление водяного пара, насыщающего пространство, при температуре смоченного термометра; A – психрометрический коэффициент, учитывающий скорость движения воздуха; p – атмосферное давление, гПа; t и t' – соответственно температура сухого и смоченного термометров,°С; $(1 + 0{,}00115 \cdot t')$ – учитывает зависимость теплоты испарения от температуры.

Станционный психрометр. Психрометр состоит из двух психрометрических термометров ТМ-4 с возможно близкими характеристиками. Один из них является сухим, второй – смоченным. Оба термометра закрепляются в штативе в вертикальном положении. Резервуар смоченного термометра обертывается батистом, конец которого погружен в стаканчик с дистиллированной водой. Стаканчик закрыт крышкой с прорезью, через которую пропущен батист (рис. 3.11).

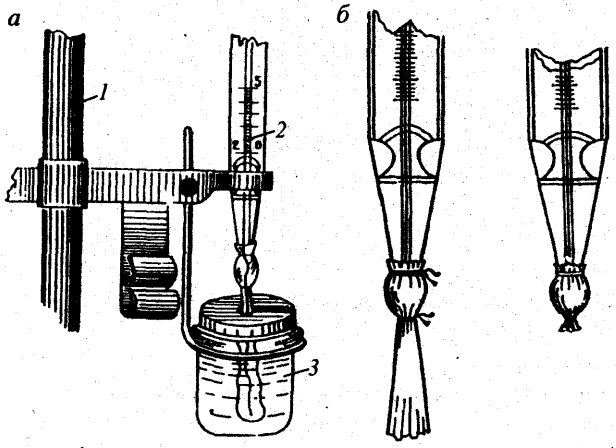

Рис. 3.11. Установка смоченного термометра в штативе станционного психрометра:

а – установка термометра: *1* – штатив, *2* – термометр, *3* – стаканчик с дистиллированной водой; *б* – обвязка резервуара термометра батистом при положительной (слева) и отрицательной (справа) температуре

Нижняя поверхность резервуара должна возвышаться над уровнем воды на 2–3 см, а над крышкой стаканчика – на 2 см. При этом обеспечивается поступление воды по батисту к поверхности резервуара и в то же время свободный обмен воздуха у резервуара. Для психрометров применяется специальный сорт батиста, обладающий необходимыми гигроскопическими свойствами.

Для станционного психрометра, установленного в жалюзийной будке, психрометрический коэффициент принят: $A = 7{,}947 \cdot 10^{-4}$, что соответствует скорости вентиляции в будке 0,8 м/с. При соблюдении определенных правил влажность воздуха психрометром можно измерять при отрицательных температурах воздуха до –10 °С.

Психрометр аспирационный МВ-4М (рис. 3.12). Предназначен для измерения температуры и влажности воздуха в стационарных, экспедиционных условиях, а также в промышленных и бытовых помещениях. Физический принцип действия аспирационного психрометра такой же, как и станционного, но он содержит аспирационное устройство (вентилятор), создающее протяжку воздуха у резервуаров термометров с постоянной скоростью 2 м/с.

Прибор имеет два одинаковых ртутных термометра, укрепленных в металлической оправе, состоящей из трубки с тройником и планочных защит. К тройнику с помощью пластмассовых втулок прикреплены по две трубки (для радиационной защиты и вентиляции резервуаров термометров). Верхний конец трубки соединен с головкой аспиратора. Головка состоит из пружинного механизма и вентилятора, создающего ток воздуха через трубки и около резервуаров термометров. Пружина заводного механизма заводится ключом.

Наряду с аспирационным психрометром с пружинным механизмом применяется аспирационный психрометр М-34 с электродвигателем. Питание этого прибора от сети.

Резервуар правого термометра, являющегося «смоченным», обернут батистом, коротко срезанным под резервуаром. Все металлические поверхности никелированы, что обеспечивает отражение падающих на них солнечных лучей, исключая нагрев корпуса.

Пределы шкал термометров от –31° до +51° С, цена деления шкал 0,2 °С.

Для измерений психрометр устанавливают на столбе с помощью специального крюка так, чтобы резервуары термометров находились на высоте двух метров над поверхностью земли. Зимой психрометр устанавливают за 30 мин, а летом – за 15 мин до начала измерений. При некоторых специальных наблюдениях психрометр может располагаться

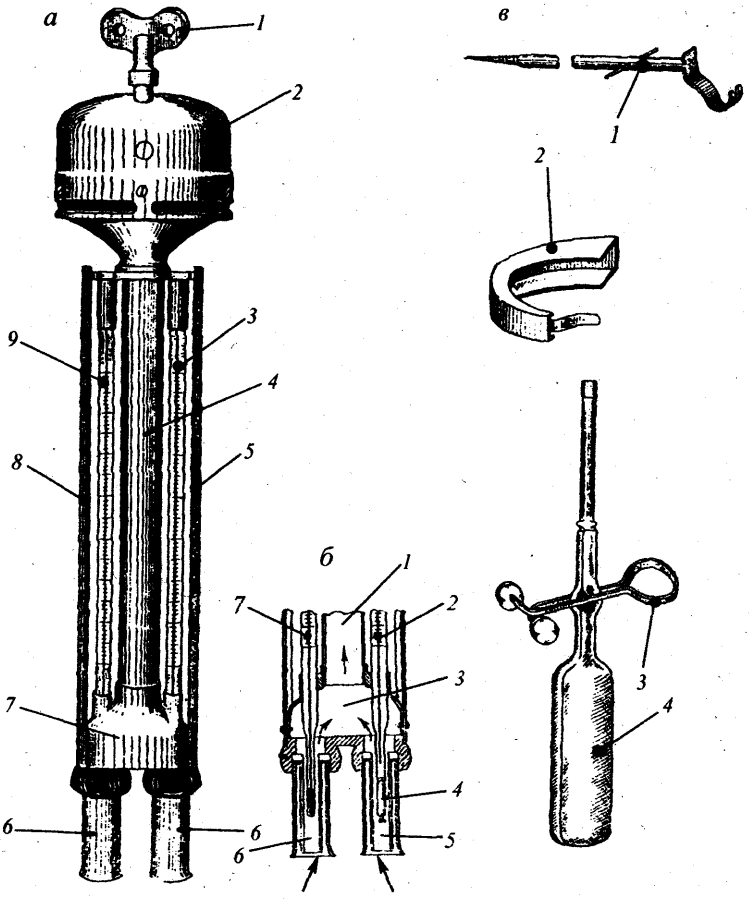

Рис. 3.12. Аспирационный психрометр:

а – внешний вид (*1* – заводной ключ; *2* – аспиратор; *3* – смоченный термометр; *4* – трубка; *5, 8* – планочная защита; *6* – защитные трубки; *7* – тройник; *9* – сухой термометр); *б* – разрез (*1* – трубка; *2* – смоченный термометр; *3* – тройник; *4* – батист; *5* – внутренняя трубка, смоченного термометра; *6* – внутренняя трубка сухого термометра; *7* – сухой термометр); *в* – принадлежности (*1* – крюк, *2* – ветровая защита, *3* – зажим, *4* – резиновая груша)

и в горизонтальном положении, и на другой высоте. Затем производят смачивание батиста смоченного термометра с помощью прилагаемой к прибору груши с пипеткой. После этого заводят пружинный механизм аспиратора и устанавливают психрометр на место. По истечении 4–5 мин берут отсчеты по сухому и смоченному термометрам, сначала десятые доли, а затем целые градусы. Для исключения влияния ветра (более 4 м/с) на аспиратор надевают с наветренной стороны ветровую защиту.

Парциальное давление водяного пара определяется по психрометрической формуле с аспирационным коэффициентом $A = 6{,}620 \cdot 10^{-4}$ или по психрометрическим таблицам.

При вычислении влажности воздуха по аспирационному психрометру скорость обтекания резервуаров термометров воздухом принята равной 2 м/с. Для контроля соответствия фактической скорости воздуха требуемому значению психрометр устанавливают в вертикальное положение и при полностью заведенной пружине определяют время одного оборота барабана пружинного механизма. По секундомеру отмечают два следующих друг за другом момента времени, когда вертикальная риска на барабане совпадает с риской на окошечке в корпусе аспиратора. Время одного оборота барабана не должно отличаться от указанного в поверочном свидетельстве более чем на 5 с.

3.3.2. ГИГРОМЕТРИЧЕСКИЙ МЕТОД

Гигрометрический метод измерения влажности воздуха основан на способности тел адсорбировать (поглощать) водяной пар из воздуха и в результате этого деформироваться или менять физические свойства. Приборы, основанные на гигрометрическом методе, называются *гигрометрами*.

Различают гигрометры: деформационные, весовые (абсолютные), диффузионные, конденсационные, электролитические и др. Наиболее давно известными и применяемыми, в том числе и в метеорологии, являются волосной и пленочный гигрометры.

Гигрометр волосной метеорологический М-19 (МВ-1). Предназначен для измерения относительной влажности

воздуха и наиболее распространен на сети метеорологических станций. Действие прибора основано на свойстве обезжиренного человеческого волоса изменять свою длину в зависимости от относительной влажности воздуха. Еще в 1783 г. Соссюр впервые изготовил гигрометр, применив обезжиренный волос.

Гигрометр М-19 (рис. 3.13) состоит из рамки со шкальной пластиной и волоса, верхний конец которого закреплен в отверстии хвостовика регулировочного винта, а нижний конец – на кулачке, связанном со стрелкой. Вращением регулировочного винта стрелку можно установить на требуемое деление шкалы. Натяжение волоса создается грузиком. При изменении относительной влажности воздуха и соответствующего изменения длины волоса стрелка под действием грузика перемещается относительно шкалы.

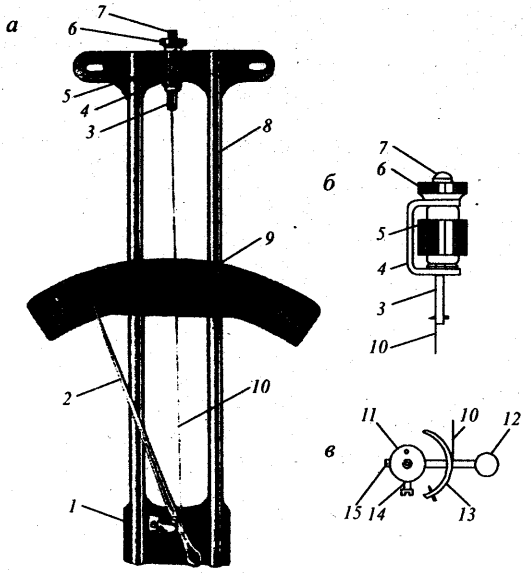

Рис. 3.13. Гигрометр волосной:

а – общий вид; *б* – узел крепления волоса к рамке; *в* – к стрелке; *1* – рамка; *2* – стрелка; *3* – хвостовик; *4* – скоба; *5* – гайка; *6* – контргайка; *7* – винт; *8* – рамка; *9* – шкала; *10* – волос; *11* – ось стрелки; *12* – грузик; *13* – кулачок; *14* – винт; *15* – стерженек

Так как связь между удлинением волоса и относительной влажностью воздуха не линейная, то шкала гигрометра неравномерная. Гигрометр рассчитан на работу при температуре от –50 до +55 °С. Пределы измерения влажности от 30 до 100 %, погрешность измерения ±10 %. Цена деления шкалы 1 %. Отсчеты делаются до целого деления шкалы.

При температуре воздуха ниже –10 °С гигрометр служит основным прибором для измерения влажности воздуха. Прибор является относительным, и поэтому для получения действительных значений относительной влажности воздуха в зимнее время (при температурах ниже –10 °С) в показания гигрометра вводят поправки, которые определяются на основании параллельных и одновременных измерений по станционному психрометру и гигрометру в течение 1–1,5 месяца до наступления устойчивых температур ниже –10 °С. По этим измерениям строится график связи между показаниями психрометра и гигрометра, по которому и определяется поправка.

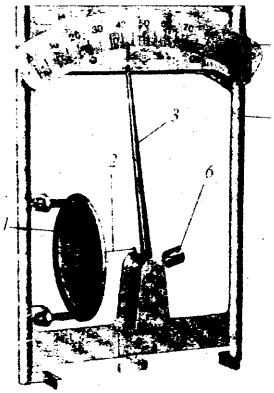

Рис. 3.14. Гигрометр пленочный:

1 – пленка, *2* – тяга, *3* – стрелка, *4* – шкала, *5* – рамка, *6*-грузик

Гигрометр пленочный метеорологический М-39 (рис. 3.14). Предназначен для измерения относительной влажности воздуха. Принцип действия прибора основан на свойстве гигроскопической органической пленки изменять свои линейные размеры в зависимости от относительной влажности воздуха.

Прибор состоит из чувствительного элемента в виде круглой диафрагмы, из органической пленки, передаточного устройства, стрелки и металлической рамки, на которой крепятся детали. Постоянное натяжение пленки обеспечивается грузиком.

Гигрометр рассчитан на работу при температуре воздуха от –60 до +35°С. Пределы измерения от 30 до 100 %, погрешность измерения ±10%, цена деления шкалы 1 %. Шкала, в отличие от волосного гигрометра, равномерная.

Гигрограф метеорологический М-21 (рис. 3.15). Предназначен для непрерывной регистрации относительной влажности воздуха. Чувствительным элементом прибора является пучок волос, который с двух концов закреплен в цапфах кронштейна. Середина пучка волос надета на крючок, который с помощью специального устройства связан со стрелкой. Натяжение пучка волос создается грузиком. Изменение длины волос при изменении относительной влажности воздуха передается на стрелку с закрепленным на ее конце пером, заполняемым чернилами.

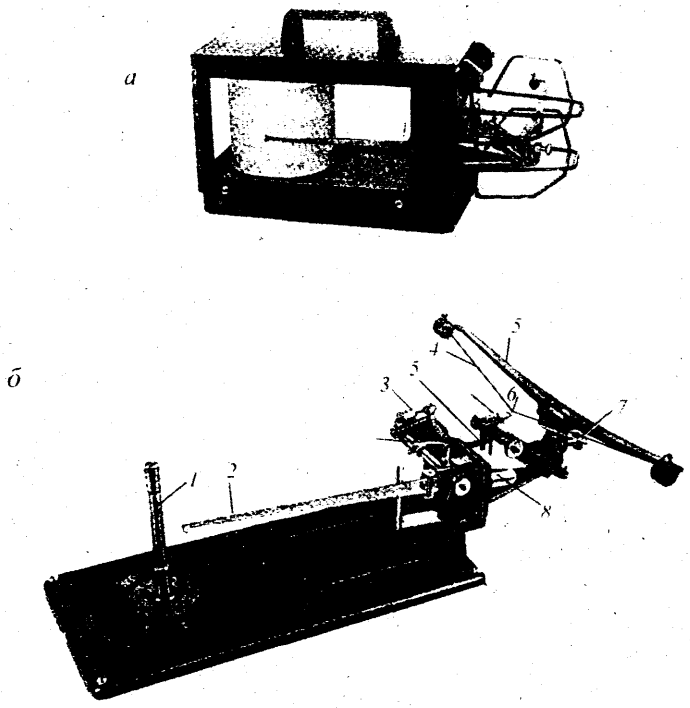

Рис. 3.15. Гигрограф волосной М-21:

а – внешний вид; *б* – механизм: *1* – ось барабана, *2* – стрелка с пером, *3* – грузик, *4* – пучок волос, *5* – кронштейн, *6* – крючок, *7* – установочный винт, *8* – кнопка отметки времени

Часовой механизм у гигрографа такой же, как и у термографа. Так же как и у термографа, часовые механизмы бывают суточные и недельные. Для нанесения отметок времени на диаграммной ленте имеется кнопка, а для установки пера на требуемое деление диаграммной ленты служит установочный винт.

Гигрограф не является абсолютным прибором, и для определения по нему относительной влажности воздуха вводят поправки, которые определяют по графику, составленному на основании сравнения значений относительной влажности воздуха в срочные часы, полученные по психрометру, и значений, снятых с ленты гигрографа с точностью до 1 %.

Гигрограф метеорологический М-39. В качестве чувствительного элемента используется круглая мембрана из гигроскопической органической пленки, как и в пленочном гигрометре. В остальном конструкция аналогична волосному гигрографу.

Будки жалюзийные для метеорологических приборов (рис. 3.16). Для защиты от действия атмосферных осадков, порывов ветра, солнечной радиации приборы для измерения температуры и влажности воздуха размещаются в защитных жалюзийных будках типа БП (будка психрометрическая) и БС (будка для самописцев). Они отличаются размерами.

Стенки будок представляют собой двойной ряд тонких деревянных планок – жалюзи, наклоненных внутрь и наружу под углом 45° к горизонту. Передняя стенка служит дверцей. Жалюзи обеспечивают достаточную вентиляцию внутри будок. В будках имеется электрическое освещение. Будки устанавливаются на подставках. Для наблюдателя имеется стремянка, по которой он поднимается для обслуживания приборов и взятия отсчетов. Стремянка и дверца будки располагаются с северной стороны.

Внутри психрометрической будки к средней доске пола прикреплен железный штатив, на котором установлены два психрометрических термометра (слева сухой, справа смоченный). Резервуары обоих термометров должны быть на одном уровне – на высоте 2 м над поверхностью земли. На нижней перекладине штатива имеется кольцо, в которое вставляется психрометрический стаканчик с водой.

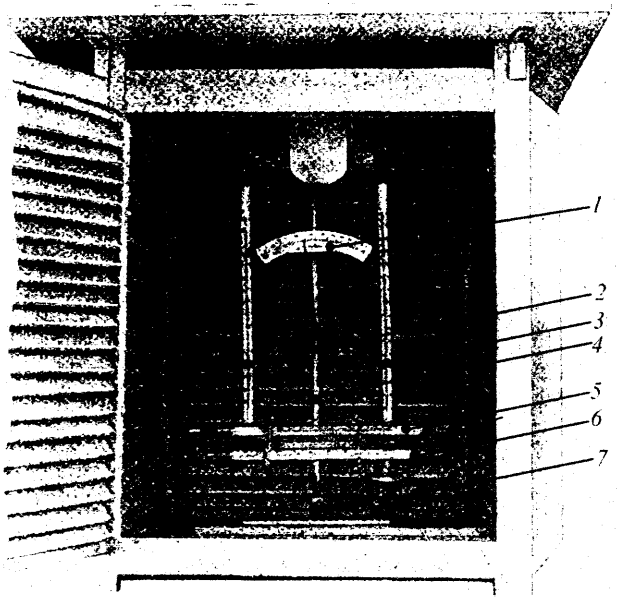

Рис. 3.16. Приборы в жалюзийной психрометрической будке:

1 – волосной гигрометр, *2* – сухой термометр, *3* – смоченный термометр, *4* – штатив, *5* – максимальный термометр, *6* – минимальный термометр, *7* – стаканчик с дистиллированной водой

В нижней части штатива на железных лапках лежат максимальный и минимальный термометры. Причем лапки должны быть отогнуты так, чтобы максимальный термометр был слегка наклонен в сторону резервуара. Между психрометрическими термометрами на штативе укреплен волосной гигрометр.

В будке для самописцев находятся термограф и гигрограф. Термограф устанавливается на полу будки, при этом его чувствительный элемент должен находиться на высоте 2 м над поверхностью земли. Гигрограф ставится на полочку, расположенную над термографом.

3.4. ИЗМЕРЕНИЕ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ

Атмосферное давление равно весу расположенного выше столба воздуха с основанием, равным единице. Величина атмосферного давления не зависит от ориентации поверхности, на которую оно действует.

В метеорологии атмосферное давление выражают в гПа (система СИ). Выходящая из употребления внесистемная единица давления мм рт. ст. (миллиметры ртутного столба) сложилась исторически в связи с применением ртутного барометра.

Для прогностических целей наряду с абсолютной величиной атмосферного давления на метеорологических станциях определяют величину и форму барической тенденции. *Барическая тенденция* – это изменение атмосферного давления за время между сроками наблюдений (3 часа при 8 срочных наблюдениях). Барическая тенденция имеет знак «+» при росте давления и знак «–» при понижении. Форму тенденции определяют по записи измерения давления самописцем (барографом).

3.4.1. РТУТНЫЙ БАРОМЕТР

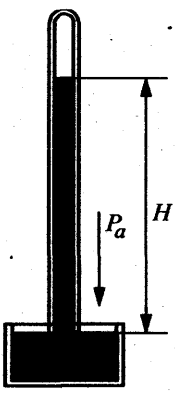

Рис. 3.17. Принцип действия ртутного чашечного барометра

Основным прибором для измерения атмосферного давления на сети метеорологических станций является ртутный чашечный барометр. Жидкостный барометр изобретен Торричелли (1643 г.), а название «барометр» приписывают Бойлю (1665 г.), до него прибор называли «Торричеллиевой трубкой».

Принцип действия ртутного барометра основан на уравновешивании атмосферного давления весом ртутного столба (рис. 3.17).

Если стеклянную трубку, запаянную с одного конца и наполненную ртутью, погрузить открытым концом в ртуть, налитую в чашку, то часть ртути из трубки выльется в чашку. Оставшийся в трубке

столб высотой H (от уровня ртути в чашке до вершины мениска ртути в трубке) своим весом уравновесит атмосферное давление P_a, оказываемое на поверхность ртути в чашке, т.е.

$$P_a = \rho \cdot g \cdot H,$$

где ρ – плотность ртути; g – ускорение силы тяжести. При изменении атмосферного давления равновесие будет нарушаться, соответственно будет меняться и высота ртутного столба.

Барометры станционные чашечные ртутные СР-А и СР-Б (рис. 3.18). На сети метеорологических станций используются барометры чашечные ртутные с компенсированной шкалой СР-А и СР-Б. Пределы измерений для первой модели от 810 до 1070 гПа, для второй– от 680 до 1070 гПа. Максимальная погрешность измерения после введения всех поправок не более ± 0,5 гПа.

Эти барометры имеют калиброванную стеклянную трубку диаметром 7,2 мм, длиной 800 мм, запаянную с верхнего конца и заполненную под вакуумом очищенной ртутью. Нижний конец трубки подсоединен к чашке, состоящей из трех частей. Средняя часть чашки имеет диафрагму с отверстиями, которая служит для гашения колебаний ртути, что исключает попадание воздуха в барометрическую трубку. С атмосферным воздухом барометр сообщается через отверстие в крышке чашки, закрывающееся винтом. Трубка защищена металлической оправой, на которой нанесена шкала.

В прорези оправы имеется подвижный нониус, который перемещается вращением кремальеры. Нониус позволяет брать отсчеты с точностью до 0,1 деления основной шкалы. На оправе укреплен термометр (термометр-атташе) для определения температуры ртути барометра, а сверху на оправе имеется кольцо для подвешивания барометра на месте установки.

В помещении метеостанции барометр находится внутри трехгранного остекленного шкафчика, укрепленного на стене в месте, где нет резких колебаний температуры и прямого попадания солнечных лучей. Барометр должен занимать строго вертикальное положение.

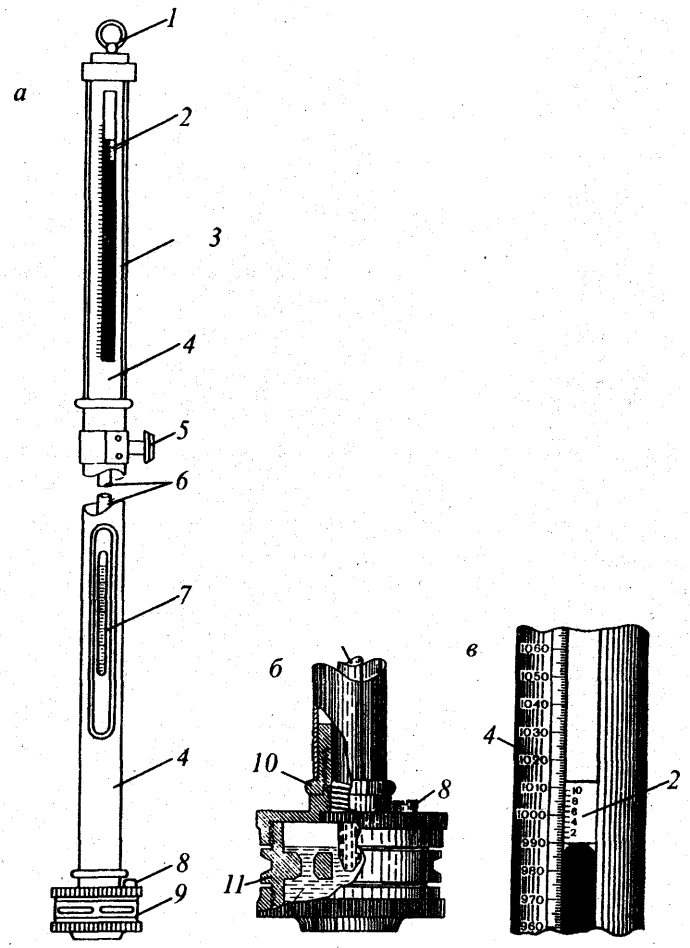

Рис. 3.18. Ртутный барометр чашечный станционный:

а – общий вид (*1* – кольцо для подвески барометра; *2* – нониус; *3* – защитное стекло; *4* – металлическая оправа; *5* – кремальера; *6* – барометрическая трубка; *7* – термометр; *8* – винт-заглушка; *9* – чашка); *б* – чашка барометра (*10* – втулка; *11* – средняя часть чашки с диафрагмой); *в* – шкала и нониус (*2* – нониус, *4* – шкала)

Измерения производят в следующем порядке. Открывают дверцу шкафчика, отсчитывают температуру по термометру-атташе с точностью до 0,1 °С, вращением кремальеры подводят нониус сверху до кажущегося касания его срезов вершины мениска ртути в барометрической трубке. При этом глаз должен находиться на визирной линии, проходящей через нуль нониуса и заднего среза кольца нониуса. Отсчет берут с точностью до 0,1 деления шкалы.

При измерении давления с помощью чашечного барометра достаточно определить по его шкале положение мениска ртути в трубке, не определяя уровень ртути в чашке, хотя при изменении давления он также меняется за счет вытеснения ртути из трубки при понижении давления и поступления ртути из чашки в трубку при росте давления. Изменение уровня ртути в чашке учитывается компенсированной шкалой барометра.

В отсчеты по шкале барометра вводят три поправки:

1) инструментальную поправку, учитывающую индивидуальные особенности конкретного прибора; она длительное время остается неизменной, определяется сличением с инспекторским барометром и указывается в поверочном свидетельстве;

2) поправку на приведение веса ртути к нормальному ускорению свободного падения на широте 45° на уровне моря;

3) поправку на приведение показаний барометра к температуре 0 °С, так как удельный вес ртути зависит от температуры.

Обычно первая и вторая поправки для метеостанции являются постоянными, поэтому их объединяют в одну общую поправку.

Введением указанных поправок получают давление на уровне станции, которое затем приводят к уровню моря. Для этого используют таблицы, рассчитанные по барометрической формуле.

3.4.2. БАРОМЕТР-АНЕРОИД

Барометр-анероид относится к деформационному виду приборов для измерения атмосферного давления. Чувствительным элементом в таких барометрах является анероидная коробка (барокоробка), преобразующая изменения атмосферного давления в линейные перемещения (деформации).

Анероидная коробка (рис. 3.19) состоит из двух спаянных или сваренных по периметру круглых мембран (диаметром 30–80 мм), имеющих жесткие центры с крепежными ножками. Из отдельных коробок, скрепленных между собой, могут собираться блоки. Чувствительность блока равна суммарной чувствительности составляющих ее коробок.

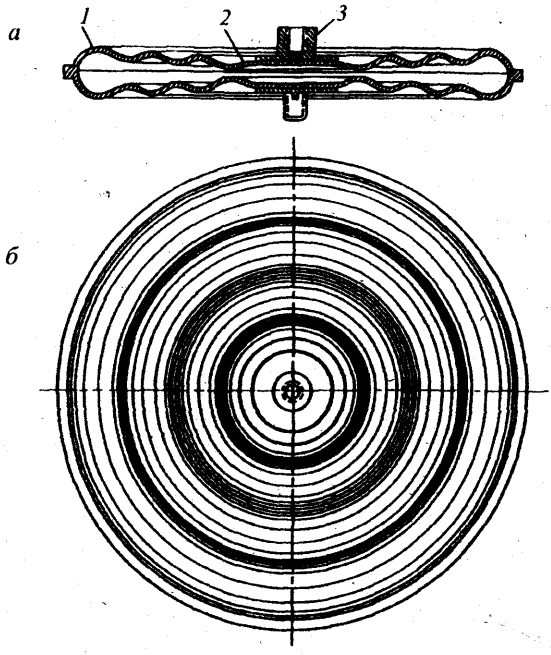

Рис. 3.19. Барокоробка:

а – разрез (*1* – мембрана; *2* – центр; *3* – крепежная ножка);
б – вид сверху

Упругая деформация коробки может обеспечиваться за счет упругости материала самой коробки или с помощью дополнительной пружины, находящейся внутри коробки и распирающей ее, или наружной пружины, растягивающей коробку. Внутри коробки создается вакуум. Гофр придает коробке большую эластичность. На рис. 3.20 показан барометр-анероид БАММ.

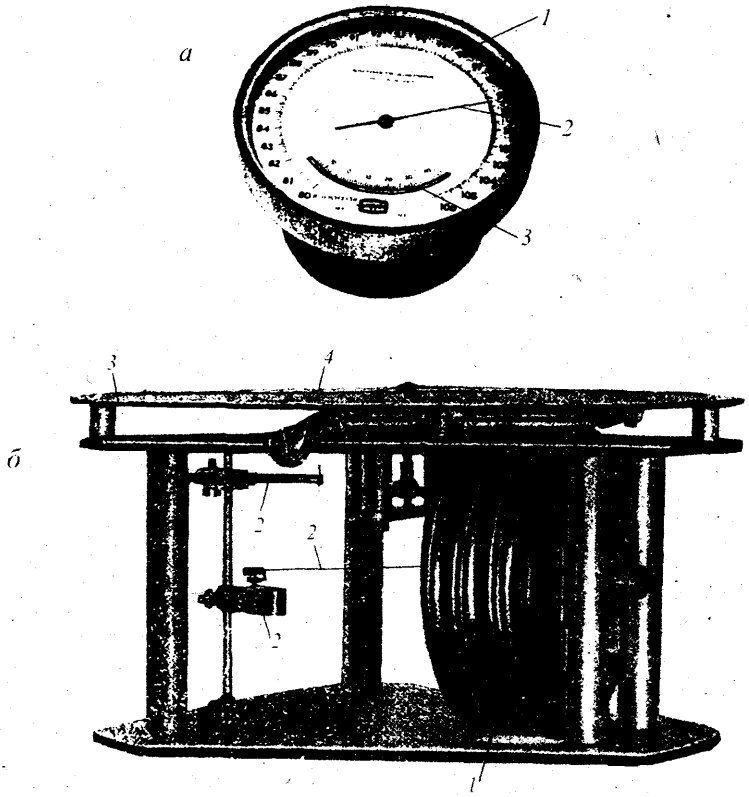

Рис. 3.20. Барометр-анероид БАММ:

а – внешний вид (*1* – шкала, *2* – стрелка, *3* – термометр); *б* – механизм (*1* – блок анероидных коробок, *2* – элементы передаточного механизма, *3* – шкала, *4* – стрелка)

Деформации коробки при изменении атмосферного давления через передаточный механизм вызывают перемещение стрелки относительно делений шкалы. Передаточное отношение может достигать 1:1000, т.е. небольшие деформации коробки увеличиваются в 1000 раз.

В дуговой прорези шкальной пластины находится термометр. Барометр-анероид хранится в футляре. При измерении футляр открывают, снимают показания термометра с точностью до 0,1 °С. Затем, постучав пальцем по стеклу (для уменьшения трения в механизме), берут отсчет по стрелке с точностью до 0,1 деления шкалы. При отсчете луч зрения должен быть направлен перпендикулярно к плоскости шкалы. При измерении давления прибор должен занимать устойчивое положение, а плоскость шкальной пластины должна быть горизонтальной. Для установки стрелки барометра на требуемое значение давления имеется специальный винт.

В отсчеты по шкале барометра-анероида вводят температурную, шкаловую, добавочную поправки, которые приводятся в поверочном свидетельстве.

Температура оказывает влияние на показания барометра. Так как с изменением температуры меняются упругие свойства коробки, происходят деформации узлов передаточного механизма. Для учета влияния температуры на показания барометра-анероида принято их приводить к температуре 0 °С. Для этого определяют температурный коэффициент, равный изменению показаний барометра при изменении температуры на 1 °С.

Шкаловая поправка исключает систематическую инструментальную погрешность, являющуюся следствием технологических допусков при изготовлении передаточного механизма анероидной коробки, т.е. учитывает индивидуальные особенности прибора, не соответствующие делениям шкалы, одинаковой для всех приборов данного типа. В поверочном свидетельстве шкаловые поправки даются для всей шкалы через каждые десять делений.

После введения поправок получают давление на уровне станций. Затем, если это требуется, давление приводят к уровню моря.

Барометры-анероиды имеют некоторые преимущества перед ртутными барометрами (малые габариты и масса, отсутствие ртути, удобства транспортировки), но они уступают в точности и не применяются на метеорологических станциях в качестве основного прибора для измерения атмосферного давления. Их применяют в тех случаях, когда измерение давления допустимо с погрешностью более 1 гПа (на некоторых постах и в отдельных экспедициях).

В настоящее время промышленностью выпускаются барометры-анероиды БАММ с погрешностью измерения ± 2,5 гПа, который может применяться при температуре от –10° до +40°С; барометр МД-49-2 с погрешностью измерения ± 0,8 гПа, может применяться при температуре от –40° до +40° С.

Барограф метеорологический М-22 (рис. 3.21). Предназначен для непрерывной регистрации атмосферного давления. Пределы измерения от 780 до 1060 гПа, погрешность измерения ± 1–2 гПа. Может работать при температуре воздуха от –10 до +45 °С. Чувствительным элементом барографа является блок из анероидных коробок (рис. 3.21, *б*).

Воздух из коробок откачен и атмосферное давление, направленное на сжатие коробок, уравновешивается силой упругости коробок. Нижнее основание блока укреплено на биметаллической пластинке температурного компенсатора, смонтированного на нижней стороне платы. Центр верхней коробки через передаточную систему связан со стрелкой, на конце которой находится перо. Термокомпенсатор представляет собой биметаллическую пластинку и служит для исключения влияния температуры на показания прибора. При изменении температуры при неизменном давлении температурные деформации блока коробок и биметаллической пластинки будут равными по величине и противоположными по направлению, стрелка с пером перемещаться не будет.

Механизм вращения барабана такой же, как у рассмотренных выше термографа и гигрографа. На метеостанциях в барографах обычно применяется недельный часовой механизм (один оборот барабана за 176 ч).

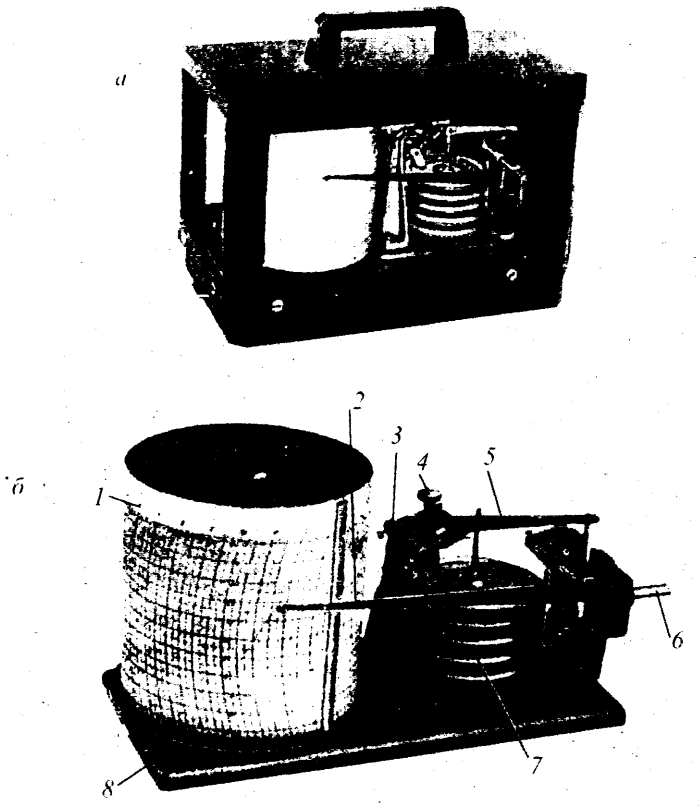

Рис. 3.21. Барограф М-22:

а – внешний вид; *б* – механизм: *1* – барабан с часовым механизмом; *2* – стрелка с пером; *3* – кронштейн; *4* – установочный винт; *5* – рычаг передаточного механизма; *6* – кнопка отметки времена; *7* – блок барокоробок; *8* – плата .

Диаграммная лента разделена по вертикали горизонтальными линиями с ценой деления 2 гПа, а по горизонтали – вертикальными дугообразными линиями с ценой деления 2 ч. Механизм барографа помещен в пластмассовый корпус с откидной крышкой. Установка пера стрелки на требуемое деление диаграммной ленты (перевод пера вверх или вниз)

осуществляется вращением установочного винта, отметка времени производится нажатием кнопки.

В помещении метеостанции барограф находится на полочке, укрепленной на стене на высоте 110–130 см от пола. По виду кривой записи между сроками наблюдений определяется форма барической тенденции.

3.5. ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТИ И НАПРАВЛЕНИЯ ВЕТРА

Ветер – это горизонтальное перемещение воздуха относительно земной поверхности. Ветер характеризуется скоростью и направлением. Скорость ветра может измеряться в метрах в секунду; километрах в час, в баллах. За направление принимается направление, откуда дует ветер. Для обозначения направления ветра указывают либо румб (по 16-румбовой системе), либо азимут, отсчитываемый в градусах от северного направления меридиана по часовой стрелке до направления ветра.

Вследствие турбулентности скорость и направление ветра непрерывно меняются. На метеорологических станциях измеряют среднюю скорость, м/с за 10 мин, максимальную – за этот же интервал времени (скорость ветра при порывах), максимальную – между сроками (за 3 ч при восьми срочных наблюдениях) и направление ветра, осредненное за 2 мин (азимут, румб).

На метеостанциях характеристики ветра измеряются на высоте 10–12 м. Приборы для измерения скорости ветра называются *анемометрами*; приборы для измерения скорости и направления ветра называются *анеморумбометрами*.

Флюгер (рис. 3.22). Флюгер, предложенный Вильдом в конце XIX в., является одним из простейших приборов. До настоящего времени он применяется на сети метеорологических станций в качестве запасного прибора, а на тех станциях, где нет электрической сети, – в качестве основного. Флюгер дает возможность измерять среднюю скорость, максимальные порывы и направление ветра.

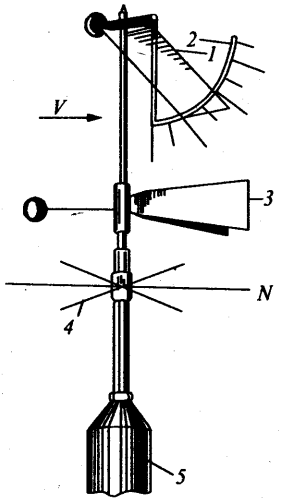

Рис. 3.22. Флюгер:

1 – доска–приемник скорости ветра; *2* – указатель скорости ветра; *3* – флюгарка; *4* – указатель направления ветра; *5* – столб

На нижней неподвижной трубе флюгера укреплены штыри – указатели направления ветра. Штырь, обращенный на север, обозначен буквой «*C*» или «*N*». На верхней вращающейся трубе смонтированы флюгарка с противовесом и указатель скорости ветра, состоящий из железной пластины (доски) и дуги со штырями, имеющими радиальное направление. Железная доска размером 13×30 см свободно вращается относительно горизонтальной оси, проходящей через верхнюю кромку доски, которая всегда располагается перпендикулярно направлению ветра. Для измерения скоростей до 10 м/с используется легкая доска весом 200 г, а более 10 м/с – тяжелая доска весом 800 г.

Скорость ветра определяют по отклонению доски относительно штырей указателя скорости, а направление ветра – по положению противовеса флюгарки относительно штырей указателя направления.

Флюгеры с легкой и тяжелой доской устанавливаются на отдельных мачтах на высоте 10–12 м. В темное время суток флюгеры освещаются прожектором.

При отсчете скорости ветра наблюдатель отмечает среднее и наибольшее отклонение положения доски за 2 мин, а также за 2 мин отмечается и среднее положение флюгарки. Скорость ветра определяется по таблице, в которой для каждого номера штыря дается значение скорости ветра в миллиметрах в секунду для легкой и тяжелой доски.

Анеморумбометры М-63М-1 и М-63М-1М (рис. 3.23). Предназначены для измерения средней за 10 мин, мгновенной и максимальной скорости ветра и определения осредненного направления ветра. Оба прибора относятся к дистанционным устройствам и на сети метеорологических станций являются основным средством для измерения характеристик ветра.

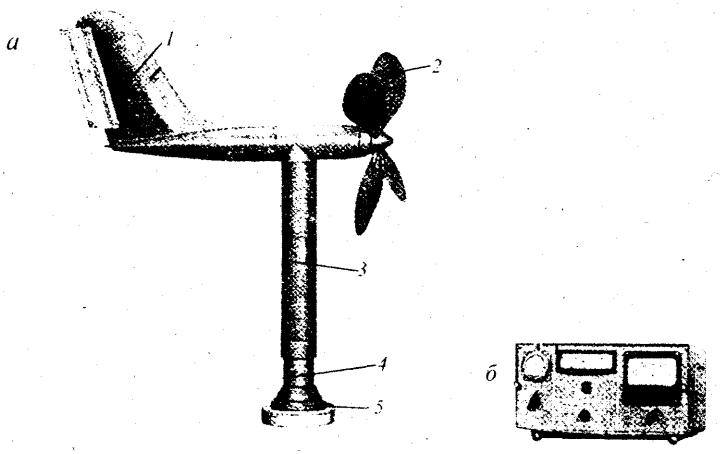

Рис. 3.23. Анеморумбометр М-63М:
а – датчик скорости и направления ветра (*1* – флюгер; *2* – воздушный винт; *3* – поворотная часть; *4* – неподвижная часть; *5* – стержень, ориентированный на север); *б* – измерительный пульт

Пределы измерения скорости ветра от 1,5 до 60 м/с; погрешность измерения скорости ± (0,5 + 0,052 v), м/с; направления ± 10°, начальная чувствительность по скорости 0,6 м/с, по направлению – 1°. Дистанционность 5 км.

Установка состоит из блока датчиков направления и скорости ветра, измерительного пульта и блока питания. Преобразователи скорости и направления ветра оформлены в виде одного блока датчиков, состоящего из флюгера, представляющего собой сигарообразный корпус со стабилизатором в хвостовой части, и датчика скорости в виде

четырехлопастного воздушного винта. Под воздействием флюгарки плоскость вращения винта располагается перпендикулярно к направлению воздушного потока. Скорость вращения винта пропорциональна скорости ветра.

Корпус вместе с наружной трубой на шарикоподшипниках свободно вращается на вертикальной неподвижной стойке, укрепленной на мачте. Внутри корпуса и наружной трубы размещены кинематические и электрические элементы, преобразующие измеряемые величины в электрические импульсы, которые по кабелю поступают на измерительный пульт.

Измерительный пульт представляет собой настольный прибор, на лицевой панели которого размещены шкалы скоростей и направлений ветра, кнопки включения прибора, переключения шкал, сброса показаний, индикаторы и др.

В модели анеморумбометра М-63М-1М информация о скорости ветра высвечивается на цифровом табло.

Блок питания обеспечивает работу анеморумбометра от сети переменного тока и от аккумуляторов без подзарядки в течение 3–5 суток (аварийный режим). Для регистрации скорости и направления ветра служит самописец (анеморумбограф). Общий вид анеморумбометра на мачте показан на рис. 3.24.

Анемометр ручной механический МС-13 (рис. 3.25, *а*). Предназначен для измерения средней скорости ветра за некоторый промежуток времени, определяемый по секундомеру. Пределы измерения 1–20 м/с; начальная чувствительность 0,8 м/с; погрешность измерения $\pm (0{,}3 + 0{,}06v)$ м/с.

Воспринимающей частью анемометра является вращающаяся на вертикальной оси крестовина с четырьмя полыми полушариями, обращенными выпуклостями в одну сторону. Под действием ветра крестовина всегда вращается в сторону выпуклости полушарий, так как давление воздуха на чашки, обращенные выпуклой стороной к ветру, будет меньше, чем на чашки, обращенные к ветру внутренней стороной. Крестовина с полушариями защищена от механических повреждений двумя перекрещивающимися рамками из толстой проволоки. Верхний и нижний концы оси, на которую насажена крестовина, опираются на агатовые

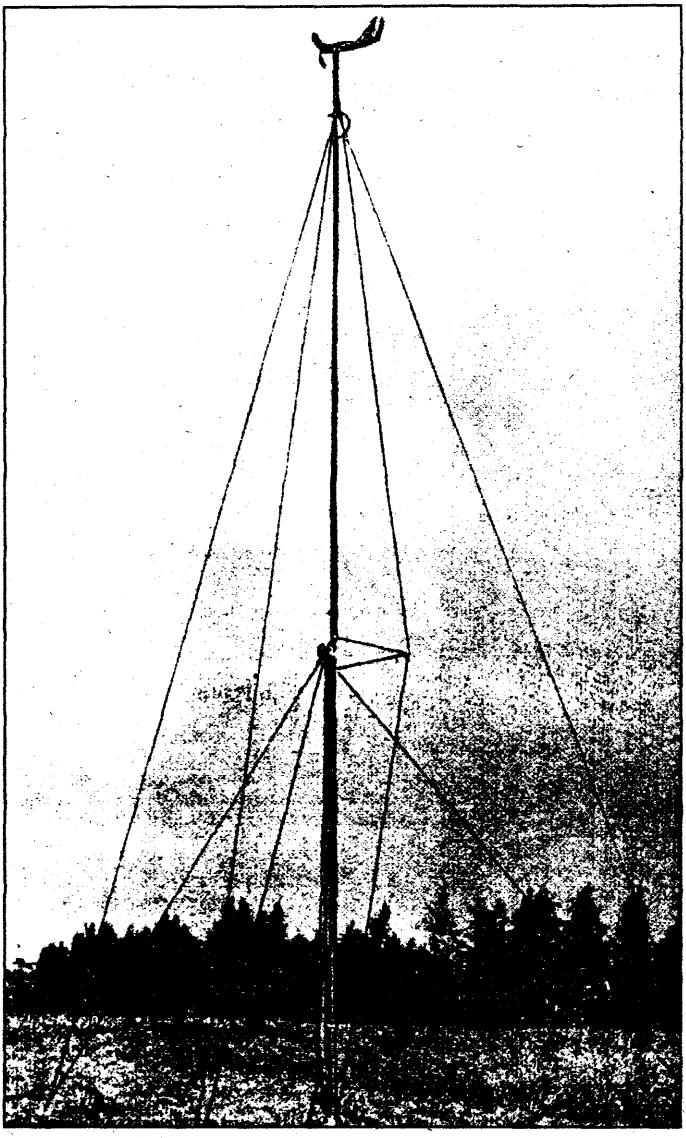

Рис. 3.24. Мачта метеорологическая М-82. Высота мачты 9,5 м. На верху мачты – датчик скорости и направления ветра анеморумбометра

подшипники, что способствует снижению силы трения и повышению чувствительности прибора к ветру. На нижней части оси имеется червяк, связанный с системой зубчатых колес. На осях шестерен насажены три стрелки, показывающие на циферблатах количество оборотов крестовины. На большом циферблате показываются обороты от 0 до 100, на двух маленьких – соответственно, сотни и тысячи оборотов.

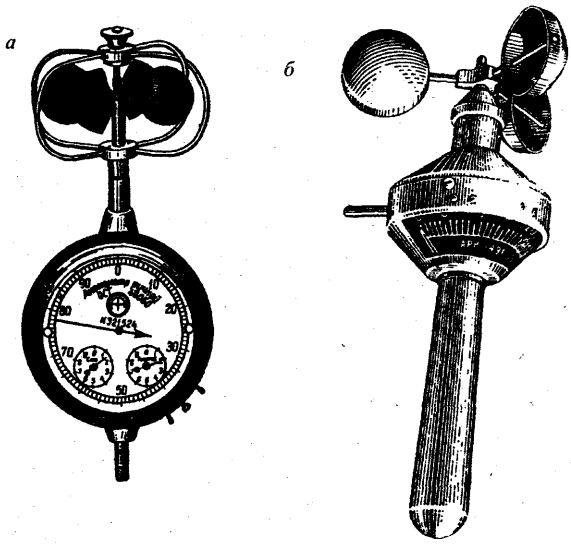

Рис. 3.25. Анемометры ручные:

а – механический (М-13); *б* – индукционный (АРИ-49)

Включение и выключение счетного механизма производится арретиром. При повороте арретира по часовой стрелке червячная шестерня выходит из зацепления с червяком, и счетный механизм выключается. При повороте по часовой стрелке механизм включается. В корпусе прибора по обе стороны арретира имеются два ушка, через которые пропускается шнур для включения и выключения механизма.

Во время измерения скорости ветра прибор держат в руке в вертикальном положении выше головы. Счетный механизм включают на 100 с или анемометр закрепляют на деревянном шесте с помощью винта, которым заканчивается нижняя часть корпуса анемометра. В последнем случае можно измерять среднюю скорость за 10 мин.

Перед началом измерения скорости ветра записывают показания стрелок на трех циферблатах. Затем анемометр выставляют на ветер, скорость которого измеряют, дают несколько секунд на раскрутку крестовины, после чего одновременно включают счетный механизм анемометра и пускают секундомер. Выдержав требуемое время, одновременно выключают анемометр и останавливают секундомер. По разности конечных и начальных отсчетов определяют количество оборотов за время измерения, а затем по количеству оборотов крестовины за одну секунду по тарировочному свидетельству определяют скорость ветра в м/с.

Анемометр ручной индукционный АРИ-49 (рис. 3.25, *б*). Предназначен для измерения мгновенной (осредненной за 2–3 с за счет инерции прибора) скорости ветра. Пределы измерения скорости 2–30 м/с; цена наименьшего деления шкалы 1 м/с; начальная чувствительность 1,5 м/с; погрешность измерения $\pm (0{,}5 + 0{,}05v)$ м/с.

Чувствительным элементом является трехчашечная вертушка. На нижнем конце оси вертушки находится жестко связанная с ней магнитная система, выполняющая роль электрического генератора, вырабатывающего электрический ток пропорционально угловой скорости вращения вертушки. Измерение тока производится стрелочным гальванометром, шкала которого проградуирована в единицах скорости ветра (м/с).

Прибор снабжен ручкой, навертываемой на резьбовую часть хвостовика, а также комплектуется специальным наконечником, навертываемым вместо ручки, при установке прибора на шесте.

3.6. ИЗМЕРЕНИЕ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ И ИСПАРЕНИЯ

Наблюдение за осадками и измерение их количества. Количество жидких и твердых атмосферных осадков измеряют высотой слоя воды (в мм), образованного осадками на горизонтальной (непроницаемой) поверхности. Интенсивность осадков измеряется в миллиметрах в минуту. Для измерения осадков используют осадкомер Третьякова и плювиограф П-2.

Осадкомер Третьякова 0-1 (рис. 3.26). Предназначен для сбора жидких и твердых осадков для их последующего измерения.

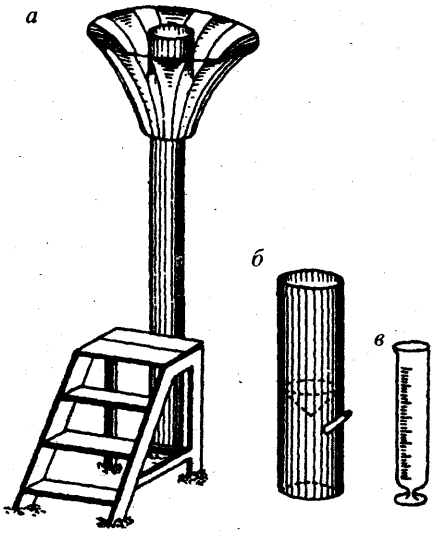

Рис. 3.26. Осадкомер Третьякова:

а – общий вид; *б* – осадкомерное ведро; *в* – измерительный стакан

Приемный сосуд осадкомера выполнен в виде цилиндрического ведра, перегороженного в средней его части конусообразной диафрагмой с отверстием посередине. Площадь приемного отверстия составляет 200 см^2. В летнее

время для уменьшения испарения собранной воды в диафрагму вставляется воронка, через которую жидкие осадки поступают в нижнюю часть ведра. Для слива собранных осадков имеется носик, который при рабочем положении осадкомера закрыт съемным колпачком. Колпачок на носике и диафрагма с вставленной в нее воронкой служат для предохранения собранных осадков от испарения, что особенно важно в жаркие летние дни, когда ведро сильно нагревается. В зимнее время воронкой не пользуются.

Для уменьшения искажений показаний осадкомера вследствие как надувания в него, так и выдувания из него твердых осадков (снежинок в результате завихрений воздушного потока при ветре) предусмотрена планочная защита, состоящая из 16 изогнутых металлических пластин, собранных вокруг ведра конусом.

Осадкомер устанавливается на деревянном столбе или металлической подставке так, чтобы верхний торец ведра находился на высоте 2 м над поверхностью земли. С северной стороны от осадкомера находится стремянка.

Измерение осадков производится два раза в сутки для получения количества осадков за дневную и ночную половину суток – в 8 и 20 ч поясного зимнего времени.

В срок наблюдения наблюдатель приносит из помещения станции пустое ведро, закрытое крышкой (во избежание попадания в него осадков) и заменяет им ведро, стоящее в осадкомере. Ведро с осадками закрывает крышкой и приносит в помещение, где производит измерение осадков. Для этого осадки сливают в измерительный стакан и по положению уровня воды относительно шкалы стакана отсчитывают число делений стакана, округляя до целых делений. Соотношение между площадью приемного отверстия ведра и площадью поперечного сечения мерного стакана таково, что одному делению шкалы стакана соответствует 0,1 мм осадков.

Если осадки твердые или смешанные, то измерения производят после того, как осадки растают. Сумму осадков за сутки вычисляют как сумму результатов измерений за два срока (при двухсрочных наблюдениях).

К измеренному количеству осадков прибавляются поправки, учитывающие смачивание осадкомерного сосуда и

частичное их испарение: для осадков твердых в количестве более 0,5 мм поправка +0,1 мм; для жидких осадков до 0,5 мм поправка +0,1 мм, более чем 0,5 мм поправка +0,2 мм.

Плювиограф П-2 (рис. 3.27). Плювиограф предназначен для регистрации количества и интенсивности жидких осадков.

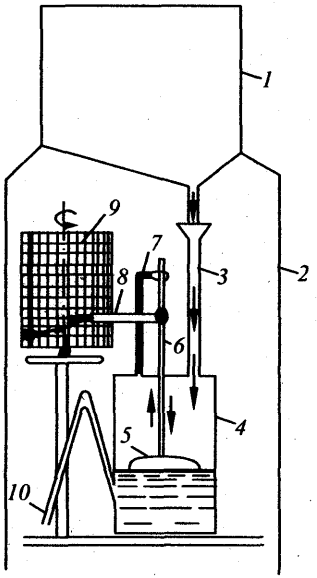

Рис. 3.27. Принципиальная схема устройства плювиографа:

1 – приемный сосуд; *2* – кожух прибора; *3* – водосливная труба; *4* – водосборный сосуд; *5* – поплавок; *6* – стержень поплавка; *7* – держатель стержня поплавка; *8* – стрелка-перо; *9* – вращающийся барабан; *10* – сифон

В качестве приемника осадков служит открытый цилиндрический сосуд с воспринимающей площадью 500 см^2. Собирающаяся в этом сосуде вода стекает по трубке в расположенный ниже водосборный сосуд, в котором помещен поплавок с вертикальным стержнем со стрелкой и пером на верхнем конце. Поплавок поднимается по мере накопления осадков в сосуде, и перо вычерчивает линию на диаграммной ленте, укрепленной на вращающемся барабане (с суточным оборотом). При наполнении водосборного сосуда вода автоматически сливается через стеклянную трубку-сифон. В момент слива перо опускается по отвесной линии на нулевую отметку графика (рис. 3.28).

Наблюдение за росой. На метеорологических станциях определяют время появления росы, количество выпавшей росы в миллиметрах слоя воды, моменты достижения максимального значения и исчезновения. Эти характеристики получают с помощью самописца росы – росографа.

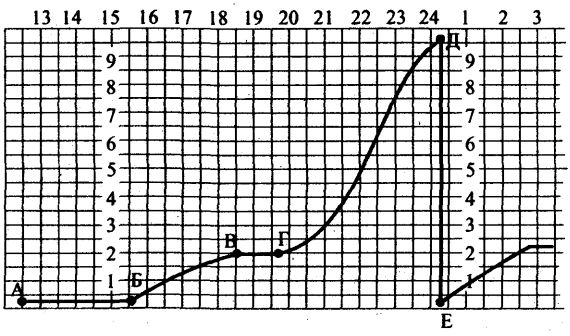

Рис. 3.28. Образец записи плювиографа:

АБ – дождя не было; БВ – шел слабый дождь; ВГ – дождь прекратился; ГД – шел сильный дождь; ДЕ – слив воды с водосборного сосуда

Росограф основан на принципе взвешивания росы, выпавшей на приемную поверхность. Измерительным прибором являются весы. Росограф размещен в стандартном корпусе, как термограф и другие самописцы.

Наблюдения за снежным покровом – это ежедневные наблюдения за изменениями снежного покрова и периодические ландшафтно-маршрутные снегомерные съемки для определения снегонакопления и запаса воды в снеге на элементах природного ландшафта.

Ежедневные наблюдения ведутся с момента образования снежного покрова до его исчезновения. При этом определяют: степень покрытия снежным покровом земли и характер его залегания визуальным осмотром окрестности станции с одного и того же возвышенного места вблизи метеорологической площадки. Степень покрытия оценивают по 10-балльной шкале (0,1 часть видимой поверхности соответствует 1 баллу). Характер залегания снежного покрова: равномерный – без сугробов, неравномерный – небольшие сугробы, очень неравномерный – большие сугробы, а также состояние поверхности почвы: замерзшая, оттаявшая. Оценивается структура снега: снег свежий, пушистый, липкий, рассыпчатый и др.

Высоту снежного покрова при ежедневных наблюдениях измеряют по трем постоянным снегомерным рейкам (рис. 3.29), установленным в середине метеоплощадки в

вершинах треугольника со сторонами около 10 м. Одна из реек располагается вблизи почвенно-глубинных термометров. Отсчеты берут с точностью до 1 см. Высота снежного покрова вычисляется как средняя из отсчетов по трем рейкам.

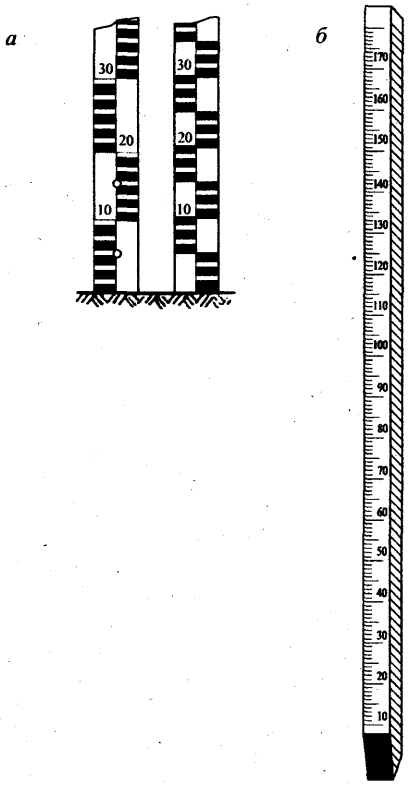

Рис. 3.29. Рейки снегомерные:

а – стационарная; *б* – переносная

Ежедневные наблюдения производятся в срок, ближайший к 8 ч поясного декретного (зимнего) времени.

Основная цель маршрутных снегосъемок – определение запасов воды в снежном покрове. На маршруте измеряют высоту снежного покрова и плотность снега. Съемки проводятся на основных формах ландшафта, характерных для окружающей местности: поле, лес, овраги, лога и др. Длина

полевого маршрута 2000 или 1000 м. Маршруты располагаются на расстоянии не более 5 км от станции.

В лесостепной зоне с всхолмленным рельефом длина маршрута 2000 м. На таком маршруте высота снежного покрова измеряется через каждые 20 м, а плотность снега – через 200 м. В лесных районах и в местности с ровным рельефом, на небольших полях, располагающихся среди лесов, длина маршрута 1000 м. На таком маршруте высоту снежного покрова измеряют через 20 м, а плотность снега – через 100 м.

Обычно маршрутные снегосъемки производят ежедекадно, а в период максимума снегозапасов и снеготаяния – 1 раз в 5 дней. Высоту снежного покрова при снегомерных съемках измеряют переносной снегомерной рейкой, плотность снега – весовым снегомером (рис. 3.30).

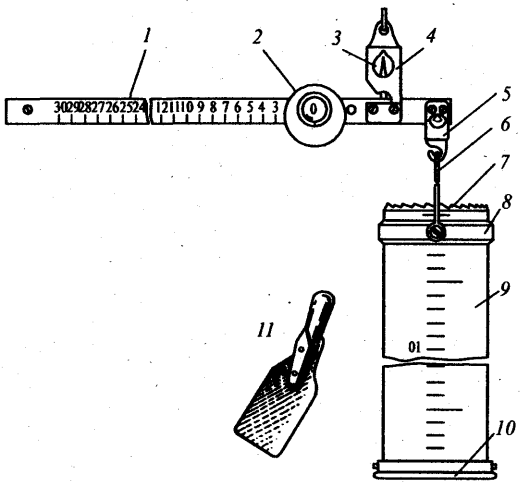

Рис. 3.30. Снегомер весовой ВС-43:

1 – рейка коромысла; *2* – передвижной груз; *3* – стрелка; *4* – подвес; *5* – крюк; *6* – дужка; *7* – утолщение с режущей кромкой; *8* – передвижное кольцо; *9* – цилиндр; *10* – крышка; *11* – лопаточка

Снегомер состоит из снегозаборника, весов и лопатки. Снегозаборник выполнен в виде металлического цилиндра, который с одного конца закрывается крышкой, а с другого –

оканчивается кольцевым утолщением с пилообразной режущей кромкой. Вдоль цилиндра нанесена шкала от 0 до 50 см. Высота цилиндра 60 см, площадь внутреннего поперечного сеченая 50 $см^2$. На цилиндре находится подвижное кольцо с дужкой для подвешивания к весам.

Для взятия пробы снегозаборник со снятой крышкой погружают режущей кромкой в снег до соприкосновения с поверхностью почвы (при снежном покрове до 60 см) и отсчитывают высоту снежного покрова по шкале цилиндра. Лопаткой удаляют лишний снег и взвешивают на весах.

Плотность снега ρ_c определяют, как отношение массы пробы снега к объему пробы, $г/см^3$. Общий запас воды в смежном покрове:

$$W = W_c + W_{св} + W_в + W_к, \text{ мм}$$

где W_c –запас воды в слое снега; $W_{св}$ – запас воды в слое снега, насыщенного водой; $W_в$ – запас воды в слое талой воды; $W_к$ – запас воды в ледяной корке.

Для измерения запасов воды в снежном покрове находит применение также метод с использованием радиоактивных изотопов. Этот метод основан на ослаблении потока гамма-лучей снежным покровом от источника, расположенного на поверхности почвы под снегом. Используется зависимость:

$$J = J_0 \cdot e^{-\ell\mu},$$

где J_0 и J – интенсивность излучения соответственно при отсутствии слоя воды и при наличии слоя воды; e – основание натурального логарифма; μ – коэффициент ослабления излучения; ℓ – толщина слоя воды (или запас воды в снеге), выраженная в см.

Запас воды в снежном покрове определяется по формуле:

$$\ell = \frac{1}{0{,}4343\mu} \lg \frac{J_0}{J}, \text{ см.}$$

В качестве источника радиации берется радиоактивное вещество с периодом полураспада не менее нескольких лет, обычно изотоп Co^{60}. Измерение излучения производится специальными счетчиками.

На таком принципе работает измеритель запаса воды в снежном покрове М-31М. У этого прибора имеется металлическая трубчатая снегомерная рейка, длина которой позволяет производить измерения при высоте снежного покрова до 2,5 м. В нижнем заостренном конце рейки находится изотоп Co^{60}, а в верхней части, на консоли, укреплен счетчик гамма-квантов. Шкала измерительного прибора имеет градуировку в сантиметрах слоя воды.

Наблюдения за гололедно-изморозевыми отложениями. К гололедно-изморозевым отложениям относятся отложения льда (стекловидного, кристаллического, снеговидного) на поверхности сооружений, ветвях деревьев, проводах. Эти отложения, часто сопровождаемые сильными ветрами, могут приводить к обрыву проводов, поломке опор и других сооружений.

На метеорологических станциях определяются следующие характеристики гололедно-изморозевых отложений: вид гололедно-изморозевого отложения; продолжительность обледенения (время начала и окончания явления); размеры отложения на проводе; масса отложения на одном метре провода; ход развития процесса гололедно-изморозевого отложения.

Наблюдения проводятся на гололедном станке (рис. 3.31), расположенном в северной части метеоплощадки. Станок состоит из трех стоек с укрепленными на них двумя парами проводов, которые служат приемниками отложений льда. В плане стойки образуют прямой угол, одна сторона которого направлена с севера на юг (меридиональная), а другая – с запада на восток (широтная). Провода длиной 90 см, диаметром 5 мм. При высоте снежного покрова до 50 см нижние провода находятся на высоте 190 см, а верхние – на высоте 220 см над поверхностью почвы. При большей высоте снежного покрова соответственно и больше высота подвески проводов.

Нижние провода при наблюдении не снимаются, на них измеряют поперечные размеры отложения. Верхние провода снимаются для определения массы отложения. Для этой цели на верхний провод надевают специальную ванну (рис 3.32, *а*), закрывают ее и вместе с проводом переносят в помещение. Вместо снятого провода устанавливают запасной.

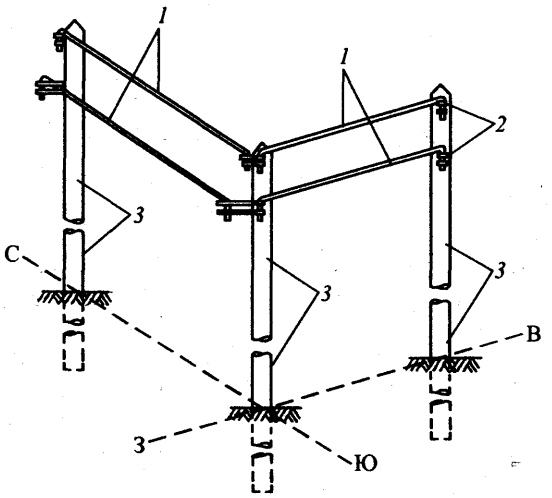

Рис. 3.31. Гололедный станок:

1 – провода; *2* – скобы; *3* – столбы

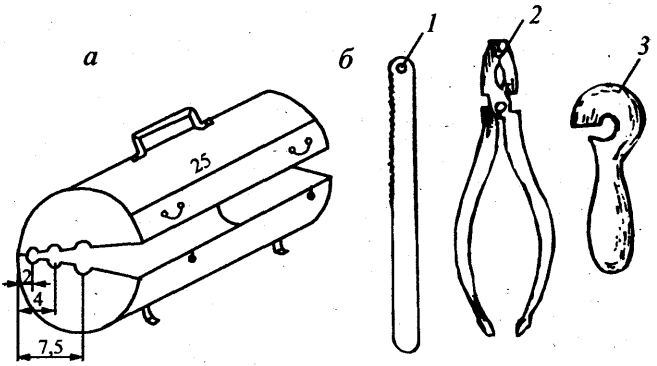

Рис. 3.32. Принадлежности к гололедному станку:

а – ванна для оттаивания гололедного отложения, *б* – инструменты для очистки провода: *1* – пила; *2* – щипцы; *3* – скребок

Массу отложения на участке провода длиной 25 см (длина ванны 25 см), оказавшегося в ванне, определяют после таяния с помощью измерительного стакана (в $см^3$). Масса отложения в граммах численно равна объему в кубических сантиметрах. Затем умножением на 4 определяют массу отложения, приходящуюся на 1 м длины провода.

Размеры отложения и массу определяют после прекращения нарастания отложения. Наблюдения проводят каждые два часа.

Для очистки проводов используются инструменты, показанные на рис. 3.32, *б*.

Измерение испарения. Определение количества воды, испаряющейся с поверхности водоемов и почвы, необходимо для решения многих научных и практических задач: для водно-балансовых расчетов, для проектирования и эксплуатации гидромелиоративных систем, водохранилищ и др.

Испарение выражается в миллиметрах высоты слоя испарившейся воды и определяется с точностью до 0,1 мм. Измеряют испарение только в теплую часть года. Установки для измерения испарения называются *испарителями* или *испаромерами*. Наибольшее распространение получили установки, основанные на использовании уравнения водного баланса. В комплект таких установок входят испаритель и дождемер.

Примером такого рода испарительных устройств является испаромер ГГИ-3000 (ГГИ – Государственный гидрологический институт). Испаритель, входящий в комплект этой установки, представляет собой цилиндрический бак диаметром 616 мм и площадью 3000 $см^2$, в центре которого имеется латунная трубка и игла.

Изменение уровня воды в испарителе измеряется с помощью бюретки, имеющей площадь поперечного сечения 20 $см^2$, и измерительной стеклянной колбы с ценой деления шкалы 0,1 мм слоя воды в испарителе (рис. 3.33).

Наблюдения производят в 7 и 19 ч. В утренний срок в бак наливают воду до уровня, на котором находится острие иглы. Затем бюретку стерженьком вставляют до упора в трубку испарителя. После того как уровень воды в испарителе и бюретке станет одинаковым, поворотом винта закрывают клапан, через который вода поступала в бюретку.

Бюретку извлекают из испарителя, выливают воду из бюретки в измерительную колбу и берут отсчет. В следующий срок (19 ч) производят вторичное измерение и вычисляют изменение уровня воды в испарителе за промежуток времени между сроками (12 ч).

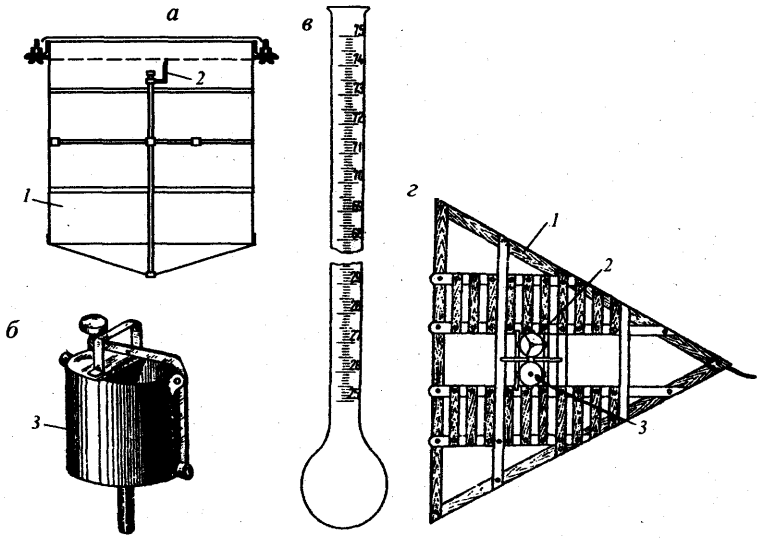

Рис. 3.33. Плавучий испаритель ГГИ:

а – бак испарителя (1 – бак; *2* – игла); *б* – бюретка; *в* – измерительная колба; *г* – установка испарителя на плотике (*1* – плотик; *2* – испаритель; *3* – осадкомер)

Одновременно с измерениями испарителем проводится измерение осадков дождемером ГГИ-3000, установленным рядом с испарителем. Осадкомер выполнен в виде цилиндрического бака, в который вставляется воронка с приемной площадью, как и испаритель, 3000 см^2. Под воронкой находится ведро для сбора осадков, количество которых определяется измерительным стаканом. Испарение за промежуток времени между сроками вычисляется по формуле:

$$Z = \Delta h + X,$$

где Z – слой испарившейся воды, мм; Δh – изменение уровня воды за время между сроками, мм; X – количество осадков за тот же промежуток времени, мм.

Для ведения наблюдений на суше испаритель и дождемер располагаются в ямах так, чтобы поверхности воды в испарителе и почве были на одном уровне.

Для измерения испарения на водоемах испаритель и дождемер устанавливаются на плотике (рис. 3.33, *г*). При этом поверхность воды в испарителе и водоеме должна находиться на одном уровне.

Для измерения испарения с почвы применяются почвенные испарители в комплекте с дождемером. Например, испаритель ГР-15 состоит из двух цилиндров – наружного высотой 50 или 100 см и внутреннего, в котором размещается почвенный монолит с растительным покровом. Площадь испаряющей поверхности 500 см^2. Под монолитом имеется дно с отверстиями, через которые осадки, просочившиеся через монолит, поступают в водосборный сосуд. Количество просочившейся воды измеряется измерительным стаканом. В сроки наблюдений взвешиванием определяется масса монолита с цилиндром. Одновременно проводится измерение количества осадков. Испарение определяется по формуле:

$$Z = 0{,}02\,(P_1 - P_2) + X + V,$$

где P_1 и P_2 – масса испарителя, соответственно, в предыдущий и текущий сроки, г; X – количество осадков, измеренных с помощью дождемера, мм; V – количество осадков, просочившихся через почвенный монолит в водосборный сосуд, мм.

На специализированных станциях применяются гидравлические испарители, с помощью которых измеряется испарение из больших монолитов почвы с естественным растительным покровом. Взвешивание производится посредством гидравлических весов, составляющих одно целое с испарителем. Такие испарители имеют устройство для непрерывной регистрации испарения с высокой точностью.

3.7. НАБЛЮДЕНИЕ ЗА ОБЛАКАМИ

Характеристика облачности нужна синоптикам для получения данных о текущей погоде, для прогностических целей, а также при обслуживании авиации. На метеорологических станциях определяют: количество облаков, формы облаков и высоту нижней границы. Количество и форму облаков определяют визуально, а высоту – инструментально.

Определение форм и количества облаков. Количество облаков (облачность) оценивают в баллах суммарных долей небосвода, занятых облаками. Один балл составляет 0,1 часть всего видимого небосвода. Количество облаков менее одного балла отмечают как «следы». При наблюдении оценивается общее количество облаков всех ярусов (общая облачность) и количество облаков только нижнего яруса (нижняя облачность).

При определении форм облаков пользуются Международной морфологической классификацией, приведенной в Атласе облаков (1976 г.). По Атласу облаков определяют форму, вид и разновидности облаков.

Пример записи: 0/0 – ясно; 8/0 Ci – облаков нижнего яруса нет; 8/3 Ci, Cu – общая облачность 8 баллов, облачность нижнего яруса, представленная облаками Cu, 3 балла; 10/10 Ns – общая облачность и облачность нижнего яруса 10 баллов.

Измерение высоты нижней границы облаков. Под высотой облаков понимают высоту их нижней границы над поверхностью земли. В основном измеряют высоту облаков нижнего и среднего ярусов (не выше 2500 м). При этом определяется высота самых низких облаков.

В настоящее время на метеорологических станциях преобладающим, а при обслуживании авиации основным методом измерения высоты нижней границы облаков является светолокационный метод: высота облаков определяется по времени прохождения светом расстояния от датчика светового импульса до нижней границы облаков и обратно до приемника:

$$H = \frac{c \cdot \tau}{2},$$

где c – скорость света ($3 \cdot 10^8$ м/с); τ – время.

Этот метод реализуется в импульсном измерителе высоты облаков ИВО-1М. Установка состоит из датчика и приемника световых импульсов, пульта управления, соединительных кабелей (рис. 3.34). Датчик посылает вертикально к облаку световой импульс. Приемник с помощью фотоэлектронного умножителя преобразует отраженный от облака световой импульс в электрический сигнал и передает его на пульт управления.

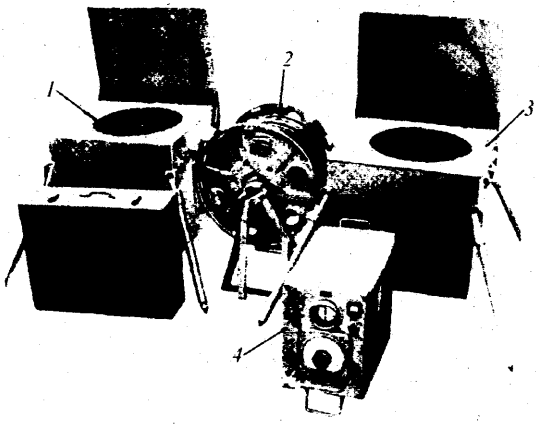

Рис. 3.34. Комплект измерителя высоты нижней границы облаков ИВО-1М:

1 – датчик световых импульсов; *2* – кабели; *3* – приемник импульсов; *4* – пульт управления

Определение времени τ производится на экране электронно-лучевой трубки, результат получается в метрах высоты. Частота посылки импульсов 20 Гц.

Излучатель и приемник смонтированы на карданных подвесах, что обеспечивает самоустановку их оптических осей в вертикальном положении. Все операции по включению, открытию крышек датчика и приемника на время измерения и их закрытие по окончании измерения осуществляются дистанционно с пульта управления. База между датчиком и приемником составляет 8–10 м. Измерения могут производиться в любое время суток и при любой температуре воздуха.

Пределы измерения от 50 до 2000 м, погрешность измерений 10–15 %. Время, затрачиваемое на одно измерение, 4–5 с. Наружная аппаратура рассчитана на работу при температуре от –50 до +50°С. Пульт находится в помещении на расстоянии от приемопередатчика до 100 м. С помощью дополнительных блоков дистанционность может быть увеличена до 10 км, а также возможна непрерывная регистрация высоты облаков. Такие устройства находят применение при обслуживании авиации, когда на подходах к взлетно-посадочной полосе и на ней самой установлены приемопередатчики в нескольких точках, объединенных в единую систему непрерывного наблюдения за высотой облаков.

В некоторых случаях при отсутствии установки ИВО определение высоты нижней границы облаков может выполняться шар-пилотным или триангуляционным методами, которые до внедрения системы ИВО имели широкое применение.

Шар-пилот представляет собой небольшой резиновый шар, наполняемый водородом. Перед пуском шара с помощью гирь измеряют его подъемную силу и по формуле определяют скорость подъема (м/мин). Наблюдая за летящим шаром-пилотом в бинокль, определяют по секундомеру время от момента выпуска до момента, когда шар войдет в облако (начнет туманиться). Высота нижней границы облаков

$$H = V \cdot \tau,$$

где V – вертикальная скорость шар-пилота, м/мин; τ – время, мин.

В темное время суток к шару на шнурке прикрепляется легкий источник света – фонарь со свечкой или лампочка с батарейкой.

Недостатком метода являются трудоемкость подготовки к измерениям, ограниченность применения при облачности менее 5 баллов, когда шар может уйти в просветы между облаками.

В темное время суток определение высоты нижней границы облаков может осуществляться триангуляционным методом с использованием прожекторной установки ПИ-45-1, дающей сильный узконаправленный пучок света.

Луч прожектора направляется строго вертикально, а с помощью угломерного устройства, установленного на расстоянии S от прожектора, измеряют вертикальный угол α, под которым виден центр светового пятна на облаке от луча прожектора. Высота определяется по формуле:

$$H = S \cdot \operatorname{tg} \alpha.$$

3.8. ОПРЕДЕЛЕНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ДАЛЬНОСТИ ВИДИМОСТИ

Метеорологическая дальность видимости (МДВ) в светлое время суток – это наибольшее расстояние, с которого можно обнаружить на фоне неба вблизи горизонта или на фоне воздушной дымки черный предмет с угловыми размерами более 15 угловых минут. МДВ зависит от прозрачности воздуха.

На метеорологических станциях должно обеспечиваться измерение МДВ в пределах от 50 м до 50 км. Для определения МДВ применяются визуальный, инструментально-визуальный и инструментальный методы, в основе которых находятся принципы фотометрии. Первым двум методам присущи субъективные погрешности, зависящие от опыта и зрения наблюдателя. Третий метод является объективным.

Для определения МДВ визуальным методом в светлое время суток подбирают девять объектов, удаленных от пункта наблюдений на расстояния 50, 200, 500 м; 1, 2, 4, 10, 20 и 50 км. Объекты должны быть по возможности более темными, проектироваться на фоне неба вблизи горизонта, иметь угловые размеры не менее 15 угловых минут. Наблюдение состоит в том, чтобы определить, какие из объектов видимы и какие – невидимы. Результаты оцениваются по 9-балльной шкале. В темное время суток МДВ определяют по огням на разных расстояниях.

В настоящее время наиболее распространенным методом измерения МДВ на сети метеорологических станций является инструментально-визуальный. Этот метод положен в основу измерителей дальности видимости М-53А и

ИДВ. Действие М-53А основано на оптическом раздвоении изображения наблюдаемого объекта с последующим приведением к равенству яркости этих изображений или с последующим гашением одного из них, что достигается использованием поляризационного эффекта.

В темное время суток для измерения МДВ применяется нефелометрическая установка М-71, представляющая собой прожектор в сочетании с поляризационным измерителем видимости М-53А. Метод измерения с помощью этой установки основан на зависимости между МДВ и яркостью света, рассеянного воздухом назад к источнику света. Чем сильнее замутнена атмосфера, тем меньше дальность видимости и тем больше света рассеивается по всем направлениям, в том числе и назад – в сторону источника. Измерив яркость рассеянного назад света, можно определить МДВ. Измерение производится поляризационным измерителем видимости М-53А. Пределы измерения от 50 м до 50 км с погрешностью ± 25-30 %.

Объективные результаты измерений МДВ, лишенные субъективных погрешностей, получаются при применении инструментальных методов, основанных на принципах физического (объективного) фотометрирования. Примером реализации такого принципа являются регистраторы дальности видимости РДВ-1, РДВ-2, РДВ-3 и др. Работа этих устройств основана на сравнении интенсивности двух световых потоков, исходящих от одного источника света, один из которых попадает на фотоэлемент после прохождения им некоторого слоя атмосферы, второй, контрольный, попадает на фотоэлемент непосредственно от того же источника света, не подвергаясь воздействию атмосферы. Установка состоит из фотометрического блока и отражателя, расстояние между ними 100 м. Такие устройства, позволяющие выполнять непрерывные измерения МДВ с регистрацией в виде записи, находят применение на аэродромах при метеорологическом обслуживании авиации.

3.9. АКТИНОМЕТРИЧЕСКИЕ ПРИБОРЫ И НАБЛЮДЕНИЯ

Основными актинометрическими приборами являются: актинометр, пиранометр (альбедометр), балансомер. Все эти приборы основаны на общем принципе. Лучистая энергия, поглощенная чувствительным элементом (обычно зачерненная пластинка), преобразуется в тепловую энергию с последующим преобразованием посредством термопары в электрическую энергию (ЭДС), измеряемую гальванометром. В итоге об интенсивности лучистой энергии судят по величине отклонения стрелки гальванометра. Эти приборы являются относительными, и их тарирование производится по показаниям компенсационного пиргелиометра Онгстрема, принятого в нашей стране в качестве образцового.

Актинометр АТ-50. Предназначен для измерения интенсивности прямой солнечной радиации на перпендикулярную к лучам поверхность. На рис. 3.35 показан общий вид термоэлектрического актинометра. В колпаке трубки находится приемник радиации, выполненный в виде диска диаметром 11 мм из серебряной фольги, зачерненной со стороны, обращенной к Солнцу. К диску с обратной стороны приклеены активные спаи термобатареи. Под воздействием поглощенной солнечной радиации температура зачерненного диска и активных спаев термопары повышается по сравнению с температурой пассивных спаев, укрепленных на корпусе и, следовательно, имеющих температуру наружного воздуха. Возникающий термоэлектрический ток, пропорциональный разности температур активных и пассивных спаев, измеряется гальванометром.

Внутри трубки имеются диафрагмы, которые выделяют пучок солнечных лучей с углом 10° так, что зачерненный диск воспринимает радиацию от солнечного диска и околосолнечной зоны неба радиусом 5°, как это дано в вышеприведенном определении прямой солнечной радиации.

При установке прибора для наблюдений его ориентируют стрелкой на основании на север. Затем, ослабив винт, устанавливают сектор широт соответственно широте места наблюдений. Ослабив винт и вращая рукоятку, нацеливают трубку на Солнце. Ось и рукоятка ориентированы по оси мира, и поэтому вращением рукоятки можно вести трубку за Солнцем.

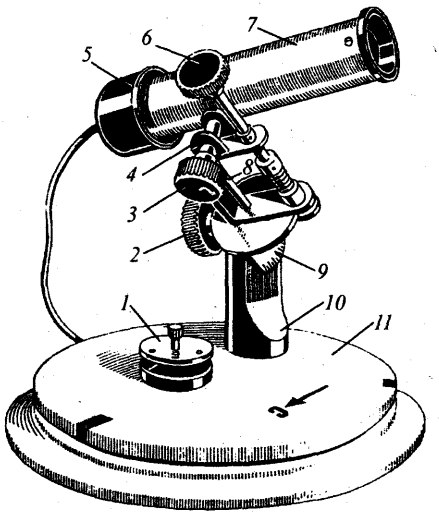

Рис. 3.35. Актинометр термоэлектрический АТ-50:

1 – крышка; *2*, *3* – винты; *4* – ось склонения; *5* – экран; *6* – кремальера; *7* – трубка; *8* – ось мира; *9* – сектор широт; *10* – стойка; *11* – основание

При точном наведении трубки на Солнце световое пятно, образующееся при прохождении солнечных лучей через отверстие (диаметром 1 мм) на переднем кольце трубки, попадает точно на точку, обозначенную на кольцевом экране.

Перед началом измерений определяется место нуля гальванометра. Для этого на трубку надевают крышку и через 25 с берут отсчет по шкале гальванометра.

Далее при снятой крышке уточняют наводку трубки на Солнце и берут отсчеты (обычно два) по шкале гальванометра. Внесением поправок вычисляют исправленный отсчет по шкале гальванометра:

$$N_{\text{исп}} = N_{\text{ср}} \pm \Delta N - N_0 \pm \Delta N_t,$$

где $N_{\text{ср}}$ – средний отчет; ΔN – шкаловая поправка; N_0 – место нуля; ΔN_t – поправка на температуру гальванометра. Поправки берутся из поверочного свидетельства.

Интенсивность прямой солнечной радиации на перпендикулярную к лучам поверхность определяется:

$$S = a \cdot N_{\text{исп}},$$

где a – переводной множитель (из поверочного свидетельства), показывающий величину прямой радиации, приходящейся на одно деление шкалы гальванометра.

Чувствительность актинометра АТ-50 составляет 8–11 мв на 1 кВт/м^2; инерция – 25 с. Актинометр рассчитан на работу при температуре окружающего воздуха от –60 до +60 °С.

Пиранометр универсальный М-80. Предназначен для измерения интенсивности суммарной, рассеянной и отраженной коротковолновой радиации. Общий вид прибора показан на рис. 3.36. Основной частью прибора является пиранометрическая головка, в которой находится приемник радиации в виде пластинки с черными и белыми полями, наподобие шахматной доски. С обратной стороны пластинки к черным и белым полям приклеены спаи термобатареи.

Термоэлектрический приемник закрыт стеклянным колпаком, который, являясь защитой от ветра и пыли, выполняет роль фильтра, препятствующего поступлению длинноволновой радиации и пропускающего коротковолновую радиацию от 0,33 до 3,0 мкм. Черные и белые поля поразному поглощают поступающую лучистую энергию и соответственно этому черные поля приобретают более высокую температуру, чем белые. В результате между черными и белыми спаями термобатареи образуется электродвижущая сила (ЭДС), пропорциональная интенсивности радиации. ЭДС измеряется гальванометром.

Пиранометрическая головка устанавливается горизонтально по уровню с помощью винтов.

Для измерения рассеянной солнечной радиации исключают прямую солнечную радиацию затенением термоприемника. Затенитель – это диск диаметром 85 мм, укрепленный на стержне длиной 485 мм так, что образуемый диском телесный угол составляет 10°.

Суммарную радиацию измеряют при незатененном приемнике радиации.

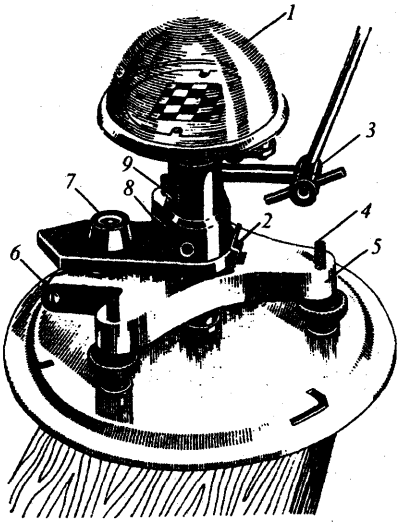

Рис. 3.36. Пиранометр универсальный термоэлектрический М-80М:

1 – пиранометрическая головка; *2* – стопорная пружина; *3* – шарнирное крепление затенителя; *4* – подъемный винт; *5* – подставка; *6* – шарнир откидной части; *7* – уровень, *8* – винт, *9* – стойка

Для измерения радиации, отраженной от подстилающей поверхности, головку пиранометра поворачивают вниз. При этом поверхность приемника должна находиться на высоте 1,5 м над подстилающей поверхностью, а наклон самой постилающей поверхности не должен превышать 2°.

Чувствительность головки пиранометра составляет 10–16 мв на 1 кВт/м^2. Инерция – 40 с. Головка рассчитана на работу при температуре от –60 до + 60 °С.

Походный альбедометр АП3х3 (рис. 3.37). Предназначен для измерения тех же актинометрических характеристик, что и пиранометр М-80, имеет такую же пиранометрическую головку, но на самоустанавливающемся карданном подвесе, обеспечивающем горизонтальное положение плоскости приемника при положении как вверх, так и вниз.

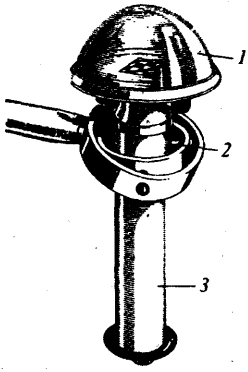

Рис. 3.37. Альбедометр походный:

1 – пиранометрическая головка; *2* – карданный подвес; 3 – противовес

Для измерения рассеянной солнечной радиации применяется диск-затенитель.

Перед началом измерений пиранометрическая головка закрывается колпаком и определяют место нуля по шкале гальванометра. Во время измерений (колпак убран) берут три отсчета по шкале гальванометра. Определяют исправленный отсчет:

$$N_{\text{исп}} = N_{\text{ср}} \pm \Delta N - N_0 ,$$

где $N_{\text{ср}}$ – средний из трех отсчетов; ΔN – шкаловая поправка из поверочного свидетельства; N_0 – место нуля.

Интенсивность измеряемой радиации определяется по формуле:

$$D, Q, R_{\text{к}} = a_n \cdot N_{\text{исп}} ,$$

где a_n – нормальный переводной множитель, определенный при перпендикулярном положении лучей (принимается из поверочного свидетельства).

Интенсивность прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность S' может быть вычислена по разности показаний открытого (Q) и затененного (D) пиранометра (альбедометра).

Балансомер М-10М (рис. 3.38). Балансомер представляет собой круглую плоскую пластину диаметром 100 мм с двумя черными приемниками радиации № 1 и № 2 на противоположных сторонах. При измерении один приемник обращен к подстилающей поверхности (вниз) и на него поступают коротковолновая отраженная радиация $R_{\text{к}}$, длинноволновое излучение подстилающей поверхности E_3 вместе с отраженной длинноволновой радиацией $R_{\text{д}}$, излучение окружающих предметов. Другой приемник, обращенный вверх, получает суммарную коротковолновую солнечную радиацию $Q = S + D$ вместе с длинноволновым излучением атмосферы E_a.

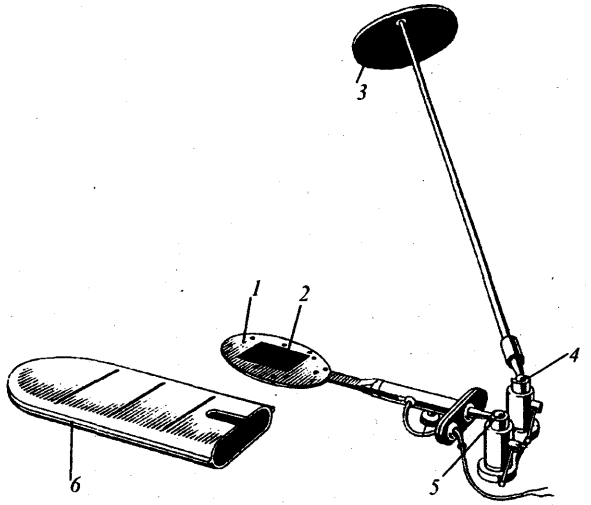

Рис. 3.38. Балансомер термоэлектрический М-10М:

1 – пластина; *2* – приемник лучистой энергии; *3* – затенитель; *4* – шарнирное крепление затенителя; *5* – шарнирное крепление балансомера; *6* – чехол

Термобатареи верхнего и нижнего приемников соединены таким образом, что создают встречные ЭДС. Ток, возникающей в результате разности ЭДС, измеряется гальванометром. При одинаковом поступлении лучистой энергии на верхний и нижний приемники стрелка гальванометра отклоняться не будет. Отклонение стрелки гальванометра пропорционально разности поступления энергии на верхний и нижний приемники, т.е. радиационному балансу, который может иметь знак (+) или (–).

Следовательно, балансомер измеряет разность:

$$B = S' + D + E_a - (R_к + R_д + E_з).$$

При затененном балансомере (диск-затенитель) исключается величина S'. Эта величина гораздо точнее вычисляется по разности показаний открытого и затененного пиранометра (альбедометра), а тем более по показаниям актинометра.

На показания балансомера некоторое влияние оказывает ветер, способствующий конвективному теплообмену между приемниками и воздушной средой. Это влияние учитывается коэффициентом Ф.

Перед началом измерений при отключенном балансомере и зашунтированном гальванометре определяют место нуля. Во время измерений обычно делают три отсчета по шкале гальванометра.

Вычисляют исправленный отсчет:

$$N_{\text{исп}} = N_{\text{ср}} \pm \Delta N - N_0,$$

где $N_{\text{ср}}$ – средний отсчет; ΔN – шкаловая поправка гальванометра (из поверочного свидетельства); N_0 – место нуля.

Затем отсчет приводят к штилю:

$$N_{\text{шт}} = N_{\text{исп}} \cdot \Phi,$$

где Ф – коэффициент, учитывающий влияние ветра на балансомер. Радиационный баланс определяют по формуле:

$$B = a \cdot N_{\text{шт}},$$

где a – переводной множитель (из поверочного свидетельства).

Чувствительность балансомера 5–6 мв на 1 кВт/м^2, инерция – 12 с. Балансомер рассчитан на температуру окружающего воздуха от –60 до + 60°С.

Для проведения наблюдений приборы для измерения радиационных характеристик размещаются на актинометрической стойке. Стойки бывают различных конструкций. На рис. 3.39 показан вариант неподвижной стойки.

Одновременно с измерениями актинометрическими приборами проводятся вспомогательные наблюдения, при которых оцениваются количество и формы облаков, цвет неба в зените, степень покрытия солнечного диска облаками, состояние деятельной поверхности на актинометрической площадке (состояние травы – свежесть, цвет, степень увлажнения; состояние снежного покрова); измеряются атмосферное давление, скорость ветра вблизи балансомера, температура и влажность воздуха, температура поверхности почвы.

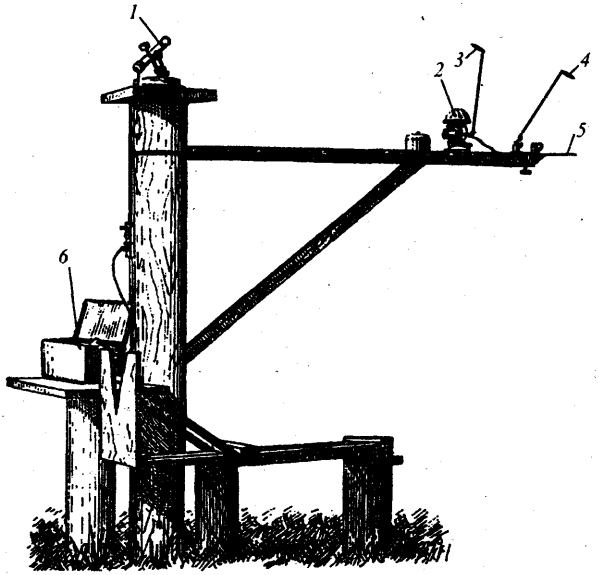

Рис. 3.39. Актинометрическая стойка (наподвижная):

1 – актинометр; *2* – пиранометр (альбедометр); *3–4* – затенители; *5* – балансомер; *6* – гальванометры

Актинометрические наблюдения проводятся шесть раз в сутки: в 0 ч 30 мин, 6 ч 30 мин, 9 ч 30 мин, 12 ч 30 мин; 15 ч 30 мин, 18 ч 30 мин по среднему солнечному времени.

Гелиограф универсальный ГУ-1. Предназначен для регистрации продолжительности солнечного сияния, т.е. количества часов, когда солнечный диск не закрыт облаками, а интенсивность солнечной радиации составляет не менее 0,21 кВт/м^2.

Принцип действия гелиографа основан на прожигании бумажной ленты солнечными лучами, сфокусированными стеклянным шаром, выполняющим роль собирательной линзы. Лента, по которой в течение дня перемещается изображение Солнца, имеет деления в часах. По длине прожженных участков на ленте определяют время, в течение которого Солнце не было закрыто облаками и интенсивность солнечной радиации была не менее 0,21 кВт/м^2.

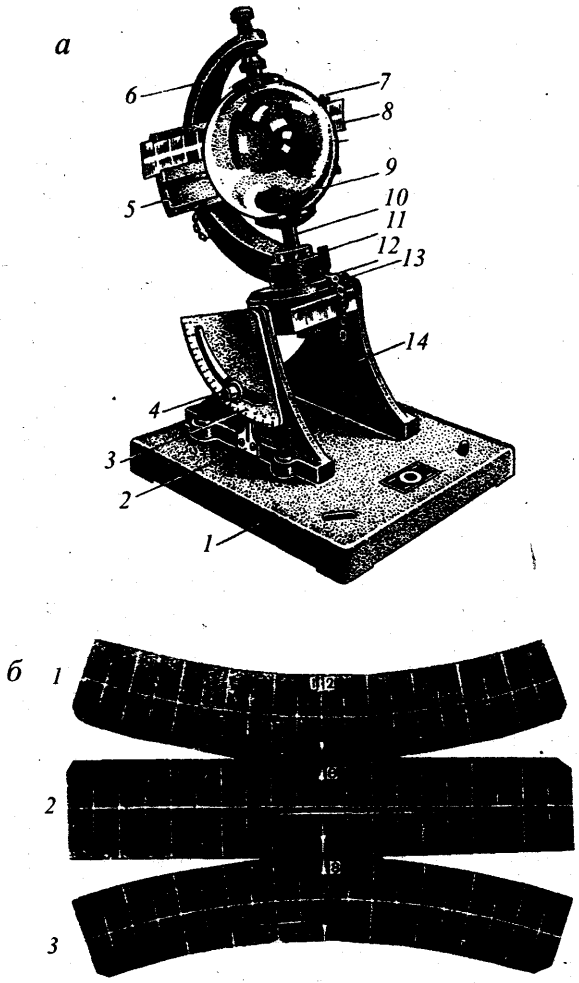

Рис. 3.40. Гелиограф универсальный ГУ-1:

а – внешний вид (*1* – основание; *2* – указатель широты; *3* – сектор широт; *4* – винт; *5* – чашка с пазами для лент; *6* – дуга; *7* – игла фиксирования ленты; *8* – лента; *9* – шар; *10* – ось; *11* – фиксирующий штифт; *12* – диск установочный; *13* – указатель; *14* – стойка); *б* – ленты с прожогами (*1* – зимняя; *2* – равноденственная; *3* – летняя)

Стеклянный шар (рис. 3.40, *а*) закреплен в дугообразном держателе. Наклоняя подвижную часть прибора, по шкале углового сектора устанавливают широту места метеостанции и закрепляют стопорным винтом. При этом ось стеклянного шара принимает положение, параллельное оси вращения Земли (оси мира).

Сферическая чаша имеет три паза, в которые вставляются бумажные ленты. В средний паз вставляется прямая (равноденственная) лента (рис. 3.40, *б*), в верхний паз – зимняя и в нижний паз – летняя ленты. Обе последние ленты криволинейные. Положение ленты в пазе фиксируется штифтом с иглой.

Одна лента рассчитана на 10 часов. В зависимости от продолжительности дня используются 1, 2 или 3 ленты. При смене ленты делается поворот подвижной части гелиографа относительно оси стеклянного шара на определенные фиксированные углы, обозначенные на установочном диске индексами *А*, *Б*, *В*, *Г*. Эти положения фиксируются штифтом. На метеоплощадке гелиограф устанавливается на столбе на высоте 2 м от поверхности земли строго горизонтально и ориентируется по географическому меридиану.

3.10. ДИСТАНЦИОННЫЕ И АВТОМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

3.10.1. ДИСТАНЦИОННЫЕ И АВТОМАТИЧЕСКИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ СТАНЦИИ

Дистанционные метеорологические станции (ДМС) представляют собой комплекс метеорологических приборов, показания которых дистанционно по кабелю передаются на приборный пульт, находящийся в помещении метеостанции. Применение ДМС позволяет ускорить и упростить процесс измерения метеорологических величин, освобождая наблюдателя от выхода из помещения к местам установки приборов и выполнения операций непосредственно в точках измерений. Все измерения выполняются в течение 1–2 мин. Примерами таких станций могут быть:

дистанционная метеорологическая станция М-49 и судовая дистанционная гидрометеорологическая станция ГМ-6 (рис. 3.41), предназначенные для измерения температуры и влажности воздуха, скорости и направления ветра, последняя измеряет еще и температуру воды.

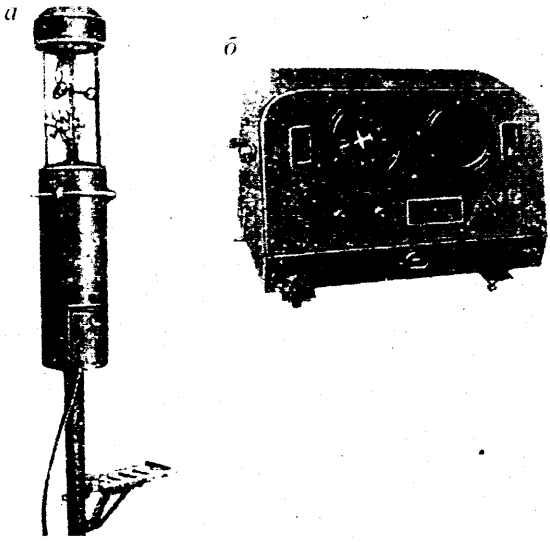

Рис. 3.41. Судовая дистанционная гидрометеорологическая станция ГМ-6:

а – блок метеорологических датчиков; *б* – измерительный пульт

Автоматические метеорологические станции (АМС) представляют собой телеметрические устройства, предназначенные для автономного (без участия человека) измерения и передачи метеорологических величин. Они являются первичным звеном в автоматизированной системе получения, сбора, хранения метеорологической информации и передачи ее потребителю.

Все АМС построены на принципе преобразования измеряемых величин в электрические импульсы, которые в закодированном виде передаются по каналам связи (радио или проводная линия связи).

Автоматические радиометеорологические станции (АРМС) устанавливаются в труднодоступных или необжитых районах (высокогорье, арктические острова, дрейфующие льды). В состав АРМС входят: комплект метеорологических, а при потребности и гидрологических, датчиков; центральное устройство, осуществляющее обработку информации, поступающей от датчиков, хранение результатов до их передачи, формирование кода; радиопередающая аппаратура; источник питания – ветрогенератор с аккумулятором (рис. 3.42). Применяются также радиоизотопные источники энергии.

В настоящее время в системе гидрометслужбы находятся в эксплуатации АМС различного назначения (для установки на суше, на водных объектах, на дрейфующих льдах), отличающиеся конструктивным исполнением, точностью и количеством измеряемых метеорологических величин. Например, предназначенная для установки на суше АРМС модели М-109 измеряет 10 метеовеличин с передачей через каждые 3 ч, штормовая информация передается через каждый час. Данные, передаваемые станцией, принимаются с помощью радиоприемника.

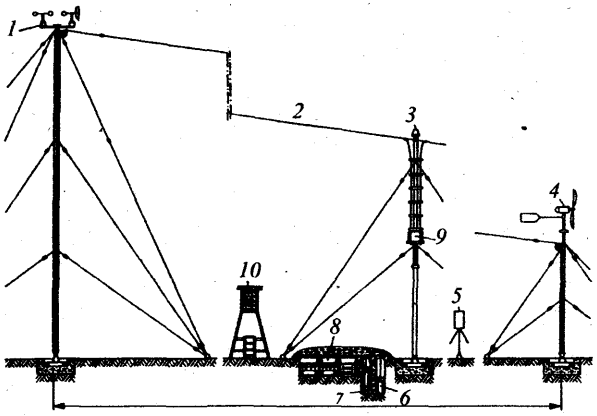

Рис. 3.42. Схема размещения (АРМС) М-109:

1 – датчики ветра; *2* – антенна; *3* – датчик солнечного сияния; *4* – ветрогенератор; *5* – осадкомер; *6* – блок автоматики; *7* – датчик давления; *8* – аккумулятор; *9* – радиопередатчик; *10* – датчик температуры

Станция рассчитана на работу при температуре воздуха от –60 до +50 °С, влажности до 100 %, отложений гололеда 25 мм. В автономном режиме станция может работать год. По истечении года проводится техническая инспекция, регламентные работы с контролем точности показаний приборов.

АМС модели М-106М измеряет около 20 метеорологических величин с передачей информации по проводной связи на расстояние до 10 км. Измерение всех элементов занимает около одной минуты. Станция ведет круглосуточные наблюдения за штормовыми значениями метеовеличин.

Для обслуживания авиации в крупных аэропортах применяются комплексные радиотехнические автоматические метеорологические станции (КРАМС), позволяющие получать данные о метеорологических элементах по большому числу датчиков, распределенных на аэродроме.

3.10.2. РАДИОЛОКАЦИОННЫЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ

Среди дистанционных методов изучения атмосферы к настоящему времени наибольшее развитие получила метеорологическая радиолокация. Метеорологические радиолокаторы (МРЛ) предназначены для получения информации об облачности, осадках и связанных с ними опасных явлениях погоды. МРЛ широко применяются в службах сверхкраткосрочного прогноза погоды для метеообеспечения авиации.

В основе метода использовано явление рассеивания электромагнитных волн сантиметрового и миллиметрового диапазонов частицами облаков, осадками и некоторыми другими атмосферными образованиями. МРЛ позволяет в любое время суток и при любой погоде вести непрерывные наблюдения за состоянием тропосферы, получать вертикальные и горизонтальные разрезы метеорологических объектов, определять границы облаков, измерять интенсивность осадков, оценивать тенденцию и скорость развития метеорологических процессов.

В метеорологических радиолокаторах используется диапазон несущих частот от 3000 до 30000 мГц, соответствующий длинам волн от 10 до 1 см. Длительность зондирующего импульса составляет от 0,5 до 4 мкс. Частота повторения импульсов находится в пределах от 200 до 1000 Гц. Угол диаграммы направленности зондирующего луча составляет от долей до 1,5°. Дальность действия МРЛ до 80–150 км.

С помощью МРЛ распознаются все формы и виды облаков: Ci; Cc; Cs; Ac; As; Sc; Ns; St; Cu; Cb. Достоверность распознавания облачных систем составляет 80–90 %. Распознаются грозоопасные Cb и ливневый дождь, негрозовые Cb и негрозовые ливни. МРЛ позволяет измерять интенсивность жидких и твердых осадков по градациям: слабые, умеренные, сильные, очень сильные. Распознаются слои температурных изотермий и инверсий. Зондирование атмосферы возможно до высот более 30 км.

С внедрением ЭВМ созданы автоматизированные системы для обработки информации, получаемой от МРЛ, и представления ее на дисплее в виде цветных карт.

3.10.3. АЭРОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ

Аэрология – раздел метеорологии, занимающийся изучением физических процессов в свободной атмосфере, расположенной над пограничным слоем (слоем трения).

Основной метод аэрологии – зондирование атмосферы путем измерения метеорологических характеристик приборами, доставляемыми специальными воздушными шарами на высоты 30–35 км (максимально до 40–45 км). В настоящее время для зондирования используются радиозонды.

Радиозонд – это радиотехнический прибор, поднимаемый в атмосферу на свободно летящем шаре. Во время подъема он измеряет метеорологические величины на разных высотах и результаты измерений передает по радио на наземную станцию слежения. Метеорологические величины (температура, влажность воздуха, давление и др.) измеряются посредством чувствительных элементов (датчиков), а скорость и направление ветра на разных высотах опреде-

ляют по координатам радиозонда, которые получают, наблюдая за ним в оптический теодолит или сопровождая его радиолокатором.

Зондирование атмосферы с помощью радиозондов называется *радиозондированием*. Различают: ветровое зондирование, цель которого – определение скорости и направления ветра на разных высотах; температурное зондирование – измеряются температура, влажность воздуха, давление; температурно-ветровое зондирование – в нем совмещаются оба предыдущих вида зондирования.

Первый радиозонд в СССР был выпущен в 1930 г. Изобретателем радиозонда и метода его применения в аэрологии был П.А. Молчанов.

В результате зондирования получают данные о вертикальной стратификации измеряемых метеорологических величин. Стандартные наблюдения на сети аэрологических станций проводятся в единые сроки два или четыре раза в сутки и включают измерения температуры, влажности воздуха и атмосферного давления, скорости и направления ветра.

Специальные наблюдения могут включать измерения актинометрических характеристик, содержания озона, показателей загрязнения атмосферы, характеристик атмосферного электричества и др. Расстояние между сетевыми аэрологическими станциями составляет 250–300 км.

Данные сетевых аэрологических наблюдений используются в оперативной работе синоптиков при составлении прогнозов погоды, в авиации, а также в научных целях.

В отличие от метеорологических приборов, предназначенных для измерений в наземных условиях, радиозонды должны обеспечивать требуемую точность в гораздо большем диапазоне изменений измеряемых величин. Так, перепад температуры в слое зондирования может составлять от +50 до –70 °С, влажность может изменяться от 100 до 0 %, давление уменьшается в 100–200 раз (от 1000 гПа у земли до 5 гПа на высоте около 35 км). При прохождении зон жидких осадков и облаков на прибор в изобилии попадает вода, при прохождении слоев воздуха с сильной турбулентностью зонд подвергается большим динамическим нагрузкам, при попадании в грозовые очаги возможно воз-

действие электрических разрядов. При этом погрешность измерений должна сохраняться в следующих пределах: для температуры ±0,5 °С, для влажности ±5 %, для давления ±1 гПа.

Воздушный шар, используемый для подъема радиозонда, представляет собой наполненную водородом или гелием оболочку. В нашей стране используются оболочки диаметром в нераздутом состоянии 10, 20, 30, 100, 150 и 200 см, обозначаемые соответственно номерами 10, 20, 30, 100, 150, 200.

При подъеме шара с уменьшением атмосферного давления оболочка сильно растягивается. Так, оболочка № 200 на предельной высоте имеет разрывной диаметр 850 см. Поэтому она должна обладать эластичностью, прочностью и сохранять эти свойства в диапазоне температур от +50 до – 70 °С при влажности воздуха от 100 до 0 %, при разрушающем воздействии сильного ультрафиолетового излучения Солнца. Этим требованиям в достаточной степени удовлетворяет латекс (на основе синтетического каучука), из которого изготавливают оболочки.

Для подъема радиозондов используются оболочки № 150–200, обеспечивающие подъем на высоту 30–35 км при скорости подъема 200–300 м/мин. Зонд подвешивается к оболочке на шнуре длиной 12 м.

С 1986 г. в нашей стране применяется аэрологический информационно-вычислительный комплекс АВК-I, в состав которого входят: наземная радиолокационная станция слежения за активной мишенью (радиозонд, излучающий радиосигналы), аппаратура предполетной проверки технических характеристик радиозондов, мини-ЭВМ и радиозонды МРЗ-2 для радиоветрового зондирования и МРЗ-3А для температурно-ветрового зондирования (измеряет температуру, влажность воздуха; величина атмосферного давления рассчитывается по барометрической формуле). Датчиком температуры служит терморезистор, датчиком влажности – органическая пленка. Пространственные координаты зонда, необходимые для определения скорости и направления ветра, получают на основании измеренных радиолокатором азимута, вертикального угла и наклонного расстояния от антенны локатора до радиозонда. Результаты измерений

метеорологических величин радиозонд передает в закодированном виде по радио на наземную станцию. Дальность действия радиолокатора до 300 км.

Вычислительный комплекс обрабатывает поступающую от зонда информацию и выдает ее в виде распечатки на бумажной ленте, на которой дается следующая информация: температура и влажность воздуха, атмосферное давление, скорость и направление ветра на уровне станции; далее, по мере подъема зонда до 6 км, все указанные характеристики даются через каждые 200 м, на высотах более 6 км – через каждый километр, а также для всех стандартных изобарических поверхностей. Даются высоты, соответствующие особым точкам, т.е. переломным точкам на графиках вертикальной стратификации измеряемых характеристик.

Для исследовательских целей практикуется сбрасывание радиозондов на парашюте с самолетов, аэростатов. На некоторых станциях, на временных аэродромах, в экспедициях при отсутствии радиолокатора ветровое зондирование выполняют визуальным (оптическим) методом. Скорость и направление ветра на разных высотах определяют по траектории шара-пилота, в качестве которого используются оболочки № 10, 20, 30 белого, красного, черного цвета, в зависимости от состояния неба. При однопунктном способе специальным шар-пилотным теодолитом через равные промежутки времени (0,5–1 мин) измеряют азимут и вертикальный угол на шар, и при известной скороподъемности шара и времени подъема определяют его высоту, а затем и координаты. Допущение о постоянстве скорости подъема шара может приводить к существенной погрешности. Эта погрешность исключается при засечках шара-пилота двумя теодолитами с концов базиса.

Шар-пилотный метод неприменим в облачную погоду, и даже в ясную погоду высота зондирования ограничивается 5–7 км.

3.10.4. АЭРОСТАТНОЕ И САМОЛЕТНОЕ ЗОНДИРОВАНИЯ

Аэростатное и самолетное зондирования атмосферы являются разновидностью аэрологического зондирования и применяются в основном в научно-исследовательских целях.

Аэростат – летательный аппарат легче воздуха, плавающий в атмосфере, благодаря подъемной силе заключенного в оболочке водорода, иногда гелия. Аэростат, предназначенный для полетов в стратосфере, называется *стратостатом.*

Подъем измерительной аппаратуры на аэростатах с целью изучения пространственных и временных изменений значений различных метеорологических величин называется *аэростатным зондированием.* Аэростаты могут использоваться для подъема научных приборов с наблюдателями и только приборов. В состав поднимаемых приборов входят метеорограф (самописец, на одной ленте синхронно регистрирующий температуру, влажность воздуха, давление, характеристики ветра) и другие приборы в зависимости от программы исследований, например, для измерения водности облаков, для взятия облачных капель, аэрозоля и др. В определенные сроки приборы с накопленной информацией на парашютах доставляются на землю.

Для зондирования применяются свободные и привязные аэростаты. Свободные аэростаты способны дрейфовать, находясь на одном уровне в течение месяца и более (трансзонды). Трансзонд, перемещаясь с окружающим его воздухом на большие расстояния на заданной изобарической поверхности, дает возможность изучать процесс трансформации воздушной массы на пути ее адвекции. Прослеживая траекторию свободного аэростата со спутников, получают сведения о ветре на высотах, что особенно важно для изучения воздушных потоков над океанами, где аэрологические данные, получаемые с помощью радиозондов, практически отсутствуют. В настоящее время запуски свободных аэростатов до высот 30–35 км производятся регулярно от арктических широт до Антарктиды.

В отличие от свободного аэростата привязной аэростат имеет обтекаемую форму и удерживается на месте тросом, связывающим его с землей. Привязной аэростат служит для подъема метеорографов и других приборов на высоты в пределах слоя трения и позволяет получать сведения о состоянии атмосферы на различных уровнях, через которые он поднимается и опускается, или в одной точке атмосферы с определенными координатами. Преимуществом этого метода является возможность длительных измерений на уровне подъема измерительных приборов.

Исследование атмосферы с помощью самолетов, оборудованных измерительной аппаратурой, называется *самолетным зондированием*. Современный самолет-зондировщик представляет собой комплексную летающую лабораторию, оснащенную разнообразной измерительной аппаратурой, которая позволяет одновременно измерять значения большого количества параметров атмосферы, а также проводить визуальные наблюдения за атмосферными явлениями. Обработка результатов производится по мере поступления данных с помощью бортовой ЭВМ. Приборами регистрируются температура, влажность, давление; проводятся наблюдения за облачностью, обледенением, микроструктурой облаков, водностью облаков, турбулентностью («болтанка»), радиационно-оптические наблюдения, определяются характеристики аэрозоля и др.

В последние годы у нас и за рубежом самолеты – метеорологические лаборатории СМЛ – используются главным образом для целевых исследований: для изучения микрофизики облаков, атмосферной турбулентности, строения фронтов, циклонов (в том числе – тропических). При полетах представляется возможность изучать от микро- и мезомасштабных явлении в атмосфере до размеров синоптического масштаба.

Наиболее распространены следующие виды зондирования:

а) горизонтальные полеты на малых высотах, которые проводятся, например, для исследования пограничного слоя, разведки погоды, измерений загрязнения атмосферы;

б) высотные горизонтальные полеты, в которых получают данные об изменении наблюдаемых параметров на выбранном фиксированном уровне;

в) вертикальное зондирование, при котором получают данные о вертикальной стратификации различных параметров воздуха.

При вертикальном зондировании самолет набирает высоту, перемещаясь по спирали (обычно от 0,5 до 7–9 км), делая горизонтальные площадки продолжительностью 2–3 мин с шагом по высоте от 100 до 1000 м.

Горизонтальное зондирование, в зависимости от поставленной задачи, может иметь протяженность 1000 км и более. Полеты при изучении циклонов, в том числе тропических, проводятся по двум взаимно-перпендикулярным трассам, проходящим через центр барического образования.

3.10.5. РАКЕТНОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ

Ракетное зондирование применяется для изучения верхних слоев атмосферы, которая условно подразделяется на среднюю и верхнюю. Первая включает в себя стратосферу и мезосферу, т.е. слой от 15–20 до 80–100 км, в котором располагается большая часть озоносферы и нижней ионосферы. В верхнюю атмосферу входят термосфера и экзосфера.

Для изучения средней атмосферы используются метеорологические ракеты, поднимающиеся на высоту до 80–100 км. Они могут быть жидкостно- и твердотопливными. Основными параметрами, измеряемыми с помощью метеорологических ракет, являются: давление, температура, плотность и газовый состав воздуха. В зависимости от программы исследований могут измеряться и другие характеристики.

Для изучения верхней атмосферы применяются мощные геофизические ракеты, поднимающиеся до высот более 100–150 км. Производятся измерения интенсивности солнечного и космического излучения, оптических свойств воздуха, его термодинамических и электрических свойств, магнитного поля Земли. Наряду с ракетным зондированием, относящимся к прямым методам измерений, для изучения верхней атмосферы применяются и косвенные методы с использованием радиолокации, метеолидаров (лазерных локаторов), СВЧ, оптической техники, а также искусственных спутников Земли.

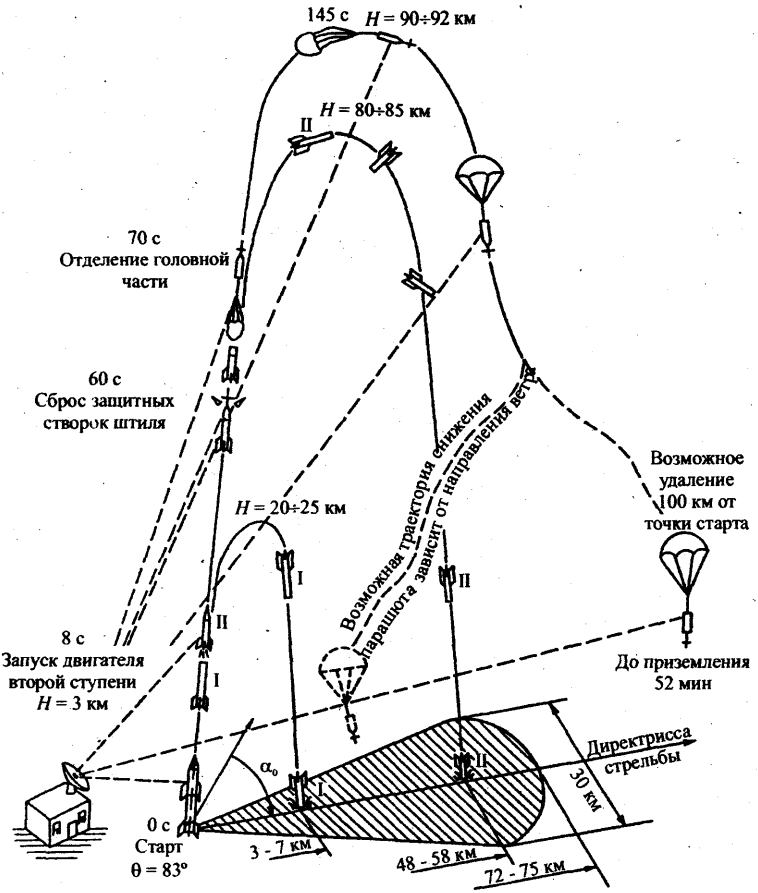

Рис. 3.43. Схема запуска и траектории полета метеорологической ракеты М-100Б

Система ракетного зондирования состоит из самой ракеты, оснащенной измерительными приборами, и наземного измерительного комплекса, под которым понимается совокупность наземных радиотехнических средств, предназначенных для приема радиотелеметрической информации

о параметрах атмосферы и для измерения координат ракеты во время полета. Доставка приборного контейнера на землю происходит с помощью парашюта (см. рис. 3.43).

3.10.6. СПУТНИКОВАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ

Спутниковая метеорология – это раздел метеорологии, в котором рассматриваются методы исследования атмосферных процессов планетарного масштаба с помощью искусственных спутников Земли (ИСЗ), специально оборудованных и выведенных на определенные орбиты, – метеорологических спутников. Первая задача спутниковой метеорологии – получение информации о состоянии атмосферы у земной поверхности и в тропосфере на больших пространствах; вторая – разработка методов применения этой информации для анализа атмосферных процессов, прогноза погоды и изучения климата.

Спутниковая метеорология относится к космической подсистеме получения данных о состоянии природной среды, в ней используются дистанционные методы измерений без прямого контакта с объектом изучения.

Метеорологический спутник – это искусственный спутник Земли, оснащенный комплексом аппаратуры для наблюдения за атмосферой, подстилающей поверхностью, а также для накопления информации и передачи ее на Землю.

Применяются три вида спутников по расположению орбит относительно Земли: экваториально-орбитальные, полярно-орбитальные, наклонно-орбитальные. Экваториально-орбитальный спутник движется по орбите в плоскости экватора на высоте 35810 км, его период обращения равен периоду суточного вращения Земли. Поэтому он находится все время над одним и тем же пунктом Земли и называется геостационарным ИСЗ. Такие спутники используются для наблюдения за облачностью и подстилающей поверхностью в глобальном масштабе.

Плоскость орбиты полярно-орбитального спутника проходит через полюсы. Обычно такие спутники находятся на высоте 800 км и имеют период обращения 1,5 ч, по мере вращения Земли он способен «видеть» любую точку Земли два раза в сутки. Наклонно-орбитальные ИСЗ «обозревают»

полосу земной поверхности шириной в зависимости от угла наклона плоскости орбиты. Эти разновидности ИСЗ дополняют друг друга. Информация, получаемая со спутника, условно делится на две группы.

К первой группе относятся изображения облачности и подстилающей поверхности, получаемые обзорной аппаратурой. Обзорная аппаратура состоит из телевизионной (ТВ) и инфракрасной (ИК) систем спутника. Эти системы производят съемку атмосферы и подстилающей поверхности как на дневной (с помощью ТВ), так и на ночной (только ИК) стороне Земли.

Вторую группу составляют радиационные измерения. Актинометрическая (или радиационная) аппаратура обеспечивает измерение радиационного баланса Земля – атмосфера, температуры суши, океанов, верхней границы облаков. Посредством спектральных радиационных измерений получают сведения о вертикальной стратификации температуры, влажности воздуха и других параметров. Для спектральных измерений используются многоканальные спектрометры, измеряющие радиацию в нескольких спектральных участках выбранного диапазона волн.

Наиболее используемым видом спутниковой информации являются телевизионные и инфракрасные изображения облачного покрова, получаемые через каждые 30 мин. Этот вид метеорологической информации широко используется в повседневной работе синоптиков для прогнозов погоды, позволяет оценить синоптическую ситуацию в различных районах земного шара и в первую очередь над районами, где наблюдательная наземная сеть очень редка или отсутствует (малонаселенные районы, Мировой океан). Эти изображения позволяют своевременно обнаружить такие опасные явления, как тропические ураганы, и проследить их траекторию.

Изучение изображений облачности на спутниковых снимках называется *нефанализом*. Нефанализ позволяет определить типы облачности: кучевоообразные, слоистообразные, слоисто-кучевообразные, перистообразные, кучево-дождевые, мощные кучевые и их сочетания.

В отличие от наземных наблюдений за облаками, которые ограничиваются светлым временем суток, по данным спутниковых снимков можно проследить эволюцию облаков в суточном ходе.

Используя результаты нефанализа в сочетании с данными наземных наблюдений, синоптики получают возможность определять положения фронтов, циклонов, антициклонов и проследить их эволюцию. По характеру облачности получают информацию об устойчивости воздушных масс.

Сопоставляя снимки облачности в хронологическом порядке, определяют скорости и направление ветров на больших пространствах.

Современные методы позволяют со спутников определять высоту верхней границы облаков, но имеются трудности с получением сведений о многоярусной структуре облаков и определением высоты нижней границы облаков.

Снимки из космоса широко используются в системе мониторинга экологического состояния приземных слоев атмосферы.

Прием метеорологической информации, поступающей со спутников, осуществляется на специально оборудованных наземных комплексах, откуда по каналам связи она передается в соответствующие подразделения гидрометслужбы для использования в оперативной работе.

В настоящее время метеорологические спутники не в состоянии заменить наземные метеорологические и аэрологические наблюдения. Поэтому Всемирная служба погоды и наша отечественная успешно сочетают наземные (прямые) и спутниковые (дистанционные) методы наблюдений как взаимно дополняющие друг друга. Усовершенствование спутниковых систем зондирования атмосферы направлено на повышение точности измерений и разрешающей способности по высоте слоя атмосферы, дистанционного метода определения глобальных полей метеоэлементов.

3.11. НАБЛЮДЕНИЯ ЗА УРОВНЕМ ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРЫ

Развитие промышленности и транспорта приводит к увеличению поступления вредных веществ в атмосферу. Вредные вещества, поступающие в атмосферу в результате человеческой деятельности, можно условно разделить на основные и специфические. К основным относятся: двуокись серы или сернистый газ (SO_2), окись углерода (CO),

двуокись азота (NO_2) и пыль, к специфическим – сероводород и сероуглерод (выбросы предприятий искусственного волокна), фтористый водород (алюминиевая промышленность) и некоторые другие.

Критерием оценки уровня загрязнения атмосферы являются предельно допустимые концентрации (ПДК), утвержденные Министерством здравоохранения и социального развития.

Сеть службы контроля загрязнения атмосферы состоит из стационарных и передвижных наблюдательных постов. Стационарный пост размещается в типовом павильоне (рис. 3.44), оснащен аппаратурой для отбора проб воздуха, измерения и регистрации содержания определенных примесей в атмосфере, а также приборами для производства необходимых метеорологических измерений. Забор проб на газовые примеси производится на высоте 3–4 м, а пробы на пыль и сажу берут на высоте 1,5 м.

Передвижной наблюдательный пост размещается на автомашине и предназначен для проведения периодических измерений в отдельных пунктах, расположенных вдоль определенного маршрута (маршрутные измерения) и под факелами труб, через которые производятся промышленные выбросы (подфакельные измерения).

Число стационарных постов в городе (населенном пункте) назначается в зависимости от численности населения, площади, рельефа, развития промышленности и транспорта.

Систематические наблюдения за загрязнением атмосферы проводятся в 1; 7; 13; и 19 ч декретного времени.

Передвижным постом маршрутные наблюдения проводятся в случаях, когда в городе стационарных постов недостаточно, либо при необходимости более детального обследования какого-либо района. При обследовании отдельных промышленных предприятий (ТЭЦ, заводов и т.п.) вблизи дымовых и газовых факелов этих предприятий организуются подфакельные измерения.

Цель этих измерений – определить возможные максимальные концентрации и зону распространения примесей от данного промышленного источника. Отбор проб производится по направлению ветра на расстояниях от источника выбросов от 0,2 до 20 км (в зависимости от высотной трубы).

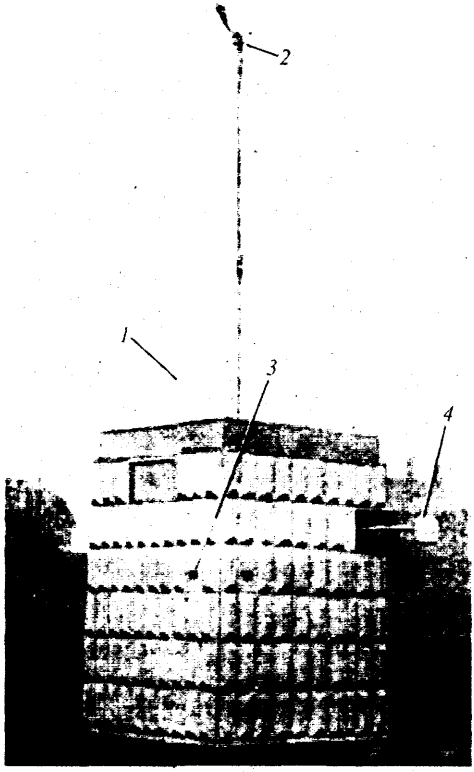

Рис. 3.44. Стационарный пост наблюдения за уровнем загрязнения атмосферы:

1 – воздухозаборник для взятия проб воздуха для определения газовых примесей; *2* – датчик анеморумбометра; *3* – отверстие для взятия проб воздуха на запыленность; *4* – датчики температуры и влажности воздуха

Отбор проб осуществляется на высоте 1,5 м в течение 20–30 мин, с интервалами между отборами 10 мин. Подфакельные измерения производят во все сезоны года и при различных условиях погоды.

Количественный анализ присутствующих в атмосфере вредных примесей производится после их предварительного концентрирования. Для газовых примесей это осуществ-

ляется протягиванием анализируемого воздуха через поглотительные приборы, наполненные растворами соответствующих реактивов. Отбор проб пыли и сажи производится на фильтрующие материалы. Для определения химического состава атмосферных осадков производится отбор выпавших осадков с помощью специальных устройств.

Метод отбора проб воздуха с последующим анализом является трудоемким и затратным по времени (результат получают через 12–24 ч после отбора проб), поэтому он не удовлетворяет требованиям оперативного получения информации о загрязнении воздуха. Применение автоматических газоанализаторов с самописцами позволяет непрерывно получать информацию о содержании вредных ингредиентов в воздухе, которая сразу же может быть передана ответственным организациям.

Существующая система получения данных о состоянии воздушной среды не может удовлетворять современным требованиям службы контроля загрязнения атмосферы, особенно в больших городах. Поэтому разрабатываются и создаются комплексные автоматизированные системы контроля загрязнения воздуха, способные обеспечить получение информации с необходимого числа наблюдательных пунктов с автоматическим отбором и анализом проб воздуха, сбор и анализ полученных результатов, принятие решений, в случае необходимости выдачу рекомендаций о мерах по снижению уровня загрязнения, а также контроль выполнения рекомендаций и оценку эффективности их проведения.

3.12. ТЕНДЕНЦИИ РАЗВИТИЯ ТЕХНИЧЕСКИХ СРЕДСТВ ДЛЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

В настоящее время ведется интенсивная работа по модернизации технических средств для измерений метеорологических характеристик, предназначенных как для стандартных измерений на наблюдательной сети гидрометслужбы, так и для научно-исследовательских целей.

В ближайшие десятилетия предстоит обновление парка приборов на наблюдательной сети гидрометслужбы. Большинство новых приборов, предназначенных для сетевых измерений, базируется на тех же физических принципах,

что и прежние приборы, но отличается от них лучшими эксплуатационными характеристиками и широким применением компьютерной техники, что дает возможность создавать единые измерительные комплексы.

В большинстве случаев эти системы позволяют выполнять измерения без присутствия наблюдателя в точке измерения метеорологической величины, значения которой передаются дистанционно по кабельному или радиоканалу связи в служебное помещение, где в автоматическом режиме с помощью компьютера производятся первичная обработка результатов измерений и передача полученных данных по каналу связи в соответствующие подразделения гидрометслужбы.

В настоящее время разработчиками предлагаются обслуживаемые и необслуживаемые наземные метеорологические станции, предназначенные для сетевых наблюдений в системе гидрометслужбы. На рис. 3.45 представлена схема варианта обслуживаемой наземной метеорологический станции.

Предлагаемые необслуживаемые станции отличаются от находящихся в эксплуатации автоматических радиометеорологических станций, например модели АРМС, меньшими габаритами, экономичностью потребления энергии, большими возможностями получения и передачи информации. Достоинством новых разработок является полная автоматизация получения данных с немедленным представлением результатов наблюдений.

Существенный прогресс достигнут в создании установок для дистанционного измерения распределения температуры воздуха по высоте в пограничной слое. Так, разработаны и находят применение на практике установки, основанные на методе микроволнового зондирования атмосферы в 5-миллиметровом диапазоне. Установка позволяет в непрерывном режиме получать данные о вертикальной стратификации температуры воздуха в слое от земли до 600 м. Полученные данные используются для оценки устойчивости воздуха, турбулентности, для мониторинга возникновения, развития и разрушения температурных инверсий и позволяют прогнозировать образование и исчезновение туманов, распространение загрязнений в атмосфере городов и крупных промышленных объектов. Результаты наблюдений представляются графически на дисплее и на бумаге.

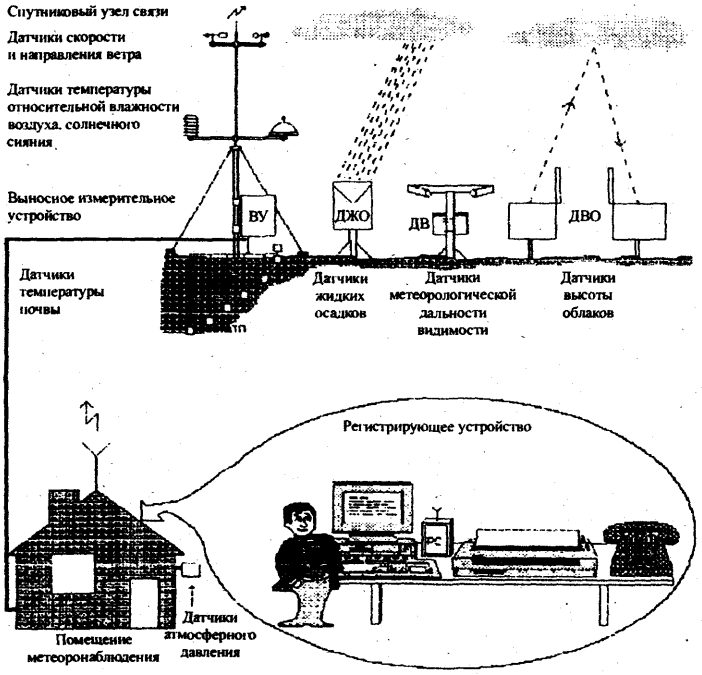

Рис. 3.45. Автоматическая обслуживаемая метеорологическая станция МС-2

Имеются разработки для зондирования атмосферы лазерным радаром (лидар). Эти установки дают возможность получать вертикальные разрезы высотной картины распределения температуры от земли до 1 км, аэрозольных загрязнений над источниками выбросов, а также разрезы горизонтальных полей распределения аэрозолей.

Глава 4

ОРГАНИЗАЦИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ОБСЛУЖИВАНИЕ НАРОДНОГО ХОЗЯЙСТВА

4.1. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ СЛУЖБА РОССИИ И ВСЕМИРНАЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ

Состояние атмосферы и протекающие в ней процессы оказывают большое влияние на все области хозяйственной деятельности и повседневную жизнь человека. Поэтому особо важное значение для планирования и осуществления хозяйственных мероприятий приобретают систематические наблюдения и изучение состояния атмосферы и атмосферных процессов и на этой основе прогнозирование благоприятных и неблагоприятных условий. Для выполнения этих задач во всех странах мира имеются государственные метеорологические службы.

В нашей стране удовлетворять запросы в метеорологической информации различных отраслей народного хозяйства страны (транспорт, сельское хозяйство, градостроительство, здравоохранение и многое другое) призвана Федеративная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет). Задачи Росгидромета – осуществление всего комплекса работ по организации наблюдений, обработке информации о текущем состоянии природной среды, составление всех видов прогнозов и предупреждений, контроль природной среды, доведение информации до потребителя, организация научных исследо-

ваний в области метеорологии, климатологии и загрязнения природной среды.

Исходя из задач, выполняемых Росгидрометом, в его систему входят: сеть пунктов наблюдений, поставляющих информацию о фактическом состоянии атмосферы, центры по изучению и контролю природной среды, обсерватории и научно-исследовательские институты, призванные заниматься изучением различных аспектов метеорологии, климатологии и отвечающих за организацию соответствующих направлений исследований в системе гидрометслужбы.

Старейшим в нашей стране научно-исследовательским учреждением является главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова в Санкт-Петербурге, основанная в 1849 г., Российский гидрометцентр в Москве, основанный в 1930 г., ответственен за все виды прогнозов, Российский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации в Обнинске – за хранение, систематизацию и распространение информации, Арктический и Антарктический институт в Санкт-Петербурге выполняет исследования в Арктике и Антарктике. Исследованиями в различных направлениях метеорологии и климатологии занимаются: Институт прикладной геофизики им. Е.К. Федорова, Институт физики атмосферы РАН, Институт океанологии им. П.П. Ширшова. Государственный океанографический институт, Институт географии РАН. Большие исследовательские работы осуществляют обсерватории и региональные научно-исследовательские институты.

В ведении Росгидромета для выполнения экспедиционных исследований имеется флот, состоящий из специально оборудованных судов.

Атмосферные процессы, определяющие погодные условия, не признают государственных границ. Горизонтальная протяженность воздушных масс, барических образований, фронтов соизмерима с размерами материков и, как правило, они охватывают территории нескольких государств. Чтобы составить прогноз погоды на сутки, необходимо располагать данными о синоптических процессах на удалении до 2000 км, для прогноза на несколько дней – всего Северного полушария и даже земного шара.

Очевидно, что при решении научных и практических задач метеорологии и климатологии, распространения загрязнений в атмосфере невозможно ограничиваться рамками государственных метеорологических служб отдельных государств, даже таких крупных, как Россия. Уже на начальном этапе формирования системы метеорологических наблюдений была осознана необходимость международного сотрудничества в области метеорологии наблюдений.

В 1873 г. в Вене состоялся первый Международный метеорологический конгресс, на котором были приняты решения по вопросам единиц измерений, градуировки и поверки метеорологических приборов, сроков наблюдений, обмена информацией по телеграфу. Этот конгресс явился основой создания в том же году Международной метеорологической организации – ММО. После Второй мировой войны вместо ММО в 1947 г. была создана Всемирная метеорологическая организация – ВМО, ставшая специализированным агентством Организации Объединенных Наций, членами которой в настоящее время являются 185 государств.

Под эгидой МВО осуществляется ряд международных программ глобального масштаба по изучению атмосферных процессов, взаимосвязи океана и атмосферы. В рамках ВМО создана Всемирная служба погоды (ВСП), которая представляет собой комплексную систему, состоящую из национальных средств и услуг, принадлежащих отдельным странам – членам ВМО.

ВСП включает сеть метеорологических, аэрологических станций и других средств наблюдений (спутники, ракеты, аэростаты), центры по обработке, хранению и распространению информации, работающие по единой глобальной программе.

ВСП является глобальной системой для наблюдений, сбора, анализа и распространения информации о погоде и иной информации об окружающей среде и состоит из трех основных компонентов:

– глобальной системы наблюдений и измерений метеорологических элементов (ГСН);

– глобальной системы связи и телекоммуникаций (ГСТ) для быстрого обмена оперативной, а также проанализированной и обработанной информацией;

– глобальной системы обработки данных и прогнозирования (ГСОД), представляющей собой сеть мировых, региональных, оснащенных компьютерами центров обработки данных и подготовки прогностической продукции.

В глобальную систему наблюдений входят 10000 метеорологических станций, расположенных на суше, 1000 аэрологических станций, 7300 коммерческих судов, 3000 самолетов, 900 буев на океанах, метеорологические спутники Земли. Результаты наблюдений (как правило, не позднее, чем через 5–10 мин после срока наблюдений) передаются по каналам связи в национальные и международные центры обработки гидрометеорологической информации.

Глобальная система обработки данных состоит из трехступенчатой сети метеорологических центров: три мировых метеорологических центра – ММЦ (Вашингтон, Москва, Мельбурн), 25 региональных метеорологических центров – РМЦ, три из которых находятся в России (Москва, Новосибирск, Хабаровск), Национальные метеорологические центры – НМЦ.

Мировые метеорологические центры получают глобальную информацию, составляют карты и прогнозы для полушария или всего земного шара; РМЦ составляют карты и прогнозы по крупных географическим районам, например по Атлантике, Европе, Евразии и др.; НМЦ обеспечивают анализы и прогнозы для всей страны и передачу информации по глобальной системе связи.

Кроме того, существуют специализированные метеорологические центры, как, например, Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды, обеспечивающий прогнозы крупномасштабных полей давления и температуры на шесть суток вперед.

Таким образом, глобальная система обработки данных и прогнозирования в системе Всемирной службы погоды обеспечивает рациональное распределение ответственности за сбор и обработку метеорологической информации по крупным районам, включая полушария и земной шар, составление полей метеорологических величин по району

своей ответственности и предоставление этой продукции для всех стран – членов ВМО.

Мировые и региональные метеорологические центры оснащены мощными ЭВМ, на вход которых по каналам связи подается исходная информация с глобальных систем связи и телекоммуникаций для расчета численным методом на основе гидродинамических моделей, полей метеорологических величин. Результаты этих вычислений в виде прогностических карт по каналам связи передаются в метеорологические службы на местах и служат основой для составления прогнозов погоды на местном уровне.

Прием таких карт возможен на судах и самолетах во время движения. Прежде передача карт осуществлялась факсимильным способом по проводам или радио. В последние годы, с внедрением информационно-вычислительной техники в службы погоды, передача карт факсимильным способом заменяется передачей по каналам связи цифровой информации, которая на экране дисплея в пункте приема преобразуется в изображение карт и других графических материалов. Прогнозист имеет возможность просмотра поступающей информации и необходимые для составления прогноза карты выводит на печать.

Только три мировых центра собирают данные со всего мира, обрабатывают и оперативно передают данные объемом более 15 млн символов и 2000 карт погоды в сутки. Вся эта информация используется для составления всех видов прогнозов и для научных целей.

Таким образом, в каждой стране служба погоды тесно связана с работой Всемирной службы погоды.

4.2. СИСТЕМА ПОЛУЧЕНИЯ ДАННЫХ В СИСТЕМЕ РОСГИДРОМЕТА

Основным звеном Росгидромета является Государственная система наблюдений и контроля за состоянием природной среды, задача которой – осуществление всего комплекса работ по производству наблюдений, обработке информации о текущем состоянии природной среды. Результаты этих наблюдений используются для всех видов обслу-

живания народного хозяйства и населения, составления прогнозов, издания режимно-климатических справочников.

Система получения данных (система наблюдений) о состоянии природной среды состоит из двух подсистем: наземной и космической (спутниковой). В наземную подсистему входят: сеть наземных метеорологических станций и постов, аэрологических станций, станций ракетного зондирования, пунктов самолетного зондирования, морских и океанических станций, ионосферных, геомагнитных, гелиофизических станций, пунктов контроля загрязнения окружающей среды и др.

Система наблюдательных пунктов образует Государственную сеть, основную долю которых составляет сеть наземных метеорологических станций и постов I, II, III разрядов, отличающихся составом оборудования и программами наблюдений. В труднодоступных местах для получения метеорологической информации используются автоматические метеорологические станции.

Метеорологические станции и посты подразделяются на основные (опорные) и специальные. Первые служат для систематического получения с необходимой полнотой и точностью информации о состоянии природной среды. Из числа основных станций и постов выделяется особая группа – реперные и вековые станции и посты, которые предназначены для изучения вековых изменений климата и должны функционировать неограниченное время в неизменяющихся условиях окружения.

Специальные станции и посты служат для изучения местных особенностей метеорологического режима территории.

Основные станции размещаются на территории так, чтобы обеспечивалась необходимая точность интерполяции значений метеорологических величин любого пункта территории между станциями. Этому условию соответствует для равнинной местности расстояние между станциями 60–70 км. Для необжитых районов допускается расстояние 100–150 км. Такая густота сети станций позволяет обнаруживать и распознавать синоптические объекты (циклоны, антициклоны, ложбины, гребни, фронты), определять их характерные особенности и скорости перемещения.

В горных районах с большей пространственной изменчивостью метеорологических элементов наблюдательная сеть соответственно должна быть гуще. Учитывая сравнительно небольшие горизонтальные градиенты метеорологических величин в верхней тропосфере и стратосфере, расстояния между аэрологическими станциями принимаются равными 250–300 км

На рис. 4.1 показано размещение приборов на метеорологической площадке наземной метеостанции.

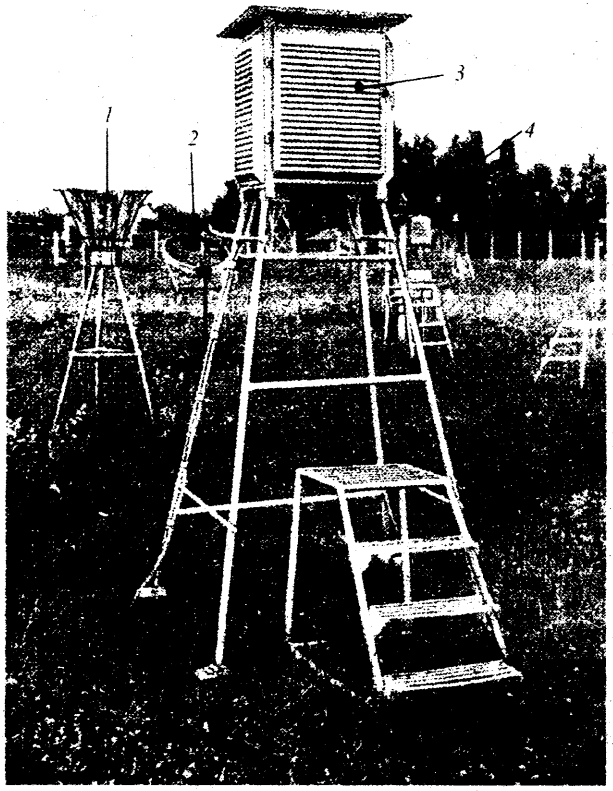

Рис. 4.1. Приборы на метеорологической площадке:

1 – осадкомер; *2* – пиранометр с теневым кольцом; *3* – жалюзинная психрометрическая будка; *4* – гелиограф

В соответствии с программой по развитию автоматизированной системы получения данных (АСПД), осуществляемой гидрометеослужбой, в настоящее время проводятся мероприятия по внедрению компьютеров на сети гидрометеорологических станций, что позволяет упростить работу наблюдателей и повысить оперативность доведения информации до потребителей. При этом работа наблюдателя сводится к отсчету показаний приборов в сроки наблюдений, а первичная обработка результатов измерений (введение поправок, обращение к табличным данным и др.) выполняется компьютером. Полученные таким образом данные со станции по каналам связи передаются в Узел связи Управления ГМС, откуда поступают в различные подразделения Управления для использования в оперативной работе, включая составление прогнозов, а также в гидрометфонд для хранения и накопления гидрометеорологической информации.

На сети аэрологических станций производится регулярное зондирование атмосферы до высоты 30–40 км (определяются давление, температура и влажность воздуха, скорость и направление ветра).

На сети наземных метеорологических радиолокационных станций производятся наблюдения за развитием и движением облаков, грозами, образованием града, количеством выпавших осадков в радиусе до 150 км.

На ионосферных, геомагнитных, гелиофизических станциях проводят наблюдения за состоянием ионосферы, магнитного поля Земли, активностью Солнца.

Космическая подсистема получения информации состоит из нескольких метеорологических спутников и наземного комплекса приема, обработки и распространения метеорологической информации, включающего пункты приема в Москве, Новосибирске, Хабаровске. Спутники дают регулярную информацию о распределении облачности, состоянии снежного покрова, о тепловой энергии, отражаемой и излучаемой земной поверхностью и атмосферой.

4.3. ОСНОВНЫЕ ТРЕБОВАНИЯ К НАЗЕМНЫМ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИМ НАБЛЮДЕНИЯМ

Одним из важнейших требований, которым должны удовлетворять результаты наблюдений, является репрезентативность. Репрезентативными признаются наблюдения, в максимальной степени свободные от местных влияний, характеризующие общее состояние атмосферы в большом районе.

Удовлетворение требованию репрезентативности наблюдений достигается выбором местоположения станции (поста), соответствующего физико-географическим условиям окружающей местности.

Ряд наблюдений должен быть однородным. Однородный ряд – это ряд последовательных значений метеорологического элемента, полученных за достаточно длительное время, выполненных в данном пункте приборами одинаковой конструкции и точности, в одной и той же установке, и наблюдателями одинаковой квалификации; при этом обстановка, окружающая станцию, изменялась с течением времени не настолько существенно, чтобы это могло заметно повлиять на результаты наблюдений.

Следующее требование – сравнимость наблюдений. Это такое качество наблюдений, которое дает возможность сопоставлять результаты наблюдений на разных станциях с уверенностью, что обнаруживаемые различия в значениях метеорологических элементов действительно отражают различия в состоянии атмосферы и происходят не от неточности приборов и случайных влияний. Сравнимость наблюдений обеспечивается репрезентативным положением станции, единством методов и средств наблюдений, которые регламентируются «Наставлениями гидрометеорологическим станциям и постам по производству метеорологических наблюдений и первичной обработки данных».

4.4. СОСТАВ И СРОКИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

На всех основных станциях приземной сети обязательными являются наблюдения за такими метеоэлементами, как атмосферное давление, скорость и направление ветра, температура и влажность воздуха, температура поверхности почвы, состояние почвы, количество атмосферных осадков, высота снежного покрова, облачность, атмосферные явления, метеорологическая дальность видимости, опасные и особо опасные явления. Некоторые станции дополнительно наблюдают за температурой почвы на различных глубинах, продолжительностью солнечного сияния, гололедно-изморозевыми явлениями на проводах и др.

На всех основных метеорологических станциях стандартные наблюдения производятся в единые синхронные сроки – через 3 ч, начиная с 0 ч по среднему гринвичскому времени.

Последовательность производства наблюдений регламентируется «Наставлением...». Так, температура воздуха измеряется за 6–10 мин до срока. Давление по барометру должно отсчитываться как можно ближе к 00 мин срока.

Актинометрические наблюдения проводятся в шесть сроков: 0 ч 30 мин, 6 ч 30 мин, 9 ч 30 мин, 12 ч 30 мин,15 ч 30 мин, 18 ч 30 мин.

4.5. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ОБСЛУЖИВАНИЕ НАРОДНОГО ХОЗЯЙСТВА

Одним из важных видов метеорологического обслуживания является метеорологическая информация, т.е. оповещение организаций о текущей или наблюдавшейся за непродолжительный период времени погоде над определенной территорией.

Метеорологическая информация подразделяется на:

– регулярную, передаваемую в определенные сроки в соответствии с планом обслуживания;

– экстренную (штормовую), в которой сообщается о возникновении опасного явления погоды, а также об его усилении или окончании;

– эпизодическую (по отдельным запросам обслуживаемых организаций);

– специальную, предназначенную для отдельных отраслей народного хозяйства (например, метелевые оповещения для железнодорожного транспорта).

Основной формой метеорологической информации является Ежедневный бюллетень погоды и состояния загрязнения природной среды. Он содержит схематическую карту погоды, обзор основных явлений погоды за прошедшие сутки, прогноз погоды на сутки, на четверо суток, расчет температуры и осадков на 5–10 дней, климатические данные, характеристику и прогноз состояния загрязнения воздуха.

Важнейшим видом оперативного метеорологического обслуживания являются прогнозы погоды, которые разделяют по следующим признакам:

1) по территории:

а) по пункту (городу, аэропорту и т.п.);

б) по району (области, краю и т.п.);

в) по линии (авиационной трассе, железной дороге, реке и т.п.);

2) по заблаговременности:

а) краткосрочные (до 48 часов);

б) среднесрочные (от 3 до 10 суток);

в) долгосрочные (на месяц и на сезон);

3) по содержанию:

а) предупреждения об опасных явлениях погоды. К опасным явлениям погоды относятся: сильный ветер, шквал, ухудшение видимости, метели и поземки, интенсивные осадки, грозы, град, гололед, изморозь, резкие изменения температуры воздуха, очень высокие и очень низкие температуры воздуха, суховеи, заморозки на почве и в воздухе;

б) прогнозы погоды общего пользования, предназначенные для широких слоев населения и народно-хозяйственных организаций;

в) специализированные прогнозы погоды, составляемые для метеорологического обеспечения авиации, сельского хозяйства, железнодорожного транспорта, речного флота,

морского флота, лесосплава, рыбной промышленности, электростанций и т.п.

В краткосрочных прогнозах погоды общего пользования на день указывается ожидаемая максимальная температура воздуха, а на ночь – минимальная.

В прогнозах для пункта температура дается с интервалом в 2°, в прогнозах для района допускается интервал температуры в 5°.

В обязанности Росгидромета входит издание атласов и справочников по режиму климата на основе обобщения результатов многолетних данных на сети станций с длительными и однородными рядами лет наблюдений. В справочных материалах по климату приводятся: норма, за принятый климатический период; средние максимальные, минимальные, абсолютные экстремальные значения метеорологических величин за весь ряд лет наблюдений; характеристики суточного хода; повторяемость метеорологических величин в разное время года, например, повторяемость средней суточной температуры воздуха с интервалами через 5 °С; повторяемость ветров различных скорости и направления; для характеристики заморозков приводятся даты первого и последнего заморозков, продолжительность безморозного периода и многие другие характеристики.

В соответствии с рекомендациями ВМО за климатическую норму основных метеорологических величин (температура, влажность, давление и др.) принимается средняя величина за 30-летний период.

Кроме климатических справочников издаются карты климатических характеристик у земной поверхности и на различных уровнях в свободной атмосфере. Из карт составляются атласы, которые дают наглядное представление о географическом распределении климатических характеристик. Климатические карты широко используются в географических атласах.

В нашей стране в 1964–1969 гг. был издан «Справочник по климату СССР», охватывающий период с 1936 по 1966 гг., в отдельных томах которого представлены метеорологические элементы и метеорологические явления, включая актинометрические характеристики, температуру воздуха и почвы, ветер и атмосферное давление, влажность

воздуха, осадки и снежный покров, облачность, атмосферные явления и др. Все издание состояло из выпусков, номер которого указывал на принадлежность данных к территории определенного Управления гидрометслужбы.

В 90-х годах прошлого столетия был издан «Научно-прикладной справочник по климату СССР», включающий четыре серии: ежемесячные и ежегодные данные, данные за пятилетие, многолетние данные, климатические ресурсы экономических районов.

Климатические справочники необходимы для обеспечения климатической информацией различных отраслей народного хозяйства, а также для научных целей.

Данные климатических справочников используются для текущего и перспективного планирования народного хозяйства, рационального размещения производительных сил страны, для решения задач сельского хозяйства, для биоклиматического обоснования зон отдыха и туризма, для разработки мероприятий по охране атмосферного воздуха от загрязнения, для контроля окружающей среды и оценки изменений климата под воздействием природных и антропогенных факторов.

В настоящее время службами Росгидромета ведется работа по подготовке нового климатического справочника.

ЛИТЕРАТУРА

Основная

1. *Алисов Б.П., Полтараус Б.В.* Климатология. 2-е изд., перераб. – М.: МГУ – 1974. – 300 с.

2. *Берг Л.С.* Основы климатологии. 2-е изд., перераб. и доп. – Л.: Гос. учебно-педагог. изд-во Наркомпроса РСФСР, Ленинградское отд. – 1938. – 456 с.

3. *Борисенков Е.П., Пасецкий В.М.* Тысячелетняя летопись необычайных явлений природы. – Л.: Гидрометиздат, 1998. – 524 с.

4. *Борисенков Е.П.* Краткий климатический справочник по странам мира. – Л.: Гидрометиздат, 1984. – 240 с.

5. *Будыко М.И.* Изменение климата. – Л.: Гидрометеоиздат. – 1974. – 280 с.

6. *Будыко М.И.* Климат в прошлом и будущем. – Л.: Гидрометеоиздат. – 1980. – 351 с.

7. *Воробьёв В.И.* Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометиздат, 1991. – 611 с.

8. *Городецкий О.А. Гуральник И.И., Ларин В.В.* Метеорология, методы и технические средства наблюдений. – Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – 336 с.

9. Государственный комитет СССР по Гидрометеорологии и контролю природной среды. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 3, часть I. Метеорологические наблюдения на станциях. – Л.: Гидрометеоиздат, 1985. – 300 с.

10. *Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В.* Климатология. – Л.: Гидрометиздат, 1969. – 566 с.

11. *Зайцева И.А.* Аэрология. Л.: Гидрометиздат, 1990. – 322 с.

12. *Коробкин В.И., Передельский Л.В.* Экология. – Ростов-на-Дону: Феникс, 2003. – 576 с.

13. Природные опасности России / Под общ. ред. В.И. Осипова, С.К. Шойгу Т. 5. – М.: Крук, 2001. – 296 с.

14. *Рейфер А.Б., Алексеенко М.И., Бурцев П.Н.* и *др.* Справочник по гидрометеорологическим приборам и установкам. – Л.: Гидрометеоиздат, 1971. – 372 с.

15. *Стернзат М.С.* Метеорологические приборы и методы наблюдений. 2-е изд., перераб. – Л.: Гидрометеоиздат, 1978. – 392 с.

16. *Хромов С.П., Петросянц М.А.* Метеорология и климатология. – М.: МГУ, 1994. – 520 с.

Дополнительная

1. *Астапенко П.Д.* Вопросы о погоде. – Л., Гидрометиздат, 1982. – 240 с.

2. *Каневский З.М.* Цена прогноза. – Л.: Гидрометиздат, 1986. – 50 с.

3. *Угрюмов А.И.* По сведениям гидрометцентра... – СПб.: Гидрометиздат, 1994. – 230 с.

4. *Ясаманов И.Я.* Занимательная климатология. – М., 1989. – 189 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ 3

Глава 1. **ОСНОВЫ МЕТЕОРОЛОГИИ** 9

1.1 .Состав и строение атмосферы 9
1.2. Определение времени и координат Солнца 15
1.3. Солнечная радиация 18
1.3.1. Лучистая энергия Солнца 18
1.3.2. Радиационный и тепловой баланс подстилающей поверхности 23
1.4. Температурный режим подстилающей поверхности и деятельного слоя 26
1.5. Температурный режим атмосферы 29
1.5.1. Формирование температурного режима атмосферы 29
1.5.2. Вертикальная стратификация температуры воздуха 32
1.6. Вода в атмосфере 38
1.6.1. Атмосферная влага 38
1.6.2. Туманы и дымка 44
1.6.3. Облака 45
1.6.4. Атмосферные осадки 51
1.7. Атмосферное давление и ветер 55
1.7.1. Атмосферное давление 55
1.7.2. Ветер 61
1.8. Основные понятия синоптической метеорологии 69
1.8.1. Синоптические объекты 69
1.8.2. Прогнозы погоды 89
1.8.3. Прогноз погоды по местным признакам 96
1.9. Оптические и электрические явления в атмосфере 98
1.9.1. Оптические явления в атмосфере 98
1.9.2. Электрические явления в атмосфере 101
1.10. Загрязнение атмосферы и его экологические последствия 104
1.10.1. Источники и состав загрязнения атмосферного воздуха 104
1.10.2. Экологические последствия загрязнения атмосферы 109
1.10.3. Роза ветров 112

Глава 2. **ОСНОВЫ КЛИМАТОЛОГИИ** 115
2.1. Климатообразование 116
2.1.1. Климатическая система и климатообразующие факторы 116
2.1.2. Солнечная радиация как климатообразующий фактор 120
2.1.3. Подстилающая поверхность как климатообразующий фактор 132
2.1.4. Циркуляция атмосферы 136
2.1.5. Океанические течения 156
2.1.6. Роль рельефа в формирование климата 160
2.2. Распределение климатических элементов на земном шаре 162
2.2.1. Географическое распределение температуры воздуха на уровне моря 162
2.2.2. Географическое распределение влажности воздуха 172
2.2.3. Географическое распределение испарения 174
2.2.4. Географическое распределение облачности 176
2.2.5. Географическое распределение осадков 177
2.3. Географические типы воздушных масс и климатологические фронты 182
2.3.1. Географические типы воздушных масс 182
2.3.2. Климатологические фронты 184
2.4. Классификация климатов 186
2.4.1. Ландшафтно-ботаническая классификация климатов Л.С.Берга 187
2.4.2. Генетическая классификация климатов Б.П. Алисова 191
2.5. Местный климат и микроклимат 193
2.6. Изменения климата 200
2.6.1. Методы познания климатов прошлого 200
2.6.2. Изменения климата геологического прошлого 204
2.6.3. Изменения климата в историческую эпоху 207
2.6.4. Изменения климата за период инструментальных наблюдений 209
2.6.5. Антропогенные воздействия на климат 212
2.6.6. Возможные последствия глобального потепления 214
2.6.7. Гипотезы для объяснения изменений климата 217

Глава 3. **МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИБОРЫ И МЕТОДЫ НАБЛЮДЕНИЙ** 222
3.1. Требования к метеорологическим приборам и метеорологической площадке 222

3.2. Измерение температуры 224
3.2.1. Принципы измерения, виды термометров 224
3.2.2. Измерение температуры воздуха 231
3.2.3. Измерение температуры деятельного слоя 237
3.3. Измерение влажности воздуха 242
3.3.1. Психрометрический метод 242
3.3.2. Гигрометрический метод 246
3.4. Измерение атмосферного давления 252
3.4.1. Ртутный барометр 252
3.4.2. Барометр-анероид 256
3.5. Определение скорости и направления ветра 261
3.6. Измерение атмосферных осадков и испарения 268
3.7. Наблюдения за облаками 280
3.8. Определение метеорологической дальности видимости 283
3.9. Актинометрические приборы и наблюдения 285
3.10. Дистанционные и автоматические системы метеорологических измерений 294
3.10.1. Дистанционные и автоматические метеорологические станции 294
3.10.2. Радиолокационные метеорологические наблюдения 297
3.10.3. Аэрологические наблюдения 298
3.10.4. Аэростатное и самолетное зондирования 302
3.10.5. Ракетное зондирование 304
3.10.6. Спутниковая метеорология. 306
3.11. Наблюдения за уровнем загрязнения атмосферы 308
3.12. Тенденции развития технических средств для метеорологических наблюдений 311

Глава 4. **ОРГАНИЗАЦИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ОБСЛУЖИВАНИЕ НАРОДНОГО ХОЗЯЙСТВА** 314
4.1. Метеорологическая служба России и Всемирная метеорологическая организация 314
4.2. Система получения данных в системе Росгидромета 318
4.3. Основные требования к наземным метеорологическим наблюдениям 322
4.4. Состав и сроки метеорологических наблюдений 323
4.5. Метеорологическое обслуживание народного хозяйства 323
Литература 327

УЧЕБНОЕ ИЗДАНИЕ

Владимир Кириллович Моргунов

ОСНОВЫ МЕТЕОРОЛОГИИ, КЛИМАТОЛОГИИ. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИБОРЫ И МЕТОДЫ НАБЛЮДЕНИЙ

Учебник

Редактор *Г.А. Есева, А. Михайленко*
Технический редактор *Г.Е. Телятникова*
Художник-дизайнер *А.В. Волошина*
Компьютерная верстка *Н.М. Шуваева*

Подписано в печать 01.06.2005. Формат 84x108/32.
Бумага газетная. Гарнитура Таймс. Печ. л. 10,5

Тираж 5000 экз. Заказ № 2944.

Издательство «Феникс»
344082, г. Ростов-на-Дону, пер. Халтуринский, 80

Издательство «Сибирское соглашение»
630007, г. Новосибирск, ул. Советская, 13
Тел.: 23-35-20

Отпечатано с готовых диапозитивов в ФГУИПП «Курск».
305007, г. Курск, ул. Энгельса, 109.

Качество печати соответствует качеству
предоставленных диапозитивов

Издательство «Феникс»

Приглашаем к сотрудничеству авторов учебной, научно-популярной и научной литературы в области:

- социальных и естественных наук
- юриспруденции
- медицины
- экономики
- программирования и вычислительной техники
- а также переводчиков хороших книг любой тематики

Все финансовые затраты берем на СЕБЯ, высокие гонорары выплачиваем согласно договорам

Рукописи не рецензируются и не возвращаются

344082, г. Ростов-на-Дону,
пер. Халтуринский, 80
Тел.: (8632) 61-89-60
E-mail: torg147@phoenixrostov.ru
Web:http://www.phoenixrostov.ru

Торговый Дом
Феникс

По вопросам издания книг:
тел. 8-863-2618950
e-mail:
office@phoenixrostov.ru

ДЛЯ КРУПНООПТОВЫХ ПОКУПАТЕЛЕЙ

Представительство в г. Санкт-Петербург
г. Санкт-Петербург, ул. Кронштадтская, 11
Директор — *Нарзиева Анжела Рустамовна*
Тел.: (812) 183-24-56
e-mail: anjeln@yandex.ru

Представительство в г. Владивосток
г. Владивосток, ул. Фадеева, 45 «А»
Директор — *Калин Олег Викторович*
Тел.: (4232) 23-73-18
e-mail: oleg38@mail.primorye.ru

Представительство в г. Новосибирск
ООО «ТОП-Книга»
г. Новосибирск, ул. Арбузова, 1/1
Вяльцева Ирина
Тел.: (3832) 361028 доб. 165
e-mail: phoenix@top-kniga.ru

Представительство в Украине
ООО «Кредо»
г. Донецк, пр. Ватутина, 2 (офис 401)
тел. +38 062 – 345-63-08, 339-60-85
e-mail: moiseenko@skif.net

344082, г. Ростов-на-Дону, пер. Халтуринский, 80
Тел.: (863) 261-89-53, 261-89-54, 261-89-55,
261-89-56, 261-89-57, факс: 261-89-58
e-mail: torg@phoenixrostov.ru
http://www.phoenixrostov.ru

Торговый Дом
Феникс

По вопросам издания книг:
тел. 8-863-2618950
e-mail:
office@phoenixrostov.ru

ДЛЯ КРУПНООПТОВЫХ ПОКУПАТЕЛЕЙ

Представительства в г. Москва
ул. Космонавта Волкова, д. 25/2,
3-й подъезд,
район метро «Войковское»
Директор — *Моисеенко Сергей Николаевич*
Тел.: (095) 156-05-68, 450-08-35
e-mail: fenix-m@ultranet.ru

Шоссе Фрезер, д. 17, метро «Авиамоторная»
Тел.: (095) 517-32-95, 107-44-98, 711-79-81
тел./факс 8-501-413-75-78
Директор – *Мячин Виталий Васильевич*
e-mail: mosfen@bk.ru, mosfen@pochta.ru

Издательский Торговый Дом «КноРус»
г. Москва, ул. Б. Переяславская, 46,
метро «Рижская», «Проспект Мира»
Тел. (095) 280-02-07, 280-72-54, 280-91-06
e-mail: phoenix@knorus.ru

344082, г. Ростов-на-Дону, пер. Халтуринский, 80
Тел.: (863) 261-89-53, 261-89-54, 261-89-55,
261-89-56, 261-89-57, факс: 261-89-58
e-mail: torg@phoenixrostov.ru
http://www.phoenixrostov.ru

Торговая фирма «Феникс»

- Оптовая и розничная торговля книжной продукцией
- Быстрообновляемый разнообразный ассортимент
- Своевременная доставка книг контейнерами и автотранспортом в любую точку России
- Разумные цены и гибкая система скидок

Наш адрес:
344082, г. Ростов-на-Дону, пер. Халтуринский, 80
Тел.: (863) 261-89-53, 261-89-54, 261-89-55,
261-89-56, 261-89-57, факс: 261-89-58

Более подробную информацию о книгах
нашего издательства Вы можете узнать
на нашем интернет-сайте:

E-mail: torg@phoenixrostov.ru
Web:http://www.phoenixrostov.ru