

Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации
ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И
МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ (РОСГИДРОМЕТ)
Федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение ДПО «ИНСТИТУТ ПОВЫШЕНИЯ КВАЛИФИКАЦИИ
РУКОВОДЯЩИХ РАБОТНИКОВ И СПЕЦИАЛИСТОВ»

Л.Н. Ермакова, А.Г. Тимофеева, Н.И. Толмачева

ОСНОВЫ МЕТЕОРОЛОГИИ И КЛИМАТОЛОГИИ

*Допущено методическим советом
Института повышения квалификации Росгидромета
в качестве учебного пособия для специалистов
гидрометеорологического профиля*

Москва 2017

УДК 551.5

ББК 26.23

Е72

Ермакова Л.Н., Тимофеева А.Г., Толмачева Н.И.

Е 72 Основы метеорологии и климатологии: учеб. пособие / Л.Н. Ермакова, А.Г. Тимофеева, Н.И. Толмачева; Институт повышения квалификации Росгидромета, – Москва, 2017. – 332 с.

ISBN 978-5-9902607-5-7

Представлено краткое изложение классических теоретических вопросов по основным разделам курса «Метеорология и климатология», включающих описание методов метеорологических измерений. Рассматриваются радиационные свойства, тепловой режим атмосферы, образование облаков и осадков, формы движения атмосферы всех масштабов. Материал поясняется и иллюстрируется данными наблюдений. Наибольшее внимание уделено сведениям об атмосфере Земли и физических процессах, происходящих в ней.

Пособие предназначено для специалистов и студентов гидрометеорологического профиля.

УДК 551.5

ББК 26.23

*Печатается в соответствии с решением редакционно-издательского совета
Института повышения квалификации Росгидромета*

Рецензент: начальник АМСГ «Пермь» Уральского филиала
ФГБУ «Авиаметтеком Росгидромета», канд. геогр. наук, доцент
О.Ю. Булгакова

ISBN 978-5-9902607-5-7

© Л.Н.Ермакова, А.Г.Тимофеева,
Н.И.Толмачева, 2017
© ФГБОУ ДПО «ИПК»

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Введение	6
Глава 1. Состав и строение атмосферы	26
1.1. Метеорологические величины	26
1.2. Состав воздуха у поверхности Земли	30
1.2.1. Состав сухого воздуха	30
1.2.2. Водяной пар в воздухе	31
1.2.3. Главные малые газовые составляющие атмосферы	33
1.2.4. Аэрозольные примеси	35
1.3. Изменение состава воздуха с высотой	37
1.4. Электрическое поле атмосферы	39
1.5. Строение атмосферы	41
Глава 2. Радиационный режим атмосферы	46
2.1. О радиации вообще	46
2.2. Основные потоки лучистой энергии в атмосфере	48
2.3. Прямая и рассеянная солнечная радиация	50
2.4. Поглощение и отражение солнечной радиации	54
2.5. Излучение земной поверхности и атмосферы	56
2.6. Рассеяние солнечной радиации в атмосфере	59
2.7. Актинометрические приборы	63
Глава 3. Тепловой режим атмосферы	70
3.1. Тепловой режим почвы	70
3.2. Различия в тепловом режиме почвы и водоемов	79
3.3. Процессы нагревания и охлаждения воздуха	80
3.4. Методы и средства измерения температуры воздуха	93
Глава 4. Вода в атмосфере	110
4.1. Испарение и насыщение	110
4.2. Конденсация на подстилающей поверхности. Наземные гидрометеоры	120
4.3. Конденсация в атмосфере	123
4.4. Облака	127
4.4.1. Генетическая классификация облаков	130
4.4.2. Морфологическая классификация облаков	136
4.5. Осадки	143
4.6. Электричество облаков и осадков	148
4.7. Методы и приборы измерения влажности воздуха	152
4.8. Измерение атмосферных осадков и снежного покрова	169

Глава 5. Барическое поле	184
5.1. Силы, действующие при движении воздуха	194
5.2. Воздушные массы и фронты	202
5.3. Методы измерения атмосферного давления	204
5.4. Измерение параметров ветра	220
Глава 6. Климатообразующие факторы	224
6.1. Солнечная радиация	226
6.1.1. Распределение солнечной радиации по земной поверхности	226
6.1.2. Радиационный и тепловой балансы поверхности Земли	228
6.2. Атмосферная циркуляция	231
6.2.1. Зональная и меридиональная циркуляция	232
6.2.2. Центры действия атмосферы	239
6.2.3. Климатологические фронты	245
6.2.4. Циркуляция атмосферы в тропической зоне.	
Пассаты	248
6.2.5. Муссонная циркуляция	257
6.2.6. Местная циркуляция	260
6.3. Подстилающая поверхность	267
6.3.1. Морской и континентальный климат	267
6.3.2. Горный климат	271
6.3.3. Влияние почв, растительности, снежного и ледово- го покрова на климат	275
Глава 7. Классификация климатов	279
7.1. Классификация климатов В. Кеппена	279
7.2. Классификация климатов Л.С. Берга	284
7.3. Классификация климатов Б.П. Алисова	286
Глава 8. Изменение климата	312
8.1. Методы исследования климатов прошлого	312
8.2. Климаты прошлого	314
8.3. Современное изменение климата	327
Библиографический список	330

ПРЕДИСЛОВИЕ

«Метеорология и климатология» — одна из общепрофессиональных дисциплин, читаемых при подготовке специалистов-метеорологов. Изложение сведений об основных атмосферных процессах требует использования сложного математического аппарата и физических методов исследования, что создает определенные трудности в усвоении материала студентами и специалистами.

Хорошо известные учебники С.П. Хромова, М.А. Петросянца и Б.А. Семенченко в полном объеме отражают знания о земной атмосфере. Однако курс лекций в Институте повышения квалификации Росгидромета рассчитан всего на 72 ч. Поэтому в задачу авторов предлагаемого учебного пособия входило изложение основ метеорологии и климатологии, которые могут быть дополнены сведениями из названных выше учебников.

Учебное пособие составлено в соответствии с требованиями к обязательному минимуму содержания основной образовательной программы подготовки специалиста гидрометеоролога. Рассмотрены основные проблемы метеорологии и климатологии на современном этапе, методы исследований. Освещены вопросы строения и состава атмосферы. Отдельные разделы посвящены изучению солнечной радиации, ее поглощения и рассеяния в атмосфере, явлений, связанных с этими процессами. Рассматриваются факторы, формирующие тепловой режим подстилающей поверхности и атмосферы, процессы конденсации и испарения, облако- и осадкообразования. Изложены основные положения атмосферной циркуляции, классификации климатов (В.Кеппена, Л.С. Берга, Б.П. Алисова). Методы исследований климатов прошлого, а также современное изменение климата освещены в 7 главе. В задачу авторов предлагаемого учебного пособия входило также краткое изложение основ метеорологических наблюдений по 1, 2 и 3 главам.

ВВЕДЕНИЕ

Предмет и задачи метеорологии. *Метеорология* — наука, занимающаяся всесторонним изучением земной атмосферы, ее строения, свойств, происходящих в ней физических и химических процессов и явлений. Таким образом, предметом изучения метеорологии является земная атмосфера.

Первые дошедшие до нас сводки метеорологических наблюдений относятся к V в. до н.э. Сводки о необычных погодных явлениях (парапегмы) выставлялись в греческих городах для общего обозрения.

Одна из первых научных работ, посвященных анализу метеорологических процессов, принадлежит крупнейшему ученому Древней Греции Аристотелю (384–322 гг. до н.э.). Он издал 4-томный труд под названием «Метеорологика». В этом труде приводятся объяснения ряда атмосферных процессов, соответствующие нашим представлениям: «Молния кажется опережающей гром, потому что зрение опережает слух». Или «жидкость, окружающая землю, испаряется лучами солнца и теплом, которое приходит сверху, и поднимается вверх, ...когда тепло, которое ее подняло, ослабевает, ... охлаждающий пар сгущается и снова становится водою» и т.д.

В средние века сведения о различных, преимущественно опасных явлениях погоды, заносились в летописи. Об интересе к явлениям погоды говорят записи в старинных русских летописях: «Сухмень велика и знойно добре. Погибли жита» (полное собрание старых русских летописей (ПСРЛ. Т. 9. С.65). «Стоя все лето ведро и пригоре все жито, и всякое обилие и озера и река засохша, болота же выгореша, и лещы и земля гореша» (ПСРЛ. Т.2. С. 517).

Однако лишь по окончании мрачной эпохи средневековья, когда на смену схоластического мировоззрения пришел новый естественно-научный метод исследования явлений природы, основанный на точном эксперименте, произошло зарождение метеорологии как подлинно естественной науки.

Новый этап в развитии метеорологии — инструментальные наблюдения — начинается с XVII в., когда Галилей изобрел термометр (1603 г.), а затем Торричелли создал ртутный барометр (1643 г.), а Лейбниц (1700 г.) — анероид. Изобретение этих приборов дало возможность количественно оценить важнейшие характеристики погоды — давление и температуру воздуха и позволило сопоставить их значения при наблюдениях в различных условиях. На основе установленных в это время законов механики и физики были предприняты первые

попытки объяснить некоторые метеорологические явления, обобщить накопленные ранее разрозненные фактические данные.

Вначале метеорология развивалась в недрах физики и лишь в первой половине XVIII в., не теряя связи с физикой, она выделилась в самостоятельную науку.

Почти все явления и процессы, происходящие в атмосфере, возникают и развиваются под прямым или косвенным воздействием энергии, поступающей к Земле от Солнца. Сложными путями солнечная энергия переходит в другие формы энергии, вследствие чего в атмосфере возникают движения воздушных масс, происходят разнообразные термодинамические процессы. В результате наблюдаются изменения атмосферного давления, температуры, влажности воздуха, образование облаков, выпадение осадков. Вместе с тем в атмосфере происходят также разнообразные оптические, электрические, акустические и другие явления. Атмосферные явления развиваются не изолированно, а в тесной связи между собой и с процессами, происходящими на земной поверхности. Поэтому изучение некоторых из них частично входит в круг вопросов метеорологии.

Основные задачи метеорологии можно сформулировать так:

- получение фактических данных, характеризующих атмосферу и наблюдаемые в ней явления, их качественное и количественное описание;
- установление законов, управляющих развитием атмосферных явлений;
- прогнозирование состояния атмосферы в будущем;
- восстановление состояния атмосферы в прошлом.

Предмет и задачи климатологии. Климатология — учение о климате — является одной из важнейших частей метеорологии. Климатология изучает атмосферные процессы, формирующиеся под воздействием астрономических и сложного комплекса физико-географических условий. Эти процессы возникают в основном под действием солнечной радиации, обуславливающей перенос воздуха и его трансформацию в результате обмена теплом и влагой с поверхностью моря и суши. В пределах нескольких часов или суток процессы в атмосфере протекают автономно. В более длительных временных интервалах они существенно зависят от притока тепла, и поэтому в каждой области земного шара характер процессов, частота их возникновения, длительность и порядок смены определяются географической широтой данного места, временем года, условиями рельефа и таким глобальным фактором, как распределение океанов и суши.

Метеорологические условия изменяются ежегодно, поэтому закономерности географического распределения атмосферных процессов выявляются достаточно четко только при рассмотрении данных за длительный период времени. При этом радиационный режим Земли зависит не только от изменений светимости Солнца и колебания элементов земной орбиты, но и от эволюции состава атмосферы в геологическом прошлом, и от деятельности человека. Чтобы активно воздействовать на климат, человек должен изменить, по крайней мере, одно из слагаемых этого комплекса. В настоящее время антропогенная деятельность уже может являться одной из причин изменения климата. Деятельность человеческого общества (вырубка леса, эрозия почвы в связи с эксплуатацией земли, загрязнение атмосферы вследствие работы промышленности и транспорта) в течение тысячелетий вела к изменениям климата.

Климат данной местности можно определить как характерный для нее многолетний режим погоды, обусловленный солнечной радиацией, ее преобразованиями в деятельном слое земной поверхности и связанной с ними циркуляцией атмосферы и океанов.

В разное время различными учеными климат определялся неодинаково. Древние греки, учитывая шарообразность Земли, объясняли климат наклоном солнечных лучей к земной поверхности, т. е. географической широтой места. Они делили земной шар на ряд поясов по продолжительности дня. В дальнейшем было установлено, что на климат помимо широты влияют и другие важные факторы. По А. Гумбольдту (1831 г.), климат — это все изменения в атмосфере, воздействующие на органы чувств, «важные не только для лучеиспускания Земли, органического развития растений и созревания плодов, но и для самочувствия и всего душевного настроения человека». Позднее многие ученые — Ю. Ханн, А.И. Воейков, Т.А. Любославский, В. Кеппен — стали определять климат как среднее состояние атмосферы (среднюю погоду).

Климат как атмосферный процесс (круговорот, среднее течение погоды, борьба между воздушными течениями и т. д.) определялся Н.И. Дове, Фицроем, Т. Бержероном, В.Н. Оболенским. Определение климата как режима погоды появилось позже. Его придерживались В.Н. Оболенский, Б.П. Алисов и другие ученые. П.И. Колосков рассматривал климат как географический объект: климат есть метеорологический компонент географической среды. Довольно своеобразно определил климат Л.С. Берг: «Под климатом следует понимать среднее состояние разных метеорологических явлений (или атмосферных процессов, или особенностей воздушных масс), поскольку это среднее

состояние сказывается на жизни растений, животных и человека, а также на типе почвенного покрова. Было бы несколько необычно говорить о климате до появления жизни на Земле. Климатология не считается с теми физическими процессами, которые, насколько известно, не оказывают воздействия на организмы и на типы почвообразования».

До появления жизни на Земле и до формирования органических соединений и грунтов тоже существовал какой-то климат. Развитие теории формирования климата потребовало количественного учета взаимодействия процессов в атмосфере, океане, на суше, в ледяных покровах земного шара, в связи с чем стало необходимым введение понятия *глобального климата* как ансамбля состояний метеорологической составляющей системы атмосфера–океан–суша–криосфера–биосфера, который она проходит за длительное время (не менее нескольких десятилетий). В подобном определении обычное представление о климате становится учением о *локальных климатах*, которые в физико-математической теории являются частными проявлениями глобального климата. С позиций же физико-географического подхода «локальные климаты» и есть основной объект изучения, являющийся главной причиной многообразия природных условий. Глобальный климат в географии рассматривается как система климатов земного шара.

Основные задачи климатологии:

1. Изучение закономерностей формирования климата как путем эмпирического, так и физического исследования накопленного материала.
2. Исследование изменений климата, происходящих как естественным путем, так и вызванных деятельностью человека. В этих исследованиях ведущее значение имеют физико-математические модели изменений климата. Однако их соответствие реальным, конкретным географическим условиям должно определяться на основании материалов метеорологических наблюдений, а в геологическом прошлом — по косвенным индикаторам, достаточно тесно связанным с климатом.
3. Классификация климатов, а также районирование территорий для решения практических задач.
4. Характеристика географического распределения климатов (климатография) на основе выявленных закономерностей.
5. Установление закономерностей образования микроклиматов и их классификация.

6. Исследование взаимодействия климата с природными факторами, сельским хозяйством и производственной деятельностью человека.

7. Подготовка характеристик климата, необходимых для долгосрочных прогнозов состояния атмосферы, а также для обеспечения отраслей народного хозяйства.

Важное значение имеют теоретические и эмпирические работы на базе международного сотрудничества по анализу вероятных изменений климата в будущем под влиянием антропогенных факторов.

Интенсивное развитие промышленности, сопровождающееся выбросом в атмосферу колоссальных количеств тепла, газов, различных примесей; изменение свойств подстилающей поверхности вследствие увеличения площади распаханых земель — все это не может не влиять на климат значительных ареалов Земли. Антропогенные изменения климата происходят на фоне естественных, вызванных различными климатообразующими факторами.

Исследования естественных изменений климата были начаты в ГГО в 1946 г. Е.С. Рубинштейн, продолжены О.А. Дроздовым, Т.В.Покровской, Л.А. Вительсом, Л.Г. Полозовой. Позже, когда возникла необходимость оценки антропогенных воздействий на климат, исследования в этом направлении, проводимые преимущественно под руководством М.И. Будыко, вызвали широкий размах в международном масштабе. Были созданы международная программа «Физические основы климата и его моделирование» и несколько национальных программ, привлекающих к исследованиям не только метеорологов, геофизиков, математиков, но и других специалистов. В настоящее время работает «Международная климатологическая программа», проводится большое количество совместных комплексных исследований: международные проекты ПИГАП — программа исследований глобальных атмосферных процессов, МОНЭКС — муссонная подпрограмма и другие, которые позволили получить ценный материал по ранее не изученным районам, особенно океаническим, как во внутритропической зоне, так и в полярной (ТРОПЭКС, ПОЛЭКС).

Климатические данные используются при строительстве и эксплуатации железнодорожного и водного транспорта, обслуживании авиации, строительстве зданий и сооружений, планировании городов и курортов, в здравоохранении, а также при организации различных производственных процессов в таких отраслях, как текстильная, деревообрабатывающая, торфяная, табачная. Климатические данные и карты входят в нормы и стандарты строительной промышленности.

Макро-, мезо-, микро-, фитоклиматы. Климатические условия местности в значительной степени определяются родом и характером подстилающей поверхности. Климат, формирующийся на большой территории, например, на территории физико-географической провинции, называется *макроклиматом*

Таблица 1

Критерии распределения мезо-, микро- и нано климата

Неоднородности подстилающей поверхности		Масштаб возмущений
Тип	Характеристика	Горизонтальный Вертикальный
Мезоклимат		
Горный рельеф Холмистый рельеф	Система гор Массивы площадью >100 км2	< 100 км < 1000 м
Реки Озера, моря, океаны	Ширина > 1 км Площадь зеркала 50-100 км2	
Почвенно-растительный покров Большой город	Массивы площадью >100км2 Районы города	
Микроклимат		
Горный рельеф Холмистый рельеф	Отдельные участки Отдельно стоящие холмы или группа холмов	<10 км 100–200 м
Реки Озера, пруды Почвенно-растительный покров	Ширина <1 км Площадь зеркала <50 км2 Массивы площадью <100 км2	
Город, поселок	Элементы застройки, отдельные здания, улицы	
Наноклимат		
Микровозвышения и микропонижения (бугры, кочки, гребни, борозды, западины)	Отдельные неровности с перепадом высот, измеряемым единицами и десятками сантиметров	1–3 м < 0,5 м

Однако природные условия любой физико-географической провинции не бывают однородными. Каждая из них состоит из нескольких типов местности, разных по своим природным особенностям. Так,

в любой провинции лесостепной и степной зон могут быть выделены пойменный, надпойменно-террасовый, водораздельный и другие типы местности. Каждому из этих типов соответствуют и более частные особенности климата.

Климат отдельных типов местности называется *местным климатом*. Он заметно проявляется на фоне общих климатических условий данной физико-географической провинции. Но и в каждом типе местности имеются небольшие участки, на которых под влиянием природных различий могут возникать особые проявления местного климата. Так, в пойменном типе местности всегда имеются участки, занимаемые лугом, лесом, озером, болотом, песками. На этих участках создаются свои климатические особенности. Климат, создающийся на отдельных участках под влиянием соответствующих природных различий, называется *микроклиматом* данного участка. Говорят, например, о микроклимате озера, болота, песков. Он особенно резко проявляется в приземном слое воздуха в ясную тихую погоду. Критерии разделения мезо- и микроклимата представлены в табл. 1.

Местный климат характеризует некоторые средние условия между макро- и микроклиматом. Часто различия между проявлениями местного климата и микроклимата устанавливаются с трудом, особенно в тех случаях, когда лес, болото, луг, озеро и другие природные объекты занимают сравнительно большие участки.

Микроклимат в среде обитания растений называется *фитоклиматом*. Он формируется из микроклимата приземного слоя воздуха, в котором находится надземная часть растений, и микроклимата верхнего слоя почвы, в котором располагается их корневая система. Разные растения создают и разные фитоклиматы.

Большое влияние на микроклиматические условия оказывают рельеф и экспозиция склонов. В долинах наблюдаются днем более высокие, а ночью более низкие температуры воздуха, чем на возвышенностях. В долинах чаще бывают туманы, росы, иней и заморозки.

Наибольшее количество тепла и света получают склоны, обращенные к югу. На этих склонах большая освещенность, повышенная температура и пониженная влажность почвы. Наименьшее количество тепла и света получают склоны, обращенные на север. Влияние экспозиции на нагревание склонов может быть настолько значительным, что на склонах, обращенных на север, наблюдаются черты климата более северных районов, а на склонах, обращенных на юг, — черты климата более южных районов.

Особые микроклиматические условия образуются в поймах рек: ниже температуры, выше относительная влажность воздуха. Высота

снежного покрова в пойме больше, чем на прилегающих к ней террасах, так как снег с них сдувается в пойму. Грунтовые воды в пойме обычно залегают неглубоко. Большая высота снежного покрова и неглубокое залегание грунтовых вод способствуют зимой повышению температуры пойменных вод. Почва в пойме промерзает на меньшую глубину.

В долинах больших рек заморозки весной заканчиваются раньше, а осенью появляются позже, чем на высоких берегах, так как река оказывает обогревающее действие.

На болотах создаются иные микроклиматические условия. Верхний слой болот часто состоит из разложившегося торфа, имеющего малую теплопроводность. Вследствие этого на таком болоте летом в ясную погоду верхний слой днем значительно нагревается, ночью же сильно охлаждается. Однако резкие колебания температуры болота быстро уменьшаются и на глубине около 50 см они уже малозаметны. На торфяных болотах бывают более частые и интенсивные заморозки.

Для песков характерен также свой микроклимат. Термический режим их зависит от цвета, влажности, структуры. Верхний слой песка обычно бывает сухим, что не вызывает затрат тепла на испарение, и поглощенная песком солнечная радиация идет главным образом на его нагревание. Песок при таких условиях днем сильно прогревается. Этому способствует еще и его малая теплопроводность, препятствующая уходу тепла из верхнего слоя в глубокие слои. Ночью же верхний слой песка значительно охлаждается. Большие колебания температуры песка отражаются и на температуре приземного слоя воздуха. Зимой пески быстро охлаждаются и глубоко промерзают. Пески обладают большой водопроницаемостью. Они почти полностью поглощают выпадающие осадки, которые даже при небольшом количестве проникают на значительную глубину. Поверхностный сток воды на песках отсутствует.

Особый микроклимат создается под влиянием пологих лесных полос. Такие полосы значительно уменьшают скорость ветра и ослабляют перемешивание приземного слоя воздуха. В связи с этим в приземном слое на защищенных участках на 10–20% сокращается испарение. В лесных полосах повышается влажность воздуха, зимой задерживается и накапливается снег на межполосных участках. Это защищает почву от глубокого промерзания, а зимующие растения — от вымерзания. Весной пологие лесные полосы повышают уровень грунтовых вод, уменьшают сток талых вод, а летом — ливневых.

Специфические микроклиматические условия создаются в районе водохранилищ. Проявление их зависит от погоды, времени суток и

года, размера и глубины водохранилища, характера берегов. Наиболее заметные микроклиматические различия между водохранилищем и его берегами возникают в теплое время года, в солнечную тихую погоду. Обычно при таких условиях температура воздуха днем над водой бывает ниже, чем над сушей. Ночью же наблюдается обратное явление. Возникающая при этом бризовая циркуляция воздуха вызывает днем приток менее теплого воздуха к берегам и на сушу. Глубина проникновения таких воздушных масс на сушу зависит от рельефа и времени суток. Если берега водохранилища пологие, то приходящий днем со стороны водохранилища воздух будет дальше распространяться на сушу, чем при наличии крутых берегов. Осадков в теплое время года над крупными водоемами выпадает меньше, чем на побережье, так как более холодная поверхность воды препятствует развитию над ней конвекции. Можно говорить о микроклимате сада, парка, пруда. С микроклиматическими условиями необходимо считаться при проведении различных мероприятий — озеленении городов, разведении новых растений и т. д.

Мезоклимат города. Большой современный город представляет собой довольно протяженную мезонеоднородность. Он формирует свой местный климат, а на отдельных улицах и площадях создаются своеобразные микроклиматические условия, определяемые городской застройкой, покрытием улиц, распределением зеленых насаждений и т. д.

Солнечная радиация оказывается пониженной в среднем на 20% вследствие уменьшения прозрачности атмосферы из-за дыма и пыли. Особенно сильно ослаблен приход ультрафиолетовой радиации. С другой стороны, в городе к рассеянной радиации присоединяется отраженная. Вследствие загрязнения воздушного бассейна снижено эффективное излучение, следовательно, и ночное выхолаживание. Изменение радиационного баланса, дополнительное поступление в атмосферу тепла за счет сжигания топлива и малый расход тепла на испарение приводит к более высоким температурам внутри города по сравнению с окрестностями. Выполнено много исследований, в которых отмечается существование «острова тепла» над городом. Интенсивность и размеры острова тепла изменяются во времени и в пространстве под влиянием фоновых метеорологических условий и местных особенностей города. Большая часть города представляет «плато» теплого воздуха с небольшим повышением температуры по направлению к центру города. Термическая неоднородность этого плато нарушается, что обусловлено влиянием парков и озер (области холода) и плотной застройкой промышленных и административных зданий (области теп-

ла). Разность между температурой центра города и фоновой температурой окружающей сельской местности называется интенсивностью городского острова тепла. При достаточно устойчивых погодных условиях интенсивность острова тепла имеет четко выраженный суточный ход с максимумом через несколько часов после захода Солнца и минимумом в середине дня. Усиление ветра и рост облачности в дневные часы способствуют выравниванию горизонтальной неоднородности температуры в городе и сельской местности.

По данным различных исследователей, высотное тепловое влияние городов четко проявляется в пределах 100–500-метрового слоя. Одновременно с этим в климате всего города обнаруживается много общих признаков, иногда и до высоты 1 км. Большая шероховатость подстилающей поверхности и наличие острова тепла обуславливают и особенности ветрового режима в условиях города. При слабых ветрах до 2–3 м/с может возникнуть местная городская циркуляция. У поверхности земли течения направлены к центру, где располагается остров тепла, а наверху наблюдается отток воздуха к окраинам города.

В самом городе различия в нагреве освещенных и затененных частей улиц и дворов обуславливают местную циркуляцию воздуха. В ней восходящие ветви формируются над поверхностью освещенных стен, а нисходящие — над затененными стенами и частями улиц или дворов. Наличие в городах водоемов также способствует формированию дневной местной циркуляции от водоема к городским участкам, а ночью — наоборот.

Большинство исследователей отмечают, что скорость ветра в городе снижается по сравнению с открытой местностью. Однако в городах, расположенных на холмистой территории, а также при направлениях ветра, совпадающих с направлением улиц, ограниченных многоэтажными зданиями, ветер усиливается.

Влажность воздуха в крупных городах ниже, чем в окрестностях, что связано с повышением температуры и уменьшением испарения. Экспериментальные исследования в различных городах показали, что в отдельных случаях различия в абсолютной влажности могут достигать 2,0–2,5 г/Па, а в относительной влажности воздуха 11–20%.

Летом наибольшие суммы осадков выпадают над городом, но не в его центральных частях, а на окраинах. Если влажность воздуха достаточно высокая, то повышенная конвективная неустойчивость и загрязненность воздуха над городом способствуют образованию облачности. В процессе преобразования облаков из кучевых в мощные кучевые и кучево-дождевые происходит их смещение под влиянием преобладающего переноса в атмосфере, и осадки выпадают в подветренных

районах города и за его пределами на расстоянии нескольких километров. Исследования грозовой деятельности в различных районах показали, что средняя суммарная продолжительности всех гроз за год в городе в 1,5–2,5 раза меньше, чем в его окрестностях.

Методы исследований в метеорологии и климатологии. Основной фактический материал для своих исследований метеорология получает путем наблюдений в природных условиях. Существенная особенность метеорологических явлений — их пространственно–временная изменчивость. Это вызывает необходимость такой организации наблюдений, чтобы они позволили своевременно отметить возникновение явления и проследить за ходом его развития. Эта непрерывность наблюдений во времени и пространстве достигается путем организации сети наблюдательных пунктов, в которых регулярно проводятся наблюдения по единой общей программе с помощью однотипных приборов.

Метеорологические наблюдения — это измерения и качественные оценки метеорологических величин: температуры и влажности воздуха, атмосферного давления, ветра, облачности, осадков, туманов, метелей, гроз, видимости. Сюда же присоединяются и некоторые величины, непосредственно не отражающие свойств атмосферы или атмосферных процессов, но тесно связанные с ними. Таковы температура почвы или поверхностного слоя воды, испарение, высота и состояние снежного покрова, продолжительность солнечного сияния. На некоторых метеостанциях производятся наблюдения над солнечным, земным излучением и атмосферным электричеством.

Метеорологические наблюдения за состоянием атмосферы до высот около 40 км называются *аэрологическими*. Наблюдения за состоянием более высоких слоев атмосферы — *аэрономическими*.

Полные и точные наблюдения производятся в метеорологических и аэрологических *обсерваториях*, имеющих во всех странах мира. Число таких обсерваторий невелико. Кроме того, даже самые точные наблюдения в немногочисленных пунктах не могут дать исчерпывающего представления о жизни атмосферы, поскольку атмосферные процессы протекают в разной географической обстановке по-разному. Поэтому, кроме метеорологических обсерваторий, наблюдения над основными метеорологическими величинами ведутся еще на *метеорологических* и *аэрологических станциях* по всему Земному шару.

Для изучения географического распределения метеорологических величин и сравнения состояния атмосферы (погоды и климата) в различных местах Земли необходимо, чтобы метеорологические

станции в каждой стране и во всех странах мира вели наблюдения, по возможности, однотипными приборами, по единой методике, в определенных часы суток. Иными словами, станции в каждой стране и в мировом масштабе должны составлять единое целое — *метеорологическую сеть*. В каждой стране, в том числе и в России, существует основная государственная сеть метеорологических станций, отвечающая указанному выше требованию — единообразной и согласованной работы. Помимо нее, существуют и метеорологические станции специального назначения, связанные с различными потребностями науки и экономики (сельскохозяйственные, авиационные, береговые и др.).

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

Важнейшие условия сетевых метеорологических наблюдений, помимо синхронности, — их *длительность* и *непрерывность*. Отдельные годы сильно отличаются друг от друга по режиму атмосферных процессов. Этим определяется необходимость иметь многолетние ряды систематических наблюдений. Перенос станции в другое место обрывает многолетний ряд наблюдений или нарушает его однородность.

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

Длительность и непрерывность наблюдений. Система получения первичной метеорологической информации включает в себя:

- сеть наземных метеорологических станций;
- сеть аэрологических станций;
- сеть судовых наблюдений, якорных и дрейфующих гидрометеорологических станций (буев);
- сеть метеорологических радиолокационных станций;
- космическую метеорологическую систему;
- систему авиационной разведки погоды.

Кроме того, в состав первичной метеорологической информации могут включаться данные, получаемые с помощью систем ракетного и аэростатного зондирования атмосферы.

Наблюдения на метеорологических станциях всего мира проводятся синхронно в 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 ч международного согласованного времени. Наблюдения за атмосферными явлениями проводятся непрерывно. Аэрологические станции проводят вертикальное зондирование атмосферы. Основным источником получения первичной метеорологической информации с акваторией морей и океанов являются станции и суда погоды. Они проводят метеонаблюдения по той же программе и в те же сроки, что и наземные станции.

Расстояние между соседними метеостанциями не должно превышать 100–150 км, а между аэрологическими станциями — 250–300 км. Однако необходимая плотность наземной сети метеорологических станций имеется далеко не везде. Она удовлетворяет указанным требованиям над Европой, в центральной части Северной Америки. Над океанами, в горных районах Центральной Азии достигает 1000–1500 км, а между аэрологическими станциями — 2000–3000 км.

Метеорологические радиолокационные станции (МРЛ) позволяют непрерывно определять характеристики зон облачности и осадков. При этом создается возможность обнаружения отдельных кучево-дождевых облаков, гроз, зон осадков, которые не всегда обнаруживаются при дискретных во времени и пространстве наблюдениях наземной сети станций. МРЛ позволяет получить сведения о микроструктуре облаков, их водности, интенсивности и виде осадков. Эффективный радиус обнаружения метеорологических объектов достигает 150 км, поэтому в некоторых регионах, например в Центральной и Западной Европе, практически вся территория покрыта сетью МРЛ, обеспечивающих непрерывный в пространстве обзор состояния атмосферы.

Метеорологическая космическая система состоит из метеорологических искусственных спутников Земли, функционирующих на разных орбитах, и наземного комплекса приема и обработки информации, поступающей от них.

Авиационная разведка погоды является дополнительным источником получения первичной метеорологической информации. Самолет используется как средство доставки в свободную атмосферу приборов для производства измерений атмосферных характеристик.

Программа наблюдений на метеорологических станциях. На метеорологических станциях основного типа регистрируются следующие метеорологические величины.

Атмосферное давление.

Температура и влажность воздуха на высоте 2 м над земной поверхностью.

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

Облачность — степень покрытия неба облаками, типы облаков по международной классификации, высота нижней границы облаков.

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

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

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

Продолжительность солнечного сияния.

Температура поверхности почвы и на нескольких глубинах в почве.

Состояние поверхности почвы.

Высота и плотность снежного покрова.

На некоторых станциях — *испарение* с поверхности воды или почвы.

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

На *береговых* метеорологических станциях производятся наблюдения за температурой воды и волнением водной поверхности. На большом числе *дополнительных* станций (постов) производятся наблюдения только над осадками и снежным покровом, так как для лучшего выяснения распределения этих элементов нужна более густая сеть наблюдений. В программу работы станций, имеющих определенный производственный профиль, например сельскохозяйственных, транспортных, авиационных, включаются особые дополнительные наблюдения. Не все метеорологические величины наблюдаются в каждый срок. Например, количество осадков измеряется четыре раза в сутки, высота снежного покрова — один раз в сутки, плотность снега — один раз в пять дней.

В программы наблюдений обсерваторий и отдельных станций входят еще *актинометрические* наблюдения над солнечной радиацией, земным излучением, отражательными свойствами (альбедо) поверхности земли и воды; уточненные наблюдения над температурой и влажностью воздуха на разных высотах в приземном слое воздуха

(*градиентные*); измерения содержания в воздухе пыли, химических примесей, радиоактивных продуктов; наблюдения над ионизацией воздуха, т. е. над содержанием в нем электрически заряженных частиц и над изменениями электрического поля атмосферы.

Наблюдения на метеорологических станциях имеют характер измерений и ведутся с помощью специальных измерительных *приборов*. Для сетевых приборов необходима *однотипность*, облегчающая работу сети и обеспечивающая сравнимость наблюдений.

Метеорологические приборы устанавливаются на *площадке* станции под открытым небом. Только приборы для измерения атмосферного давления (барометры) устанавливаются в закрытом помещении станции, так как разница между давлением воздуха под открытым небом и внутри помещения мала. Приборы для определения температуры и влажности воздуха защищают от действия солнечной радиации, от осадков и порывов ветра, и для этого их помещают в *будках* особой конструкции — *психрометрических*. Отсчеты по приборам делаются наблюдателем в установленные сроки наблюдений. На станциях устанавливаются также дистанционные приборы, дающие непрерывную автоматическую регистрацию важнейших метеорологических величин (температуры и влажности воздуха, атмосферного давления и ветра).

Принципы ряда метеорологических приборов были предложены еще в XVII–XIX вв. В настоящее время в метеорологическом приборостроении наблюдается прогресс. Создаются новые конструкции приборов с использованием возможностей современной техники: термо- и фотоэлементов, полупроводников, радиосвязи и радиолокации, различных химических реакций и т. п. Можно отметить активное применение в метеорологических целях *радиолокации*. На экране радиолокатора (радара) можно обнаружить скопления облаков, области осадков, грозы и даже большие атмосферные вихри (тропические циклоны) в значительном отдалении от наблюдателя и проследить их эволюцию и перемещение. Достигнуты большие успехи в конструировании *автоматических станций*, передающих свои наблюдения в течение длительного времени без вмешательства человека.

Применение карт. Основные атмосферные процессы разворачиваются на больших пространствах. Поэтому существенное значение в метеорологии и климатологии имеет сопоставление наблюдений *на географических картах*. Последующий анализ относится уже к наблюдениям не в отдельных пунктах, а в пространстве. На карту наносят фактические результаты наблюдений в один и тот же момент времени. Такая карта называется *синоптической*. Она позволяет видеть, как распределялись условия погоды и, следовательно, каковы были свой-

ства атмосферы и характер атмосферных процессов в этот момент над большой территорией. Составляя синоптические карты за последовательные моменты времени, можно проследивать развитие атмосферных процессов и делать выводы о будущей погоде.

На карты можно наносить и результаты статистической обработки многолетних наблюдений, получая *климатологические* карты. Можно составить карты многолетнего среднего распределения величин температуры или осадков на определенной территории за тот или иной месяц, карты средних дат установления снежного покрова, повторяемости гроз, наибольших или наименьших температур, наблюдавшихся в данной местности. Климатологические карты облегчают дальнейший анализ фактов, относящихся к климату, позволяют делать выводы о пространственном распределении особенностей или типов климата.

Метеорологическая служба. Во всех странах существуют специальные государственные организации, так называемые *метеорологические службы*. В состав таких служб входят государственные сети метеорологических, аэрологических и других специализированных станций, оперативные и научные метеорологические учреждения. Задачами метеорологической службы являются: развитие научных исследований атмосферы, практическое обслуживание экономики и населения информацией о погоде и климате, составление и распространение прогнозов погоды. В России руководство метеорологической службой осуществляет Федеральная служба России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет). В его систему кроме сети станций входят: научно-исследовательские институты, гидрометеорологические центры и обсерватории, авиаметеорологические станции, центры по изучению и контролю загрязнения природной среды. Научно-исследовательские институты несут ответственность за различные области метеорологии. Так, Главная геофизическая обсерватория имени А.И. Воейкова в С.-Петербурге, основанная в 1849 г., отвечает за организацию климатических исследований и службу загрязнений атмосферы, Российский гидрометеорологический центр в Москве, созданный в 1930 г., — за все виды метеорологических прогнозов, Центральная аэрологическая обсерватория в г. Долгопрудном — за методы аэрологических измерений, изучение физических свойств атмосферы, включая облака, Российский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации в г. Обнинске — за хранение, систематизацию и распространение гидрометеорологической информации, Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт в С.-Петербурге — за метеорологическое

изучение Арктики и Антарктики. Метеорологические и климатологические исследования ведутся также в Институте прикладной геофизики им. Е. К. Федорова, Институте экспериментальной метеорологии, Государственном океанографическом институте, в региональных научно-исследовательских институтах (в г. Новосибирске, г. Владивостоке), в гидрометеорологических обсерваториях, а также в Российском учебном гидрометеорологическом институте и некоторых университетах. Фундаментальными проблемами физики атмосферы занимается Институт физики атмосферы РАН, взаимодействием океана и атмосферы — Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН и Государственный океанографический институт, палеоклиматологией — Институт географии РАН. Организацией Академии наук и Росгидромета является Институт глобального климата и экологии, задача которого — наблюдение за изменениями климата и окружающей человечество среды и их изменениями под влиянием антропогенных воздействий. В настоящее время в России действует метеорологическая сеть, включающая около 5 тыс. метеостанций и постов, около 140 аэрологических станций и 20 судов погоды.

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

Международное сотрудничество в области метеорологии началось во второй половине XIX в. В 1873 г. состоялся первый международный метеорологический конгресс, заложивший основы *Международной метеорологической организации* с регулярно проходившими конференциями директоров метеорологических служб, с Международным метеорологическим комитетом, работавшим в перерывах между конференциями, и с рядом международных комиссий по разным вопросам метеорологии. Особенных успехов Международная метеорологическая организация достигла за период между двумя мировыми войнами. После второй мировой войны она была восстановлена на новой основе, как Всемирная метеорологическая организация при Организации Объединенных Наций. Каждые 5 лет собираются всемирные конгрессы ВМО, избирающие исполнительный комитет и президента организации; регулярно работает ряд технических комиссий и рабочих

групп. Секретариат ВМО находится в Женеве. Росгидромет входит в эту организацию.

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

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

Современная научная метеорология ведет начало с XVII в., когда были заложены основы физики, частью которой на первых порах являлась метеорология. Тогда же были изобретены (Галилеем и его учениками) первые метеорологические приборы и появилась возможность инструментальных наблюдений. Они начались во второй половине XVII в. и в первой половине XVIII в. в немногих пунктах Европы, а также в морских плаваниях. В это же время возникли на их основе первые метеорологические теории. К середине XVIII столетия Ломоносов уже считал метеорологию самостоятельной наукой со своими задачами и методами; он сам создал первую теорию атмосферного электричества, разрабатывал метеорологические приборы, высказал ряд важных соображений о климате и о возможности научного предсказания погоды.

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

В начале XIX столетия возникают первые государственные сети станций, трудами А. Гумбольдта и Г. В. Дове в Германии закладываются основы *климатологии*. Около 1820 г. Г. В. Брандес в Германии составил первые синоптические карты, а после изобретения телеграфа, с 50-х гг., по инициативе знаменитого астронома У. Лаверьё во Франции и адмирала Р. Фицроя в Англии синоптический метод исследова-

ния атмосферных процессов быстро вошел в общее употребление. На его основе возникли *служба погоды* и новая отрасль метеорологической науки — *синоптическая метеорология*.

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

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

Развитие метеорологии в XX столетии шло все нарастающими темпами. В дальнейшем в очень краткой характеристике этого этапа в развитии метеорологии будут названы имена только тех наиболее выдающихся ученых, деятельность и жизнь которых уже закончилась.

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

Большие успехи достигнуты с начала XX в. в области *аэрологических* исследований. Во многих странах выдвинулись выдающиеся организаторы и исследователи в этом новом направлении, в частности А. Тейсеран де Бор во Франции и Р. Ассман в Германии, открывшие

существование стратосферы. Стало знаменитым имя изобретателя первого радиозонда (1930 г.) — П. А. Молчанова.

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

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

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

Выдающиеся успехи достигнуты в *исследовании ионосферы* и еще более высоких внешних слоев атмосферы. Особенно быстрый прогресс в этом отношении связан с применением ракет и спутников. Новые, углубленные, подходы к *климатологическим* исследованиям были намечены в XX в. в Норвегии, России, США, Германии и других странах (*динамическая, или синоптическая, климатология, изучение теплового баланса Земли*). Детально исследованы климаты различных областей Земли, сильно продвинулось изучение климата Арктики и Антарктики, развивается учение о микроклимате. В России, известны своими климатологическими трудами А. А. Каминский и Л. С. Берг.

В развитии *сельскохозяйственной метеорологии и климатологии* большую роль сыграли в начале XX в. работы А.И. Воейкова, П. И. Броунова, Ф.Ф. Давитая, С.А. Сапожниковой, Ю.И. Чиркова и др. Интенсивно развиваются и другие отрасли *прикладной климатологии*, в особенности биоклиматология и индустриальная климатология.

В настоящее время объем метеорологических исследований и публикаций бурно растет, быстро развивается и международное научное сотрудничество в области метеорологии. Осуществляются международные программы: Программа исследований глобальных атмосферных процессов (ПИГАП), ПОЛЭКС (полярный эксперимент), ТРОПЭКС (тропический эксперимент) и др.

ГЛАВА 1. СОСТАВ И СТРОЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

1.1. Метеорологические величины

Атмосфера состоит из смеси газов, называемой воздухом. Количественные и качественные характеристики состояния атмосферы называются *метеорологическими величинами*.

Температура воздуха — температура, которую показывает термометр в условиях его полного контакта с атмосферным воздухом. В каждой точке атмосферы она непрерывно меняется; в разных местах Земли в одно и то же время она также различна. У земной поверхности температура воздуха варьирует в довольно широких пределах: крайние ее значения, наблюдавшиеся до сих пор, немного ниже $+60^{\circ}$ (в тропических пустынях) и около -90°C (на материке Антарктиды).

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

Температура воздуха, а также почвы и воды в большинстве стран выражается в градусах *международной температурной шкалы*, или *шкалы Цельсия* ($^{\circ}\text{C}$), общепринятой в физических измерениях. Нуль этой шкалы приходится на температуру, при которой тает лед, а $+100^{\circ}\text{C}$ — на температуру кипения воды (то и другое при давлении 760 мм рт. ст., близком к фактически существующим на уровне моря условиям). Однако в США и во многих странах Содружества наций до сих пор не только в быту, но и в метеорологии употребительна *шкала Фаренгейта* (F). В этой шкале интервал между точками таяния льда и кипения воды разделен на 180° , причем точке таяния льда приписано значение $+32^{\circ}$. Таким образом, величина одного градуса Фаренгейта равна $5/9^{\circ}\text{C}$, а нуль шкалы Фаренгейта приходится на $-17,8^{\circ}\text{C}$. Нуль шкалы Цельсия соответствует $+32^{\circ}\text{F}$, а $+100^{\circ}\text{C} = +212^{\circ}\text{F}$.

Кроме того, в теоретической метеорологии применяется *абсолютная шкала* температуры (*шкала Кельвина*, K). Нуль этой шкалы отвечает полному прекращению теплового движения молекул, т.е. самой низкой возможной температуре. По шкале Цельсия это будет $-273,18 \pm 0,03^{\circ}$. Но на практике за абсолютный нуль принимается точно -273°C . Величина градуса абсолютной шкалы равна величине градуса шкалы Цельсия. Поэтому нуль шкалы Цельсия соответствует 273° .

Атмосферное давление (давление воздуха) — сила гидростатического давления воздуха, действующая на единичную площадку (1 м^2). В неподвижном воздухе давление равно упругости воздуха и в каждой точке пространства уравнивается весом вертикального

столба воздуха единичного сечения (1 м^2), расположенного выше рассматриваемого уровня.

На практике давление обычно измеряется высотой ртутного столба в барометре, выраженной в миллиметрах ртутного столба (мм рт. ст.). Но высота ртутного столба в барометре зависит, как известно, не только от давления, но и от температуры ртути, от значения величины ускорения силы тяжести в точке наблюдения, которое изменяется как с высотой над уровнем моря, так и с широтой места. Поэтому показания ртутного барометра необходимо приводить к одной и той же температуре (обычно 0°C) и к определенной высоте и широте места. Условились приводить его к уровню моря и широте 45° и за нормальное (стандартное) давление принять давление, измеряемое весом ртутного столба высотой 760 мм с основанием 1 м^2 , на широте 45° , где ускорение силы тяжести равно $9,8 \text{ м/с}^2$.

В СИ (Международная система единиц) давление измеряется в паскалях (Па). 1 Па — это давление силой в 1 ньютон (Н), приходящееся на площадь 1 м^2 ($1 \text{ Па} = 1 \text{ Н/м}^2$).

$$1 \text{ мм рт. ст.} = 133,33 \text{ Па} = 1,3333 \text{ гПа};$$

$$1 \text{ гПа} = 0,75 \text{ мм рт. ст.};$$

$$760 \text{ мм рт. ст.} = 1013,3 \text{ гПа}.$$

Среднее атмосферное давление на уровне моря близко к 1013,3 гПа.

Основным прибором для измерения атмосферного давления служит ртутный барометр. В приборе атмосферное давление уравнивается давлением столба ртути. По изменениям высоты ртутного столба можно судить об изменениях атмосферного давления.

Воздух в закрытом помещении свободно выравнивает свое давление с наружным воздухом через поры и щели в стенах, через окна. Разница между атмосферным давлением в помещении и на том же уровне под открытым небом обычно совершенно незначительная. Поэтому на метеорологических станциях барометры устанавливают внутри помещения.

Для характеристики влажности воздуха применяются *гигрометрические величины*:

– *парциальное давление водяного пара e , гПа* — часть давления газовой смеси, принадлежащее данному газу или пару. Парциальное давление водяного пара пропорционально его плотности и абсолютной температуре.

Давление водяного пара в состоянии насыщения называют давлением насыщенного водяного пара E . Это максимальное давление

водяного пара, возможное при данной температуре. Оно определяется эмпирической формулой Мангуса:

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

где $E_0 = 6,107 \text{ гПа}$ — давление насыщенного водяного пара при температуре 0°C . Давление насыщенного водяного пара над чистой водой и над льдом разные. Для давления *над чистой водой* $a = 7,6326$, $b = 241,9$, для *давления над льдом* $a = 9,5$, $b = 265,5$.

— *абсолютная влажность воздуха*, a , г/м^3 — количество (масса) водяного пара, содержащегося в единице объема.

$$a = \frac{m}{V},$$

— *массовая доля водяного пара (удельная влажность)*, S , г/кг , кг/кг — это отношение массы водяного пара к общей массе влажного воздуха.

$$S = \frac{\rho_n}{\rho_n + \rho_c},$$

$$S(\text{кг/кг}) = 0,622 \frac{e}{P} \text{ (СИ)},$$

$$S(\text{г/кг}) = 622 \frac{e}{P},$$

где S в промилле (‰), т.е. масса пара в граммах в 1 кг влажного воздуха.

— *отношение смеси*, r , г/кг , кг/кг — отношение массы водяного пара к массе сухого воздуха в данном объеме влажного воздуха.

$$r = \frac{\rho_n}{\rho_c},$$

$$r = 622 \frac{e}{\rho - e} \quad (\text{г/кг}) \quad (\text{практическая единица}),$$

$$r = 0,622 \frac{e}{\rho - e} \quad (\text{кг/кг}) \quad (\text{СИ}).$$

Справедливо также

$$S = \frac{r}{1+r}, \quad r = \frac{S}{1-S}, \quad S \approx r.$$

На практике различие между S и r не делается и для численной оценки r используется формула для S .

— *дефицит (давления) насыщения*, d , гПа : $d = E - e$.

— *температура точки росы*, T_d (τ), $^\circ\text{C}$ — температура, до которой нужно при неизменном давлении понизить температуру воздуха, чтобы пар, содержащийся в нем, достиг состояния насыщения.

– дефицит температуры точки росы, ΔT_d , °C — разность температуры и температуры точки росы.

$$\Delta T_d = T^\circ C - T_d^\circ C$$

– относительная влажность воздуха, f , % — степень близости воздуха к состоянию насыщения:

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

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

Указанные величины связаны между собой и могут быть выражены посредством друг друга.

Скорость и направление ветра. Ветром называется движение воздуха относительно земной поверхности. Так как горизонтальная составляющая этого движения значительно превосходит вертикальную, то при наблюдениях обычно ее отмечают как ветер, характеризуя его скоростью и направлением. Направление ветра определяется указанием той точки горизонта, откуда дует ветер. Направление дается по сторонам горизонта с делением его на 8 или 16 румбов (рис. 1.1).

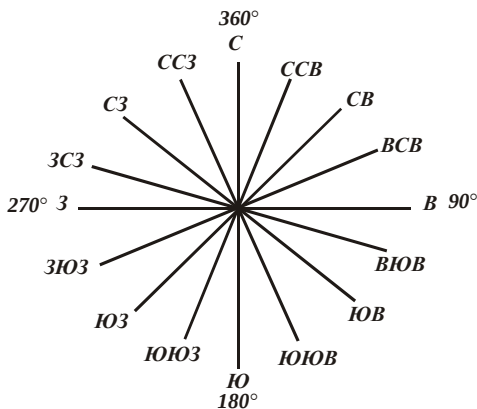


Рис 1.1. Наименование румбов

Скорость ветра обычно измеряется в *м/с*, *км/ч*, иногда в условных единицах — баллах по шкале Бофорта (табл. 1.1), взятой из морской практики:

Таблица 1.1

Шкала скорости ветра

Название	Скорость, балл	Скорость, м/с
Штиль	0	0–0,5
Тихое дуновение	1	0,6–1,7
Легкий ветер	2	1,8–3,3
Слабый ветер	3	3,4–5,2
Умеренный ветер	4	5,3–7,4
Свежий ветер	5	7,5–9,8
Крепкий ветер	6	9,9–12,4
Сильный ветер	7	12,5–15,2
Очень крепкий ветер	8	15,3–18,2
Шторм	9	18,3–21,5
Сильный шторм	10	21,6–25,1
Жесткий шторм	11	25,2–29,0
Ураган	12	более 29

1.2. Состав воздуха у земной поверхности

1.2.1. Состав сухого воздуха

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

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

Воздух без водяного пара называют *сухим*. У земной поверхности сухой воздух на 99% состоит из *азота* (78% по объему или 76% по

массе) и *кислорода* (21% по объему или 23% по массе). Оба эти газа входят в состав воздуха у земной поверхности в виде двухатомных молекул (N_2 и O_2) (табл. 1.2.).

Таблица 1.2

Состав атмосферного воздуха (%)

Состав	N_2	O_2	Ar	CO_2	Ne, He, CH_4 , Kr, H_2 , N_2O , Xe, O_3 , NO_2 , SO_2
По объему	78,08	20,95	0,93	0,03	0,01
По массе	75,52	23,15	1,28	0,046	0,004

Оставшийся 1% приходится почти целиком на *аргон* (Ar). Всего 0,08% остается на *углекислый газ* (CO_2). Многочисленные другие газы входят в состав воздуха в тысячных, миллионных и еще меньших долях процента. Это криптон, ксенон, неон, гелий, водород, озон, йод, радон, метан, аммиак, перекись водорода, закись азота и др. Все перечисленные газы всегда сохраняют газообразное состояние при наблюдающихся в атмосфере температурах и давлениях не только у земной поверхности, но и в высоких слоях.

Процентный состав сухого воздуха у земной поверхности очень постоянен и практически одинаков повсюду. Существенно меняться может только содержание углекислого газа. В результате процессов дыхания и горения его объемное содержание в воздухе закрытых, плохо вентилируемых помещений, а также промышленных центров может возрастать в несколько раз — до 0,1–0,2%. Совершенно незначительно меняется процентное содержание азота и кислорода. Однако в настоящее время в атмосферу поступает большое количество газов, которых не было в ее составе раньше, например, некоторые хлорфторуглеводороды, в том числе фреоны. Характерная особенность земной атмосферы — чрезвычайно малое содержание в ней как легких (H_2 , He, CH_4), так и тяжелых (Kr, Xe) газов.

Сухой воздух примерно в 800 раз легче воды и 1 m^3 его весит при нормальных условиях ($t^\circ = 0^\circ$, $P = 1013,3 \text{ зПа}$) 1,293 кг. Его теплоемкость при постоянном давлении примерно в 4 раза меньше теплоемкости воды, а теплопроводность в 20–30 раз меньше теплопроводности воды и в тысячу раз меньше теплопроводности металлов.

1.2.2. Водяной пар в воздухе

Источники и стоки водяного пара в тропосфере определяются целиком испарениями и осадками. Непрерывно действующим источником атмосферного водяного пара является поверхность океана и

материков, с которой ежегодно испаряется $5,05 \cdot 10^8$ и $0,72 \cdot 10^8$ млн т воды соответственно.

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

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

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

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

С водяным паром в воздухе и с его переходами из газообразного состояния в жидкое и твердое связаны важнейшие процессы погоды и особенности климата. Наличие водяного пара в атмосфере существенно сказывается на тепловых условиях атмосферы и земной поверхности. Водяной пар сильно поглощает длинноволновую инфракрасную радиацию, которую излучает земная поверхность. В свою очередь, и сам он излучает инфракрасную радиацию, большая часть которой идет к земной поверхности. Это уменьшает ночное охлаждение земной поверхности и тем самым также нижних слоев воздуха. На испарение воды с земной поверхности затрачиваются большие количества тепла, а при конденсации водяного пара в атмосфере это тепло отдается воздуху. Облака, возникающие в результате конденсации, отражают и

поглощают солнечную радиацию на ее пути к земной поверхности. Осадки, выпадающие из облаков, являются важнейшим элементом погоды и климата.

1.2.3. Главные малые газовые составляющие атмосферы

В атмосфере в небольшом количестве постоянно присутствуют так называемые малые газовые составляющие (МГС). Они иногда довольно активны в разных реакциях и химических превращениях и сильно поглощают ИК-радиацию. Поэтому МГС, особенно такие, как озон, диоксид углерода и др., играют большую роль в изменении климата. К МГС можно отнести также и весьма активный в радиационном и химическом отношениях водяной пар.

Озон (O_3) образуется при соединении молекул кислорода с атомами кислорода. Большая часть его находится в стратосфере в виде широкого слоя. Максимальная концентрация озона в тропиках наблюдается на высоте 24–27 км, в умеренных широтах — 19–21 км, в полярных широтах — 13–15 км. На больших высотах его содержание быстро убывает. Общее содержание O_3 в столбе атмосферы эквивалентно 0,20–0,67 см слоя озона при нормальных условиях (приведенная толщина слоя озона). Оно заметно зависит от сезона, места, от переноса озона воздушными течениями и других факторов. Общее содержание озона в умеренных и высоких широтах имеет хорошо выраженный годовой ход с максимумом весной и минимумом осенью. В тропиках годовой ход выражен гораздо слабее. В северном полушарии самые большие концентрации озона, как правило, отмечаются над районом магнитного полюса в Канадском арктическом архипелаге и в области Восточно-Сибирской магнитной аномалии, в южном полушарии — в Антарктиде, в районе южного магнитного полюса (станция Восток). Озон взаимодействует с другими МГС. Поглощая заметно радиацию с длинами волн от 0,15 до 0,29 мкм (один микрон — тысячная доля миллиметра), он предохраняет тем самым живые организмы на земной поверхности от ее физиологически вредного действия. Сильно поглощая солнечную радиацию, он повышает температуру тех слоев атмосферы, в которых находится.

Диоксид углерода (CO_2) хорошо перемешан в атмосфере. Его концентрация составляет около 0,032% (по объему), причем имеется тенденция к ее росту, связанная с антропогенными воздействиями. Диоксид углерода играет важную роль в радиационном балансе и изменчивости климата Земли, а также влияет на вегетацию растений. Один из мощных источников CO_2 в атмосфере — вулканы. Локальное

значение как источники имеют лесные пожары, промышленные объекты, транспорт. Глобальный сток углекислого газа обеспечивает биосфера, особенно биосфера океана. В тропосфере содержится около $23 \cdot 10^{12}$ т диоксида углерода, в деятельном слое океана — около $27 \cdot 10^{12}$ т и в глубинных водах — около $330 \cdot 10^{12}$ т. В среднем за год из атмосферы в океан переходит $26,8 \cdot 10^9$ т и возвращается обратно около $24,7 \cdot 10^9$ т CO_2 . Некоторая часть углекислоты осаждается в виде остатков жизнедеятельности зоопланктона.

Метан (CH_4) — газ, в основном, органического происхождения. Его концентрация в тропосфере медленно (на 1,2–1,5% в год) увеличивается. Он хорошо перемешан в тропосфере, но выше тропопаузы его содержание быстро убывает в результате окисления и участия в реакциях с другими МГС. Источниками метана являются биосфера и литосфера. Значительный вклад в биологическое образование метана вносит деятельность анаэробных бактерий. Большое количество метана образуется в болотах, прудах, на рисовых плантациях. Поглотителями метана являются, как правило, сухие почвы. Основным стоком метана в атмосфере является реакция с гидроксилом OH , оставшаяся часть идет на накопление в атмосфере.

Оксид углерода (CO). Имеет как антропогенное, так и органическое (морское) происхождение. Влияние оксида углерода на химию тропосферы и стратосферы хотя и является косвенным, но очень важно. Повышение содержания CO ведет к снижению содержания гидроксила, что, в свою очередь, способствует повышению содержания большого класса веществ, для которых стоком являются реакции с гидроксилом. Разрушается оксид углерода в основном в тропосфере, часть молекул может быть перенесена в стратосферу. Единственным существенным стоком CO является реакция с гидроксилом.

Закись азота (N_2O) образуется в основном в результате сложных процессов с участием бактерий при нитрификации и денитрификации почв, т.е. биосфера — ведущий источник образования закиси азота. По оценке, скорость образования колеблется от 10 до 50 млн т/год. Содержание N_2O увеличивается примерно на 0,3% в год. Закись азота имеет некоторое значение для парникового эффекта. Закись азота присутствует во всей тропосфере и проникает в нижнюю стратосферу.

1.2.4. Аэрозольные примеси

Аэрозоли — твердые и жидкие мелкие частицы, взвешенные в воздухе, весьма разнообразного состава, размеров и свойств (капли и кристаллы облаков, пыль, поднятая с поверхности Земли, а также вы-

брошенная вулканами (в том числе в стратосферу), метеорная пыль, частицы солей морской воды, сажи, цемента и др.) Скорость их падения (оседания) мала, а относительная поверхность велика, так что они могут принимать заметное участие в химических – гетерогенных – реакциях с малыми газовыми составляющими и радикалами.

Атмосферный аэрозоль является продуктом сложной совокупности химических и физических процессов. Вследствие сложности этих процессов и относительно короткого времени жизни аэрозоля, его химический состав и физические характеристики очень изменчивы.

Атмосферный аэрозоль в зависимости от его состава или источников можно разделить на классы:

I — аэрозоли природного происхождения: продукты испарения морских брызг, минеральная пыль, вулканический аэрозоль, частицы биогенного происхождения, продукты природных газофазных реакций (например, сульфаты, возникающие за счет восстановленной серы, поступающей с поверхности океана) и т. д.

II — аэрозоли антропогенного происхождения: промышленные выбросы частиц.

Основным аэрозольным компонентом нижней атмосферы ряда регионов земного шара являются частицы почвенного происхождения (особенно над аридными зонами). Они могут сильно менять оптические свойства атмосферы. К океаническим аэрозолям относятся твердые и жидкие частицы малых размеров (от долей до десятков *мкм*), содержащиеся в атмосфере над океаном.

Наряду с прямым выбросом значительная масса аэрозолей является продуктом превращения из газовых примесей, попадающих тем или иным образом в атмосферу. Основными составляющими газового загрязнения атмосферы являются: сернистый газ SO_2 , оксид углерода CO , диоксид углерода CO_2 , нитраты NO_x , сероводород H_2S , углеводороды выхлопных газов автомобилей, аммиак NH_3 , радиоактивные отходы атомных станций. Вследствие соединения ряда газов, особенно SO_2 и оксидов азота с кислородом, водяным паром и др., под влиянием фотохимических и других реакций образуются вещества, которые переходят в твердое или жидкое состояние. По существующим оценкам, поступление в атмосферу твердых аэрозолей естественного происхождения составляет 1280 ± 885 млн *т* в год и антропогенного происхождения 50 ± 40 млн *т* в год.

Небольшую часть из перечисленных примесей составляют крупные частицы радиусом более 5 *мкм*, например, пыль. Почти 95% частиц имеют радиусы менее 5 *мкм*. Удаляются аэрозоли из атмосферы главным образом при выпадении осадков, прилипая или присоеди-

няясь к каплям воды или снежинкам. Особую опасность сейчас приобрел процесс: газовый выброс $\rightarrow$ аэрозоль $\rightarrow$ вымывание осадками. Образуется частицы кислот: H_2SO_4 , HCl , HNO_3 и т. д. Эти кислоты затем вымываются из атмосферы осадками, образуя кислотные дожди.

Целесообразно различать тропосферный и стратосферный аэрозоль.

В тропосфере с высотой число взвешенных частиц быстро убывает: на высоте 5–10 км их всего десятки в 1 см^3 . Однако в стратосфере существует второй максимум аэрозолей — стратосферные аэрозоли. Они более равномерно распределены и более однородны по составу, образуются в самой стратосфере в результате окисления некоторых газов, содержащих серу, и формируют слой Юнге толщиной около 10 км с нижней границей примерно на уровне тропической тропопаузы и на 2–4 км выше уровня полярной тропопаузы. Главным образом это капли серной кислоты.

Масса стратосферных аэрозолей в 30–70 раз меньше средней глобальной массы тропосферных аэрозолей. Но они очень устойчивы, поэтому ослабляют приходящую солнечную радиацию.

Наиболее крупные аэрозоли, обладающие гигроскопическими свойствами, играют роль ядер конденсации. В общем, в атмосферном столбе над каждым квадратным сантиметром земной поверхности содержится 10^8 – 10^9 аэрозольных частичек. Общий их вес в атмосфере не менее 10^8 т . Это огромное число, но оно мало по сравнению со всей массой атмосферы, которая составляет $5 \cdot 10^{15} \text{ т}$.

От количества и рода аэрозольных примесей зависят явления поглощения и рассеяния радиации в атмосфере, т. е. ее большая или меньшая прозрачность для радиации. Наличие взвешенных частичек создает в атмосфере также ряд оптических явлений, свойственных коллоидным растворам. Наиболее крупные аэрозольные частички, обладающие гигроскопическими свойствами, играют в атмосфере роль *ядер конденсации*, т. е. центров, к которым присоединяются молекулы водяного пара, образуя водяные капельки.

Аэрозольные примеси в воздухе могут легко переноситься воздушными течениями на большие расстояния. Песчаная пыль, попадающая в воздух над пустынями Африки и Передней Азии, неоднократно выпадала в больших количествах на территории Южной и Средней Европы. Дым лесных пожаров в Канаде переносился сильными воздушными течениями на высотах 8–13 км через Атлантику к берегам Европы, еще сохраняя достаточную концентрацию. Дым и пепел больших вулканических извержений неоднократно распространялись в высоких слоях атмосферы на огромные расстояния, окутывая весь

Земной шар. Помутнение воздуха и аномально красная окраска зорь наблюдались в течение многих месяцев после извержений вулканов. Радиоактивные продукты, попадающие в атмосферу при термоядерных взрывах, распространяются в высоких слоях атмосферы над огромными пространствами Земного шара.

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

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

Облака наблюдаются на разных высотах в пределах нижних 10–15 *км*, причем с высотой *водность облаков* (т. е. содержание в них жидкой воды на единицу объема) убывает. Изредка наблюдаются особые очень легкие облака на высотах около 20–25 *км* (*перламутровые*) и около 75–90 *км* (*серебристые*).

Нередко скопления капелек и кристаллов начинаются от самой земной поверхности, и в этих случаях они называются *туманами*.

1.3. Изменение состава воздуха с высотой

В начале XIX в. французский ученый Джон Дальтон сформулировал закон: в покоящейся смеси газов каждый газ распределяется в пространстве независимо от присутствия других газов. Общее давление смеси газов P равно сумме парциальных давлений отдельных газов P_i , т. е.

$$P = \sum_{i=1}^n P_i \cdot$$

В применении к атмосфере (если бы она была недвижимой) это означало бы, что каждый газ, составляющий воздух, должен образовывать свою собственную атмосферу, а значит, доля легких газов должна была бы возрасть с высотой. В этом заключается *идея гравитационного разделения газов*. Однако данные наблюдений свидетельствуют о неизменности газового состава воздуха в нижнем 100–километровом слое атмосферы. Это означает, что в нижних 100 км воздух, находящийся в постоянном движении, так хорошо перемешивается по вертикали, что атмосферные газы не расслаиваются по плотности, как это было бы в условиях неподвижной атмосферы. Этот слой атмосферы получил название *гомосферы*. Таким образом, в *гомосфере* состав воздуха мало меняется с высотой (кроме CO_2 , O_3 , водяного пара).

Выше 100 км начинается расслоение газов по плотности, которое увеличивается с высотой. Процесс разделения газов осложняется диссоциацией молекул на атомы под действием коротковолнового (ультрафиолетового) солнечного излучения.

На высоте 90–95 км относительное содержание N_2 и O_2 мало отличается от их содержания у земной поверхности. Выше 90 км имеет место существенное отличие, так как здесь начинается заметная диссоциация молекул O_2 , которая очень быстро возрастает с высотой. Процесс превращения O_2 в атомарный начинается уже на высоте 20 км, на высотах же 90–100 км достигает максимума. На высоте 200 км число атомов кислорода сравнивается с числом молекул кислорода. Образующийся атомарный кислород — наиболее важный свободный радикал в атмосфере. Атомы кислорода способствуют образованию молекул озона, окислению ряда МГС (например, метана) и т. д. При возбуждении атомов кислорода электронами солнечного ветра они высвечиваются, иногда в виде ярких полярных сияний.

При диссоциации молекул воды радиацией с $\lambda \leq 0,18$ мкм образуется гидроксил (ОН). Ночью концентрация гидроксильных групп существенно убывает. Зимой она выше, чем летом. Возбужденные молекулы ОН создают свечение ночного неба на высоте примерно 80 км. Примерно в такой же концентрации в атмосфере имеется и пергидроксил HO_2 . Он способствует разрушению метана, озона, аммиака, диоксида серы, сероводорода и др.

В слое 100–200 км преобладающим газом остается молекулярный азот, диссоциация которого начинается на высоте 220 км.

С высотой в атмосфере происходят изменения и в содержании других газов. В нижних слоях аргона содержится в 1700 раз больше, чем гелия. Выше 200 км аргона уже нет, а содержание гелия на высоте 1000 км только в три раза меньше, чем у поверхности Земли. Выше

1000 км атмосфера состоит главным образом из гелия и водорода в атомарном состоянии. На этих высотах приобретает большое значение процесс ускользания легких газов из земной атмосферы в мировое пространство. Выше 1500 км в годы минимальной солнечной активности атмосфера состоит из водорода, а в годы максимальной солнечной активности — преимущественно из гелия.

Таким образом, вся внешняя часть атмосферы (выше 90–100 км) характеризуется непрерывным изменением состава, как по слоям, так и во времени вследствие фотодиссоциации газовых молекул и приближения к условиям диффузного равновесия. Эта часть атмосферы называется *гетеросферой*.

Процентное содержание *водяного пара* в воздухе изменяется с высотой. Водяной пар постоянно поступает в атмосферу снизу, а распространяясь вверх конденсируется, сгущается. Поэтому *упругость и плотность водяного пара убывают с высотой быстрее, чем упругость и плотность остальных газов воздуха*. Общая плотность воздуха становится вдвое меньше, чем у земной поверхности, на высоте более 5 км, а плотность водяного пара в среднем убывает вдвое в свободной атмосфере на высоте 1,5 км и в горах на высоте 2 км. Поэтому и процентное содержание водяного пара в воздухе убывает с высотой.

На высоте 5 км упругость водяного пара и, следовательно, его содержание в воздухе в десять раз меньше, чем у земной поверхности, а на высоте 8 км — в сто раз меньше. Таким образом, выше 10–15 км содержание водяного пара в воздухе ничтожно мало.

1.4. Электрическое поле атмосферы

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

Молекулы воздуха заряжаются вследствие потери электрона или присоединения свободного электрона. К заряженной молекуле присоединяются другие молекулы, в которых происходит путем индукции разделение зарядов. Так возникает электрически заряженный комплекс молекул, называемый *легким ионом*. Заряженные молекулы могут также присоединяться к ядрам конденсации или пылинкам, взвешенным в воздухе, вследствие чего возникают более крупные *тяжелые ионы* с массами в тысячи раз большими, чем у легких ионов. Содержание легких ионов у земной поверхности в несколько сотен раз меньше, чем тяжелых. Капельки и кристаллы облаков и осадков, возникая на ионах как на ядрах конденсации, также могут стать носите-

лями электрических зарядов. Заряды капелек и кристаллов гораздо больше, чем заряды ионов.

С высотой содержание ионов увеличивается, особенно в слоях выше 80–100 км. Ионы являются здесь в основном заряженными атомами кислорода, гелия и водорода. В слоях от 100 до 200 км преобладают молекулярные ионы окиси азота (NO). Кроме того, значительная часть ионов в высоких слоях представляет собой *свободные электроны*. Содержание ионов измеряется миллионами на 1 м^3 воздуха.

Ионы в атмосфере постоянно перемещаются. Именно благодаря этому атмосфера обладает *электропроводностью*, малой — в нижних слоях, значительной — в высоких. В атмосфере всегда существуют подвижные электрические заряды, связанные с ионами, а также с элементами облаков и осадков. Заряды эти — обоих знаков, но преобладают положительные, поэтому *суммарный заряд атмосферы* — *положительный*. Сама земная поверхность также обладает электрическим зарядом, притом в сумме *отрицательным*.

В результате атмосфера обладает *электростатическим полем*, в каждой точке которого есть то или иное значение *потенциала*. Это значит, что электрический заряд, помещенный в любой точке атмосферы, будет испытывать силу, действующую на него в направлении, нормальном к поверхности равного потенциала, проходящей через эту точку. Эту силу на единицу положительного электрического заряда называют *напряженностью* атмосферно-электрического поля. Она направлена при отсутствии облаков сверху вниз и измеряется изменением потенциала поля на единицу расстояния, т. е. в вольтах на метр (B/m).

В приземном слое атмосферы напряженность поля, в среднем для всего земного шара, около 100 B/m . В промышленных районах с сильно загрязненным воздухом она значительно больше. С высотой напряженность поля уменьшается. На высоте 10 км она всего около 5 B/m . Выше 20 км напряженность поля очень мала, а проводимость воздуха в этих слоях достаточна для выравнивания разностей потенциала. Напряженность электрического поля атмосферы испытывает изменения в суточном и годовом ходе, а также очень большие возмущения, связанные с развитием облаков. В общем, перенос электричества должен происходить от положительно заряженной атмосферы к отрицательно заряженной земной поверхности.

В грозовых облаках происходит сильная электризация облачных элементов и разделение положительных и отрицательных зарядов по отдельным частям облака. Вследствие этого в облаках, а также между

облаками и землей возникают огромные разности потенциалов, при которых напряженность поля достигает до десятков тысяч V/m . При этом в атмосфере возникают не только положительные, но и отрицательные заряды, индуцирующие положительный заряд на земной поверхности. Напряженность поля между облаком и землей может даже изменить свое направление, т. е. получить направление вверх. В связи с указанными огромными разностями потенциалов в атмосфере возникают искровые электрические разряды — *молнии*, как в облаках, так и между облаками и землей. При напряженности поля, направленной вверх, молнии могут переносить к земной поверхности очень большие отрицательные заряды, которые и компенсируют потерю отрицательного заряда земной поверхностью в спокойную погоду.

1.5. Строение атмосферы

Атмосфера состоит из нескольких *концентрических слоев*, отличающихся один от другого по температурным и иным условиям. Условно атмосферу можно разделить на нижнюю (тропосфера и тропопауза), среднюю (стратосфера, стратопauses, мезосфера, мезопауза) и верхнюю (выше мезопаузы).

Тропосфера. В тропосфере сосредоточено 4/5 всей массы атмосферного воздуха. Для нее характерно, что температура здесь с высотой падает в среднем на $0,65^\circ C/100\text{ м}$ (в отдельных случаях распределение температуры по вертикали варьирует в широких пределах). В тропосфере содержится почти весь водяной пар атмосферы и возникают облака. Сильно развита здесь и турбулентность, особенно вблизи земной поверхности (в переводе с греческого «тропос» — «вращаться», «перемешиваться»).

Высота, до которой простирается тропосфера, над каждым местом Земли меняется изо дня в день. В среднем годовом тропосфера простирается над полюсами до высоты около 9 км, над умеренными широтами до 10–12 км и над экватором до 15–17 км. Средняя годовая температура воздуха у земной поверхности около $+26^\circ C$ на экваторе и около $-23^\circ C$ на северном полюсе. На верхней границе тропосферы над экватором средняя температура около $-70^\circ C$, над северным полюсом зимой около $-65^\circ C$, а летом около $-45^\circ C$.

Давление воздуха на верхней границе тропосферы соответственно ее высоте в 5–8 раз меньше, чем у земной поверхности. Процессы, происходящие в тропосфере, имеют непосредственное и решающее значение для погоды и климата у земной поверхности. Нижний пограничный слой атмосферы толщиной 1000–1500 м (в тропиче-

ской зоне несколько больше) называют *планетарным пограничным слоем* (ППС), или *слоем трения*, для которого определяющим фактором является турбулентное трение. В ППС происходит обмен импульсом, теплом и влагой между подстилающей поверхностью и атмосферой. Наиболее активно эти процессы протекают в нижней части ППС толщиной 30–50 м. Этот слой называют *приземным (приводным) слоем*.

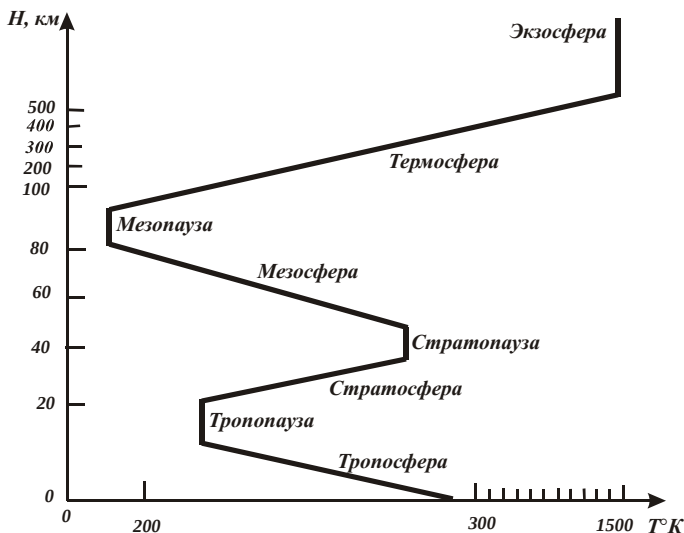


Рис. 1.2. Распределение температуры в атмосфере с высотой

Тропопауза отделяет тропосферу от стратосферы. Это тонкий переходный слой толщиной 1–2 км, где падение температуры с высотой сменяется постоянством (изотермией). Границы тропопаузы слабо различимы. Чаще называют тропопаузой верхнюю поверхность тропосферы, на которой вертикальный температурный градиент убывает до $0,2^\circ\text{C}/100\text{ м}$ или ниже. Зимой тропопауза ниже, чем летом. В циклонах она понижается, в антициклонах повышается. Вблизи тропопаузы формируются потоки воздуха в виде узких течений с очень большими скоростями (150–300 км/ч) — *струйные течения*.

Стратосфера. Над тропопаузой до высоты 50–55 км расположена *стратосфера*, характеризующаяся тем, что температура в ней в среднем растет с высотой (рис. 1.2). В нижних слоях стратосферы (от тропопаузы примерно до 25 км) температура постоянна или весьма медленно растет с высотой (зимой в полярных широтах она даже может слабо падать). Но выше происходит довольно быстрое возрастание

температуры с высотой, приблизительно на $0,28^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Повышение температуры с высотой объясняется поглощением солнечной радиации озоном, сосредоточенным в стратосфере. Водяного пара в стратосфере ничтожно мало, но на высотах 20–25 км иногда наблюдаются очень тонкие, так называемые *перламутровые облака*. Днем они не видны, а ночью кажутся светящимися, так как освещаются солнцем, находящимся под горизонтом. Эти облака состоят из переохлажденных водяных капелек.

Стратопауза разделяет стратосферу и мезосферу. Средняя температура стратопаузы около 0°C , однако возможны значительные отклонения — $\pm 20^{\circ}\text{C}$. Стратопауза имеет значительный наклон от полюса к экватору: зимой над полюсами высота стратопаузы около 57 км, над экватором — около 47 км. Зимой высота стратопаузы на 2–3 км выше, чем летом. Температура стратопаузы в высоких широтах летом на $15\text{--}20^{\circ}\text{C}$ выше, чем зимой.

Мезосфера. Мезосфера простирается до 80–85 км. Температура здесь понижается с высотой на $0,35^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ и достигает в верхней её части $-70\text{...}-80^{\circ}\text{C}$. На высотах около 80 км наблюдаются особого рода облака, освещаемые Солнцем в ночные часы, так называемые *серебристые* (мезосферные, ночные светящиеся). Они издают слабое серебристо-синее свечение на темном фоне ночного неба. Их можно наблюдать в северной части горизонта, на широтах $50\text{--}75^{\circ}$ с. ш., когда Солнце уходит за горизонт на $5\text{--}13^{\circ}$. Серебристые облака состоят из мелких кристаллов льда. Ядрами конденсации служит вулканическая и метеорная пыль. Водяной пар или занесен снизу, или является результатом химического синтеза атмосферного кислорода и водорода. Свечение этих облаков — результат не только рассеяния солнечного света, но и фотолюминисценции ледяных кристаллов под влиянием ультрафиолетовой радиации Солнца. На верхней границе мезосферы давление воздуха в 200 раз меньше, чем у земной поверхности. Таким образом, в тропосфере, стратосфере и мезосфере вместе, до высоты 80–85 км, заключается более чем 99,5% всей массы атмосферы. В мезосфере уже может быть повышенная ионизация, то есть возникать так называемый Д-слой ионосферы, довольно изменчивый по времени суток и сезонам и зависящий от активности Солнца. Ночью Д-слой, состоящий преимущественно из молекулярных ионов кислорода и азота, может почти полностью исчезать.

Мезопауза отделяет мезосферу от термосферы. Температура здесь достигает $-85\text{...}-90^{\circ}\text{C}$.

Термосфера простирается до высоты 450–500 км. Температура резко повышается и на высотах 200–250 км достигает 2000 К в перио-

ды большой солнечной активности и 1060 K при малой активности. Ночью температуры составляют соответственно 1300 K и 730 K . Но такая температура характеризует только кинетическую энергию движения молекул. Постороннее тело, помещенное на эту высоту, вследствие очень сильной разряженности воздуха не воспринимает столь высокую температуру. Температура посторонних тел (МСЗ, космических кораблей, ракет) на этих высотах в основном определяется поглощаемой ими лучистой энергией. Наблюдаются слои ионосферы Е и F. Слой Е состоит преимущественно из молекулярных ионов кислорода и азота, расположен на высотах 110–140 км. На высоте 140–400 км находится слой F, состоящий из атомных ионов кислорода.

Слой, простирающийся от верхней части мезосферы примерно до 800–1000 км, называется *ионосферой*. Ионосфера, как говорит само название, характеризуется очень сильной степенью *ионизации* воздуха. Содержание ионов здесь во много раз больше, чем в нижележащих слоях, несмотря на сильную общую разреженность воздуха. Эти ионы представляют собой в основном заряженные атомы кислорода, заряженные молекулы окиси азота и свободные электроны. Положение ионосферных слоев и концентрация ионов в них все время меняются. Спорадические скопления электронов с особенно большой концентрацией носят название *электронных облаков*.

От степени ионизации зависит *электропроводность* атмосферы. Поэтому в ионосфере электропроводность воздуха в общем в 10^{12} раз больше, чем у земной поверхности. Радиоволны испытывают в ионосфере поглощение, преломление и отражение. Волны длиной более 20 м вообще не могут пройти сквозь ионосферу: они отражаются уже электронными слоями небольшой концентрации в нижней части ионосферы (на высотах 70–80 км). Средние и короткие волны отражаются вышележащими ионосферными слоями. Именно вследствие отражения от ионосферы возможна дальняя связь на коротких волнах. Многократное отражение от ионосферы и земной поверхности позволяет коротким волнам зигзагообразно распространяться на большие расстояния, огибая поверхность Земного шара. Так как положение и концентрация ионосферных слоев непрерывно меняются, меняются и условия поглощения, отражения и распространения радиоволн. Поэтому для надежной радиосвязи необходимо непрерывное изучение состояния ионосферы. Наблюдения над распространением радиоволн как раз являются средством для такого исследования.

В ионосфере наблюдаются *полярные сияния* и *свечение ночного неба* — постоянная люминесценция атмосферного воздуха, а также резкие колебания магнитного поля — *ионосферные магнитные бури*.

Ионизация в ионосфере обязана своим существованием действию ультрафиолетовой радиации Солнца. Ее поглощение молекулами атмосферных газов приводит к возникновению заряженных атомов и свободных электронов, о чем говорилось выше. С изменениями солнечной активности связаны изменения в потоке корпускулярной радиации, идущей от Солнца в земную атмосферу.

Экзосфера. Атмосферные слои выше 800–1000 км выделяются под названием *экзосферы (внешней атмосферы)*. Скорости движения частиц газов, особенно легких, здесь очень велики, а вследствие чрезвычайной разреженности воздуха на этих высотах частицы могут облетать Землю по эллиптическим орбитам, не сталкиваясь между собой. Отдельные частицы могут при этом иметь скорости, достаточные для того, чтобы преодолеть силу тяжести. Для незаряженных частиц критической скоростью будет 11,2 км/с (вторая космическая скорость). Такие особенно быстрые частицы могут, двигаясь по гиперболическим траекториям, вылетать из атмосферы в мировое пространство, рассеиваться. Поэтому экзосферу называют еще *сферой рассеяния*. Ускользанию подвергаются преимущественно атомы водорода, который является господствующим газом в наиболее высоких слоях экзосферы.

Магнитосфера. Ранее предполагалось, что экзосфера и с нею вся земная атмосфера кончается на высотах порядка 2000–3000 км. Наблюдения с помощью ракет и спутников показали, что водород, ускользающий из экзосферы, образует вокруг Земли так называемую *земную корону*, простирающуюся более чем на 20 000 км. Плотность газа в земной короне ничтожно мала (на каждый 1 см^3 приходится в среднем около 1000 частиц). Но в межпланетном пространстве концентрация частиц (преимущественно протонов и электронов) по крайней мере в 10 раз меньше. Поскольку на движение заряженных частиц здесь оказывает влияние магнитное поле Земли, эта область называется *также магнитосферой*.

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

ГЛАВА 2. РАДИАЦИЯ В АТМОСФЕРЕ

2.1. О радиации вообще

Электромагнитная радиация есть форма материи, отличная от вещества. Частным случаем ее является видимый свет; но к ней относятся также и не воспринимаемые глазом гамма-лучи, рентгеновы, ультрафиолетовые, инфракрасные, радиоволны.

Радиация распространяется по всем направлениям от ее источника, излучателя, в виде электромагнитных волн со скоростью, очень близкой к 300000 км/сек . Электромагнитными волнами называются распространяющиеся в пространстве колебания, т. е. периодические изменения электрических и магнитных сил. Они вызываются движением электрических зарядов в излучателе.

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

Радиоволны, возбуждаемые в технических радиопередающих устройствах, как известно, имеют длины волн от миллиметров до километров. Температурная же радиация имеет длины волн от сотен микрометров (мкм) до тысячных долей мкм , т. е. от десятых до миллионных долей миллиметра. Еще короче волны рентгеновского излучения и гамма-излучения, не являющиеся температурными (они связаны с внутриядерными процессами).

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

Температурную радиацию с длинами волн от $0,01$ до $0,4 \text{ мкм}$ называют ультрафиолетовой. Она невидима, т. е. не воспринимается глазом. Радиация от $0,40$ до $0,76 \text{ мкм}$ — это видимый свет, воспринимаемый глазом. Свет с длиной волны около $0,40 \text{ мкм}$ — фиолетовый, с

длиной волны около 0,75 *мкм* — красный. На промежуточные длины волн приходится свет всех цветов спектра. Радиация с длинами волн больше 0,75 *мкм* и до нескольких сотен микрометров называется инфракрасной; она, так же как и ультрафиолетовая, невидима.

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

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

К температурной радиации относятся известные из физики законы излучения Кирхгофа, Стефана–Больцмана, Планка, Вина. В частности, в соответствии с законом Стефана–Больцмана энергия излучаемой радиации растет пропорционально четвертой степени абсолютной температуры излучателя. Распределение энергии в спектре радиации, т. е. по длинам волн, зависит, по закону Планка, от температуры излучателя. В соответствии с законом Вина длина волны, на которую приходится максимум лучистой энергии, обратно пропорциональна абсолютной температуре излучателя. Это значит, что с повышением температуры максимум энергии перемещается на все более короткие волны. Указанные законы относятся к так называемому абсолютно черному телу, т. е. к телу, которое поглощает всю падающую на него радиацию и само излучает максимум радиации, возможный при данной температуре. Однако с определенными поправками они применимы ко всем телам.

Некоторые вещества в особом состоянии излучают радиацию в большем количестве и в другом диапазоне длин волн, чем это следует по их температуре. Возможно, например, излучение видимого света при таких низких температурах, при которых вещество обычно не светится. Эта радиация, не подчиняющаяся законам температурного излучения, называется люминесценцией. Для этого вещество предварительно должно поглотить определенное количество энергии и прийти в так называемое возбужденное состояние, более богатое энергией, чем нормальное состояние вещества. При обратном переходе вещества из

возбужденного состояния в нормальное и возникает люминесценция. Люминесценцией объясняются полярные сияния и свечение ночного неба.

2.2. Основные потоки лучистой энергии в атмосфере

Главным источником энергии почти для всех процессов, развивающихся в атмосфере, является Солнце. Оно непрерывно излучает в окружающее мировое пространство громадное количество энергии, в основном в форме лучистой энергии, из которого на Землю поступает только одна двухмиллиардная часть. Однако в сравнении с этой энергией мощность всех остальных источников, как внешних по отношению к Земле (излучение звезд, космические лучи и др.), так и внутренних (внутренняя теплота Земли, радиоактивные излучения и др.) в энергетическом отношении пренебрежимо мала. Часть солнечной радиации представляет собой видимый свет. Тем самым Солнце является для Земли не только источником тепла, но и света, важного для жизни на нашей планете.

Лучистая энергия Солнца, или солнечная радиация, на пути от внешних пределов атмосферы до земной поверхности подвергается ряду существенных изменений, происходящих вследствие ее поглощения, рассеяния и других преобразований. Радиацию, приходящую к земной поверхности непосредственно от солнечного диска, называют *прямой солнечной радиацией* (I), в отличие от радиации, рассеянной в атмосфере. Солнечная радиация распространяется от Солнца по всем направлениям. Но расстояние от Земли до Солнца так велико, что прямая радиация падает на любую поверхность на Земле в виде пучка параллельных лучей, исходящего как бы из бесконечности. Даже земной шар в целом так мал в сравнении с расстоянием от Солнца, что всю солнечную радиацию, падающую на него, без заметной погрешности можно считать пучком параллельных лучей. Приток прямой солнечной радиации на земную поверхность или на любой вышележащий уровень в атмосфере характеризуется *интенсивностью радиации*, т. е. *количеством лучистой энергии, на единицу площади, перпендикулярной к солнечным лучам*. Эту величину называют еще потоком радиации, а также плотностью потока радиации.

К земной поверхности приходит также и некоторая доля радиации, рассеянной атмосферными газами и аэрозольными примесями. Эта часть солнечной радиации приходит к земной поверхности со всех точек небесного свода и называется *рассеянной солнечной радиацией*

(D). Прямая и рассеянная солнечная радиация в сумме дают *суммарную радиацию* (Q).

Частично солнечная радиация поглощается молекулами атмосферных газов и примесями, переходит в теплоту и идет на нагревание атмосферы. Не рассеянная и не поглощенная в атмосфере прямая солнечная радиация достигает земной поверхности. Она частично отражается от земной поверхности, а в большей степени поглощается ею и нагревает ее. Часть рассеянной радиации также достигает земной поверхности, частично от нее отражается и частично ею поглощается. Та часть солнечной радиации, которая отражается земной поверхностью, а также и атмосферой (в основном, облаками), носит название *отраженной радиации*.

Вместе с тем нагретая земная поверхность сама является источником теплового излучения, направленного к атмосфере. Это *земное излучение*, или *земная радиация*. В свою очередь, и любой объем атмосферы также излучает радиацию. Это излучение атмосферы направлено во все стороны и частично достигает земной поверхности, образуя *противоизлучение атмосферы*. Часть излучения уходит в мировое пространство и составляет уходящее излучение атмосферы. Земная и атмосферная радиация, так же, как и солнечная радиация, поглощается и отражается. В результате поглощения и рассеяния радиации в атмосфере прямая радиация, дошедшая до земной поверхности, изменяется. Интенсивность радиации уменьшается, а спектральный состав ее изменяется, так как лучи разных длин волн поглощаются и рассеиваются в атмосфере по-разному (рис. 2.1).

В самом лучшем случае, т. е. при наиболее высоком стоянии солнца и при достаточной чистоте воздуха, можно измерить на уровне моря интенсивность прямой радиации около $1,6 \text{ KВт/м}^2$. В горах, на высотах порядка 4–5 км, наблюдалась интенсивность до $1,8 \text{ KВт/м}^2$ и более. По мере приближения Солнца к горизонту и увеличения толщи воздуха, проходимой солнечными лучами, интенсивность прямой радиации все более убывает.

Все указанные разнообразные потоки лучистой энергии отличаются по своему спектральному составу. Основная доля солнечной радиации в связи с высокой температурой излучателя — Солнца — приходится на область длин волн 0,1–4,0 мкм (99%), включающую видимую область спектра (0,4–0,75 мкм), в пределах которой излучения воспринимаются глазом. Излучения земной поверхности и атмосферы локализованы в области значительно более длинных волн. Исходя из этого различия в спектральном составе, прямую и рассеянную

солнечную радиацию называют коротковолновой, а излучение Земли и атмосферы — длинноволновой радиацией.

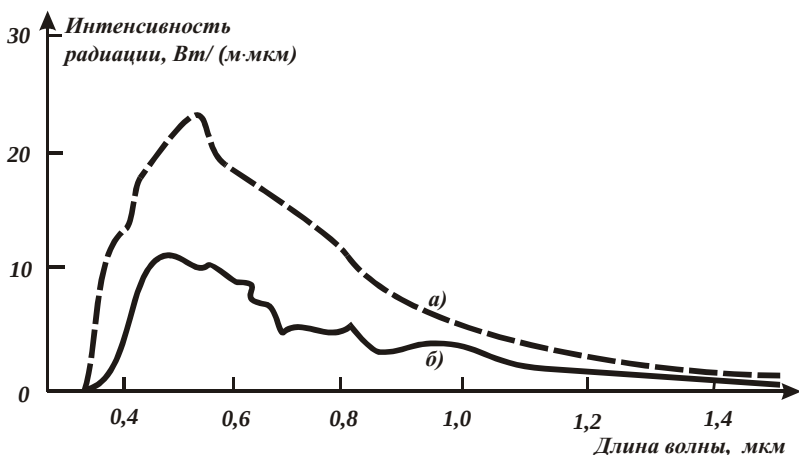


Рис. 2.1. Распределение лучистой энергии в спектре солнечной радиации на границе атмосферы (а) и у земной поверхности (б)

Таким образом, в атмосфере имеется целая система потоков лучистой энергии, разных по их спектральному составу и различно направленных. Изучение всех этих потоков направлено прежде всего на определение количества энергии, переносимой каждым из них, и той ее доли, которая переходит в тепло. Оценивая с энергетической стороны сумму всех потоков, пронизывающих некоторую поверхность, можно найти для этой поверхности приход–расход лучистой энергии — радиационный баланс. Изучением всех потоков лучистой энергии в атмосфере занимается актинометрия.

2.3. Прямая и рассеянная солнечная радиация

На актинометрических станциях непосредственно измеряют интенсивность прямой солнечной радиации, поступающей на перпендикулярную солнечным лучам поверхность. Приход прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность I' рассчитывается по формуле: $I' = I \sin h$, где h — высота Солнца в момент наблюдения. Поток прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность называют *инсоляцией*.

Поток прямой солнечной радиации зависит от прозрачности атмосферы. При одной и той же высоте Солнца поток прямой радиации в низких широтах, где в атмосфере содержится много водяного пара и пыли, должен быть меньше, чем в высоких широтах. Однако прозрачность атмосферы влияет на этот поток почти так же, как высота Солнца, от которой зависит число проходимых масс атмосферы. Об этом свидетельствуют результаты наблюдений на станциях, расположенных на разных широтах. Например, в Бухте Тикси максимальный поток прямой радиации составил $0,91 \text{ кВт/м}^2$, в Павловске $1,00 \text{ кВт/м}^2$, в Москве $1,03 \text{ кВт/м}^2$, в Ташкенте $1,06 \text{ кВт/м}^2$. Как видим, максимальные значения радиации очень мало растут с убыванием географической широты, несмотря на рост высоты Солнца.

Поток прямой радиации увеличивается с увеличением высоты места над уровнем моря, так как чем выше находится пункт наблюдения, тем меньшая толща атмосферы пронизывается солнечными лучами и тем меньше они ослабляются.

Если бы прозрачность атмосферы в течение дня не менялась, то изменение прямой радиации было бы симметрично относительно полудня: от нуля в момент восхода она сначала быстро, а потом более медленно увеличивалась бы до наибольшего значения, достигаемого в полдень, а затем так же плавно, сначала медленно, а потом более быстро, уменьшалась до нуля в момент захода Солнца. Потоки были бы одинаковыми в часы, симметричные относительно полудня.

Но прозрачность атмосферы в течение дня не остается постоянной. В часы, близкие к полудню или послеполуденные, в результате усиления восходящих движений воздуха, поднимающих пыль и водяной пар, прямая радиация начинает уменьшаться, так что максимальное ее значение наблюдается не в полдень, а около 10 ч.

Суточный ход прямой радиации может быть разным в течение года, так как меняются продолжительность дня и высота Солнца. Суточный ход прямой радиации, поступающей на перпендикулярную лучам и на горизонтальную поверхности, также различен вследствие неодинакового угла падения лучей на эти поверхности. Приход прямой радиации на горизонтальную поверхность во все часы дня меньше, чем на перпендикулярную лучам поверхность. Особенно велико это различие зимой, когда мала высота Солнца над горизонтом (рис. 7.2).

Суточный ход прямой радиации зависит еще и от широты места: в низких широтах максимум в околополуденные часы выражен значительно резче, чем в высоких. Причина в том, что с приближением к полюсу меньше изменяется высота Солнца в течение дня. На полю-

сах, например, изменение высоты Солнца на протяжении суток настолько незначительно, что здесь суточный ход прямой радиации практически отсутствует. Но прозрачность атмосферы в течение дня меняется в некоторых пределах. Поэтому кривая дневного хода радиации даже в совершенно безоблачный день обнаруживает некоторые вариации. При многолетнем осреднении изменение радиации в течение дня представляется более равномерным (рис. 2.2).

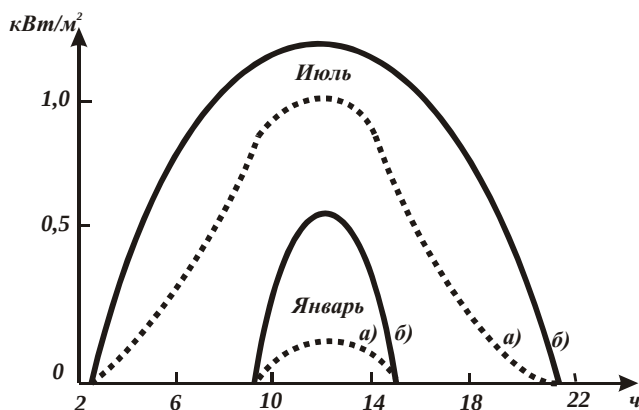


Рис. 2.2. Суточный ход интенсивности прямой солнечной радиации в январе и в июле за 20-летний период (г. Москва):
а — на горизонтальную поверхность, б — на поверхность, перпендикулярную к лучам

Различия интенсивности радиации в полдень связаны с различиями в полуденной высоте солнца, которая зимой меньше, чем летом. Минимальная интенсивность в умеренных широтах приходится на декабрь, когда высота солнца самая низкая. Но максимальная интенсивность приходится не на летние месяцы, а на весение. Дело в том, что весной воздух наименее замутнен продуктами конденсации и мало запылен. Летом запыление возрастает, а также увеличивается содержание водяного пара в атмосфере, что несколько уменьшает интенсивность радиации.

Наиболее резко выражен годовой ход прямой радиации на полюсе. В зимнее полугодие солнечная радиация здесь отсутствует, а к моменту летнего солнцестояния достигает максимума. На экваторе, наоборот, амплитуда годового хода прямой радиации наименьшая. Кроме того, на экваторе годовой ход прямой радиации имеет вид

двойной волны: максимумы — в дни весеннего и осеннего равноденствия, минимумы — в дни летнего и зимнего солнцестояния.

Интенсивность *рассеянной* радиации, измеряемая для единицы *горизонтальной* поверхности, также меняется в течение дня. Она возрастает до полудня по мере возрастания высоты солнца и убывает после полудня. Зависит она и от прозрачности атмосферы. Однако уменьшение прозрачности *увеличивает* рассеянную радиацию. Кроме того, рассеянная радиация в очень широких пределах меняется в зависимости от облачности. Радиация, отраженная облаками, также частично рассеивается, в связи с чем общая интенсивность рассеянной радиации возрастает. По той же причине отражение радиации снежным покровом увеличивает рассеянную радиацию. В безоблачные дни рассеянная радиация невелика. Даже при высоком солнце, т. е. в полуденные часы летом, ее интенсивность в отсутствии облаков не превышает $0,15 \text{ кВт/м}^2$ (г. Москва). Облачность увеличивает эту величину в 3–4 раза.

В Арктике, при сравнительно тонких облаках и снежном покрове, рассеянная радиация летом может достигать $0,70 \text{ кВт/м}^2$. Очень велика она летом и в Антарктиде. С увеличением высоты места над уровнем моря интенсивность рассеянной радиации убывает. Рассеянная радиация может, таким образом, существенно дополнять прямую солнечную радиацию, особенно при низком солнце.

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

Солнечная постоянная. Количество лучистой энергии, которое поступает на единичную площадку на внешней границе атмосферы, расположенную перпендикулярно солнечным лучам и находящуюся на среднем расстоянии Земли от Солнца, называют солнечной постоянной I_0 . Условие «на внешней границе атмосферы» означает, что рассматривается энергетическая освещенность солнечной радиации до вступления в атмосферу. Смысл слова «постоянная» в том, что эта величина относится к радиации, на которую атмосфера еще не повлияла. Солнечная постоянная зависит от излучательной способности Солнца, от расстояния Земля — Солнце и составляет $I_0 = 1367 \pm 0,3 \text{ Вт/м}^2$. Если рассматривать геологическую историю Земли, то солнечная постоянная менялась. Эти изменения происходили в масштабах времени порядка нескольких миллиардов лет, но в течение больших промежутков времени I_0 действительно постоянна.

Суммарная радиация. Всю солнечную радиацию, приходящую к земной поверхности, прямую и рассеянную вместе, называют суммарной радиацией. Интенсивность суммарной радиации равна

$$Q = I' + D, \quad (2.1)$$

где I' — интенсивность прямой радиации, D — интенсивность рассеянной радиации, h — высота Солнца.

При безоблачном небе суммарная радиация имеет суточный ход с максимумом около полудня и годовой ход с максимумом летом. Частичная облачность, не закрывающая солнечный диск, увеличивает суммарную радиацию по сравнению с безоблачным небом. Полная облачность, напротив, ее уменьшает. *В среднем облачность уменьшает суммарную радиацию.* Поэтому летом приход суммарной радиации в дополуденные часы в среднем больше, чем в послеполуденные. По той же причине в первую половину года он больше, чем во вторую. Полуденные значения суммарной радиации в летние месяцы при безоблачном небе в среднем $0,78 \text{ кВт/м}^2$, при сплошной облачности $0,26 \text{ кВт/м}^2$ (г. Москва).

2.4. Поглощение и отражение солнечной радиации

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

Азот поглощает радиацию только очень малых длин волн в ультрафиолетовой части спектра. Энергия солнечной радиации в этом участке спектра совершенно ничтожна, и потому поглощение азотом практически не отражается на интенсивности солнечной радиации. В большей степени, но все же очень мало поглощает солнечную радиацию кислород — в двух узких участках видимой части спектра и в ультрафиолетовой его части. Более сильным поглотителем солнечной радиации является озон. Он поглощает 3% прямой солнечной радиации. Его содержание в воздухе, даже в стратосфере, очень мало; тем не менее он настолько сильно поглощает ультрафиолетовую радиацию, что из солнечной постоянной теряется несколько процентов. В результате поглощения в верхних слоях атмосферы в солнечном спектре у земной поверхности не наблюдаются волны короче $0,29 \text{ мкм}$.

Сильно поглощает радиацию в инфракрасной области спектра углекислый газ, но его содержание в атмосфере ничтожно, и поэтому поглощение им в общем незначительно. Основным же поглотителем радиации в атмосфере является водяной пар, сосредоточивающийся в

тропосфере и, особенно, в нижней ее части. Из общего состава солнечной радиации водяной пар поглощает значительную долю в инфракрасной области спектра. Хорошо поглощают солнечную радиацию также атмосферные аэрозоли. В целом на поглощение водяным паром и на аэрозольное поглощение приходится около 15%, остальные 5% поглощаются облаками.

В целом в атмосфере поглощается около 23% радиации, приходящей от Солнца к Земле. В каждом отдельном месте поглощение меняется с течением времени в зависимости от переменного содержания в воздухе поглощающих субстанций и высоты солнца над горизонтом.

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

Итак, из общего потока суммарной радиации отражается от земной поверхности часть его. Остальная часть суммарной радиации поглощается земной поверхностью и идет на нагревание верхних слоев почвы и воды. Эту часть называют поглощенной радиацией.

Альбедо поверхности почвы находится в пределах 10–30%, в случае влажного чернозема оно снижается до 5%, а в случае сухого светлого песка может повышаться до 40%. С возрастанием влажности почвы альбедо снижается. Альбедо растительного покрова — леса, луга, поля — заключается в пределах 10–25%. Для свежевыпавшего снега альбедо составляет 80–90%, для давно лежащего снега — 50% и ниже. Альбедо гладкой водной поверхности для прямой радиации меняется от нескольких процентов при высоком солнце до 70% при низком солнце. Для рассеянной радиации альбедо водных поверхностей — 5–10%. В среднем альбедо поверхности мирового океана составляет 5–20%. Альбедо верхней границы облаков — от нескольких процентов до 70–80% в зависимости от типа и мощности облачного покрова, в среднем — 50–60%. Приведенные значения относятся к отражению солнечной радиации не только видимой части, но и во всем ее спектре.

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

общему количеству солнечной радиации, поступающему в атмосферу, носит название планетарного альбедо Земли, или просто альбедо Земли. Планетарное альбедо Земли близко к 35%. Основную часть планетарного альбедо Земли составляет отражение солнечной радиации облаками.

2.5. Излучение земной поверхности и атмосферы

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

Интенсивность собственного излучения (отдачу лучистой энергии с единицы горизонтальной поверхности) можно рассчитать, зная абсолютную температуру земной поверхности. По закону Стефана—Больцмана излучение с каждого квадратного метра абсолютно черной поверхности в Bm при абсолютной температуре T равно

$$E = \sigma T^4, \quad (2.2)$$

где постоянная $\sigma = 5,7 \cdot 10^{-8} Bm/m^2 \cdot K^4$ (рис. 2.3).

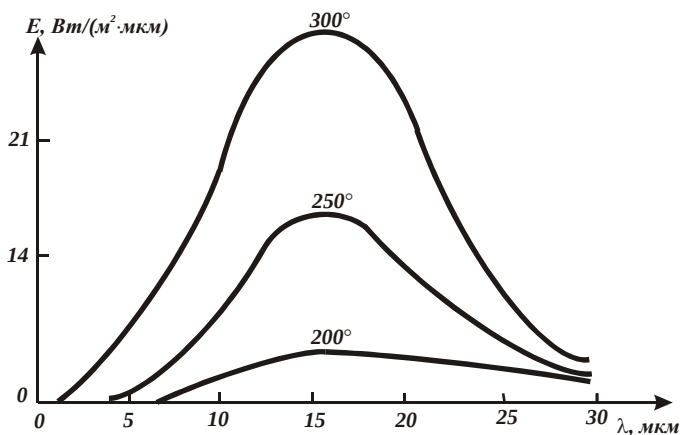


Рис. 2.3. Излучение абсолютно черного тела ($^{\circ}K$)

Земная поверхность излучает почти как абсолютно черное тело, и интенсивность ее излучения E_w может быть определена по формуле (2.2). При $15^{\circ}C$, или $288K$, E_w равно $3,73 \cdot 10^2 Bm/m^2$. Столь большая

отдача радиации с земной поверхности приводила бы к быстрому ее охлаждению, если бы этому не препятствовал *обратный* процесс — поглощение солнечной и атмосферной радиации земной поверхностью.

Абсолютные температуры земной поверхности заключаются между 190 и 350°. При таких температурах испускаемая радиация практически заключается в пределах 4–120 $\mu\text{м}$, а максимум ее энергии приходится на длины волн 10–15 $\mu\text{м}$. Следовательно, вся эта радиация *инфракрасная*, не воспринимаемая глазом.

Встречное излучение. Атмосфера нагревается, поглощая как солнечную радиацию (хотя в сравнительно небольшой доле, около 15% всего ее количества, приходящего к Земле), так и собственное излучение земной поверхности. Кроме того, она получает тепло от земной поверхности путем теплопроводности, а также при испарении и последующей конденсации водяного пара. Будучи нагретой, атмосфера излучает сама. Так же как и земная поверхность, она излучает невидимую инфракрасную радиацию примерно в том же диапазоне длин волн.

Большая часть (70%) атмосферной радиации приходит к земной поверхности, остальная часть уходит в мировое пространство. Атмосферную радиацию, приходящую к земной поверхности, называют встречным излучением (E_a); встречным потому, что оно направлено навстречу собственному излучению земной поверхности. Земная поверхность поглощает это встречное излучение почти целиком (на 95–99%). Таким образом, оно является для земной поверхности важным источником тепла в дополнение к поглощенной солнечной радиации. Встречное излучение возрастает с увеличением облачности, поскольку облака сами сильно излучают.

Для равнинных станций умеренных широт средняя интенсивность встречного излучения 0,21–0,28 $\text{кВт}/\text{м}^2$, на горных станциях — порядка 0,07–0,14 $\text{кВт}/\text{м}^2$. Это уменьшение встречного излучения с высотой объясняется уменьшением содержания водяного пара. Наибольшее встречное излучение — у экватора, где атмосфера наиболее нагрета и богата водяным паром. Здесь оно составляет 0,29–0,36 $\text{кВт}/\text{м}^2$ в среднем годовом, а к полярным широтам убывает до 0,21 $\text{кВт}/\text{м}^2$.

Основной субстанцией в атмосфере, поглощающей земное излучение и посылающей встречное излучение, является *водяной пар*. Он поглощает инфракрасную радиацию в большой области спектра — от 4,5 до 80 $\mu\text{м}$, за исключением интервала между 8,5 и 11 $\mu\text{м}$. При среднем содержании водяного пара в атмосфере радиация с длинами

волн 5,5–7,0 мкм и более поглощается почти полностью, радиация других длин волн — частично, и только в интервале 8,5–11 мкм земное излучение проходит сквозь атмосферу в мировое пространство.

Эффективное излучение. Встречное излучение всегда несколько меньше земного. Поэтому ночью, когда солнечной радиации нет, и к земной поверхности приходит только встречное излучение, земная поверхность теряет тепло за счет положительной разности между собственным и встречным излучением. Эту разность между собственным излучением земной поверхности и встречным излучением атмосферы называют эффективным излучением (E^*):

$$E^* = E_w - E_a . \quad (2.3)$$

Эффективное излучение представляет собой чистую потерю лучистой энергии, а следовательно, и тепла с земной поверхности ночью.

Интенсивность эффективного излучения в ясные ночи составляет около 0,7–0,10 кВт/м² на равнинных станциях умеренных широт и 0,14 кВт/м² на высокогорных станциях (где встречное излучение меньше). С возрастанием облачности, увеличивающей встречное излучение, эффективное излучение убывает. В облачную погоду оно гораздо меньше, чем в ясную и поэтому меньше ночное охлаждение земной поверхности.

Эффективное излучение существует и в дневные часы, но днем оно перекрывается или частично компенсируется поглощенной солнечной радиацией. Поэтому земная поверхность днем теплее, чем ночью, вследствие чего и эффективное излучение днем больше. Земная поверхность в средних широтах теряет эффективным излучением примерно половину того количества тепла, которое она получает от поглощенной радиации.

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

Разность между поглощенной радиацией и эффективным излучением

$$B = (I \sinh + D)(1 - A) - E^* \quad (2.4)$$

называют радиационным балансом земной поверхности.

Радиационный баланс переходит от ночных, отрицательных значений к дневным, положительным, после восхода солнца при высо-

те $10\text{--}15^\circ$. От положительных значений к отрицательным он переходит перед заходом солнца при той же его высоте над горизонтом. При наличии снежного покрова радиационный баланс переходит к положительным значениям только при высоте солнца около $20\text{--}25^\circ$, так как при большом альбедо снега поглощение им суммарной радиации мало. Днем радиационный баланс растет с увеличением высоты солнца и убывает с ее уменьшением. В ночные часы, когда суммарная радиация отсутствует, отрицательный радиационный баланс равен эффективному излучению и потому меняется в течение ночи мало, если только условия облачности остаются одинаковыми.

Излучение в мировое пространство. Длинноволновое излучение земной поверхности и атмосферы, уходящее в космос, называется уходящей радиацией. Оно составляет около 65%, если за 100% принять приток солнечной радиации в атмосферу. Вместе с отраженной и рассеянной коротковолновой солнечной радиацией, выходящей за пределы атмосферы, уходящая радиация компенсирует приток солнечной радиации к Земле. Таким образом, Земля вместе с атмосферой теряет столько же радиации, сколько и получает, т. е. находится в состоянии лучистого (радиационного) равновесия.

2.6. Рассеяние солнечной радиации в атмосфере

Кроме поглощения, прямая солнечная радиация ослабляется еще путем рассеяния. Как известно, рассеяние лучистой энергии происходит в тех случаях, когда среда, через которую она распространяется, является оптически неоднородной (в частности, когда в ней присутствуют посторонние частички со свойствами, отличными от свойств окружающей среды). Рассеяние — это физическое явление взаимодействия света с веществом. Оно может происходить на всех длинах волн электромагнитного спектра в зависимости от отношения размера рассеивающих частиц к длине волны падающего излучения. Сущность рассеяния заключается в том, что под влиянием колебаний электрического вектора падающей на частицу электромагнитной волны электроны в рассеивающей частице начинают совершать вынужденные колебания и испускать волны. Следовательно, рассеивающая частица сама становится источником электромагнитных волн.

Рассеянием называется частичное преобразование радиации, имеющей определенное направление распространения (а такой именно и является прямая солнечная радиация, распространяющаяся в виде параллельных лучей), в радиацию, идущую по всем направлениям.

Около 26% энергии общего потока солнечной радиации превращается в атмосфере в рассеянную радиацию. Правда, значительная доля рассеянной радиации (2/3) приходит затем к земной поверхности. Она существенно отличается от прямой радиации. Во-первых, рассеянная радиация приходит к земной поверхности не от солнечного диска, а от всего небесного свода. Во-вторых, рассеянная радиация отличается от прямой по спектральному составу, т.к. лучи различных длин волн рассеиваются в разной степени. Соотношение энергии лучей разных длин волн в рассеянной радиации изменено в пользу более коротковолновых лучей. При этом, чем меньше размеры рассеивающих частиц, тем сильнее рассеиваются коротковолновые лучи в сравнении с длинноволновыми.

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

$$D_{\lambda} = \frac{a}{\lambda^4} I_{\lambda}, \quad (2.5)$$

где I_{λ} — интенсивность прямой радиации с длиной волны λ , D_{λ} — интенсивность рассеянной радиации с той же длиной волны, a — коэффициент пропорциональности.

При прохождении через атмосферу потока прямой солнечной радиации значительно сильнее рассеиваются лучи с малой длиной волны — фиолетовые и синие. Инфракрасная радиация рассеивается в ничтожной степени. Максимум энергии прямой солнечной радиации у земной поверхности приходится на область желто-зеленых лучей видимой части спектра. В рассеянной радиации он смещается на синие лучи. Рассеяние прямо пропорционально концентрации рассеивающих частиц, то есть их числу в единице объема.

В реальной атмосфере всегда содержатся твердые и жидкие частицы, размеры которых сравнимы с длиной волны падающего света или значительно превышают её. Общее теоретическое решение вопроса о рассеянии на таких частицах было дано Ми. Это рассеяние обратно пропорционально меньшим степеням длины волны. Поэтому радиация, рассеянная крупными частицами, не так богата коротковолновыми лучами, как радиация, рассеянная молекулами. При частичках диаметром больше 1–2 $\mu\text{м}$ будет уже не рассеяние, а диффузное отражение, при котором радиация отражается частичками как маленькими зеркалами (по закону — угол отражения равен углу падения), без изменения спектрального состава. Поскольку падает белый свет, то диффузно отраженная радиация также представляет собой белый свет.

Поэтому при наличии в атмосфере таких крупных частиц цвет неба становится белесым.

Явления, связанные с рассеянием радиации. *Голубой цвет неба* — это цвет самого воздуха, обусловленный рассеянием в нем солнечных лучей. Воздух прозрачен в тонком слое, как прозрачна в тонком слое вода. Но в мощной толще атмосферы воздух имеет голубой цвет, подобно тому, как вода уже в сравнительно малой толще, в несколько метров, имеет зеленоватый цвет. Так как молекулярное рассеяние света происходит обратно пропорционально четвертой степени длины волны λ^4 , то в спектре рассеянного света, посылаемого небесным сводом, максимум энергии смещен на голубой цвет. Голубой цвет воздуха можно видеть, не только глядя на небесный свод, но и рассматривая отдаленные предметы, которые кажутся окутанными голубоватой дымкой. С высотой, по мере уменьшения плотности воздуха, т. е. количества рассеивающих частиц, цвет неба становится темнее и переходит в густо-синий, а в стратосфере — в черно-фиолетовый.

Чем больше в воздухе примесей крупных размеров (крупнее молекул воздуха), тем больше доля длинноволновых лучей в спектре солнечной радиации и тем блее окраска небесного свода. Частицами тумана, облаков и крупной пыли, диаметром больше 1–2 мкм, лучи всех длин волн диффузно отражаются одинаково, поэтому отдаленные предметы при тумане и пыльной мгле заволакиваются уже не голубой, а белой или серой завесой. Облака, на которые падает солнечный свет, кажутся белыми.

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

Рассеяние солнечной радиации в атмосфере обуславливает рассеянный свет в дневное время. При отсутствии атмосферы на Земле было бы светло только там, куда попадали бы прямые солнечные лучи

или солнечные лучи, отраженные земной поверхностью и предметами на ней. А вследствие рассеянного света вся атмосфера днем служит источником освещения: днем светло также и там, куда солнечные лучи непосредственно не падают, и даже тогда, когда солнце скрыто за облаками. При этом вследствие большего процентного содержания синих лучей рассеянный свет блее прямого солнечного света.

Сумерки и зоря. После захода солнца вечером темнота наступает не сразу. Небо, особенно в той части горизонта, где зашло солнце, остается светлым и посылает к земной поверхности рассеянную радиацию с постепенно убывающей интенсивностью. Аналогичным образом утром небо светлеет и посылает рассеянный свет еще до восхода солнца. Это явление неполной темноты носит название *сумерек*, вечерних или утренних. Причиной его является освещение солнцем, находящимся под горизонтом, высоких слоев атмосферы.

Астрономические сумерки продолжаютс вечером до тех пор, пока солнце не зайдет под горизонт на 18° . К этому моменту становится настолько темно, что различимы самые слабые звезды. Утренние сумерки начинаются с момента, когда солнце имеет такое же положение под горизонтом. Первая часть вечерних или последняя часть утренних астрономических сумерек, когда солнце находится под горизонтом не ниже 8° , носит название гражданских сумерек. Продолжительность астрономических сумерек меняется в зависимости от широты и от времени года. В средних широтах она от полутора до двух часов, в тропиках меньше, на экваторе немногим дольше одного часа. В высоких широтах летом солнце может не опускаться за горизонт или опускаться очень неглубоко. Если солнце опускается под горизонт менее чем на 18° , то полной темноты вообще не наступает и вечерние сумерки сливаются с утренними. Это явление называют белыми ночами.

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

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

стороны серовато-голубой сегмент. Явления зари объясняются рассеянием света мельчайшими частицами атмосферных аэрозолей и дифракцией света на более крупных частицах.

С рассеянием солнечного света внеземной метеорной пылью связано явление *зодиакального света*. Это нежное сияние в виде наклоненного конуса, направленного по эклиптике. Оно наблюдается над солнцем, находящимся под горизонтом, но уже на темном небе, т. е. после конца или до начала астрономических сумерек. Сквозь это сияние просвечивают звезды. В тропических широтах зодиакальный свет наблюдается лучше, чем в умеренных.

Видимость. Отдаленные предметы видны хуже, чем близкие, не только потому, что уменьшаются их видимые размеры. Даже очень большие предметы на том или ином расстоянии от наблюдателя становятся плохо различимыми вследствие мутности атмосферы, сквозь которую они видны. Эта мутность обусловлена рассеянием света в атмосфере. Она увеличивается при возрастании количества аэрозольных примесей в воздухе. Важно знать, на каком расстоянии перестают различаться очертания предметов за воздушной завесой. Это расстояние называют *дальностью видимости* или просто *видимостью*. Дальность видимости может определяться на глаз по заранее выбранным объектам (темным на фоне неба), расстояние до которых известно, но чаще — с помощью фотометрических приборов для определения видимости. В очень чистом воздухе, например арктического происхождения, дальность видимости может достигать сотен километров. Рассеяние света в таком воздухе производится преимущественно молекулами атмосферных газов. В воздухе, содержащем много пыли или продуктов конденсации, дальность видимости может понижаться до километров и до метров. Так, при слабом тумане дальность видимости порядка 500–1000 м, а при сильном тумане или сильной песчаной буре она может снижаться до десятков метров и даже до метров.

2.7. Актинометрические приборы

В актинометрических приборах, используемых на сети метеорологических станций, в качестве чувствительных элементов применяются термоэлементы, с помощью которых энергия солнечных лучей преобразуется в энергию электрического тока. Термоэлектрический эффект заключается в том, что при нагреве места соединения (спая) двух разнородных проводников в замкнутой цепи, составленной из этих проводников, возникает электрический ток, или термоЭДС. Один такой элемент, состоящий из двух разнородных проводников, называ-

ют термопарой. Этот принцип и заложен в основу всех сетевых актинометрических приборов. Для получения надежных результатов необходимо, чтобы электрический сигнал с любого из актинометрических приборов, возникающий в результате преобразования лучистой энергии, был достаточно велик для фиксирования каким-либо электрическим регистратором, например, гальванометром. Однако электродвижущая сила, развиваемая одной термопарой, невелика, и поэтому для увеличения выходного сигнала с актинометрических приборов используется ряд последовательно соединенных между собой термопар, которые образуют термобатарею (рис. 2.4.).

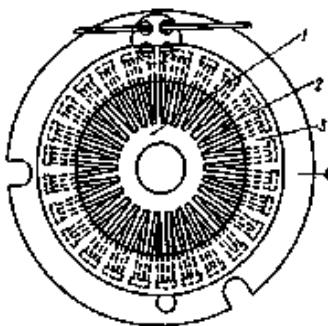


Рис. 2.4. Термобатарея актинометра: 1 — приемная пластина; 2 — термобатареи; 3 — папиросная бумага; 4 — медное кольцо

В результате этого ЭДС в приемнике лучистой энергии возрастает в n раз, где n — число термопар в батарее. При изготовлении термобатареи в качестве приемника лучистой энергии все ее нечетные спаи располагаются таким образом, чтобы иметь одинаковую температуру, отличную от температуры четных спаев, помещаемых под воздействие радиации. Все же ЭДС, развиваемая даже термобатареями, невелика, и для измерения термотока требуются высокочувствительные гальванометры с ценой деления 10^{-6} А и внутренним сопротивлением порядка 40–80 Ом. Этим требованиям отвечает стрелочный актинометрический гальванометр ГСА-1.

Актинометр. Актинометр Савинова-Янишевского АТ-50 предназначен для измерения прямой солнечной радиации и может служить контрольным прибором. В качестве приемника радиации (рис. 2.4) служит тонкий диск 1 из серебряной фольги толщиной 20 мкм и диаметром 11 мм. Внешняя сторона диска (обращенная к солнцу) зачернена специальным лаковым покрытием, а к внутренней стороне

через папиросную бумагу приклеены 36 нечетных спаев термобатарей 2. Внешние четные спаи 3 прикреплены к сравнительно массивному медному кольцу 4. Термобатарея с медным кольцом помещена в медную трубку длиной 116 мм, имеющую на наружном конце диафрагму диаметром 20 мм, служащую приемным отверстием. Внутри трубки имеется еще ряд убывающих по диаметру диафрагм, наименьшая из которых находится рядом с термобатареей и имеет диаметр 10 мм. Ряд этих диафрагм образует телесный угол, равный диску Солнца 5° околосолнечного пространства.

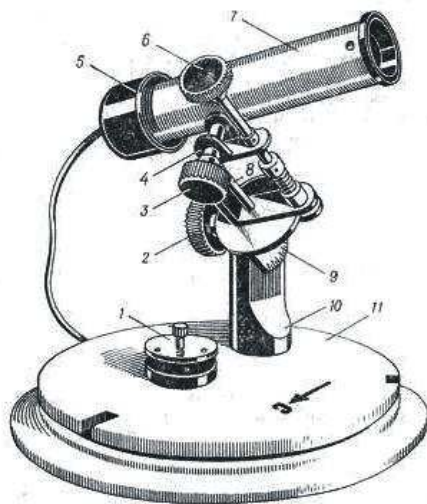


Рис. 2.5. Актинометр Савинова–Янишевского: 1 — крышка; 2, 3 — винты; 4 — ось склонений; 5 — экран; 6 — рукоятка; 7 — трубка; 8 — ось; 9 — сектор широт; 10 — стойка; 11 — основание

Провода от термобатарей через клеммы подсоединяются к гальванометру. Показания гальванометра пропорциональны силе термотока, а следовательно, и энергетической освещенности прямой солнечной радиации. Корпус актинометра (рис. 2.5) устанавливается на стойке 10 и основании 11, на котором нанесена стрелка, с помощью которой ориентируется прибор на север. Ось 8 устанавливается по оси мира с помощью шкалы широт 9. Чтобы провести наблюдения по актинометру, нужно его сориентировать таким образом, чтобы термобатарея была нацелена на Солнце. Для этого с прибора снимается крышка 1 и направляется входное отверстие трубки на Солнце. В это время манипулируются винты 3 и 6, добиваясь такого положения трубки,

чтобы образовалась концентрическая тень на экране 5, а солнечный луч, пройдя через отверстие 13 на оправе диафрагмы в виде «солнечного зайчика», должен попасть на черную точку, нанесенную на экране. В этом случае чувствительный элемент прибора (термобатарея) направлен перпендикулярно солнечным лучам.

Термоэлектрический пиранометр. Термоэлектрический пиранометр Янишевского предназначен для измерения суммарной и рассеянной радиации, приходящей как от небесного свода, так и от предметов, расположенных на поверхности земли. Если приемник радиации этого прибора повернуть в сторону подстилающей поверхности, то он будет фиксировать отраженную радиацию.



Рис. 2.6. Пиранометр Янишевского

У пиранометров (рис. 2.6), используемых в настоящее время на сети метеорологических станций, приемником служит квадратная термобатарея, окрашенная в черно-белые поля в виде шахматной доски. В них применяется батарея последовательно соединенных термоэлементов, составленных из манганина и константана. Поверхность термобатареи покрыта черной краской (сажей) и белой (магнезией) таким образом, чтобы четные спаи были окрашены в один цвет, а нечетные — в другой. Применение этих покрытий обусловлено одинаковой поглощательной способностью сажи и магнезии в длинноволновой части спектра. Поскольку в области коротких волн поглощательная способ-

ность сажи интенсивнее, чем магнезии, то благодаря этой части спектра возникает разность температур между спаями.

Термобатарея пиранометра 1 (рис. 2.7) прикреплена через изолирующий слой к корпусу прибора. От крайних термоэлементов термобатареи отходят выводы к клеммам на нижней стороне корпуса (на рисунке они не видны). Вся термобатарея, раскрашенная в шахматном порядке, крепится в квадратном вырезе диска 2, имеющем по своей образующей винтовую нарезку 3, на которую навинчивается стеклянный колпачок. Стеклянная полусфера необходима не только для защиты термобатареи от механических повреждений, но и, прежде всего, избежания влияния ветра.

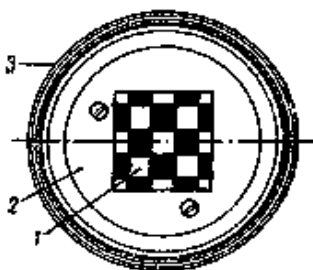


Рис. 2.7. Пиранометр Янишевского (головка): 1 — термобатарея; 2 — диск; 3 — винтовая нарезка

Вся термобатарея с диском и стеклянной полусферой навинчивается на стойку с треногой, позволяющей горизонтировать приемник прибора. На этой же треноге крепится шаровой уровень для отслеживания горизонтальности установки прибора. К стойке присоединен короткий металлический стержень, на который с помощью винта крепится легкая дюралевая трубка с теньевым экраном, позволяющим затенять приемную поверхность прибора от прямых солнечных лучей и измерять в это время только рассеянную радиацию. Длина стержня дает возможность видеть диск экрана из центра приемника под углом 10° . При открытом приемнике измеряется суммарная радиация. Тренога вместе с приемником и стеклянной полусферой может опрокидываться на 180° , позволяя при этом направлять прибор в сторону земли и измерять отраженную коротковолновую радиацию (длинноволновую часть излучения стеклянная сфера не пропускает). Для защиты стеклянной полусферы головка прибора снабжена крышкой.

Походный альбедометр. В полевых и специальных исследованиях нередко требуется неоднократная перестановка пиранометра из одного места в другое (например, при маршрутных исследованиях). В

этих случаях общее время, затрачиваемое на горизонтирование прибора, оказывается довольно значительным. Походный альбедометр позволяет свести эти затраты к минимуму, так как имеет устройство, автоматически выводящее приемную поверхность прибора в строго горизонтальное положение. Головка альбедометра идентична головке пиранометра, однако навинчена уже на карданный подвес (рис. 2.8) — устройство, позволяющее автоматически выводить приемную поверхность прибора в горизонтальное положение. Карданный подвес состоит из двух металлических колец. Внутреннее кольцо через полуоси имеет свободу вращения внутри внешнего кольца. В свою очередь полая трубка, на которой закреплена головка пиранометра, имеет свободу вращения на полуосях, смещенных на 90° .

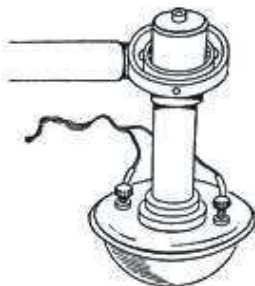


Рис. 2.8. Альбедометр походный (положение вниз)

Таким образом, поскольку альбедометр имеет двойную степень свободы вращения, то появляется возможность его автоматического горизонтирования под действием силы тяжести. Головка альбедометра навинчивается на трубку, которая по пазам может скользить вверх-вниз внутри кольца. Внутри самой трубки свободно перемещается цилиндрический грузик-противовес, который и обеспечивает надежную горизонтировку приемной поверхности. Наблюдения по походному альбедометру производятся так же, как и по пиранометру.

Термоэлектрический балансомер. Термоэлектрический балансомер Янишевского служит для определения разности излучения, приходящего на деятельную поверхность в виде суммарной радиации, и собственного излучения этой поверхности. В отличие от вышеупомянутых актинометрических приборов у балансомера имеется две приемных поверхности. Одна из них, обращенная к небосводу, воспринимает суммарную радиацию Q вместе с излучением атмосферы E_a . Приемник, обращенный в сторону деятельной поверхности, воспринимает отраженную коротковолновую радиацию R_k , земное излучение E_z и

часть отраженной радиации R_d , пришедшей от атмосферы и окружающих предметов. Таким образом, радиационный баланс B вычисляют по формуле

$$B = (Q + E_a) - (E_z + R_k).$$

Балансомер представляет собой круглую пластину 1 с квадратным вырезом в центральной части 48×48 мм, в который помещен приемник радиации (рис. 2.9). Приемной поверхностью прибора служат две одинаковые пластинки из тонкой медной фольги, покрывающие верхний и нижний приемники. Наружные поверхности этих пластин зачернены специальным черным лаком, поглощающая способность которого близка к поглощающей способности абсолютно черного тела.



Рис. 2.9. Балансомер термоэлектрический

К внутренней стороне пластин приклеены 10 термоэлектрических батарей, каждая из которых представляет из себя медный брусочек, обвитый тонкой металлической полоской из константана. Половина каждого витка посеребрена, и место окончания серебряного слоя служит термоспаем, а каждый брусочек — термобатареей, которые последовательно соединены между собой. В приборе находится 500 термоспаев, четные спаи батарей испытывают тепловое воздействие одной пластинки, нечетные — другой. Разность температур пластинок пропорциональна разности потоков приходящей и уходящей радиации. Для затенения прибора от прямой радиации служит экран, закрепленный шарниром через легкую трубку. В нерабочем состоянии прибор закрывается чехлом. Показания прибора зависят от скорости ветра, поэтому на расстоянии 0,5–1,0 м, устанавливается шест высотой 2,3 м, на конце которого крепится ветроизмерительный прибор (ручной анемометр), по показаниям которого вводятся добавочные поправки.

ГЛАВА 3. ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРЫ

Основная часть солнечной радиации поглощается земной поверхностью, которая сама является источником теплового излучения. Атмосфера, исключая её верхние слои, за счет поглощения солнечной радиации нагревается незначительно и получает тепло в основном от земной поверхности. Между земной поверхностью и атмосферой, а также между отдельными слоями атмосферы постоянно происходит обмен теплом.

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

Изменения температуры, происходящие в определенном количестве воздуха, называются *индивидуальными*. Они характеризуют изменения теплового состояния данного определенного количества воздуха. Но можно говорить не об индивидуальном количестве воздуха, а о некоторой точке внутри атмосферы с зафиксированными географическими координатами и с неизменной высотой над уровнем моря. Любую метеорологическую станцию, не меняющую своего положения на земной поверхности, можно рассматривать как такую точку. Температура в этой точке будет меняться не только в силу указанных индивидуальных изменений теплового состояния воздуха, но также и вследствие непрерывной смены воздуха в данном месте, т. е. вследствие прихода воздуха из других мест атмосферы, где он имеет другую температуру. Эти изменения температуры, связанные с *адвекцией* — притоком в данное место новых воздушных масс из других частей Земного шара, называют адвективными. Если в данное место притекает воздух с более высокой температурой, говорят об адвекции тепла; если с более низкой, — об адвекции холода. Общее изменение температуры в зафиксированной географической точке, зависящее и от индивидуальных изменений состояния воздуха, и от адвекции, называют *локальным (местным) изменением*.

3.1. Тепловой режим почвы

Земная поверхность, т. е. поверхность почвы или воды (а также и растительного, снежного, ледяного покрова), непрерывно разными

способами получает и теряет тепло. Через земную поверхность тепло передается вверх — в атмосферу и вниз — в почву или в воду.

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

Во-вторых, к земной поверхности тепло приходит сверху, из атмосферы, путем теплопроводности. Тем же способом тепло уходит от земной поверхности в атмосферу. Путем теплопроводности тепло также уходит от земной поверхности вниз, в почву и воду, либо приходит к земной поверхности из глубины почвы и воды. Тепловой режим земной поверхности определяется главным образом её радиационным балансом. При положительном радиационном балансе тепло от деятельной поверхности передаётся в более глубокие слои, а часть его отдается воздуху. При отрицательном радиационном балансе тепло из глубины почвы и частично из воздуха поступает к деятельной поверхности.

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

Протекает еще ряд некоторых менее важных процессов, например затраты тепла на таяние снега, лежащего на поверхности, или распространение тепла в глубь почвы вместе с водой осадков. Некоторое количество тепла в почве затрачивается также на химические и биологические процессы: усвоение питательных веществ корнями растений, растворение солей и др.

Нагревание и охлаждение почвы в большой степени зависит от ее теплоемкости и коэффициента теплопроводности. Удельной теплоемкостью (c_p , Дж/кг·К) называется количество тепла, необходимое для нагревания единицы массы почвы на 1°С. Объемной теплоемкостью (c_v , Дж/м³·К) называется количество тепла, необходимое для нагревания единицы объема почвы на 1°С. Теплоемкость различных почв зависит не столько от их химического состава, сколько от количества воздуха и воды, находящихся в порах. Чем больше в почве воды и меньше воздуха, тем больше её теплоемкость. Поэтому сухие почвы при заданном притоке или отдаче тепла нагреваются и охлаждаются сильнее, чем влажные.

Мерой теплопроводности почвы служит коэффициент теплопроводности (λ), который численно равен количеству тепла, проходящего через основание столбика почвы сечением 1 м² и высотой 1 м,

если разность температур на верхнем и нижнем его основании равна 1°C . Теплопроводность, как и теплоемкость, в значительной мере зависит от пористости и влажности почвы. При проникновении в почву воды, т. е. при увеличении её влажности, воздух, содержащийся в порах, вытесняется водой и теплопроводность почвы увеличивается.

При замерзании почвы её теплопроводность увеличивается, т.к. теплопроводность льда больше теплопроводности воды. Таким образом, при рассмотрении тепловых свойств почвы, в первую очередь, необходимо учитывать её пористость и влажность. Изменение этих факторов может изменить тепловые характеристики почвы в два раза и более.

Суточный и годовой ход температуры поверхности почвы.

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

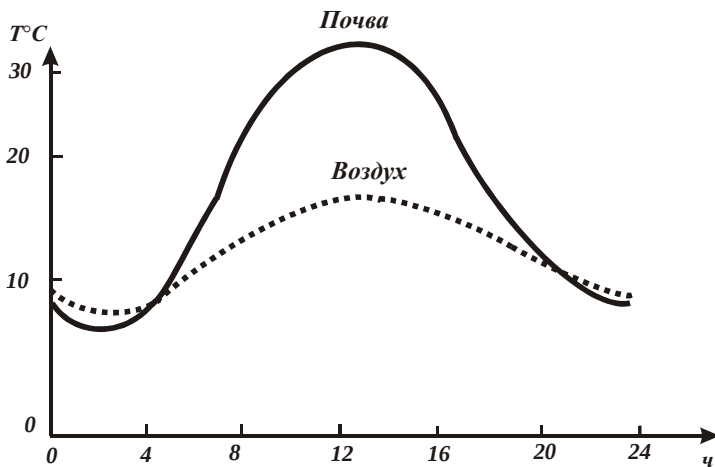


Рис. 3.1. Средний суточный ход температуры поверхности почвы и воздуха, июнь (г. Пермь)

Температура на поверхности почвы имеет суточный ход (рис. 3.1). Минимум ее наблюдается перед восходом солнца. К этому времени радиационный баланс поверхности почвы становится равным нулю — отдача тепла из верхнего слоя почвы эффективным излучением

уравновешивается возросшим притоком суммарной радиации. Нерадиационный же обмен тепла в это время незначителен. Затем температура на поверхности почвы растет до 13–14 ч, когда достигает максимума в суточном ходе. После этого начинается падение температуры. Радиационный баланс в послеполуденные часы, правда, остается положительным; однако отдача тепла в дневные часы из верхнего слоя почвы в атмосферу происходит не только путем эффективного излучения, но и путем возросшей теплопроводности, а также при увеличившемся испарении воды. Продолжается и передача тепла в глубь почвы. Поэтому температура на поверхности почвы падает с 13–14 ч до утреннего минимума.

Кривая суточного хода в отдельный день может иметь неправильную форму, поскольку она зависит от изменений облачности в течение суток, от осадков, а также и от неперiodических (адвективных) изменений температуры воздуха. Но кривая, построенная по многолетним данным за календарный месяц, будет иметь более правильную форму, так как случайные отклонения в обе стороны в средних величинах уравновесятся. Хорошо выражен суточный ход температуры поверхности почвы в теплое время года при установившейся ясной погоде. Максимальные температуры на поверхности почвы обычно *выше, чем в воздухе* на высоте метеорологической будки. Это понятно — днем солнечная радиация прежде всего нагревает почву, а уже от нее нагревается воздух.

Летом на поверхности обнаженной почвы наблюдаются температуры до $+55^{\circ}\text{C}$, а в пустынях — даже до $+80^{\circ}\text{C}$. Ночные минимумы температуры, наоборот, бывают на поверхности почвы ниже, чем в воздухе, так как, прежде всего, почва выхолаживается эффективным излучением, а уже от нее охлаждается воздух. Зимой ночные температуры на поверхности (в это время покрытой снегом) могут падать ниже -50°C , летом (кроме июля) — до нуля. На снежной поверхности во внутренних районах Антарктиды даже средняя месячная температура в июне около -70°C , а в отдельных случаях она может падать до -90°C .

Разность между суточным максимумом и суточным минимумом температуры называется суточной амплитудой колебаний температуры. На нее влияет ряд факторов.

1. Время года. Летом амплитуды наибольшие, а зимой наименьшие. В средней полосе европейской территории СНГ летние амплитуды составляют в среднем $10\text{--}20^{\circ}\text{C}$, а иногда достигают еще больших значений. Зимние же амплитуды равны в среднем $5\text{--}10^{\circ}\text{C}$.

2. Широта места. Амплитуда определяется главным образом полуденной высотой Солнца, которая уменьшается с возрастанием широты. Поэтому амплитуда тоже уменьшается с увеличением широты места. Наибольшие амплитуды наблюдаются в субтропических пустынях, где велико эффективное излучение и, следовательно, происходит сильное ночное охлаждение почвы. Наименьшие амплитуды имеют место в полярных широтах.

3. Облачность. В пасмурную погоду амплитуда меньше, чем в ясную. Облака днем задерживают прямую солнечную радиацию, а ночью значительно уменьшают эффективное излучение. В ясную же погоду наблюдается большая суммарная радиация днем и большое эффективное излучение ночью.

4. Теплоемкость и теплопроводность почвы. Амплитуда суточных колебаний температуры находится в обратной зависимости от теплоемкости почвы. Чем больше теплоемкость почвы, тем меньше она нагревается днем и охлаждается ночью, то есть тем меньше амплитуда колебаний её температуры. Такой же характер имеет зависимость амплитуды от теплопроводности почвы. Например, гранитная скала обладает хорошей теплопроводностью, и в ней нагревание хорошо передаётся вглубь. В результате амплитуда суточных колебаний температуры поверхности гранита невелика. Песчаная почва обладает меньшей теплопроводностью, чем гранит. Поэтому амплитуда хода температуры поверхности песчаной почвы примерно в 1,5 раза больше, чем поверхности гранитной скалы.

5. Цвет почвы. Амплитуда хода температуры поверхности темных почв значительно больше, чем светлых, так как поглощательная и излучательная способность темных поверхностей больше, чем светлых.

6. Растительный и снежный покров. Растительный покров уменьшает амплитуду суточных колебаний температуры поверхности почвы, так как он препятствует нагреванию её солнечными лучами днем и защищает от сильного излучения ночью. В зимнее время аналогичную роль играет снежный покров, который благодаря своей малой теплопроводности предохраняет поверхность почвы от ночного охлаждения. Поверхность самого снега может ночью охлаждаться очень сильно вследствие большой относительной излучательной способности. Но днем из-за большого альбедо поверхность снега нагревается мало и потому амплитуда, несмотря на низкий ночной минимум, остается не очень большой.

Поверхность почвы под полевыми культурами может оказаться в дневные часы на 15°C холоднее, чем почва под паром. В среднем же

за сутки она холоднее обнаженной почвы на 6°C , и даже на глубине 5–6 см остается разница в $3\text{--}4^{\circ}\text{C}$ (умеренные широты). Снежный покров предохраняет почву зимой от чрезмерной потери тепла. Излучение идет с поверхности самого снежного покрова, а почва под ним остается более теплой, чем обнаженная почва. При этом суточная амплитуда температуры на поверхности почвы под снегом резко уменьшается. В средней полосе европейской территории России при снежном покрове высотой 40–50 см температура поверхности почвы под ним на $6\text{--}7^{\circ}\text{C}$ выше, чем температура обнаженной почвы, и на 10°C выше, чем температура на поверхности самого снежного покрова. Зимнее промерзание почвы под снегом достигает глубин порядка 40 см, а без снега может распространяться до глубин более 100 см. Итак, растительный покров летом снижает температуру на поверхности почвы, а снежный покров зимой, напротив, её повышает. Совместное действие растительного покрова летом и снежного зимой уменьшает годовую амплитуду температуры на поверхности почвы; это уменьшение — порядка 10°C в сравнении с обнаженной почвой.

7. Экспозиция склонов. Южные склоны холмов нагреваются сильнее северных, а западные — сильнее восточных. Это объясняется тем, что нагревание восточных склонов происходит утром при низкой температуре воздуха. Кроме того, в утренние часы, когда склоны могут быть увлажнены росой, значительная часть тепла затрачивается на её испарение. Западные же склоны нагреваются в послеполуденные часы при высоких температурах воздуха и относительно сухой почве.

Годовой ход, как и суточный, связан с приходом и расходом тепла и определяется главным образом радиационными факторами. Удобнее всего проследить за годовым ходом температуры поверхности почвы по среднемесячным её значениям. В северном полушарии максимальные среднемесячные температуры поверхности почвы наблюдаются в июле–августе, когда отмечается наибольший приток тепла, а минимальные — в январе–феврале. Разность между наибольшей и наименьшей среднемесячной температурой за год называется амплитудой годового хода, которая в большой степени зависит от широты места. В экваториальной зоне она в среднем составляет 3°C , а в полярных широтах в глубине материков превышает 70°C . На амплитуду годового и суточного хода влияет летом растительный, а зимой — снежный покров.

Распространение тепла в глубь почвы. К распространению тепла в почве применима общая теория молекулярной теплопроводности, предложенная в свое время Фурье, и законы распространения тепла в почве носят название законов Фурье. Наблюдения показывают,

что фактическое распространение тепла в почве достаточно близко соответствует этим законам.

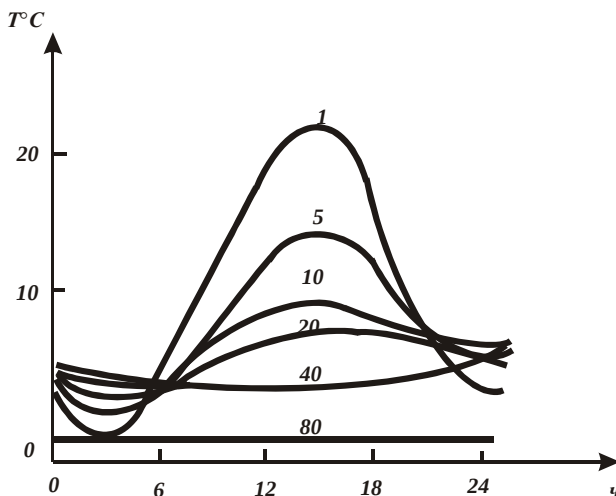


Рис. 3.2. Суточный ход температуры в почве (весна) на разных глубинах (см), г. Пермь

Чем больше плотность и влажность почвы, тем лучше она проводит тепло, тем быстрее распространяются в глубину и тем глубже проникают колебания температуры. Но независимо от типа почвы, период колебаний температуры не изменяется с глубиной (первый закон Фурье). Это значит, что не только на поверхности, но и на глубинах остается суточный ход с периодом в 24 ч между каждыми двумя последовательными максимумами или минимумами и годовой ход с периодом в 12 месяцев. Однако амплитуды колебаний с глубиной уменьшаются. При этом возрастание глубины в арифметической прогрессии приводит к уменьшению амплитуды в геометрической прогрессии (второй закон Фурье). Так, если на поверхности суточная амплитуда равна 30°C , а на глубине 20 см — 5°C , то на глубине 40 см она будет менее 1°C (рис. 3.2).

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

Амплитуда годовых колебаний температуры уменьшается с глубиной по тому же закону. Однако годовые колебания рас-

пространяются до большей глубины, что вполне понятно: для их распространения имеется больше времени. Амплитуды годовых колебаний убывают практически до нуля на глубине около 30 м в полярных широтах, около 15–20 м в средних широтах, около 10 м в тропиках, где и на поверхности почвы годовые амплитуды меньше, чем в средних широтах. На этих глубинах начинается *слой постоянной годовой температуры*.

Сроки наступления максимальной и минимальной температуры, как в суточном, так и в годовом ходе запаздывают с глубиной пропорционально ей (третий закон Фурье). Суточные экстремумы на каждые 10 см глубины запаздывают на 2,5–3,5 ч. Это значит, что на глубине, например, 50 см суточный максимум наблюдается уже после полуночи. Годовые максимумы и минимумы запаздывают на 20–30 дней на каждый метр глубины. Так, в Калининграде на глубине 5 м минимум температуры наблюдается не в январе, как на поверхности почвы, а в мае, максимум — не в июле, а в октябре.

Четвертый закон Фурье говорит о том, что глубины слоев постоянной суточной и годовой температуры относятся между собой как корни квадратные из периодов колебаний, т. е. как $\frac{1}{\sqrt{365}}$. Это значит,

что глубина, на которой затухают годовые колебания, в 19 раз больше, чем глубина, на которой затухают суточные колебания. Усложнения вносятся неоднородностью состава и структуры почвы. Кроме того, тепло распространяется в глубь почвы вместе с просачиванием осадков, что, конечно, не подчиняется законам молекулярной теплопередачи.

С различиями в годовом ходе температуры на разных глубинах связано распределение температуры в почве по вертикали в разные сезоны. Именно, летом температура от поверхности почвы в глубину падает; зимой растет; весной она сначала растет, а потом убывает; осенью сначала убывает, а затем растет. Различают два типа вертикального распределения температуры почвы: *тип инсоляции* и *тип излучения*. При типе инсоляции температура с глубиной понижается, а при типе излучения — повышается. Тип инсоляции характерен для промежутков времени, когда радиационный баланс положителен, а тип излучения — когда радиационный баланс отрицателен.

Изменения температуры в почве с глубиной в течение суток или года можно представить с помощью графика изоплет. По оси абсцисс откладывается время в часах или в месяцах года, а по оси ординат — глубина в почве. Каждой точке на графике соответствуют определенное время и определенная глубина. На график наносят средние значе-

ния температуры на разных глубинах в разные часы или месяцы. Проведя затем изолинии, соединяющие точки с равными температурами, например через каждый градус или через каждые 2 градуса, получим семейство *термоизоплет* (рис. 3.3).

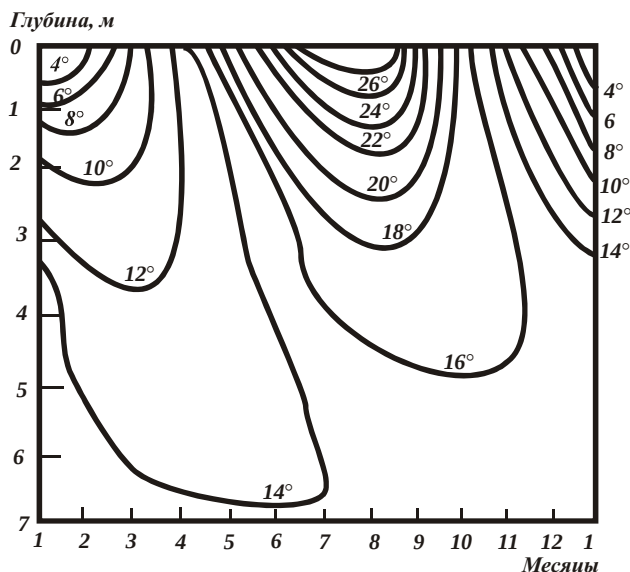


Рис. 3.3. Изоплеты годового хода температуры ($^{\circ}\text{C}$) в почве (г. Москва)

По такому графику можно определить значение температуры для любого момента суток или дня года и для любой глубины в пределах графика. Для суждения о распределении температуры с глубиной ниже слоя постоянной годовой температуры используются результаты наблюдений в рудниках, шахтах, туннелях, буровых скважинах. Эти наблюдения показывают, что на больших глубинах температура земной коры непрерывно повышается с глубиной. Это объясняется влиянием внутреннего тепла земного шара.

Величина, характеризующая этот рост температуры с глубиной, называется геотермическим градиентом. Он равен в среднем $3,3^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Наивысшая температура, отмеченная на глубине 6000 м, составляет около 180°C .

3.2. Различия в тепловом режиме почвы и водоемов

Существуют резкие различия в нагревании и тепловых особенностях поверхностных слоев почвы и верхних слоев водных бассейнов. Поверхностный слой воды, как и почвы, хорошо поглощает инфракрасную радиацию. Относительная излучательная способность воды также мало отличается от излучательной способности других естественных поверхностей и составляет 96% излучения абсолютно черного тела. Таким образом, условия поглощения и отражения длинноволновой радиации в водных бассейнах и в почве различаются мало. Иначе обстоит дело с коротковолновой радиацией. Вода, в отличие от почвы, представляет для неё прозрачное тело. Поэтому короткие волны, особенно фиолетовые и ультрафиолетовые, проникают в воду на довольно значительную глубину, и радиационное нагревание происходит в слое воды толщиной несколько метров. В почве тепло распространяется по вертикали путем молекулярной теплопроводности, а в легкоподвижной воде — также путем турбулентного перемешивания водных слоев, намного более эффективного. Турбулентность в водоемах обусловлена, прежде всего, волнением и течениями. Но в ночное время суток и в холодное время года к турбулентности присоединяется еще и термическая конвекция: охлажденная на поверхности вода опускается вниз вследствие возросшей плотности и замещается более теплой водой из нижних слоев. В океанах и морях некоторую роль в перемешивании слоев и связанной с ним передаче тепла играет также и испарение. При значительном испарении с поверхности моря верхний слой воды становится более соленым и плотным, вследствие чего вода опускается с поверхности в глубину. Кроме того, радиация глубже проникает в воду в сравнении с почвой. Теплоемкость воды велика в сравнении с почвой, и одно и то же количество тепла нагревает массу воды до меньшей температуры, чем такую же массу почвы.

В результате суточные колебания температуры в воде распространяются на глубину порядка 15–20 м, а в почве — менее чем до одного метра. Годовые колебания температуры в воде распространяются на глубину 150–400 м, а в почве — только на 10–20 м. Итак, тепло, приходящее днем и летом на поверхность воды, проникает до значительной глубины и нагревает большую толщу воды. Температура верхнего слоя и самой поверхности воды повышается при этом мало. В почве же приходящее тепло распределяется в тонком верхнем слое, который, таким образом, сильно нагревается.

Ночью и зимой вода теряет тепло из поверхностного слоя, но взамен него приходит накопленное тепло из нижележащих слоев. По-

этому температура на поверхности воды понижается медленно. На поверхности же почвы температура при отдаче тепла падает быстро. Тепло, накопленное в тонком верхнем слое, быстро из него уходит без восполнения снизу. В результате днем и летом температура на поверхности почвы выше, чем температура на поверхности воды (ночью и зимой — ниже). Это значит, что суточные и годовые колебания температуры на поверхности почвы значительно больше, чем на поверхности воды. Водный бассейн за теплое время года накапливает в достаточно мощном слое воды большое количество тепла, которое отдает в атмосферу в холодный сезон. Напротив, почва в течение теплого сезона отдает по ночам большую часть того тепла, которое получает днем, и мало накапливает его к зиме.

Суточные колебания температуры воды на поверхности океана имеют максимум около 15–16 °C и минимум через 2–3 ч после восхода Солнца. Годовая амплитуда колебаний температуры на поверхности океана значительно больше, чем суточная. Но она меньше, чем годовая амплитуда на поверхности почвы. В тропиках она порядка 2–3 °C, на широте 40° с. ш. около 10 °C, а на широте 40° ю. ш. около 5 °C. На внутренних морях и глубоководных озерах возможны значительно большие годовые амплитуды — 20 °C и более.

3.3. Процессы нагревания и охлаждения воздуха

Атмосфера поглощает солнечную энергию слабо, за исключением верхних слоев. В частности, тропосфера непосредственно солнечными лучами нагревается незначительно. Основным источником нагревания нижних слоев атмосферы является тепло, получаемое ими от деятельной поверхности. В дневные часы, когда приход радиации преобладает над излучением, деятельная поверхность нагревается, становится теплее воздуха, и тепло передается от нее к воздуху. Ночью деятельная поверхность теряет тепло излучением и становится холоднее воздуха. В этом случае воздух отдает тепло почве, в результате чего сам он охлаждается. Перенос тепла между деятельной поверхностью и атмосферой, а также в самой атмосфере могут осуществлять перечисленные ниже процессы.

1. Молекулярная теплопроводность. Воздух, непосредственно соприкасающийся с деятельной поверхностью, обменивается с ней теплом посредством молекулярной теплопроводности. Однако вследствие того, что коэффициент молекулярной теплопроводности неподвижного воздуха сравнительно мал, этот вид теплообмена тоже весьма мал по сравнению с другими его видами.

2. Турбулентное перемешивание. Атмосферный воздух находится в постоянном движении. Движение отдельных его порций имеет неупорядоченный, хаотичный характер. Такое движение называется турбулентным перемешиванием. Турбулентность оказывает большое влияние на многие атмосферные процессы, в том числе на теплообмен. В результате турбулентного перемешивания атмосферы возникает интенсивный перенос тепла из более теплых её слоев в менее теплые. Теплообмен между земной поверхностью и атмосферой посредством турбулентного перемешивания происходит значительно интенсивнее, чем теплообмен за счет молекулярной теплопроводности воздуха. Так, летом в полуденное время над сушей турбулентный поток тепла при одинаковом градиенте температуры в 10000 раз больше молекулярного.

3. Тепловая конвекция. Тепловой конвекцией называется упорядоченный перенос отдельных объемов воздуха в вертикальном направлении, возникающий в результате сильного нагревания нижнего слоя атмосферы. Теплые порции воздуха, как более легкие, поднимаются, а их место занимают холодные, которые затем тоже нагреваются и поднимаются. Тепловая конвекция первоначально возникает как движение отдельных струек, небольших объемов, вихрей, которые постепенно сливаются, образуя мощный восходящий поток, сопровождаемый компенсирующими его нисходящими движениями в соседних районах. Вместе с перемешивающимися порциями воздуха переносится и их теплосодержание, то есть происходит перенос тепла от более нагретых слоев атмосферы к менее нагретым.

Над сушей тепловая конвекция возникает в результате неравномерного нагревания разных участков поверхности почвы. Над водой она возникает в случае, когда водная поверхность теплее прилежащих слоев атмосферы. На водоемах такое положение часто имеет место в холодное время года и в ночные часы. Конвективный перенос тепла при благоприятных условиях может охватывать по вертикали всю толщину тропосферы.

4. Радиационная теплопроводность. Некоторую роль в передаче тепла от почвы к атмосфере играет излучение деятельной поверхностью длинноволновой радиации, поглощаемой нижними слоями атмосферы. Последние, нагреваясь, последовательно передают тепло вышележащим слоям. В период охлаждения поверхности радиационный поток тепла направлен от вышележащих слоев атмосферы вниз. Радиационный поток тепла над сушей проявляется главным образом в ночные часы, когда турбулентность резко ослаблена, а тепловая конвекция отсутствует.

5. Испарение влаги с деятельной поверхности и последующая конденсация (сублимация) водяного пара в атмосфере. При конденсации (сублимации) выделяется теплота, которая идет на нагревание окружающего воздуха.

Из пяти перечисленных процессов обмена теплом между деятельной поверхностью и атмосферой преобладающая роль принадлежит турбулентному перемешиванию и тепловой конвекции.

Характер деятельной поверхности оказывает большое влияние на процессы нагревания и охлаждения прилегающего к ней слоя атмосферы. Тепловые воздействия суши и водной поверхности на атмосферу неодинаковы: деятельная поверхность суши отдает воздуху значительно большую часть получаемого ею лучистого тепла (35–50%), чем поверхность водоемов, которая большую часть получаемого тепла отдает более глубоким слоям. Много тепла на водоемах затрачивается также на испарение воды, и лишь незначительная его часть расходуется на нагревание воздуха. Поэтому в периоды нагревания суши воздух над ней оказывается теплее, чем над водной поверхностью. Когда же деятельная поверхность охлаждается путем излучения, то суша, не накопившая достаточно запаса тепла, сравнительно быстро охлаждается и охлаждает прилегающие слои воздуха. Моря, океаны и большие озера в теплое время года накапливают в своей толще значительное количество тепла. В зимнее время они отдают его воздуху. Поэтому воздух над водными поверхностями зимой теплее, чем над сушей.

Поверхности материков, в свою очередь, являются различными. Леса, болота, степи, поля отдают воздуху неодинаковое количество тепла. Кроме того, различные виды почв также оказывают неодинаковое термическое влияние на воздух. Зимой снежный покров способствует понижению температуры проходящего над ним воздуха. Объясняется это большой относительной излучательной и отражательной способностью снежного покрова.

Суточный ход температуры воздуха у земной поверхности. Температура воздуха меняется в суточном ходе вслед за температурой земной поверхности. Поскольку воздух нагревается и охлаждается от земной поверхности, амплитуда суточного хода температуры в психрометрической (метеорологической) будке меньше, чем на поверхности почвы, в среднем примерно на одну треть.

Рост температуры воздуха начинается вместе с повышением температуры почвы (примерно на 15 мин позже) утром, после восхода солнца. В 13–14 ч температура почвы начинает понижаться, в 14–15 ч она уравнивается с температурой воздуха. С этого времени при даль-

нейшем падении температуры почвы начинает падать и температура воздуха. Таким образом, минимум в суточном ходе температуры воздуха у земной поверхности приходится на время после восхода солнца, а максимум — на 14–15 ч. Но в отдельные дни суточный ход температуры воздуха может быть другим. Это зависит от изменений облачности, меняющих радиационные условия земной поверхности, а также от адвекции, т. е. от притока воздушных масс с другой температурой. В результате этих причин минимум температуры может сместиться даже на дневные часы, а максимум — на ночь.

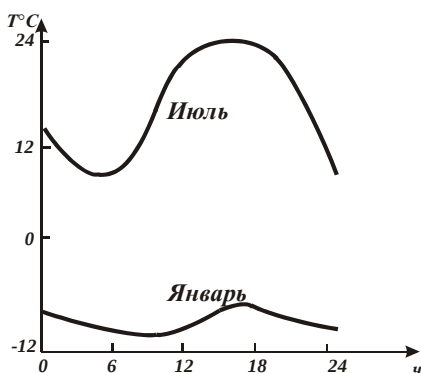


Рис. 3.4. Суточный ход средней месячной температуры воздуха, январь и июль (г. Пермь)

Суточный ход температуры может вообще исчезнуть, или кривая суточного изменения примет сложную и неправильную форму. Суточный ход перекрывается или маскируется *непериодическими изменениями температуры*. Например, в Хельсинки в январе с вероятностью 24% суточный максимум температуры приходится на промежуток времени 00–1 ч ночи, а с вероятностью 13% — от 12 до 14 ч. Даже в тропиках, где непериодические изменения температуры слабее, чем в умеренных широтах, максимум температуры приходится на послеполуденные часы только в 50% всех случаев. В суточном ходе температуры воздуха, осредненном за многолетний период, непериодические изменения температуры, приходящиеся более или менее равномерно на все часы суток, взаимно погашаются. Вследствие этого многолетняя кривая суточного хода имеет простой характер, близкий к синусоиде. Для примера приведем суточный ход температуры воздуха в г. Перми в январе и в июле, вычисленный по многолетним данным (рис. 3.4).

Величина суточной амплитуды температуры воздуха зависит от многих влияний. Прежде всего она определяется суточной амплитудой температуры на поверхности почвы: чем больше амплитуда на поверхности почвы, тем больше она в воздухе. В степях и пустынях средняя суточная амплитуда достигает $15\text{--}20^{\circ}\text{C}$, иногда 30°C . Над обильным растительным покровом она меньше. На суточной амплитуде сказывается и близость водных бассейнов, в приморских местностях она понижена. Суточная амплитуда температуры на поверхности почвы зависит в основном от облачности. Следовательно, и суточная амплитуда температуры воздуха тесно связана с облачностью — в ясную погоду она значительно больше, чем в пасмурную. Это хорошо видно из рис. 3.5, на котором представлен суточный ход температуры воздуха в г. Перми, средний для всех дней летнего сезона и отдельно для ясных и для пасмурных дней.

Суточная амплитуда температуры воздуха меняется также по сезонам, по широте, а также в зависимости от характера почвы и рельефа местности. Зимой она меньше, чем летом, так же как и амплитуда температуры подстилающей поверхности. Весной она несколько больше, чем осенью. С увеличением широты суточная амплитуда температуры воздуха убывает, так как убывает полуденная высота солнца над горизонтом. В среднем за год рассматриваемая амплитуда составляет в тропических областях около 12°C , в умеренных широтах $8\text{--}9^{\circ}\text{C}$, у Полярного круга $3\text{--}4^{\circ}\text{C}$, в Заполярье $1\text{--}2^{\circ}\text{C}$. В самых высоких широтах, где солнце не восходит или не заходит много дней подряд, регулярного суточного хода температуры нет.

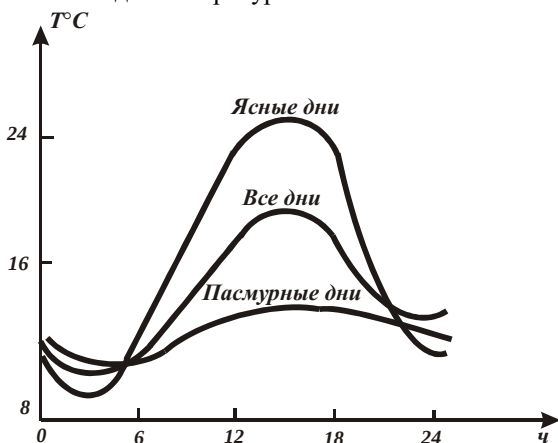


Рис. 3.5. Суточный ход температуры воздуха в зависимости от облачности (г. Пермь)

На выпуклых формах рельефа местности (на вершинах и на склонах гор и холмов) суточная амплитуда температуры воздуха уменьшена в сравнении с равнинной местностью, а в вогнутых формах рельефа (в долинах, оврагах и лощинах) увеличена (закон Воейкова). Причина заключается в том, что на выпуклых формах рельефа воздух имеет уменьшенную площадь соприкосновения с подстилающей поверхностью и быстро стекает с нее, заменяясь новыми массами воздуха. В вогнутых же формах рельефа воздух сильнее нагревается от поверхности и больше застаивается в дневные часы, а ночью сильнее охлаждается и стекает по склонам вниз. Но в узких ущельях, где и приток радиации, и эффективное излучение уменьшены, суточные амплитуды меньше, чем в широких долинах. С увеличением высоты места амплитуда суточного хода температуры воздуха быстро уменьшается, а моменты наступления максимумов и минимумов сдвигаются на более позднее время. Суточный ход температуры с амплитудой $1-2^{\circ}\text{C}$ наблюдается даже на высоте тропопаузы, но здесь он уже обусловлен поглощением солнечной радиации озоном, содержащимся в воздухе.

Малые суточные амплитуды температуры на поверхности моря имеют следствием и малые суточные амплитуды температуры воздуха над морем. Суточные амплитуды на поверхности открытого океана измеряются лишь десятками долями градуса, но в нижнем слое воздуха над океаном они доходят до $1-1,5^{\circ}\text{C}$, а над внутренними морями и больше. Амплитуды температуры в воздухе повышены потому, что на них сказывается влияние адвекции воздушных масс. Также играет роль и непосредственное поглощение солнечной радиации нижними слоями воздуха днем и излучение из них ночью. Аналогичное по характеру, но более слабое влияние на суточный ход температуры воздуха оказывают внутренние водоемы и сильно увлажненные поверхности (болота, места с обильной растительностью), над которыми амплитуды уменьшаются.

Непериодические изменения температуры воздуха. Во внетропических широтах эти изменения настолько часты и значительны, что суточный ход температуры отчетливо проявляется лишь в периоды относительно устойчивой малооблачной антициклонической погоды. В остальное же время он отступает на задний план перед непериодическими изменениями, которые могут быть очень интенсивными, особенно зимой, когда температура в любое время суток может упасть (в континентальных условиях) на $18-20^{\circ}\text{C}$ за 1 ч.

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

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

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

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

Над океанами вторжения холодных воздушных масс могут глубоко проникать в тропики. Конечно, при этом холодный воздух прогревается над теплой водой; но все же он может создавать заметные понижения температуры. Вторжения морского воздуха из средних широт Атлантического океана в Европу создают потепления зимой и похолодания летом. Чем дальше в глубь Евразии, тем меньше становится повторяемость атлантических воздушных масс и тем больше меняются над материком их первоначальные свойства. Но все же влияние вторжений с Атлантики на климат можно проследить вплоть до Среднесибирского плоскогорья и Средней Азии. Тропический воздух вторгается в Европу и зимой, и летом из Северной Африки и из низких широт Атлантики. Кроме того, летом воздушные массы, близкие по темпера-

туре к воздушным массам тропиков и потому также называемые тропическим воздухом, формируются на юге самой Европы или попадают в Европу из Казахстана и Средней Азии. На Азиатской территории СНГ летом наблюдаются вторжения тропического воздуха из Монголии, северного Китая и из южных районов самой территории СНГ. В отдельных случаях сильные повышения температуры, до величин порядка $+30^{\circ}\text{C}$, при летних вторжениях тропического воздуха распространяются до Крайнего Севера России.

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

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

В менее значительных пространственных масштабах резкие непериодические изменения температуры могут быть связаны с фенами в горных районах, т. е. с адиабатическим нагреванием воздуха при его нисходящем движении.

Температуры воздушных масс. В каждый отдельный район Земли воздушные массы различного происхождения будут приходить с разными, характерными для них температурами. Эти температуры для каждого места будут свои. Например, арктический воздух, достигнув Крыма, будет иметь там более высокую температуру, чем на Белом море. Характерная температура для каждого типа воздушных масс в данном месте, конечно, будет меняться по сезонам и месяцам года.

Приведем данные о приземных температурах воздушных масс разных типов в г. Москве. Континентальный арктический воздух с Баренцева и Карского морей приходит в район Москвы со средней температурой в январе -19°C , в марте -13°C , в апреле $+1^{\circ}\text{C}$, в июне $+10^{\circ}\text{C}$, в августе $+11^{\circ}\text{C}$, в октябре $+4^{\circ}\text{C}$ и в ноябре -10°C . В то же время морской полярный воздух с Атлантики приходит в Москву со средними температурами в январе -1°C , в марте $+1^{\circ}\text{C}$, в апреле $+4^{\circ}\text{C}$, в июне $+13^{\circ}\text{C}$, в августе $+15^{\circ}\text{C}$, в октябре $+5^{\circ}\text{C}$ и в ноябре $+2^{\circ}\text{C}$. Континентальный тропический воздух с юга Европы или из Средней Азии имеет температуру в июне $+24^{\circ}\text{C}$ в августе $+26^{\circ}\text{C}$. Таким образом, в арктическом воздухе температура быстро нарастает от марта к апрелю и так же быстро падает от октября к ноябрю. Это вполне объяснимо резким изменением радиационных условий в Арктике от зимы к весне и от осени к зиме. В морском полярном воздухе годовой ход температуры более плавный и с меньшей амплитудой. Зимой морской полярный

воздух гораздо теплее арктического, а летом его температура лишь немного выше. Зато тропический воздух в Москве летом намного теплее морского полярного. В примерах приведены средние температуры. Иногда вторжения арктического воздуха зимой создают в г. Москве гораздо более сильные морозы. Морской полярный воздух зимой нередко приносит в район Москвы оттепели, но с течением времени он выхолаживается, трансформируясь в континентальный полярный воздух. Летом трансформация морского полярного воздуха в континентальный, напротив, проявляется в нагревании воздуха.

На юге СНГ, особенно в Средней Азии, арктический или морской полярный воздух летом за несколько дней прогревается настолько, что достигает температуры, характерной для тропического воздуха. Зимой этого не бывает — процесс трансформации ограничивается превращением арктического или морского полярного воздуха в континентальный полярный с достаточно низкими температурами. Разница в трансформации зимой и летом объясняется различными условиями в поступлении солнечной радиации в эти сезоны. Отличия в температурах воздушных масс остаются и в высоких слоях тропосферы.

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

Междусуточная изменчивость температуры. Характеристикой непериодических колебаний температуры в том или ином месте может служить междусуточная изменчивость температуры, т. е. среднее изменение средней суточной температуры воздуха от одних суток к другим. Наряду с многолетней средней амплитудой суточного хода она является одной из климатических характеристик.

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

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

туры мала в тропиках и возрастает с широтой. В морском климате она меньше, чем в континентальном, потому что над морем температурные различия воздушных масс разного происхождения более сглажены, чем над сушей. Особенно велика междусуточная изменчивость температуры на севере Западной Сибири, а также во внутренних частях Северной Америки. В этих районах в среднем за год она достигает $3,5^{\circ}\text{C}$. На Европейской территории России она в среднем годовом около $2,5^{\circ}\text{C}$, в Западной Европе около 2°C , а в Южной Европе даже меньше $1,5^{\circ}\text{C}$. При этом зимой она везде больше, чем летом, зимние значения на севере Западной Сибири и внутри Северной Америки достигают $5-6^{\circ}\text{C}$. Это говорит о сильной циклонической деятельности зимой и о значительных адвективных изменениях температуры, связанных с нею.

С высотой междусуточная изменчивость температуры растет примерно до $10-12\text{ км}$, т. е. во всей тропосфере. На уровне тропопаузы в Европе она около 4°C , а в Северной Америке около $6,5^{\circ}\text{C}$. Большая междусуточная изменчивость температуры в высоких слоях говорит о наличии там больших адвективных изменений температуры, а также о сильном развитии восходящих и нисходящих движений, влекущих за собой адиабатические изменения температуры.

Заморозки. Явление заморозков связано как с суточным ходом температуры, так и с непериодическими ее понижениями, причем обе эти причины обычно действуют совместно. Заморозками называют понижения температуры воздуха или почвы ночью до нуля градусов и ниже в то время, когда средние суточные температуры положительны, т. е. весной и осенью.

Весенние и осенние заморозки приводят к самым неблагоприятным последствиям для садовых и огородных культур. При этом необязательно, чтобы температура опускалась ниже нуля в метеорологической будке. Здесь, на высоте 2 м , она может остаться несколько выше нуля, но в припочвенном слое воздуха она в это же время падает до нуля и ниже, и огородные или ягодные культуры повреждаются. Бывает и так, что температура воздуха даже и на небольшой высоте над почвой остается выше нуля, но сама почва или растения на ней охлаждаются путем излучения до отрицательной температуры. Это явление называется заморозком на почве и также может погубить молодые растения.

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

заморозок. Для заморозка нужна ясная и тихая ночь, когда эффективное излучение с поверхности почвы велико, а турбулентность мала и воздух, охлаждающийся от почвы, не переносится в более высокие слои, а подвергается длительному охлаждению. Такая ясная и тихая погода обычно наблюдается во внутренних частях областей высокого атмосферного давления — антициклонах.

Сильное ночное охлаждение воздуха у земной поверхности приводит к тому, что с высотой температура повышается. Другими словами, при заморозке имеет место приземная инверсия температуры. Заморозки чаще происходят в низинах, чем в возвышенных местах или на склонах, так как в вогнутых формах рельефа ночное понижение температуры усилено. В низких местах холодный воздух больше застаивается и дольше охлаждается. Поэтому заморозок нередко поражает сады, огороды или виноградники в низкой местности, в то время как на склонах холма они остаются неповрежденными.

Последние весенние заморозки наблюдаются в центральных областях Европейской территории СНГ в конце мая — начале июня, а уже в начале сентября возможны первые осенние заморозки.

Существует ряд эффективных средств для защиты садов и огородов от ночных заморозков. Например, дымление, понижающее эффективное излучение и уменьшающее ночное падение температуры. Грелками разного рода можно подогревать нижние слои воздуха в приземном слое. Участки с садовыми или огородными культурами можно закрывать на ночь теплоизоляционными материалами, расставлять над ними соломенные или пластиковые навесы, также уменьшающие эффективное излучение с почвы и растений. Применяется прием перемешивания воздуха промышленными вентиляторами или авиадвигателями, вследствие чего более теплый воздух из верхних слоев смешивается с холодным воздухом у поверхности земли.

Типы годового хода температуры воздуха. Годовой ход температуры воздуха определяется прежде всего годовым ходом температуры деятельности поверхности. Амплитуда годового хода представляет собой разность среднемесячных температур самого теплого и самого холодного месяцев.

В северном полушарии на континентах максимальная среднемесячная температура воздуха наблюдается в июле, минимальная — в январе. На океанах и побережьях материков экстремальные температуры наступают несколько позднее: максимальные — в августе, минимальные — в феврале–марте. На суше амплитуды годового хода температуры воздуха значительно больше, чем над водой.

Большое влияние на амплитуду годового хода температуры воздуха оказывает широта места. Наименьшая амплитуда наблюдается в экваториальной зоне. С увеличением широты места амплитуда увеличивается, достигая наибольших значений в полярных широтах.

Амплитуда годовых колебаний температуры воздуха зависит от высоты места над уровнем моря. С увеличением высоты амплитуда уменьшается. Большое влияние оказывают на годовой ход температуры воздуха туманы, дожди и главным образом облачность. Отсутствие облачности зимой приводит к понижению средней температуры самого холодного месяца, а летом к повышению средней температуры самого теплого месяца.

В зависимости от широты и континентальности можно выделить следующие типы годового хода температуры.

Экваториальный тип. Амплитуды малы, так как различия в поступлении солнечной радиации в течение года невелики, а время наибольшего притока радиации на границу атмосферы совпадает с наибольшей облачностью и дождями (табл. 3.1).

Таблица 3.1
Средние многолетние температуры воздуха (°C). Экваториальный тип

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	Амплитуда
Джакарта (Ява, 6,2° ю. ш., 106,8° в. д.)													
25,8	25,8	26,2	26,7	26,8	26,5	26,3	26,5	26,8	26,8	26,5	26,1	26,4	1,0
Монгала (Судан, 5,2° с. ш., 31,8° в. д.)													
27,2	27,8	28,5	27,2	26,1	25,4	24,3	24,4	25,1	25,7	25,7	26,4	26,2	4,2

Внутри материков амплитуда порядка 5°C, на побережьях менее 3°C, на океанах 1°C и менее; на острове Молден (4° ю. ш., 155° з. д.) всего 0,5°C. Обнаруживаются, хотя не всегда отчетливо, два максимума температуры после нахождения солнца в зените (равноденствий) и два минимума при наиболее низких положениях солнца (солнцестояниях).

Тропический тип. Амплитуда больше, чем в экваториальном типе. На побережьях порядка 5°C, внутри материка 10–15°C. Один максимум и один минимум в течение года, по большей части после наивысшего и наинизшего солнцестояния (табл. 3.2).

В муссонных областях максимум в этом типе наблюдается перед началом летнего муссона, который приносит некоторое снижение температуры. Обращает на себя внимание смещение максимума на май в Нагпуре.

Таблица 3.2

Средние многолетние температуры воздуха (°C). Тропический тип

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	Амплитуда
Гонолулу (Гавайские острова, 21,3° с. ш., 157,9° з. д.)													
+22	+22	+22	+23	+24	+25	+25	+26	+26	+25	+24	+23	+24	4,0
Алис-Спрингс (Австралия, 23,6° ю. ш., 133,6° в. д.)													
+28	+28	+24	+20	+15	+12	+12	+14	+18	+23	+26	+27	+21	16
Нагпур (Индия, 21,1° с. ш., 79,1° в. д.)													
+22	+24	+28	+33	+35	+32	+28	+27	+28	+27	+23	+21	+27	14

Тип умеренного пояса. Крайние значения наблюдаются здесь после солнцестояний, причем в морском климате они запаздывают по сравнению с континентальным. В северном полушарии минимум наблюдается над сушей в январе, а над морем — в феврале или марте; максимум над сушей в июле, а над морем — в августе и иногда даже в сентябре. Это легко объясняется различиями в нагревании и теплоотдаче суши и моря (табл. 3.3).

Таблица 3.3

Средние многолетние температуры воздуха (°C).
Тип умеренного пояса

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	Амплитуда
Монтевидео (Уругвай, 34,9° ю. ш., 56,2° з. д.)													
+23	+22	+20	+17	+14	+11	+10	+11	+13	+15	+18	+21	+16	13
Багдад (Ирак, 33,3° с. ш., 44,4° в. д.)													
+9	+12	+16	+22	+28	+32	+35	+35	+32	+25	+18	+11	+23	26
Лондон (51,5° с. ш., 0,0° в. д.)													
+5	+5	+6	+8	+12	+15	+	+16	+14	+	+6	+5	+10	12
Москва (55,8° с. ш., 37,6° в. д.)													
-10	-10	-5	+4	+12	+15	+18	+16	+10	+4	-2	-8	+4	28
Иркутск (52,3° с. ш., 104,3° в. д.)													
-20	-	-10	0	+8	+14	+17	+15	+8	0	-	-18	+1	37
Архангельск (64,6° с. ш., 40,5° в. д.)													
-12	-12	-8	-1	+6	+12	+15	+13	+8	+1	-5	-10	0	27
Верхоянск (67,5° с. ш., 133,4° в. д.)													
-50	-44	-30	-13	+2	+13	+15	+11	+2	-15	-37	-46	-16	65

Для континентального климата в умеренном поясе особенно характерна холодная зима. Лето жарче, чем в морском климате. В типич-

но морском климате весна холоднее осени, а в континентальном теплее. Особенно теплая весна в степях и пустынях Казахстана, Туранской низменности, Монголии, где слабый снежный покров сходит рано и не мешает прогреванию почвы. Однако в материковых областях с обильным снежным покровом (например, на Европейской территории России и в Западной Сибири), где много тепла идет на таяние снега, весна, как в морском климате, холоднее осени. Годовые амплитуды даже в морском климате умеренного пояса порядка 10–15°C; в континентальном же они порядка 25–40°C, а в Азии могут превышать 60°C.

В умеренном поясе можно различать подзоны: субтропическую, собственно умеренную, субполярную. Переходные сезоны хорошо выражены только в средней из них. Годовые амплитуды имеют здесь наибольшие различия для континентального и морского климата.

Таблица 3.4

Средние многолетние температуры воздуха (°C). Полярный тип

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	Амплитуда
Грин-Харбор (Шпицберген, 78,0° с. ш., 14,2° в. д.)													
-16	-18	-20	-14	-5	+2	+5	+5	0	-6	-11	-14	-10	25
Восток (Антарктида, 72,1° ю. ш., 96,6° в. д.)													
-34	-44	-55	-63	-63	-67	-67	-71	-67	-59	-44	-32	-55	39

Полярный тип. Минимум в годовом ходе перемещается на время появления солнца над горизонтом, после длительной полярной ночи, т. е. в северном полушарии на февраль — март, в южном на август — сентябрь; максимум в северном полушарии наблюдается в июле, в южном — в январе или декабре; амплитуда на суше (Гренландия, Антарктида) велика — порядка 30–40°C. В морском климате полярных широт — на островах и на окраинах материков — она меньше, но все же порядка 20°C и более (табл. 3.4).

3.4. Методы и средства измерения температуры воздуха

Действие термометра может быть основано на любом свойстве вещества, зависящем от температуры. Такими свойствами, наиболее широко используемыми в метеорологических термометрах, являются тепловое расширение и изменение электрического сопротивления при изменении температуры. Радиометры работают в инфракрасной части электромагнитного спектра и используются, в частности, для измерения температуры со спутников.

Жидкостные термометры. Тепловое расширение при повышении температуры используется в жидкостных термометрах, которые широко применяются для измерения температуры воздуха. Принцип работы таких термометров основан на различном термическом расширении чистой жидкости и стеклянного резервуара. Капилляр представляет собой трубку, тонкий внутренний канал которой соединен с резервуаром термометра. Резервуар полностью заполнен термометрической жидкостью, а капилляр — лишь частично даже при температуре, близкой к верхнему пределу измерения. С изменением объема жидкости в резервуаре меняется и высота столбика жидкости в капилляре. При градуировке такого термометра с использованием эталонного термометра шкала температуры наносится либо непосредственно на капилляр, либо на отдельную пластинку, прочно прикрепленную к капилляру.

Использование той или иной жидкости определяется необходимым диапазоном измерения температуры. Ртуть обычно применяется для измерения температуры не ниже $-38,3^{\circ}\text{C}$ (температура ее замерзания). Для измерения температуры при более низких ее значениях используется этиловый спирт или другие чистые органические жидкости.

Применение ртути в жидкостных термометрах предпочтительнее, так как все жидкостные термометры, кроме ртутных, имеют следующие существенные недостатки:

а) адгезия спирта на стекле; в отличие от ртути органические жидкости обычно смачивают стекло, и, следовательно, в случае резкого понижения температуры некоторое количество жидкости может остаться на стенках капилляра и полученные значения температуры будут заниженными;

б) разрыв столбика жидкости; в верхней части капиллярной трубки термометра в результате испарения и конденсации часто образуются капельки жидкости; разрыв столбика нередко происходит при транспортировке; если этот разрыв не будет замечен, то могут возникнуть ошибки в определении температуры;

в) медленные изменения в жидкости; органические жидкости обычно имеют тенденцию к полимеризации с течением времени и под воздействием света, что приводит к постепенному сокращению объема жидкости; присутствие примесей (ацетон в этиловом спирте, применение красителей) ускоряет процесс полимеризации.

Существуют четыре основных типа конструкции метеорологических жидкостных термометров:

а) термометр в защитной оболочке со шкалой, нанесенной на капилляре термометра;

б) термометр в защитной оболочке со шкалой, нанесенной на пластинке из молочного стекла, прикрепленной к термометру внутри защиты;

в) термометр без защитной оболочки со шкалой на капилляре, прикрепленный к металлической, фарфоровой или деревянной оправе обратной цифровой шкале стороной;

г) термометр без защитной оболочки со шкалой, нанесенной на капилляр.

Электрические термометры. Электрические термометры приобретают все большее распространение в метеорологии для измерения температуры. Основное их достоинство заключается в том, что выходной сигнал можно использовать в дистанционной индикации.

К электрическим термометрам относятся термометры сопротивления, полупроводниковые термометры и термопары.

Действие термометров сопротивления основано на принципе изменения электрического сопротивления вещества (металла) при изменении температуры, которое описывается уравнением

$$R_t = R_0[1 + \alpha(t - t_0)], \quad (3.1)$$

где разность $t - t_0$ невелика; R_t и R_0 — сопротивление определенного количества металла при температуре t и исходной температуре t_0 соответственно; α — температурный коэффициент сопротивления при температуре t_0 .

При исходной температуре 0°C уравнение (6.1) принимает вид

$$R_t = R_0(1 + \alpha t). \quad (3.2)$$

При более значительных изменениях температуры и для некоторых металлических сплавов взаимосвязь сопротивления и температуры более точно выражается соотношением

$$R_t = R_0[1 + \alpha(t - t_0) + \beta(t - t_0)^2], \quad (3.3)$$

где β — температурный коэффициент сопротивления, который определяется так же, как α при соответствующей градуировке термометра.

Хороший металлический термометр сопротивления должен удовлетворять следующим требованиям:

а) физические и химические свойства должны оставаться неизменными во всем диапазоне измерений;

б) сопротивление должно постоянно и непрерывно увеличиваться при повышении температуры во всем диапазоне;

в) такие внешние факторы, как влажность, коррозия и физическая деформация, не должны заметно влиять на сопротивление;

г) характеристики должны оставаться постоянными на протяжении двух лет и более;

д) сопротивление и температурный коэффициент должны быть достаточно большими, чтобы их можно было использовать в измерительной цепи.

Лучше всего отвечает этим требованиям чистая платина, поэтому она используется в основных эталонных термометрах.

Полупроводниковые термометры (термисторы) представляют собой полупроводник с относительно большим температурным коэффициентом сопротивления, который в зависимости от используемого материала может быть либо положительным, либо отрицательным. На практике для производства термисторов применяются материалы из смеси порошкообразных окисей металлов. Термисторы выпускаются обычно в виде небольших дисков, брусков или шариков, часто имеющих стеклянное покрытие. Общее выражение зависимости сопротивления R термисторов от температуры имеет вид

$$R = a \exp\left(\frac{b}{T}\right), \quad (3.4)$$

где a и b — константы, T — температура термистора (K).

С термометрической точки зрения преимущества термисторов заключаются в следующем:

а) значительный температурный коэффициент сопротивления позволяет уменьшить напряжение, приложенное к мосту для измерения сопротивления, при достижении одной и той же чувствительности настолько, что практически исчезает даже необходимость учета сопротивления контактов и его изменения;

б) элементы можно сделать очень маленькими, чтобы при их очень низкой теплоемкости получалась небольшая постоянная времени; однако у очень маленьких термисторов, обладающих низкой теплоемкостью, эффект самонагрева при заданной энергии диссипации выше, чем у больших термисторов; таким образом, необходимо принимать меры для того, чтобы поддерживать энергию диссипации на низком уровне.

Сопротивление типового термистора изменяется на 100 или 200 единиц в температурном диапазоне $-40...40^{\circ}C$.

Термопары для измерения температуры воздуха в оперативной работе не применяются. Чрезвычайно малая постоянная времени (1–2 с) позволяет использовать их для решения специальных исследовательских задач. В термопарах используется эффект возникновения электродвижущей силы соединения двух разных металлов. При составлении простой цепи на основе двух металлов и соединении их при

одинаковой температуре электродвижущая сила в этой цепи не возникнет, потому что обе электродвижущие силы (одна в каждом спае) будут оказывать взаимное противодействие, нейтрализуя друг друга. При изменении температуры одного из двух спаев электродвижущие силы не будут уравнивать друг друга, и в цепи возникнут электродвижущая сила и электрический ток, пропорциональный разности температур этих спаев. При нескольких спаях результирующая электродвижущая сила будет равна алгебраической сумме электродвижущих сил спаев. Величина и знак полярности контактной электродвижущей силы, возникающей в любом спае, зависят от типов соединяемых металлов и температуры в месте спая и могут быть для любых двух металлов описаны следующей эмпирической формулой:

$$(E_T - E_S) = \alpha(T - T_S) + \beta(T - T_S)^2, \quad (3.5)$$

где E_T — контактная электродвижущая сила при температуре T ; E_S — электродвижущая сила при некоторой стандартной температуре T_S ; α и β — константы.

Если имеются два спая при температуре T_1 и T_2 , то результирующая электродвижущая сила $E_n = (E_1 - E_2)$, где E_1 и E_2 — электродвижущая сила при температуре T_1 и T_2 соответственно. Величина E_n с хорошим приближением может быть описана формулой, приведенной для $(E_T - E_S)$, т. е. формулой (6.5)

$$E_n = (E_1 - E_2), \quad (3.6)$$

$$E_n = \alpha(T_1 - T_2) + \beta(T_1 - T_2)^2, \quad (3.7)$$

где α и β — константы двух используемых металлов. Для большинства метеорологических применений часто можно не принимать во внимание величину β , так как она всегда мала по сравнению с величиной α . Термопары получают путем сварки или спайки проволок из используемых металлов. Эти спаи могут быть очень маленькими, с незначительной теплоемкостью.

Приборы для измерения температуры воздуха и почвы. Измерение температуры воздуха проводится на высоте 2 м в однотипных психометрических будках (рис. 3.6).

Измерение температуры почвы включает в себя измерения на оголенной поверхности почвы (снега), а также на глубинах 5, 10, 15 и 20 см (теплая половина года) и 20, 40, 80, 160, 240 и 320 см (круглый год). Программа этих наблюдений определяется для каждой станции отдельно.

Для измерения температуры воздуха и почвы применяются преимущественно жидкостные (ртуть, спирт) термометры, деформационные (биметалл в термографах). Наиболее широко используются стекляннo-жидкостные ртутные и спиртовые термометры, которые приме-

няются как для измерения температуры воздуха, так и почвы. Для измерения температуры выше -35°C используются ртутные (температура замерзания ртути $-38,9^{\circ}\text{C}$), а ниже -35°C — спиртовые термометры.

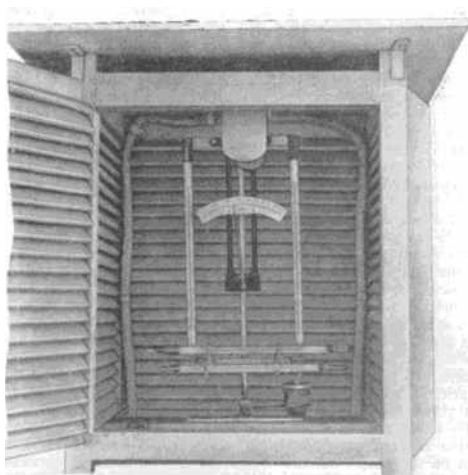


Рис. 3.6. Психрометрическая будка

Основным термометром для измерения температуры воздуха является ртутный *психрометрический* со шкалами температур $-35 \div +40^{\circ}\text{C}$ или $+35 \div -55^{\circ}\text{C}$ (цена деления $0,2^{\circ}\text{C}$).

В качестве дополнительного термометра к ртутному психрометрическому используется *низкоградусный спиртовый* с ценой деления $0,2^{\circ}\text{C}$ и шкалой от -71 до $+21^{\circ}\text{C}$ или от -81 до $+11^{\circ}\text{C}$. Применять спиртовые термометры при температуре выше $+25^{\circ}\text{C}$ не рекомендуется, так как спирт частично переходит в парообразное состояние (температура кипения $+78,5^{\circ}\text{C}$).

Для измерения максимальных и минимальных температур применяются *ртутные максимальные* термометры специальной конструкции (со шкалами от -35 до $+50^{\circ}\text{C}$ или от -20 до $+70^{\circ}\text{C}$ и ценой деления $0,5^{\circ}\text{C}$) и спиртовые минимальные термометры (со шкалами от -41 до $+21^{\circ}\text{C}$ или от -75 до $+30^{\circ}\text{C}$ и ценой деления $0,5^{\circ}\text{C}$).

Регистрация максимальной и минимальной температур за промежутки времени между наблюдениями обеспечивается за счет особой конструкции соответствующих термометров.

В максимальном термометре в самом начале капиллярной трубки, около резервуара, сделано сужение (рис. 3.7). Оно достигается

тем, что в капилляр входит конец стеклянного штифта, припаянного к внутренней стенке резервуара; в этом случае проход из резервуара в капилляр сужается. При повышении температуры ртуть, несмотря на сужение, под влиянием сил расширения свободно переходит из резервуара в капилляр.

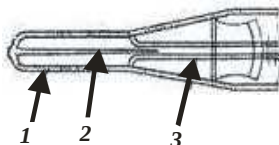


Рис. 3.7. Приспособление для сохранения максимальных показаний термометра: 1 — резервуар; 2 — штифт; 3 — капилляр

При понижении температуры ртуть уменьшается в объеме. Но поскольку силы молекулярного сцепления слабые, то они не могут преодолеть узкую часть капилляра и переместить ртуть в резервуар. Поэтому ртуть в месте сужения прохода разрывается, а столбик ртути в капилляре остается на месте. Конец ртути, более удаленный от резервуара, показывает ту наибольшую температуру, которая наблюдалась в процессе установки термометра. После отсчета максимальной температуры необходимо термометр подготовить к последующему измерению, т.е. его несколько раз сильно встряхивают. Второй отсчет должен совпадать с показанием сухого термометра. Максимальный термометр устанавливается с небольшим наклоном резервуара вниз.

Минимальный термометр заполняется спиртом. Внутри капилляра находится маленький из темного стекла штифт с небольшими утолщениями на концах (рис. 3.8). Минимальный термометр устанавливается в горизонтальном положении таким образом, чтобы штифт касался поверхности пленки спирта. При понижении температуры поверхностная пленка, перемещаясь, отодвигает штифт в сторону резервуара; при повышении температуры она удаляется от резервуара, а штифт, свободно обтекаемый спиртом, остается на месте. Конец штифта, более удаленный от резервуара, показывает минимальную температуру, которая наблюдалась со времени установки термометра.

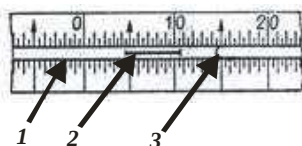


Рис. 3.8. Приспособление для отсчета минимальных показаний термометра: 1 — капилляр; 2 — штифт; 3 — мениск спирта

После отсчета термометр следует снять и наклонить таким образом, чтобы резервуар был выше капилляра, а штифт под влиянием своего веса начнет перемещаться и, достигнув мениска, остановится. Таким образом, термометр подготовлен к последующим наблюдениям.

Для измерения температуры почвы на глубинах 5, 10, 15, 20 см используются *ртутные коленчатые термометры* (Савинова) со шкалой от -10°C до $+50^{\circ}\text{C}$. Для удобства установки они изогнуты под углом 135° и имеют различную длину от 290 до 500 мм.

При измерении температуры почвы на глубинах от 20 см до 3,2 м применяются ртутные почвенно-глубинные термометры (пределы шкал от $+31 \div +41^{\circ}\text{C}$ до $-10 \div -20^{\circ}\text{C}$; цена деления $0,2^{\circ}\text{C}$). Используются они в почвенно-вытяжных установках.

Из деформационных термометров применяются биметаллические. Биметаллическая пластинка является датчиком в термографах, служащих для непрерывной записи температуры на ленте (рис. 3.9). Изгиб пластинки под воздействием температуры передается на перо с помощью системы рычагов. Отклонение пера будет пропорционально изменению температуры. Запись производится специальными чернилами на ленте, установленной на барабане, вращаемым часовым механизмом с суточным или недельным оборотом. Прибор устанавливается в отдельной будке для самописцев.

Обработка записи термографа обязательно требует параллельного измерения ртутным (спиртовым) термометром значений температуры в нескольких точках записи, так как такая запись представляет собой только относительное изменение температуры во времени.

Все метеорологические термометры имеют поверочные свидетельства, в которых указаны величины их инструментальных поправок.

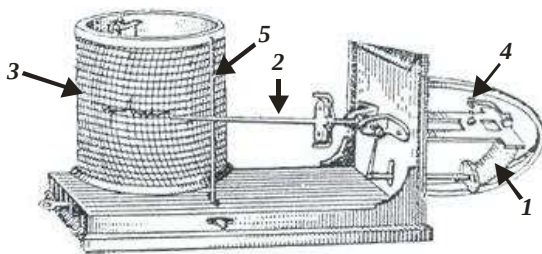


Рис. 3.9. Термограф: 1 — биметаллическая пластинка; 2 — рычаг с пером; 3 — барабан, 4 — винт; 5 — зажимная пружина

Отсчет показаний термометров всегда производят с точностью до $0,1^{\circ}\text{C}$, независимо от цены деления шкалы ($0,2$ или $0,5^{\circ}\text{C}$). Линии визирования должны быть перпендикулярны шкале в месте отсчета. Это достигается таким положением глаза, при котором штрихи шкалы остаются прямыми. Отсчеты делают быстро: в первую очередь отсчитывают десятые доли градуса, а затем целые, стремясь при этом исключить или уменьшить тепловое влияние наблюдателя на показания термометра.

Стеклянные жидкостные термометры. Термометр психрометрический ртутный метеорологический ТМ4 со вставной шкалой используется для определения температуры, а также влажности воздуха.

Длина термометра 41,0 мм, диаметр 16 мм. Капилляр термометра круглый с наружным диаметром не более 2,5 мм. Пространство над ртутью в капилляре заполнено азотом. Пределы измерений: $-35\ldots 40^{\circ}\text{C}$ (ТМ4-1) или $-25\ldots 50^{\circ}\text{C}$ (ТМ4-2), цена деления $0,2^{\circ}\text{C}$.

Коэффициент инерции психрометрических термометров в малоподвижном воздухе ($0,5$ м/с) составляет около 300 с. Для установки термометра на верхнем конце защитной трубки укреплен металлический колпачок.

Термометр спиртовой метеорологический низкоградусный ТМ9. Так как ртуть замерзает при -39°C , то для определения температуры воздуха ниже -35°C употребляется специальный спиртовой термометр, так называемый дополнительный (к ртутному психрометрическому).

Устройство этого термометра отличается тем, что в качестве термометрической жидкости в нем использует спирт. Он несколько длиннее психрометрического и резервуар термометра имеет форму цилиндра диаметром около 6 мм.

Пределы измерений: $-60\ldots 20^{\circ}\text{C}$ (ТМ9-1), $-70\ldots 20^{\circ}\text{C}$ (ТМ9-2), цена деления $0,5^{\circ}\text{C}$.

Наблюдения по дополнительному спиртовому термометру следует производить параллельно с психрометрическим ртутным, как только температура воздуха начнет опускаться ниже $-15\ldots -20^{\circ}\text{C}$. Это необходимо, чтобы определить так называемую добавочную поправку для спиртового термометра.

Термометр ртутный метеорологический максимальный ТМ1 служит для определения максимального значения температуры за какой-либо промежуток времени. Термометр устроен таким образом, что он сохраняет показание, соответствующее максимальной температуре за время, прошедшее после предыдущего наблюдения. Термометр к

очередному наблюдению готовится путем встряхивания (показания термометра приводятся в соответствие с температурой в данный момент).

Термометр имеет вставную стеклянную шкалу с делениями через $0,5^{\circ}\text{C}$. Общая длина термометра 340 мм. Диаметр внешней стеклянной оболочки 18 мм. Резервуар цилиндрический диаметром около 8 мм. В пространстве над ртутью в капилляре создается вакуум. Пределы измерений: $-30...50^{\circ}\text{C}$ (ТМ1-1) или $-20...70^{\circ}\text{C}$ (ТМ1-2).

Максимальные показания термометра сохраняются благодаря специальному приспособлению. Оно состоит из стеклянного штифта, припаянного ко дну внутри резервуара термометра. Верхний конец штифта входит в капилляр, оставляя в нем узкое (кольцеобразное) отверстие. Когда температура начинает повышаться, ртуть, находящаяся в резервуаре термометра, расширяется и под действием сил, вызывающих расширение, несмотря на большое трение в месте сужения, проталкивается между стенками капилляра и стеклянным штифтом. При понижении температуры (и уменьшении вследствие этого объема ртути) ртуть не пройдет назад в резервуар, так как силы, стремящиеся вернуть ртуть в резервуар, небольшие, и силы сцепления ртути недостаточны для преодоления сил трения, возникающих при прохождении ртути места сужения. В этом месте столбик ртути разорвется, а часть ртути, находившаяся в капилляре до начала падения температуры, останется в нем (на той же высоте).

Для подготовки максимального термометра к следующему измерению его берут за середину и, держа резервуаром книзу, делают несколько резких взмахов рукой, встряхивая термометр, чтобы перегнать часть ртути из капилляра в резервуар. (После этого показания максимального термометра обычно отличаются от показаний психрометрического не более чем на $0,1-0,2^{\circ}\text{C}$.)

Термометр спиртовой метеорологический минимальный ТМ2 служит для определения минимальной температуры за данный промежуток времени. Он имеет вставную шкалу с делениями $0,5^{\circ}\text{C}$.

Резервуар термометра цилиндрический, общая длина термометра около 300 мм, диаметр внешней стеклянной трубки около 18 мм, диаметр резервуара 7–10 мм.

Пределы измерений: $-70...20^{\circ}\text{C}$ (ТМ2-1), $-60...30^{\circ}\text{C}$ (ТМ2-2), $-51...40^{\circ}\text{C}$ (ТМ2-3). Термометрическая жидкость — спирт. Внутри спирта, в капилляре, находится небольшой штифт из темного цветного стекла, имеющий на своих концах утолщение в форме булавочных головок. Штифт свободно перемещается в спирте.

Подготавливая минимальный термометр к измерениям, его наклоняют резервуаром вверх и ждут, пока штифт дойдет до поверхности спирта в капилляре. У поверхности спирта штифт останавливается (не может прорвать поверхностную пленку спирта). Затем термометр кладут горизонтально.

Если после этого температура начнет повышаться, то спирт, расширяясь, будет обтекать штифтик, не сдвигая его с места (сила трения головок штифтика о стенки капилляра удерживает его на месте). Поскольку при понижении температуры объем спирта начинает уменьшаться, он переходит из капилляра в резервуар. Поверхностная пленка спирта будет перемещать штифт к резервуару, так как сила трения головок о стенки капилляра меньше силы поверхностного натяжения пленки. В случае если после этого температура начнет повышаться, штифт останется на месте и укажет, таким образом, наиболее низкую температуру с момента предыдущей подготовки термометра.

Термометр ртутный метеорологический ТМЗ используется для измерения температуры поверхности почвы или снежного покрова.

Термометр имеет вставную шкалу с делениями через $0,5^{\circ}\text{C}$. Пределы измерений: $-35\dots 60^{\circ}\text{C}$ (ТМЗ-1), $-25\dots 70^{\circ}\text{C}$ (ТМЗ-2), $-10\dots 85^{\circ}\text{C}$ (ТМЗ-3).

Термометры ртутные метеорологические коленчатые (ТМ5) (Савинова) служат для определения температуры почвы на глубинах 5, 10, 15 и 20 см. Термометры выпускаются комплектом по четыре термометра, отличающиеся длиной (290, 350, 450 и 500 мм) за счет разной длины подшкальной части. Цена деления шкалы $0,5^{\circ}\text{C}$, пределы от -10 до 50°C . Вблизи резервуара термометр изогнут под углом 135° .

От резервуара до начала шкалы капилляр покрыт теплоизоляционным слоем, что уменьшает влияние на показания термометра слоя почвы, лежащего над его резервуаром, и обеспечивает более точное измерение температуры на глубине, где установлен резервуар.

Установка с почвенно-вытяжными термометрами ТПВ-50 предназначена для измерения температуры почвы и грунта на глубинах от 20 до 320 см (пять или семь термометров).

В установке применяется почвенно-глубинный термометр. Это *ртутный метеорологический термометр ТМ10*. Пределы измерений: $-20\dots 30$; $-5\dots 40^{\circ}\text{C}$. Цена наименьшего деления шкалы $0,2^{\circ}\text{C}$. Термометр вставляется в винипластовую оправу с металлическим колпачком и прорезями для просмотра шкалы. В оправу вокруг резервуара термометра насыпают медные опилки, обеспечивая тем самым его тепловой контакт с металлическим колпачком оправы, а также увеличивая

термическую инерцию термометра, что необходимо для сохранения показаний термометра во время производства отсчетов.

Оправа с термометром укреплена на деревянном шесте, на другом конце которого надет колпачок с кольцом. Внутри колпачка помещается фетровая кольцевая прокладка. Длина шеста зависит от глубины, на которую устанавливается термометр. На шесте в нескольких местах укреплены войлочные или фетровые кольца, препятствующие обмену воздуха в трубе.

Деревянный шест с укрепленным на нем термометром в оправе опускается в эбонитовую трубу, закрытую с нижнего конца металлическим колпачком. На верхнюю часть трубы надевается металлический хомутик с тремя ушками для оттяжек, которыми крепится труба при установке. Термометр, опущенный в трубу, должен касаться дном оправы металлического дна стаканчика трубы, а фетровые прокладки на шесте плотно закрывать трубу.

Надземная часть трубы имеет длину 40 см, а для районов с высоким снежным покровом — 100 см. Установка выпускается комплектом для измерения температуры на пяти (0,2; 0,4; 0,8; 1,6 и 3,2 м) или семи (0,2; 0,4; 0,8; 1,2; 1,6; 2,4 и 3,2 м) глубинах.

Деформационные термометры. При метеорологических измерениях применяется вид деформационных термометров — биметаллические. Чувствительным элементом в них является биметаллическая пластинка. При изменении температуры такая пластинка изгибается вследствие различного расширения составляющих ее металлов.

Обычно применяют биметаллическую пластинку, состоящую из инвара и стали. Если инвар (имеющий меньший коэффициент расширения) будет расположен наверху, то при увеличении температуры пластинка изогнется таким образом, что инвар окажется с вогнутой стороны пластинки. При понижении температуры пластинка изогнется в противоположную сторону.

Биметаллические чувствительные элементы используются в термографах, метеорографах, радиозондах и других приборах.

Термографы. Измерение температуры в отдельные моменты времени не всегда является достаточным. Во многих случаях важно знать непрерывный ход изменения температуры. Для регистрации изменения температуры применяются самописцы, называемые термографами.

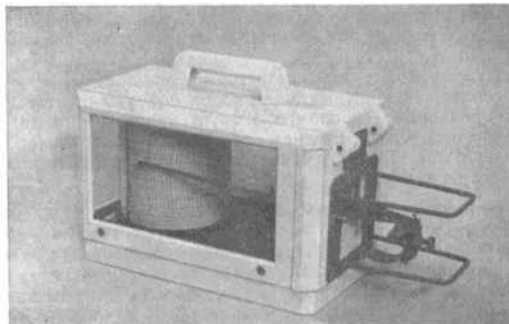


Рис. 3.10. Термограф

Термограф метеорологический М-16АС (рис. 2.10) предназначен для регистрации изменений температуры воздуха в диапазонах: $-45...35$, $-35...45$, $-25...55^{\circ}\text{C}$. Чувствительным элементом является биметаллическая пластинка, смонтированная на кронштейне. Кронштейн крепится к другому кронштейну, на котором собран рычажный механизм, связывающий биметаллическую пластинку со стрелкой, заканчивающейся пером. При изменении температуры биметаллическая пластинка деформируется и перемещает стрелку с пером вдоль барабана с лентой. Барабан вращается часовым механизмом вокруг вертикальной оси, закрепленной на плате. Продолжительность одного оборота барабана часового механизма — 26 ч. Лента термографа разграфлена прямыми горизонтальными линиями и вертикально расположенными дугами. Цена деления горизонтальной шкалы — 1°C , вертикальной — 5 мин.

Термометры сопротивления. Принцип действия термометра сопротивления основан на свойстве материалов менять электрическое сопротивление (проводимость) с изменением температуры. Этим свойством обладают все металлы и полупроводники. В качестве первичных преобразователей в термометрах сопротивления используют металлические проволоочные и полупроводниковые терморезисторы.

Проволоочные терморезисторы изготавливаются из платиновой и медной проволоки толщиной 0,02–0,1 мм. Металл, используемый для изготовления проволоки, должен быть высокой чистоты.

Полупроводниковые терморезисторы (термисторы) изготавливаются из полупроводниковых материалов с большим температурным коэффициентом (например, окислы урана, марганца, меди, железа, магния). Сопротивление полупроводников снижается с ростом температуры.

Ввиду нелинейного характера зависимости термосопротивления от температуры полупроводниковый термометр сопротивления имеет переменную чувствительность по шкале. Терморезисторы даже одной партии изготовления имеют различную чувствительность по шкале. Для получения равномерной шкалы применяются специальные схемы. Для точных измерений температуры (с погрешностью примерно $0,1^{\circ}\text{C}$) к каждому экземпляру термистора рассчитываются подгоночные элементы схемы.

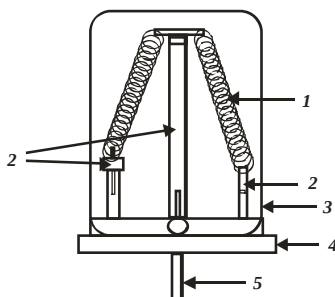


Рис. 3.11. Термометр сопротивления с малоинерционным проволоочным терморезистором: 1 — проволока; 2 — стержни изоляторы; 3 — защитный колпак; 4 — плата; 5 — выводные контакты

Датчиком термометра сопротивления может служить малоинерционный проволоочный терморезистор (рис. 3.11). Терморезистор изготовлен в виде спирали из тонкой проволоки 1, укрепленной на стержнях 2, выполненных из изоляционного материала. Датчик, смонтированный на плате 4, закрыт колпаком 3 (при измерениях его снимают). В измерительную схему датчик включается с помощью контактов 5.

В большинстве случаев термометры сопротивления имеют измерительную схему в виде равновесного или неравновесного моста сопротивления, в котором в одно из плеч моста включен терморезистор. Остальные плечи изготавливаются из сплавов с очень небольшим температурным коэффициентом сопротивления (как правило, используется манганиновая проволока, сопротивление которой практически не зависит от температуры).

Обычно для точных измерений применяются бескаркасные терморезисторы. В них проволока сложена в моток, покрыта изоляцией, обернута пленкой и находится в герметической гильзе, в которую запрессованы выводы. Размеры терморезисторов небольшие: длина 1,5–5 см, диаметр 3–5 мм.

Термометр сопротивления М-102 предназначен для дистанционного измерения температуры воздуха. Пределы измерений от -60 до $+50^{\circ}\text{C}$. Общие размеры: длина 280 мм, диаметр 10 мм.

Чувствительный элемент изготовлен из медной проволоки (без каркаса) и помещен в защитный герметический винипластовый корпус с пробкой, в которую запрессованы проволочные выводы. К ним припаиваются чувствительный элемент и подводящие провода. Измерение температуры производится с помощью измерительного моста.

Термоэлектрические термометры. Если из двух разнородных проводников составить замкнутую цепь, то при разной температуре мест соединения проводников в цепи возникает электрический ток. При этом сила тока возрастает по мере увеличения разности температур, и зависит от термоэлектрической активности металлов.

Используются пары: медь — константан, манганин — константан, платина — константан, железо — константан, константан — хромоникель.

Термоэлектрические термометры применяются для измерения градиентов температуры и разности температур (в актинометрических приборах).

Термометры термотранзисторные. Термотранзисторами названы транзисторы, применяемые в качестве термометров сопротивления. *Транзисторный электротермометр ТЭТ-2* представляет собой установку переносного типа и предназначен для измерения температуры в пахотном слое почвы, а также температуры воздуха в складских помещениях, теплицах и т. д. Пределы измерений -40 – 80°C .

Прибор состоит из измерительного устройства, присоединяемого к датчикам температуры с помощью розетки. В качестве чувствительного элемента термометра используется транзистор. Измерительная схема представляет собой неравновесный мост с включенным в одно из плеч переходом эмиттер–база транзистора. Измерительное устройство выполнено в металлическом корпусе с ремнями для переноски. На передней панели корпуса размещены измерительный прибор, ручка переключения диапазонов измерения и кнопка включения прибора. Датчик представляет собой металлический трубчатый стержень с ручкой, заканчивающийся наконечником. Внутри наконечника закреплен транзистор. На металлическом стержне нанесены риски и цифры деления, позволяющие определить глубину погружения датчика. Максимальная глубина погружения датчика 50 см. Коммутационная коробочка предназначена для подключения входа измерительного устройства к одному из 10 датчиков. На передней панели имеется руч-

ка переключения датчиков, а на торцах установлено 11 розеток для подключения датчиков и соединительного кабеля.

Установка приборов и производство измерений. Приборы для измерения температуры воздуха устанавливаются в защитной жалюзийной (психрометрической) будке. Будка предназначена для исключения влияния прямой солнечной радиации на наблюдения, а также для предохранения приборов от механических повреждений и атмосферных осадков. По расчетам, в будке должен создаваться воздухообмен со скоростью примерно $0,5\text{--}1,0\text{ м/с}$, служащий для расчетов инерции приборов, психрометрических зависимостей. Будка устанавливается на специальной подставке высотой 175 см. Высота установки резервуаров психрометрических термометров принята равной 200 см от поверхности земли. Поэтому зимой в местах, где снежный покров достигает высоты 1 м и более, надо иметь запасную подставку высотой 2,75 м. Внутри будки прикреплен железный штатив, на котором устанавливаются два психрометрических термометра (сухой — слева, смоченный — справа) и между ними закрепляется волосной гигрометр. В нижней части штатива на железных лапках лежат максимальный и минимальный термометры. На нижней перекладине штатива имеется кольцо, в которое вставляется психрометрический стаканчик с водой. Резервуары психрометрических термометров должны быть на одном уровне, а лапки штатива отогнуты так, чтобы максимальный термометр был слегка наклонен в сторону резервуара. Измерения температуры по термометрам не вызывают трудностей. Однако следует учесть, что:

- при отсчете глаза располагают так, чтобы линия визирования была перпендикулярна капилляру и проходила через верхнюю (нижнюю) точку мениска столбика ртути (спирта);

- перед отсчетом необходимо проверить, нет ли отката ртути у максимального термометра и наличие штифта минимального термометра внутри спирта;

- встряхивать максимальный термометр следует одним плавным и в конце резким движением, держа сам термометр ближе к концу, но так, чтобы верхняя часть выступала примерно на 6–8 см из ладони, при этом шкала термометра должна быть направлена вдоль плоскости встряхивания.

Все результаты измерений записываются в наблюдательскую книжку. При обработке результатов наблюдений вводятся поправки. В показания минимального термометра, кроме сертификатной из поверочного свидетельства, вводится еще добавочная поправка, которая вычисляется в конце месяца как средняя разность между исправленными

показаниями сухого термометра и спирта минимального термометра. В течение месяца используется поправка, вычисленная по данным предыдущего месяца.

Термометры для измерения температуры поверхности почвы и снежного покрова, а также коленчатые для измерения температуры до глубины 20 см устанавливаются на незатеняемой, оголенной от растительности площадке размером 4×6 м. Поскольку термометры устанавливаются в центре площадки, то, чтобы не затаптывать поверхность и не становиться на колени непосредственно на землю, обязательно изготавливается специальный (реечный) настил. После наблюдений настил возвращают за пределы участка.

Устанавливать напочвенные термометры следует горизонтально, резервуарами к востоку, на расстоянии 5–6 см друг от друга: первый с севера срочный, затем минимальный и за ним максимальный. В теплое время года резервуар и внешняя оболочка наполовину погружаются в почву. При наличии снежного покрова термометры наполовину погружаются в снег. Для коленчатых термометров важнейшим является строгое соблюдение глубин установки термометров.

Измерения температуры производятся в следующей последовательности: по срочному термометру, по минимальному (спирт и штифт) и по максимальному термометру до и после встряхивания, затем отсчитываются показания коленчатых термометров. Данные этих измерений записываются в книжки КМ-1 (поверхность почвы) и КМ-3 (коленчатые термометры).

Вытяжные почвенно-глубинные термометры, служащие для измерения температуры почвы на глубинах, устанавливаются в юго-восточной части метеоплощадки, на участке с естественным растительным покровом размером 6×8 м. В центре участка на расстоянии 50 см друг от друга по линии восток–запад в порядке возрастания глубин, в специально пробуренных скважинах, устанавливаются почвенно-глубинные термометры. При значительном снежном покрове надземная часть труб составляет 100 см. Если снег бывает выше надземной части, изготавливаются деревянные подставки для труб.

Наблюдения по вытяжным термометрам производятся круглый год, ежедневно: на глубинах 20 и 40 см — все восемь сроков (кроме периода, когда высота снега превысит 15 см, а также в районах суровых и малоснежных зим при понижении температуры на глубине 40 см до 0°C). В эти периоды наблюдения выполняются в один срок, на остальных глубинах — один раз в сутки.

ГЛАВА 4. ВОДА В АТМОСФЕРЕ

4.1. Испарение и насыщение

Водяной пар непрерывно поступает в атмосферу вследствие испарения с поверхностей водоемов, почвы и транспирации растений. Испарение, в отличие от транспирации, называют еще физическим испарением, а испарение и транспирацию вместе — суммарным (эвапотранспирацией).

Процесс испарения состоит в том, что отдельные молекулы воды отрываются от водной поверхности или от влажной почвы и переходят в воздух как молекулы водяного пара. В воздухе они быстро распространяются вверх и в стороны от источника испарения. Это происходит отчасти вследствие собственного движения молекул; в этом случае процесс распространения молекул газа на возможно большее пространство называется молекулярной диффузией. К молекулярной диффузии в атмосфере присоединяется еще и распространение водяного пара вместе с воздухом: в горизонтальном направлении с ветром, т. е. с общим переносом воздуха, а в вертикальном направлении путем турбулентной диффузии, т. е. вместе с турбулентными вихрями, всегда возникающими в движущемся воздухе.

Но одновременно с отрывом молекул от поверхности воды или почвы происходит и обратный процесс их перехода из воздуха в воду или в почву. Если достигается состояние подвижного равновесия, когда возвращение молекул становится равным их отдаче с поверхности, то испарение прекращается: отрыв молекул с поверхности продолжается, но он покрывается возвращением молекул. Такое состояние называют *насыщением*, водяной пар в этом состоянии — *насыщающим*, а воздух, содержащий насыщающий водяной пар, — *насыщенным*. Водяной пар в состоянии насыщения называют парциальным давлением насыщения.

Давление насыщения растет с температурой. Это значит, что при более высокой температуре воздух способен содержать больше водяного пара, чем при более низкой температуре. Зависимость давления насыщения от температуры представлена на рис. 4.1.

Например, при температуре 0° давление насыщения равно 6,1 гПа, при 10°C — 12,3 гПа, при 20°C — 23,4 гПа, при 30°C — 42,4 гПа. Таким образом, на каждые 10°C температуры давление насыщения и пропорциональное ему содержание насыщающего водяного пара в воздухе возрастают почти вдвое. При температуре 30°C воздух может

содержать водяного пара в состоянии насыщения в 7 раз больше, чем при температуре 0°C .

Капельки жидкой воды (облаков и туманов) часто находятся в атмосфере в переохлажденном состоянии. При температурах до -10°C состояние переохлаждения в атмосфере обычно, и лишь при более низких температурах часть капелек замерзает. Поэтому в атмосфере жидкая вода и лед часто находятся в непосредственной близости; многие облака состоят из тех и других элементов одновременно, являются смешанными.

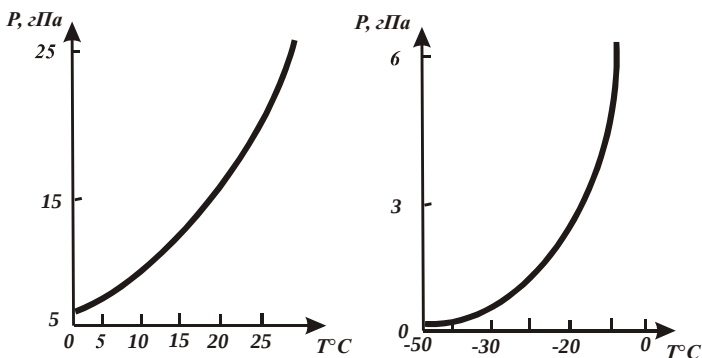


Рис. 4.1. Давление насыщения в зависимости от температуры

При отрицательных температурах давление насыщения по отношению к ледяным кристаллам меньше, чем по отношению к переохлажденным капелькам. Например, при температуре -10°C над переохлажденной водой, давление насыщения $2,85 \text{ gPa}$, а надо льдом $2,60 \text{ gPa}$.

Различие в давлении насыщения над водой и льдом объясняется тем, что силы сцепления между молекулами льда больше, чем между молекулами воды. Если в воде растворены соли, то давление насыщения для такого раствора меньше, чем для пресной воды, и тем меньше, чем больше концентрация солей. Давление насыщения понижается и для капелек, содержащих растворенный хлористый натрий и другие соли морской воды.

Скорость испарения. Скорость испарения V выражается в миллиметрах слоя воды, испарившейся за единицу времени, например за сутки, с данной поверхности. Она, прежде всего, пропорциональна разности между давлением насыщения при температуре испаряющей

поверхности и фактическим парциальным давлением водяного пара в воздухе: $E_s - e$ (закон Дальтона).

Чем меньше разность ($E_s - e$), тем медленнее идет испарение, т. е. тем меньше водяного пара переходит в воздух за единицу времени. Кроме того, скорость испарения обратно пропорциональна атмосферному давлению p . Но этот фактор важен лишь при сравнении условий испарения на разных высотах в горах, на равнине колебания атмосферного давления не так велики, чтобы имели серьезное значение.

Испарение зависит от скорости ветра (U), поскольку ветер и связанная с ним турбулентность относят водяной пар от испаряющей поверхности и поддерживают необходимый дефицит влажности в непосредственной близости от нее. Испарение очень велико летом в степной зоне России, когда к большому дефициту влажности часто присоединяются и сильные ветры.

Итак,

$$V = k \frac{E_s - e}{p} f(U), \quad (4.1)$$

где k — коэффициент пропорциональности.

Измерение испарения является трудной задачей. Легко измерить испарение с поверхности воды в чашке прибора — испарителя, или в небольшом искусственном бассейне. Однако нельзя вполне приравнять такое испарение к испарению с большого естественного водоема. В последнем случае испарение меньше, чем определенное по испарителю. Измерить испарение с поверхности почвы намного труднее; соответствующие приборы — почвенные испарители — существуют, но определяемые ими величины испарения из вырезанных монолитов почвы также могут отличаться от испарения в естественной обстановке. Положение еще осложняется и транспирацией, которая, будучи процессом, биологическим, для разных видов растений различна при одинаковых метеорологических условиях. Поэтому для определения испарения с больших географических площадей прибегают к расчетным методам. Испарение с поверхности суши рассчитывается, например, по осадкам, стоку и влагосодержанию почвы, т. е. по другим элементам водного баланса, с которыми связано испарение и которые легче определяются путем измерений. Испарение с поверхности моря можно рассчитывать по формулам, близким к уравнению (4.1), т. е. из данных о влагосодержании воздуха, температуре и ветре.

Географическое распределение испаряемости и испарения.

Говоря о количестве воды, испаряющемся в той или иной местности, нужно различать фактическое испарение и потенциальное испарение, или *испаряемость*.

Испаряемостью называют максимально возможное испарение, не ограниченное запасами влаги в данной местности. Таково испарение с чашки испарителя, куда регулярно добавляется вода. Испарение с поверхности водоема или избыточно увлажненной почвы также может быть названо испаряемостью. Однако в случае большой испаряющей поверхности оно меньше, чем испарение, определенное по испарителю. Величина испаряемости характеризует, насколько погода и климат в данной местности благоприятствуют процессу испарения.

Однако испаряемость не всегда совпадает с фактическим испарением с поверхности почвы. Для почвы с недостаточным увлажнением величина фактического испарения меньше, чем для водной поверхности при тех же условиях, т. е. меньше испаряемости, просто потому, что не хватает влаги, которая могла бы испаряться. Например, в условиях Средней Азии испаряемость летом очень велика вследствие большого дефицита влажности при высоких температурах. С водных поверхностей например Аральского моря, испаряется большое количество воды с единицы поверхности. Но поблизости, в пустынях, где осадки очень малы, фактическое испарение из иссушенной песчаной почвы также очень мало.

В полярных областях, при низких температурах испаряющей поверхности, как давление насыщения E_s , так и фактическое парциальное давление e малы и близки друг к другу. Поэтому разность ($E_s - e$) мала, и вместе с ней мала испаряемость. На Шпицбергене она только 80 мм в год, в Англии около 400 мм, в Средней Европе около 450 мм. На Европейской территории России испаряемость растет с северо-запада на юго-восток вместе с ростом дефицита влажности. В С.-Петербурге она 320 мм в год, в Москве 420 мм, в Луганске 740 мм. В Средней Азии с ее высокими летними температурами и большим дефицитом влажности испаряемость значительно выше: 1340 мм в Ташкенте и 1800 мм в Нукусе.

В тропиках испаряемость сравнительно невелика на побережьях и резко возрастает внутри материков, особенно в пустынях. Так, на Атлантическом побережье Сахары годовая испаряемость 600—700 мм, а на расстоянии 500 км от берега — 3000 мм. В наиболее засушливых районах Аравии и пустынь Колорадо она выше 3000 мм. Только в Южной Америке нет областей с годовой испаряемостью более 2500 мм. У экватора, где дефицит влажности мал, испаряемость относительно низка: 700—1000 мм. В береговых пустынях Перу, Чили и Южной Африки годовая испаряемость также не более 600—800 мм.

Влажная почва, покрытая растительностью, может терять влаги больше, чем водная поверхность, так как к испарению в этом случае

прибавляется транспирация. Но почва в районах с недостаточным увлажнением, конечно, испаряет меньшее количество воды.

Суточный и годовой ход парциального давления водяного пара. Абсолютное содержание водяного пара в воздухе можно охарактеризовать одной из указанных выше трех величин: парциальным давлением водяного пара, абсолютной влажностью, массовой долей водяного пара.

Влагосодержание воздуха у земной поверхности имеет суточный и годовой ход, в общем связанный с соответствующими периодическими изменениями температуры. Суточный ход парциального давления водяного пара лучше выражен в многолетних средних величинах, чем в отдельные дни, так же как и суточный ход температуры воздуха. Амплитуда его в средних широтах мала: весной и летом она 2–3 гПа, осенью и зимой 1–2 гПа.

Над морем и в приморских областях на суше парциальное давление водяного пара имеет простой суточный ход, параллельный суточному ходу температуры воздуха: влагосодержание растет днем, когда температура выше. Таков же суточный ход в глубине материков в холодное время года. Но в теплое время года в глубине материков парциальное давление водяного пара по большей части имеет двойной суточный ход. Первый минимум наступает рано утром, вместе с минимумом температуры. Затем парциальное давление пара быстро растет вместе с температурой до 9 ч утра. После этого упругость пара убывает до 15 ч, когда наступает второй минимум. В сухих и жарких местностях этот дневной минимум является главным. Далее парциальное давление водяного пара снова растет до 21–22 ч, когда наступает второй максимум, после этого оно снова падает до утра. Причиной двойного суточного хода влагосодержания является развитие конвекции над сушей летом в дневные часы.

Начиная с восхода солнца почва нагревается. Вместе с этим возрастает испарение, и парциальное давление водяного пара у земной поверхности растет. Около 8–10 ч в приземном слое уже устанавливается неустойчивая стратификация и перенос водяного пара осуществляется в направлении его градиента, снизу вверх. Это приводит к дневному падению влагосодержания у земной поверхности. В вечерние часы конвекция ослабевает, а испарение с нагретой почвы еще велико, и потому влагосодержание у земной поверхности начинает расти. Но в ночные часы испарение сильно уменьшено, а при охлаждении воздуха от земной поверхности водяной пар даже конденсируется в виде росы. Отсюда и ночное падение парциального давления. На горных станциях суточный ход парциального давления параллелен

ходу температуры. Максимум наступает после полудня, когда конвекция наиболее интенсивно переносит водяной пар в верхние слои. Амплитуда на горных станциях уменьшена, и экстремальные значения запаздывают.

Годовой ход парциального давления параллелен годовому ходу температуры: летом она больше, зимой меньше. Иногда экстремальные значения влагосодержания запаздывают на месяц относительно экстремумов температуры. В тех районах тропиков, где максимум температуры приходится на период до начала дождливого сезона, максимум влагосодержания совпадает с началом дождей. Годовая амплитуда парциального давления тем больше, чем больше годовая амплитуда температуры. Следовательно, в континентальном климате она больше, чем в морском. Еще больше она в муссонных областях, где существует резкая противоположность между сухой зимой и влажным летом. Над океанами и в морском климате на суше, особенно в экваториальных областях, годовая амплитуда влагосодержания мала. Приведем средние значения парциального давления водяного пара: г. Москва (континентальный климат) — январь 3 гПа, июль 16 гПа; г. Париж (морской климат) — январь 6 гПа, август 14 гПа; г. Пекин (муссонный климат) — январь 3 гПа, июль 24 гПа; г. Джакарта (экваториальный климат) — август 26 гПа, апрель 29 гПа.

Суточный и годовой ход относительной влажности. Суточный ход относительной влажности зависит от суточного хода фактического парциального давления e и от суточного хода давления насыщения E . Но E находится в прямой зависимости от суточного хода температуры. Парциальное давление e меняется в суточном ходе незначительно, гораздо резче меняется вместе с температурой давление насыщения E . Поэтому суточный ход относительной влажности с достаточным приближением обратен суточному ходу температуры. При падении температуры относительная влажность растет, при повышении температуры — падает. В результате суточный минимум относительной влажности совпадает с суточным максимумом температуры воздуха, т. е. приходится на послеполуденные часы, а суточный максимум относительной влажности совпадает с суточным минимумом температуры, т. е. приходится на время восхода солнца.

Над морем средняя суточная амплитуда относительной влажности мала, поскольку мала там суточная амплитуда температуры. Над внутренними южными морями СНГ суточная амплитуда относительной влажности зимой 5–7%, летом 10–15%. Над океаном она еще меньше. Над сушей суточная амплитуда больше, чем над морем, особенно летом. В Дублине, в ярко выраженном морском климате, зимой

она 7%, летом 20%; в Вене зимой 9%, летом 27%; в Нукусе (Туркмения) зимой 25%, летом 45%. В Индии в жаркое предмуссонное время она около 40%, а в период муссонных дождей — только около 20 %. Конечно, в ясные дни суточный ход относительной влажности выражен лучше, чем в облачные. Так, в Вене в ясные дни зимой амплитуда 20%, а летом 43%.

Нарушения в суточный ход относительной влажности вносят бризы на берегах морей. При дневном бризе с моря температура падает, а относительная влажность растёт, вопреки нормальному суточному ходу. В горах и в свободной атмосфере суточный ход относительной влажности параллелен суточному ходу температуры. Максимум приходится на дневные часы, когда увеличено облакообразование.

В годовом ходе относительная влажность также меняется обратно пропорционально температуре. Так, в Москве она в январе 85%, в июле 68%. Однако в муссонных районах относительная влажность увеличена летом, при поступлении морского воздуха и при выпадении муссонных дождей, и уменьшена зимой, в период выноса сухих воздушных масс с материка; так, во Владивостоке она в июле 89%, в ноябре 68%.

Изменение влажности с высотой. С высотой парциальное давление водяного пара, абсолютная влажность и массовая доля водяного пара убывают. Это вполне понятно, ведь давление и плотность воздуха в целом также убывают с высотой. Процентное содержание водяного пара по отношению к постоянным газам воздуха также убывает с высотой. Это значит, что парциальное давление и плотность водяного пара убывают с высотой значительно быстрее, чем общее давление и общая плотность воздуха. Зависит это от того, что водяной пар постоянно поступает в атмосферу снизу и, постепенно распространяясь вверх, конденсируется в более или менее высоких слоях вследствие понижения температуры. Поэтому в нижних слоях его больше по отношению к сухому воздуху, чем в верхних.

В горах влагосодержание несколько больше, чем на тех же высотах в свободной атмосфере, здесь ближе источник влаги — земная поверхность.

Относительная влажность меняется с высотой менее закономерно. Она с высотой убывает, но на уровнях, где происходит облакообразование, относительная влажность повышена. В слоях с температурными инверсиями она уменьшается очень резко вследствие повышенной температуры.

Зная распределение абсолютной влажности по высоте, можно подсчитать, сколько водяного пара содержится во всем столбе воздуха

над единицей площади земной поверхности. Эту величину называют *осажденной водой* (запасы влаги в атмосферном столбе). В среднем над каждым квадратным метром земной поверхности в воздухе содержится около 28,5 кг водяного пара. Общий вес воздуха над каждым квадратным метром земной поверхности при среднем атмосферном давлении свыше 10 т, т. е. больше в 300 раз.

Конденсация — переход воды из газообразного в жидкое состояние — происходит в атмосфере в виде образования мельчайших капелек, диаметром порядка нескольких микрометров. Более крупные капли образуются путем слияния мелких капелек или путем таяния ледяных кристаллов.

Конденсация начинается тогда, когда воздух достигает насыщения, а это чаще всего происходит в атмосфере при понижении температуры. Количество водяного пара, недостаточное для насыщения, с понижением температуры до точки росы становится насыщенным. При дальнейшем понижении температуры избыток водяного пара сверх того, что нужно для насыщения, переходит в жидкое состояние. Возникают зародыши облачных капелек, т. е. начальные комплексы молекул воды, которые в дальнейшем растут до величины облачных капелек. Если точка росы лежит значительно ниже нуля, то первоначально возникают такие же зародыши, на которых растут переохлажденные капельки; но затем эти зачаточные капельки замерзают, и на них происходит развитие ледяных кристаллов.

Охлаждение воздуха чаще всего происходит адиабатически вследствие его расширения без отдачи тепла в окружающую среду, которое происходит преимущественно при подъеме воздуха. Механизмы такого подъема воздуха различны. Он может подниматься в процессе турбулентности в виде неупорядоченных вихрей, в более или менее сильных восходящих токах конвекции. Может происходить и подъем большого количества воздуха на атмосферных фронтах, причем возникают облачные системы, покрывающие площади в сотни тысяч квадратных километров. Подъем воздуха может происходить и в гребнях атмосферных волн, вследствие чего также могут возникать облака на тех высотах, где существует волновое движение. В зависимости от механизма подъема воздуха возникают и различные виды облаков. В атмосферных условиях происходит не только образование капелек, но и *сублимация* — образование кристаллов льда, минуя жидкую фазу. Твердые осадки, выпадающие из облаков, обычно имеют хорошо выраженное кристаллическое строение; всем известны сложные формы снежинок — шестилучевых звездочек с многочисленными разветвлениями.

В облаках и осадках обнаруживаются и более простые формы кристаллов, а также замерзшие капельки. Кристаллы возникают также на земной поверхности и на предметах при отрицательных температурах (иней, изморозь и пр.).

Понижение температуры возможно также в результате охлаждения деятельной поверхности путем излучения и последующего охлаждения прилегающих слоев воздуха. Этот процесс происходит в ясную тихую погоду после захода солнца. Конденсация может происходить также вследствие соприкосновения теплого воздуха с холодной деятельной поверхностью. Например, когда воздух с теплой морской поверхности натекает на более холодную поверхность континента, или когда с теплого континента воздух переходит на более холодную поверхность, или же переходит из области теплого морского течения в область холодного течения.

Иногда происходит смешивание двух воздушных масс, содержащих насыщенный или близкий к насыщению водяной пар, но имеющих разную температуру. Такое смешивание приводит к понижению температуры более теплого воздуха. Парциальное давление водяного пара в смеси воздуха может оказаться больше давления насыщения при температуре этой смеси. Избыток водяного пара при этом должен сконденсироваться.

Образование капелек при конденсации в атмосфере всегда происходит на некоторых центрах, называемых *ядрами конденсации*. Если зародыш капельки возникает без ядра, он оказывается неустойчивым. Молекулы, образовавшие комплекс, тут же разлетаются снова. Роль ядра конденсации заключается в том, что оно вследствие своей гигроскопичности увеличивает устойчивость образовавшегося зародыша капельки. Если воздух искусственно освободить от ядер конденсации, то конденсации не будет даже при большом перенасыщении. Однако ядра конденсации в атмосфере всегда есть, и потому сколько-нибудь значительные перенасыщения не наблюдаются.

Важнейшими ядрами являются частички растворимых гигроскопических солей, особенно морской, которая всегда обнаруживается в воде осадков. Они попадают в воздух в больших количествах при волнении моря и разбрызгивании морской воды и при последующем испарении капелек в воздухе. На гребнях волн возникают пузырьки, наполненные воздухом (пена), которые затем лопаются, в результате чего и происходит разбрызгивание. Разрыв только одного воздушного пузырька диаметром 6 мм дает примерно 1000 капелек. При ветре 15 м/сек с одного квадратного сантиметра поверхности моря за одну секунду попадает в воздух несколько десятков ядер конденсации весом

порядка 10^{-15} г каждое. Солевые и вообще гигроскопические ядра также попадают в атмосферу при распылении почвы.

Возникшие таким путем ядра конденсации имеют размеры порядка десятых и сотых долей микрометра. Встречаются и гигантские ядра, размерами свыше одного микрометра. Ядра конденсации вследствие своей малости не оседают сами и переносятся воздушными течениями на большие расстояния. При этом вследствие своей гигроскопичности они часто плавают в атмосфере в виде мельчайших капелек насыщенного соляного раствора. При повышении относительной влажности капельки начинают расти, а при значениях влажности около 100% они превращаются в видимые капельки облаков и туманов.

Конденсация происходит также на гигроскопических твердых частичках и капельках, являющихся продуктами сгорания или органического распада. Это азотная, серная кислоты, сульфат аммония и пр. В промышленных центрах в атмосфере содержится особенно большое число таких ядер конденсации. По-видимому, роль ядер конденсации играют также негигроскопические, но смачиваемые, достаточно крупные частички.

Число ядер конденсации в одном кубическом сантиметре воздуха у земной поверхности порядка тысяч и десятков тысяч. С высотой число ядер быстро убывает. На высоте 3–4 км насчитывают только сотни ядер конденсации. Однако облачные капельки возникают в действительных атмосферных условиях не на всех, а только на наиболее крупных ядрах. Конденсация на остальных ядрах может быть получена в искусственных условиях, при более или менее значительном перенасыщении воздуха. В этой связи различают: 1) наиболее мелкие ядра радиусом менее 0,1 мкм («ядра Айткена»), которые при наблюдающемся в атмосфере перенасыщении в процессе конденсации не участвуют; 2) облачные ядра конденсации с радиусом 0,1–1,0 мкм. Именно они обеспечивают конденсацию в атмосфере; 3) «гигантские» ядра с радиусом 1,0–3,5 мкм и массой более 10^{-11} г. Они очень немногочисленны, но важны для образования крупных капель в облаках.

Одно время предполагалось, что развитие ледяных кристаллов в атмосфере происходит на особых ядрах сублимации. Теперь есть основания думать, что сначала всегда возникают зародышевые капельки на ядрах конденсации. При отрицательных температурах эти капельки находятся в переохлажденном состоянии. Но при достаточно низких отрицательных температурах капельные элементы замерзают, и дальше на них уже развиваются кристаллы.

4.2. Конденсация на подстилающей поверхности. Наземные гидрометеоры

При оседании и последующем замерзании переохлажденных капель и при непосредственном оседании ледяных кристаллов на земной поверхности и наземных предметах образуются так называемые *наземные гидрометеоры*.

К жидким продуктам наземной конденсации принадлежат роса и жидкий налет. Твердые наземные гидрометеоры делятся на следующие основные виды: иней, твердый налет, изморозь. Кроме того, различают гололед и обледенение, например, самолетов; последнее происходит уже не у земной поверхности, а в свободной атмосфере. Однако в случае гололеда или обледенения, как правило, происходит не непосредственное выделение льда на поверхностях предметов, а замерзание переохлажденной воды облаков или осадков.

Наиболее распространенным видом наземных гидрометеоров является *роса*. Росой называются мельчайшие капли воды, выделяющиеся из воздуха на земной поверхности, особенно на траве, а также на горизонтальных поверхностях предметов, вечером и ночью в теплое время года. При этом никакого тумана в нижних слоях воздуха нет; роса возникает на самой поверхности предметов. На листьях с несмачиваемой поверхностью (например, ландыша) мелкие капельки росы сливаются между собой, образуя крупные капли.

Причина выделения росы состоит в том, что поверхность почвы и особенно растительности (трава, листья) охлаждается путем ночного излучения до температуры точки росы. Поэтому и воздух, непосредственно соприкасающийся с такой поверхностью, охлаждается. Если температура его падает ниже точки росы, то происходит выделение жидкой воды на поверхности. Необходимым условием для выделения росы является ясная и тихая погода, при которой ночное излучение особенно велико.

По наблюдениям в Англии, роса в равнинной местности может дать за год 10–30 мм осадков. Близкие к этому величины (в среднем за год 10 мм) получены для Средней Европы. В южной части Африки роса может дать свыше 40 мм в год. В России можно говорить лишь о немногих миллиметрах за лето. В теплых и влажных тропических областях, где влагосодержание воздуха велико, роса может быть обильной и стекать с деревьев и крыш.

Иней называют ледяные кристаллы различной формы, длиной до нескольких миллиметров, возникающие на траве, почве, различных горизонтальных поверхностях при тех же условиях, что и роса, но

только при отрицательных температурах подстилающей поверхности. Водяной пар из воздуха, непосредственно соприкасающегося с холодной поверхностью, сублимируется на ней в виде кристаллов. Иней возникает и на поверхности снежного покрова.

Жидким налетом называется пленка из водяных капелек, возникающая на холодных, преимущественно вертикальных поверхностях в пасмурную и ветреную погоду. Причина осаднения состоит в данном случае уже не в ночном излучении, а в адвекции сравнительно теплого и влажного воздуха после холодной погоды. Поверхности, о которых идет речь (стены, заборы, стволы деревьев), охлаждены во время предшествующей холодной погоды. Соприкасаясь с ними, влажный воздух охлаждается, и часть водяного пара, содержащегося в нем, конденсируется. Понятно, что этот процесс будет происходить преимущественно на наветренных поверхностях, которые покрываются мельчайшими каплями, «запотевают».

Хорошо известен еще искусственный вид подобного налета: в отапливаемых жилых помещениях в холодное время года таким образом часто запотевают изнутри оконные стекла.

Твердый налет возникает на вертикальных поверхностях, особенно каменных (стены, цоколи зданий), с наветренной стороны при таких же условиях, как и жидкий налет, но при температурах ниже нуля. Следовательно, его образование связано с притоком теплого влажного воздуха, часто при тумане, причем температура все же остается отрицательной. В отдельных случаях потепление может доходить до слабой оттепели, но поверхность, на которой возникает налет, должна сохранять отрицательную температуру. Твердый налет чаще всего бывает кристаллическим, из мелких кристалликов, густо и плотно сидящих на поверхности; но он может иметь и вид тонкого слоя гладкого прозрачного льда.

Изморозь — отложение льда на ветвях деревьев, проводах и других предметах при тумане в результате сублимации водяного пара (кристаллическая изморозь) или замерзания капель переохлажденного тумана (зернистая изморозь).

Кристаллическая изморозь обычно состоит из кристалликов льда, нарастающих главным образом с наветренной стороны предмета. Она легко осыпается при встряхивании. Плотность кристаллической изморози мала и составляет $0,01\text{--}0,05\text{ г/см}^3$. Возникает она в результате сублимации водяного пара при тумане (дымке) и температуре воздуха от -11 до -25°C . В Сибири она часто образуется и при более низких температурах.

Зернистая изморозь также образуется преимущественно на наветренной стороне предметов, но при довольно сильном ветре. Она представляет собой снеговидный, рыхлый лед. Плотность ее существенно больше, чем плотность кристаллической изморози и составляет $0,1\text{--}0,4 \text{ г/см}^3$. Часто она по внешнему виду напоминает гололед и близка к нему по плотности. Возникает в результате намерзания на предметах капель переохлажденного тумана при температурах $-3\text{--}-8^\circ\text{C}$. В повседневной речи и в художественной литературе часто называют изморозь инеем. Между тем эти два явления имеют различные условия образования и различную форму. Явления, подобные твердому налету, инею и изморози, могут наблюдаться и в искусственно созданных условиях: на оконных стеклах (морозные узоры), на стенах и потолках в плохо отапливаемых жилых помещениях, погребах, складах, а также в пещерах.

Гололед и обледенение самолетов. Особенно важное практическое значение имеет образование ледяного налета на земной поверхности и на предметах в результате выпадения мороси или дождя и при осаднении обильного тумана. Это явление называется *гололедом*. Гололед, таким образом, не выделяется из воздуха путем непосредственной сублимации на наземных предметах, как рассмотренные выше виды твердых гидрометеоров. Для его образования необходимо выпадение переохлажденных капелек, возникших в атмосфере.

Плотность отложения гололеда велика и составляет $0,5\text{--}0,9 \text{ г/см}^3$. Он обычно образуется при температурах воздуха от $0,5$ до -3°C , иногда до $-8\text{--}-10^\circ\text{C}$. Осадки при этом выпадают в виде переохлажденных капелек, но при соприкосновении с земной поверхностью или предметами замерзают, покрывая их ледяным слоем. Различают гололед прозрачный и мутный (матовый). Последний возникает при более мелких капельках (мороси) и при более низких температурах. Корка намерзшего льда может достигать в толщину нескольких сантиметров (а иногда многих сантиметров) и вызывать поломку сучьев и обрыв проводов; телеграфные столбы могут падать под тяжестью льда, осевшего на проводах. Улицы и дороги могут превратиться в сплошные катки. Гололед обилен в горах в морском климате; ели в горных лесах иногда превращаются из-за гололеда в бесформенные глыбы.

Гололед часто наблюдается зимой на юге европейской территории России. Вред, причиняемый гололедом связи и транспорту, заставляет особенно внимательно относиться к его прогнозу.

Образование гололеда (как и твердого налета) может происходить также на самолетах — явление обледенения самолетов. Ледяная корка образуется чаще всего на лобовой части фюзеляжа, на

винтах, ребрах крыльев, вообще на выступающих частях самолета. Под действием обледенения могут значительно ухудшиться аэродинамические качества самолета, возникнуть опасные вибрации. Обледенение неоднократно приводило к авариям самолетов.

Обледенение происходит в переохлажденных водяных облаках, чаще всего при температурах от 0 до -10°C . При соприкосновении с самолетом капельки замерзают, растекаясь по поверхности; к ним примерзают также и содержащиеся в облаке снежинки. Обледенение может произойти также при полете под облаками в зоне переохлажденного дождя; причины будут те же самые. Менее значительное обледенение, типа твердого налета, может произойти и вне облаков и осадков.

Особенно опасное обледенение бывает в слоисто-дождевых фронтальных облаках: эти облака всегда смешанные, а их горизонтальное и вертикальное протяжение велико.

Гололедица — лед на поверхности земли, образующийся по разным причинам вследствие замерзания:

- переохлажденного дождя или мороси на поверхности земли (по существу гололед на земной поверхности);
- мокрого снега, дождя или мороси при соприкосновении с сильно охлажденной поверхностью земли;
- слоя воды на поверхности земли, возникшего после оттепели или выпадения дождя, в результате наступления похолодания.

Наст представляет собой гололедицу, возникшую на поверхности снежного покрова. После очередного снегопада наст покрывается свежим снегом и оказывается внутри снежного слоя. В результате неоднократного образования наста снежный покров приобретает слоистую структуру с чередованием плотных и рыхлых слоев.

Обледенелый мокрый снег — ледяная масса, по внешнему виду напоминающая очень плотную зернистую изморозь. Образуется при быстром замерзании мокрого снега, при положительной температуре воздуха до $+2^{\circ}\text{C}$ и скорости ветра до 6 м/с. По размерам отложения может превосходить гололед.

4.3. Конденсация в атмосфере

Воздух часто представляется замутненным вследствие наличия в нем загрязнений разного рода и мельчайших зачаточных продуктов конденсации. Эти аэрозольные примеси рассеивают проходящий свет и приводят к ухудшению видимости.

Если помутнение воздуха невелико, оно называется *дымкой*. Помутняющие частицы при этом являются микроскопическими капельками и пылинками, а при очень низких температурах это также мельчайшие кристаллики. Такого рода помутнение может наблюдаться на высоких уровнях, придавая небесному своду белесоватость; в таких случаях дымка является зачаточной стадией облаков.

Но обычно дымка наблюдается и у земной поверхности, распространяясь от нее на более или менее значительную высоту вверх. При этом дымка ослабляет краски ландшафта и уменьшает дальность видимости, т. е. расстояние, на котором различимы очертания предметов.

Если помутняющие частицы меньше, чем длины световых волн, т. е. размером в десятые доли микрометра, то дымка окрашивает отдаленные предметы в синий цвет, как бы обволакивает их голубой вуалью. Белым же или светящимся отдаленным предметам (диск солнца, облака, снежные горы) она придает желтоватую окраску. Такое помутнение называется опалесцирующим. При более значительных размерах помутняющих частиц дымка принимает белесоватый или сероватый оттенок. Дальность видимости при дымке измеряется километрами и даже десятками километров.

Помутнение приземного слоя воздуха из-за наличия в нем взвешенных капель воды или кристаллов льда, или тех и других вместе, в результате которого видимость становится менее 1000 м, называется *туманом*.

Туман возникает в том случае, когда у земной поверхности создаются благоприятные условия для конденсации водяного пара. Нужные для этого ядра конденсации существуют в воздухе всегда. Однако в больших промышленных центрах содержание в воздухе ядер конденсации, притом крупных, резко повышено. Поэтому повторяемость и плотность туманов в больших городах больше, чем в загородных местностях.

При положительных температурах туман, конечно, будет состоять из капелек. Но и при не слишком низких отрицательных температурах он также состоит из капелек, уже переохлажденных. Только при температурах около -10°C или ниже в тумане могут наряду с капельками появиться кристаллики, и он станет смешанным, подобно смешанным облакам. При очень низких температурах туман может быть целиком кристаллическим. Однако наблюдались случаи капельно-жидкого тумана даже при температурах ниже -30°C .

Если сильное помутнение вызвано не продуктами конденсации, а содержанием в воздухе большого количества твердых коллоидных частиц, явление носит название *мглы*. Мгла особенно часто наблюда-

ется в результате эрозии почвы и пыльных бурь в пустынных и степных районах, а также в результате задымления воздуха при лесных пожарах и над промышленными городами. При этом относительная влажность может быть менее 50%; это уже указывает, что помутнение отлично от тумана. Дальность видимости при сильной мгле может уменьшаться так же значительно, как и при тумане.

Очень неприятное и даже опасное явление представляет собой дымный туман (смог) в больших городах или в индустриальных районах. Так называют сильный туман, смешанный с дымом, подчас ядовитым, или с выхлопными газами автомашин. При смоге в Лондоне наблюдалось иногда резкое увеличение смертности от болезней дыхательных путей и сердечно-сосудистой системы. В декабре 1962 г. при смоге в Лондоне концентрация сернистого ангидрида в воздухе превышала норму в 14 раз.

Туманы делят на два основных класса: туманы *охлаждения* и туманы *испарения*. Первый из этих классов абсолютно преобладает.

Туманы охлаждения образуются в результате понижения температуры воздуха, прилегающего к земной поверхности, ниже температуры точки росы. Это может произойти в результате: 1) адвекции теплого воздуха на более холодную поверхность; 2) радиационного излучения; 3) подъема воздуха по склону холма или горы. В соответствии с этим туманы охлаждения делят на адвективные, радиационные и туманы склонов.

На суше адвективные туманы наблюдаются чаще всего осенью и зимой, когда существуют особенно значительные различия в температуре между низкими и высокими широтами и когда суша охлаждена в сравнении с морем. Наблюдаются они и над морем, причем чаще весной и летом. Адвективные туманы простираются ввышину на сотни метров. Они возникают при значительных скоростях ветра, поэтому в них может происходить *коагуляция* (слияние) капелек. Туманы принимают моросящий характер, наиболее крупные капельки из них выпадают.

Радиационные туманы бывают двух типов: поземные и высокие. Поземные туманы наблюдаются только над сушей в ясные и тихие ночи. Они связаны с ночным радиационным выхолаживанием почвы или снежного покрова. Вверх они распространяются невысоко, на десятки метров. Распределение их носит локальный характер: они могут возникать пятнами, особенно в низинах, вблизи болот, на лесных полянах. Над большими реками они не возникают вследствие конвекции над теплой (в ночные часы) водой. Туманы образуются в тихую погоду, но небольшая скорость ветра должна быть для того, чтобы возник-

ла слабая турбулентность, обуславливающая распространение охлаждения и туманообразования вверх.

Поземные туманы возникают в слое приземной инверсии и после восхода солнца исчезают вместе с ней.

Высокие радиационные туманы могут наблюдаться и над сушей, и над морем в устойчивых антициклонах в холодное время года. Это результат постепенного, день за днем, выхолаживания воздуха в нижних слоях антициклона. Вследствие турбулентного переноса водяного пара вверх сначала развиваются слоистые облака на высоте нескольких сотен метров, под инверсией оседания. Затем эти облака распространяются сверху вниз до земной поверхности, и тогда их уже называют высоким радиационным туманом. Такой туман может сохраняться неделями над большими районами, сплошь их захватывая.

Туманы испарения возникают чаще всего осенью и зимой в холодном воздухе над более теплой открытой водой. Туман испарения может возникнуть вечером во время или после дождя, когда почва промочена и сильно испаряет, а температура воздуха падает. Над морем в полярных широтах туманы испарения возникают над полыньями или над открытой водой у кромки льда, куда переносится воздух с ледяного покрова. Зимой они наблюдаются над внутренними морями, как Балтийское и Черное, при переносе на них холодных воздушных масс с суши. Туман испарения обычно клубится и быстро рассеивается, так как нагревается снизу от теплой воды. Но если причина туманообразования длительно сохраняется, то туман может наблюдаться подолгу.

Туманы перечисленных типов являются внутримассовыми, т. е. возникают внутри воздушных масс, независимо от атмосферных фронтов. Наблюдаются и туманы, связанные с фронтами. Таков один из видов туманов испарения — предфронтальный туман. Выпадающие фронтальные осадки насыщают воздух и промачивают почву. В результате усиленного испарения как с почвы, так и с падающих капель дождя, воздух у земной поверхности достигает насыщения и в нем образуется туман. Такой туман наблюдается сплошной полосой перед фронтом вместе с дождем.

Можно предвидеть появление поземного радиационного тумана в ближайшую ночь, основываясь на состоянии погоды с вечера. Если погода тихая и ясная и в вечерний срок наблюдений температура близка к точке росы, то с большей или меньшей уверенностью можно предсказать появление ночью поземного тумана. Для этой цели на основе многолетних наблюдений составляют графики или эмпирические формулы, которые позволяют определить величину ночного пониже-

ния температуры в данной местности по вечерним значениям метеорологических величин. Если ночной минимум температуры достигнет точки росы, можно ожидать начала туманообразования. Однако интенсивный туман возникает лишь в том случае, когда ночной минимум температуры будет значительно ниже, чем точка росы, определенная по вечерним наблюдениям. Только при этом условии сконденсируется достаточно большое количество водяного пара.

В суточном ходе туманы на равнине имеют максимум интенсивности и повторяемости утром. На высоких уровнях в горах туманы распределяются в течение суток равномерно или имеют слабый максимум в послеполуденные часы. Причина заключается в особых условиях туманообразования в горах. Горный туман, по существу, представляет собой облако, возникающее в связи с восходящим движением воздуха по горным склонам. Этот туман, связанный с адиабатическим охлаждением воздуха, может быть выделен в особый тип тумана склонов.

4.4. Облака

Облаком называется видимое скопление продуктов конденсации или сублимации водяного пара на некоторой высоте в свободной атмосфере.

Облачность — степень покрытия небосвода облаками. Определяется визуально по 10–балльной шкале: 0 баллов — ясно, 10 баллов — сплошная облачность.

Облака отличаются большим разнообразием внешних форм и физического строения, которое зависит от горизонтальных размеров областей, охваченных вертикальными движениями, от интенсивности восходящих движений, от термических и других факторов.

Отдельные облака существуют очень короткое время. Например, индивидуальное существование кучевых облаков иногда исчисляется всего 10–15 мин. Это значит, что недавно возникшие капельки, из которых состоит облако, снова быстро испаряются. Но даже когда облако наблюдается очень долго, это не означает, что оно есть неизменное образование, длительное время состоящее из одних и тех же частичек. В действительности облака находятся в процессе постоянного новообразования и исчезновения. Одни элементы облака испаряются, другие возникают заново. Длительно существует определенный процесс облакообразования, облако же является только видимой в данный момент частью общей массы воды, вовлекаемой в этот процесс.

Это особенно ясно при образовании облаков над горами. Если воздух непрерывно перетекает через гору, то на некоторой высоте он адиабатически охлаждается при подъеме настолько, что возникают облака. Эти облака кажутся неподвижно привязанными к гребню хребта. Но в действительности они, перемещаясь вместе с воздухом, все время испаряются в передней части, где перетекающий воздух начинает опускаться, и все время заново образуются в тыловой части из нового водяного пара, приносимого поднимающимся воздухом.

Взвешенность облаков также обманчива. Если облако не меняет своей высоты, то это еще не означает, что составляющие его элементы не выпадают. Жидкая или твердая частичка в облаке может опускаться, но, достигая нижней границы облака, она переходит в ненасыщенный воздух и здесь испаряется. В результате облако будет казаться длительно находящимся на одном уровне.

Микроструктура и водность облаков. Высота облаков и их строение взаимосвязаны с положением уровня конденсации, нулевой изотермы, заморозания (в среднем выше изотермы -10°C).

Уровень конденсации приблизительно показывает нижнюю границу облаков. Между уровнем конденсации и нулевой изотермой облако состоит из водяных капель. Выше нулевой изотермы до уровня заморозания — из переохлажденных капель воды. Выше уровня заморозания — из кристаллов льда.

По своему строению облака делятся на три класса.

Водяные (капельные) облака, состоящие только из капелек. Они могут существовать не только при положительных температурах, но и при температурах ниже нуля; в этом случае капельки будут находиться в переохлажденном состоянии, что в атмосферных условиях вполне обычно.

Смешанные облака, состоящие из смеси переохлажденных капелек и ледяных кристаллов при умеренных отрицательных температурах.

Ледяные (кристаллические) облака, состоящие только из ледяных кристаллов при достаточно низких температурах.

В теплое время года водяные облака образуются главным образом в нижних слоях тропосферы, смешанные — в средних слоях, ледяные — в верхних. В холодное время года при низких температурах смешанные и ледяные облака могут возникать и вблизи земной поверхности. Чисто капельное строение облака могут сохранять до температур порядка -10°C (иногда и ниже).

При более низких температурах в облаке наряду с капельками встречаются и кристаллы, т. е. облако является смешанным.

Наиболее высокие облака тропосферы, наблюдающиеся при температурах порядка $-30 \dots -50^{\circ}\text{C}$, имеют, как правило, чисто кристаллическое строение.

Размеры облачных капель варьируют в широких пределах, от долей микрометра до сотен микрометров. В зависимости от условий образования и от стадии развития облако может состоять из капелек как сравнительно однородных, так и весьма различных по размерам. Путем конденсации радиус облачных капелек может увеличиваться примерно до 20 *мкм*. Однако при таянии кристаллов и при взаимном слиянии капелек в облаках могут получаться капли радиусом до 100–200 *мкм*. При таких размерах капли начинают выпадать из облака в виде мороси или дождя. Радиус капель дождя может достигать и тысяч микрометров.

Кристаллы в облаках также разнообразны по форме и размерам. Замерзание капелек при низких температурах дает так называемые полные кристаллы — ледяные шестиугольные (гексагональные) пластинки или призмы диаметром 10—20 *мкм*. При дальнейшей сублимации (кристаллизации) они будут расти и могут получать на углах разветвления (лучи); на этих разветвлениях образуются новые, и кристаллы превращаются в шестилучевые звезды (снежинки) или иного вида кристаллы сложной и разнообразной структуры. Величина их может достигать нескольких миллиметров в диаметре.

Количество капелек в единице объема облачного воздуха сравнительно невелико: от сотен в нижней тропосфере до единиц на 1 см^3 в высоких слоях тропосферы. Содержание кристаллов в облаках еще меньше.

Водностью облаков называют содержание в них воды в жидком или твердом виде. Облачные элементы так малы, что содержание воды в жидком виде в облаках невелико. В водяных облаках на каждый кубический метр облачного воздуха приходится от 0,2 до 5 г воды. В кристаллических облаках водность значительно меньше — сотые и тысячные доли грамма на каждый кубический метр.

Абсолютная влажность воздуха измеряется лишь граммами на кубический метр, а в более высоких слоях, т. е. при более низких температурах, — долями грамма. При конденсации переходит в жидкое состояние не весь водяной пар, имеющийся в воздухе, а только часть его. Поэтому водность облаков оказывается еще меньше, чем абсолютная влажность воздуха.

4.4.1. Генетическая классификация облаков

Различия в структуре и во внешнем виде облаков объясняются различиями в условиях их возникновения. Поэтому облака можно разделить на несколько *генетических типов*.

Различают облака внутримассовые и фронтальные. Первые объяснены своим происхождением процессам внутри воздушных масс. Вторые — процессам, связанным с фронтами, т. е. происходящим на границах между воздушными массами.

Все облака можно разделить на три класса:

1. *Кучевообразные* (облака конвекции) — сильно развитые по вертикали и имеющие сравнительно небольшую горизонтальную протяженность.

Их образование связано с сильно развитой *конвекцией* при неустойчивой стратификации (рис. 4.2). В среднем скорость восходящих токов при облакообразовании порядка 3–6 м/с, но в отдельных случаях выше 10 и даже 20 м/с. Вокруг облака наблюдаются более слабые нисходящие движения.

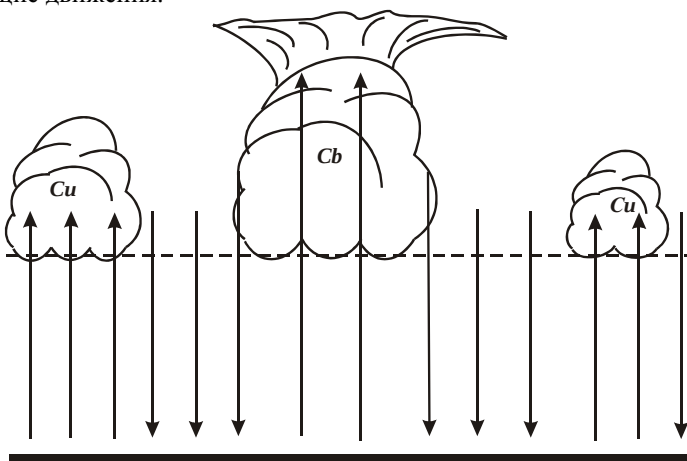


Рис. 4.2. Схема возникновения облаков конвекции

Процессы образования определяют и характерный внешний вид облаков, позволяющий назвать их кучевообразными.

Для сильного развития облаков конвекции очень важно, чтобы воздушная масса до значительной высоты обладала неустойчивостью стратификации. Это значит, что вертикальные градиенты температуры в ней до уровня конденсации (т. е. до уровня, где начинается облако-

образование) должны быть выше сухоадиабатического или по крайней мере близкими к нему, а над уровнем конденсации — выше влажноадиабатического.

В холодных воздушных массах, движущихся над теплой поверхностью, облака конвекции возникают и над сушей, и над морем. Но над сушей летом они развиваются также в местных воздушных массах над сильно прогревающейся днем поверхностью почвы. В таких случаях облакообразование имеет особенно ярко выраженный суточный ход: облака получают наибольшее развитие в послеполуденные часы (часто с грозами, иногда с градом) и исчезают ночью. Менее резок, но все же существует суточный ход облаков конвекции в холодных массах.

Зимой над сушей, покрытой снегом, облака конвекции редки, их развитие в холодных массах начинается весной, после того как снежный покров растаял. Над морем облака конвекции хорошо развиты также и зимой.

2. *Волнистообразные облака.* Это распространенный по горизонтали слой облаков, имеющих вид «барашков», валов и гряд. В устойчивых воздушных массах (теплых, а зимой над сушей также и местных) основной процесс развития облаков — это достаточно слабый турбулентный перенос водяного пара вместе с воздухом от земной поверхности вверх и соответствующее его адиабатическое охлаждение. Слои инверсии задерживают этот перенос. Под инверсией происходит накопление водяного пара и его радиационное выхолаживание. Поэтому облака и возникают преимущественно под слоем инверсии. Они часто обнаруживают волнистую структуру, почему и называются волнистыми.

Причина такой структуры в том, что в облакообразовании зачастую участвует еще и волновой процесс: в слое инверсии, и по обе стороны от него возникают воздушные волны длиной порядка 50–2000 м, обусловленные разрывом скорости ветра и плотности (температуры) воздуха. В гребнях этих волн воздух приподнимается вверх, в долинах опускается вниз (рис. 4.3). Поэтому облачный слой может расчлениться на отдельные валы.

Кроме свободных волн, в атмосфере могут возникать и вынужденные стоячие волны над горами, через которые перетекает воздух. В гребне такой стоячей волны возникает облако, кажущееся неподвижным, но в действительности все время возникающее заново во вновь приносимом воздухе. Такие облака называют облаками препятствий.

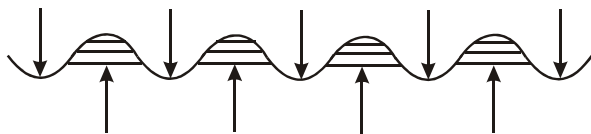


Рис. 4.3. Схема возникновения волнистых облаков

Волнистые облака в суточном ходе имеют максимум повторяемости ночью, в годовом ходе — в холодный сезон.

3. *Слоистообразные облака (облака восходящего скольжения).* В связи с фронтами возникают облака восходящего скольжения. Они представляют собой огромные облачные системы, вытянутые в длину вдоль фронта на тысячи километров и в ширину захватывающие сотни километров. В основной своей части они имеют вид мощных облачных слоев, почему и называются слоистообразными. Фронт отделяет пологий клин холодного воздуха от лежащего рядом с ним и над ним более теплого воздуха (рис. 4.4). При этом, как правило, развивается восходящее движение теплого воздуха по холодному клину.

Так как поверхность фронта очень пологая, то в основном движение теплого воздуха представляет собой горизонтальный перенос. Но все же к этому горизонтальному переносу присоединяется небольшая вертикальная составляющая, порядка нескольких сантиметров или долей сантиметра в секунду, и это чрезвычайно важно. Медленное восходящее движение теплого воздуха по холодному клину приводит к адиабатическому охлаждению мощных его слоев и к конденсации в них водяного пара. В результате и возникает облачная система, расположенная в теплом воздухе над холодным клином. Особенно хорошо она выражена в случае теплого фронта (рис. 4.4).

Вместе с перемещением фронта перемещаются и связанные с ним облака и осадки. Появление на западном или южном горизонте вытянутых (сходящихся в перспективе) полос перистых облаков часто является предзнаменованием приближения теплого фронта с последующей более или менее мощной облачностью и осадками.

В случае холодного фронта возникает, по существу, такая же облачная систем, но только более узкая, а в передней (наиболее мощной) части имеет характер кучево-дождевых облаков с ливневыми осадками, так как подъем теплого воздуха имеет здесь более бурный характер, чем в случае теплого фронта. На так называемых фронтах

окклюзии движение воздуха сложнее, но и там можно наблюдать типичную облачную систему.

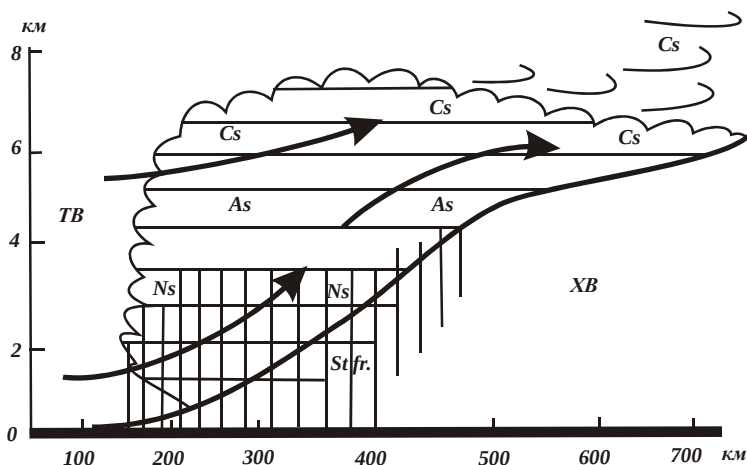


Рис. 4.4. Схема возникновения облаков восходящего скольжения

Фронтальные облака могут усиливаться при приближении фронта к горному хребту. При подъеме воздушного течения по горному склону в нем могут развиваться и самостоятельные орографические облака, чаще всего кучевообразные. Фронтальная облачность в наименьшей степени обнаруживает суточный ход. Но все же днем она немного усиливается.

Во внетропических широтах преобладают облака восходящего скольжения. В тропиках основное место принадлежит облакам конвекции. Облачность имеет большое значение для оборота тепла на Земле. Она отражает прямую солнечную радиацию и, следовательно, уменьшает ее приток к земной поверхности. Она также увеличивает рассеяние радиации, уменьшает эффективное излучение, меняет условия освещенности. Хотя современные самолеты летают выше среднего яруса облаков и даже выше верхнего яруса, облачность может затруднить взлет и посадку самолета, мешает ориентации без приборов, может угрожать обледенением самолета и пр.

Суточный ход облачности сложен и в большой степени зависит от рода облаков. Слоистые и слоисто-кучевые облака, связанные с выхолаживанием воздуха от земной поверхности и со сравнительно слабым турбулентным переносом водяного пара вверх, имеют максимум ночью и утром. Кучевообразные облака, связанные с неустойчивостью

стратификации и хорошо выраженной конвекцией, напротив, возникают преимущественно в дневные часы и исчезают к ночи. Правда, над морем, где температура подстилающей поверхности почти не имеет суточного хода, облака конвекции также его почти не имеют, или слабый максимум приходится на утро. Облака восходящего скольжения, связанные с фронтами, не имеют ясного суточного хода.

В результате в суточном ходе облачности над сушей в умеренных широтах летом намечаются два максимума: утром и, более значительный, после полудня. В холодное время года, когда конвекция слаба или отсутствует, преобладает утренний максимум, который может стать единственным. В тропиках весь год преобладает послеполуденный максимум, так как там важнейшим облакообразующим процессом является конвекция. На высокогорных станциях, особенно летом, минимум наблюдается ночью, когда облака располагаются низко, а максимум — после полудня, при развитии конвекции.

В годовом ходе облачность в разных климатических областях меняется по-разному. Над океанами высоких и средних широт годовой ход вообще невелик, с максимумом летом или осенью и минимумом весной. Так, на Маточкином Шаре (Новая Земля) в сентябре и октябре — 8,5, в апреле — 7,0; на Фарерских островах в августе — 7,9, в апреле — 7,0 баллов. В Европе максимум приходится на зиму, когда наиболее развита циклоническая деятельность с ее фронтальной облачностью, а минимум — на весну или лето, когда преобладают облака конвекции. Так, в Москве в декабре — 8,5, в мае — 5,4; в Вене в декабре — 7,8, в августе — 5,0 баллов.

В Восточной Сибири и в Забайкалье, где зимой господствуют антициклоны, максимум приходится на лето или осень, а минимум — на зиму. Так, в Красноярске в октябре — 7,3, в феврале — 5,3; в Чите в июле — 6,7, в январе — 3,3 балла. В муссонной области Дальнего Востока годовой ход такой же, но амплитуда его больше: во Владивостоке в июне и июле — 7,7, а в январе — 2,8 балла.

В субтропиках, где летом преобладают антициклоны и куда зимой распространяется циклоническая деятельность, максимум приходится на зиму, а минимум на лето, как и в умеренных широтах Европы, но амплитуда здесь больше. Так, в Афинах в декабре — 5,9, в июне — 1,1 балла. Таков же годовой ход и в Средней Азии, где летом воздух очень далек от насыщения вследствие высоких температур, а зимой существует довольно интенсивная циклоническая деятельность: в Ташкенте в январе — 6,4, в июле — 0,9 балла.

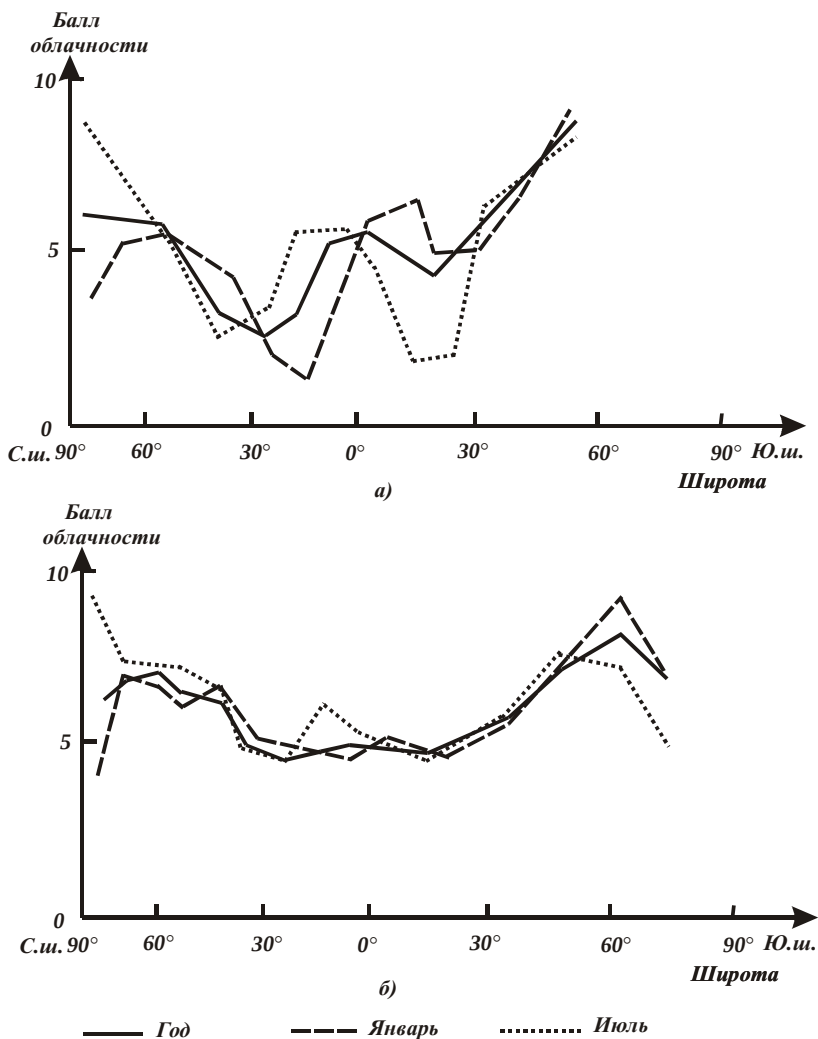


Рис. 4.5. Среднее распределение облачности над материками (а) и океанами (б)

В тропиках, в областях пассатов, максимум облачности приходится на лето, а минимум на зиму: в Камеруне в июле — 8,9, в январе — 5,4 балла. В муссонном климате тропиков годовой ход такой же, но резче выраженный: в Дели в июле — 6,0, в ноябре — 0,7 балла.

На высокогорных станциях в Европе минимум облачности наблюдается главным образом зимой, когда горы лежат выше слоистых облаков, закрывающих долины (если не говорить о наветренных склонах); максимум — летом, при развитии облаков конвекции.

Поверхность земного шара в общем закрыта облаками более чем наполовину. Среднее распределение облачности по широтам представлено на рис. 4.5. От самых высоких широт к субполярным облачность растет 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. Дальше к экватору облачность снова увеличивается: это зона пассатов с их кучевыми облаками и затем внутритропическая зона конвергенции вблизи экватора, где встречаются пассаты двух полушарий и развивается сильная конвекция.

4.4.2. Морфологическая классификация облаков

Первая классификация облаков была предложена более полутора столетия тому назад (Л. Говардом в Англии). В конце XIX в. была принята международная классификация облаков, которая с тех пор несколько раз подвергалась существенным, однако не принципиальным изменениям. В современном варианте международной классификации облака делятся прежде всего на 10 основных родов по их внешнему виду. В этих основных родах различают значительное число видов, разновидностей и дополнительных особенностей и различаются промежуточные формы.

Десять основных родов (форм) облаков:

1. Перистые — Cirrus (Ci).
2. Перисто-кучевые — Cirrocumulus (Cc).
3. Перисто-слоистые — Cirrostratus (Cs).
4. Высоко-кучевые — Altocumulus (Ac).
5. Высоко-слоистые — Altostratus (As).
6. Слоисто-дождевые — Nimbostratus (Ns).
7. Слоисто-кучевые — Stratocumulus (Sc).
8. Слоистые — Stratus (St).
9. Кучевые — Cumulus (Cu).
10. Кучево-дождевые — Cumulonimbus (Cb).

Существуют наставления и атласы фотографий, помогающие изучить формы облаков.

Облака всех указанных родов встречаются на высотах между уровнем моря и тропопаузой. В этом диапазоне высот условно различаются три яруса, так что для каждого рода облаков можно указать, в каком ярусе или ярусах они встречаются. В зависимости от температурных условий и от высоты тропопаузы границы этих ярусов в разных широтах различны.

Верхний ярус облаков в полярных широтах простирается в среднем от 3 до 8 км, в умеренных широтах — от 5 до 13 км и в тропических широтах — от 6 до 18 км. *Средний ярус* в полярных широтах — от 2 до 4 км, в умеренных — от 2 до 7 км и в тропических — от 2 до 8 км. *Нижний ярус* во всех широтах — от земной поверхности до 2 км.

Из перечисленных 10 родов облаков три первых — перистые, перисто-кучевые и перисто-слоистые — встречаются в верхнем ярусе, высоко-кучевые — в среднем, слоисто-кучевые и слоистые — в нижнем.

Высоко-слоистые облака обычно располагаются в среднем ярусе, но часто проникают и в верхний; слоисто-дождевые почти всегда располагаются в нижнем ярусе, но обычно проникают и в вышележащие ярусы.

Основания (нижние поверхности) облаков *вертикального развития* (кучевых и кучево-дождевых) обычно находятся в нижнем ярусе, но их вершины часто проникают в средний, а иногда и в верхний ярус.

Облака верхнего яруса (перистые, перисто-кучевые и перисто-слоистые). Они встречаются при наиболее низких температурах и состоят из ледяных кристаллов. На вид облака всех трех родов белые, полупрозрачные, мало затеняющие солнечный свет. Разница между тремя основными родами состоит в следующем. *Перистые облака* (класс волнистообразных) выглядят как отдельные нити, гряды или полосы волокнистой структуры. *Перисто-кучевые облака* (класс слоистообразных) представляют собой гряды или пласты, имеющие ясно выраженную структуру из очень мелких хлопьев, шариков, завитков (барашков). Часто они похожи на рябь на поверхности воды или песка. *Перисто-слоистые облака* (класс волнистообразных) представляют собой тонкую прозрачную белесоватую вуаль, частично или полностью закрывающую небосвод. В них иногда различается волокнистая структура. Эти облака часто дают оптические явления, называемые гало, т. е. светлые, слегка окрашенные круги вокруг дисков. Эти явления создаются преломлением света в ледяных кристаллах облаков и отражением света от их граней.

Облака среднего яруса. *Высоко-кучевые облака* (класс волнистообразных) представляют собой облачные пласты или гряды белого или серого цвета (или одновременно обоих). Они достаточно тонки, но все же более или менее затевают солнце. Эти пласты или гряды состоят из плоских валов, дисков, пластин, часто расположенных рядами. Виды высоко-кучевых облаков очень разнообразны. Характерное для них оптическое явление — венцы, т. е. окрашенные круги небольшого (в несколько градусов) радиуса вокруг дисков светил. Они связаны с дифракцией света водяными капельками облаков. В высоко-кучевых облаках наблюдается также иризация края облаков, находящихся перед солнцем, получают радужную окраску. Иризация указывает на строение высоко-кучевых облаков из очень мелких однородных капелек. При низких температурах они переохлаждены.

Высоко-слоистые облака (класс слоистообразных) в основном относятся также к среднему ярусу, но их верхние части могут проникать и в верхний ярус. Их вертикальная мощность уже измеряется километрами, а на вид они представляют собой светлый, молочно-серый облачный покров, застилающий небосвод целиком или частично. По крайней мере в отдельных частях этого покрова сквозь него можно видеть диски солнца и луны, однако в виде размытых пятен, как сквозь матовое стекло. Высоко-слоистые облака являются типичными смешанными облаками: наряду с мельчайшими капельками в них содержатся и мелкие снежинки. Поэтому такие облака дают осадки. Однако осадки эти слабы и в теплое время года, как правило, испаряются по пути к земной поверхности. Зимой из высоко-слоистых облаков часто выпадает мелкий снег.

Облака нижнего яруса. *Слоисто-дождевые облака* (класс слоистообразных) имеют общее происхождение с высоко-слоистыми. Но они представляют собой более мощный слой, в несколько километров толщиной, начинающийся в нижнем ярусе, но простирающийся и в средний, а часто и в верхний. В верхней части слоя облака по строению схожи с высоко-слоистыми, а в нижней могут содержать также крупные капли и снежинки. Поэтому слой этих облаков представляется более серым; диски светил сквозь него не просвечивают. Из этих облаков, как правило, выпадает обложной дождь или снег, достигающий земной поверхности. Под покровом слоисто-дождевых облаков часто существуют бесформенные скопления низких разорванных облаков, особенно мрачные на фоне слоисто-дождевых.

Слоисто-кучевые облака (класс волнистообразных) в нижнем ярусе представляют собой гряды или слои серых или беловатых облаков, почти всегда имеющих более темные части. Облака эти построены

из таких же элементов, что и высоко-кучевые (из дисков, плит, валов), однако на вид более крупных, с кажущимися размерами более 5°. Расположены эти структурные элементы по большей части регулярно, рядами. В большинстве случаев слоисто-кучевые облака состоят из мелких и однородных капелек, при отрицательных температурах — переохлажденных, и не дают осадков. Случается, что из них выпадает слабая морось или (при низких температурах) очень слабый снег.

Слоистые облака (класс волнистообразных) также находятся в нижнем ярусе. Это самые близкие к земной поверхности облака: в равнинной местности их высота может быть всего несколько десятков метров над землей. Это однородный на вид серый слой капельного строения, из которого может выпадать морось. Но при достаточно низких отрицательных температурах в облаках появляются и твердые элементы; тогда из облаков могут выпадать ледяные иглы, мелкий снег, снежные зерна. Явлений гало эти облака не дают; солнечный диск, если он просвечивает сквозь облака, имеет четкие очертания. Временами слоистые облака представляют собой разорванные клочья; тогда их называют разорванно-слоистыми.

Облака вертикального развития. *Кучевые облака* (класс кучевообразных) — это отдельные облака в нижнем и среднем ярусах, как правило, плотные и с резко очерченными контурами, развивающиеся вверх в виде холмов, куполов, башен. Они имеют куполообразный характер (похожи на кочаны цветной капусты) и на солнце кажутся ярко-белыми. Основания облаков сравнительно темные, более или менее горизонтальные. Против солнца облака кажутся темными со светлой каймой по краям, часто они настолько многочисленны, что образуют гряды. Иногда они имеют разорванные края и называются разорванно-кучевыми. Кучевые облака состоят только из водяных капель (без кристаллов) и осадков, как правило, не дают. Однако в тропиках, где влажность облаков велика, из них вследствие взаимного слияния капель могут выпадать небольшие дожди.

Кучево-дождевые облака (класс кучевообразных) являются дальнейшей стадией развития кучевых. Они представляют собой мощные кучевообразные массы, очень сильно развитые по вертикали в виде гор и башен, часто от нижнего и до верхнего яруса. Закрывая солнце, они имеют мрачный вид и сильно уменьшают освещенность. Вершины их приплюснуты и имеют волокнистую перисто-образную структуру, нередко характерную форму наковален. Кучево-дождевые облака состоят в верхних частях из ледяных кристаллов, а в нижних — из кристаллов и капелек различной величины, вплоть до самых крупных. Они дают осадки ливневого характера: это интенсивные дожди,

иногда с градом, зимою - сильный густой снег, крупа. С ними часто связаны грозовые явления. Поэтому такие облака называют еще грозовыми (а также ливневыми). На их фоне нередко наблюдается радуга. Под основаниями этих облаков, так же как и под слоисто-дождевыми, часто наблюдаются скопления разорванных облаков (типа разорванно-слоистых или разорванно-кучевых).

Световые явления в облаках. Гало. В связи с облаками в атмосфере наблюдаются различные световые (оптические) явления. Практического значения они не имеют, но дают некоторые сведения о характере облаков, с которыми они связаны. Эти явления обусловлены отражением, преломлением и дифракцией света в капельках и кристалликах облаков.

В ледяных облаках верхнего яруса, особенно в перисто-слоистых, возникают явления гало. Так называются прежде всего светлые круги радиусом 22 или 46 угловых градусов с центром в центре солнечного или лунного диска. Они слабо окрашены в радужные цвета (красный внутри). Кроме этих основных форм гало, наблюдаются ложные солнца, т. е. слегка окрашенные светлые пятна на одном уровне с солнцем и на том же угловом расстоянии от него (22 или 46°). К основным кругам присоединяются иногда различные касательные к ним дуги. Наблюдаются еще неокрашенные вертикальные столбы, проходящие через солнечный диск, т. е. как бы продолжающие его вверх и вниз, а также неокрашенный горизонтальный круг на одном уровне с солнцем.

Окрашенные гало объясняются преломлением света в шестигранных призматических кристаллах ледяных облаков, неокрашенные (бесцветные) формы — отражением света от граней кристаллов.

Разнообразие форм гало зависит отчасти от высоты солнца и в особенности от типов кристаллов, их движения и от ориентации их осей в пространстве.

Гало в 22° обусловлено преломлением света боковыми гранями кристаллов. Лучи света входят в одну из боковых граней и выходят из другой — не смежной, а образующей с первой угол 60°. Минимальное отклонение лучей от первоначального направления при этом будет, как показывают расчеты, около 22° (для красных лучей немного меньше, для фиолетовых немного больше). Лучи, наименее отклоненные, будут обладать максимальной интенсивностью. Таким образом, вокруг диска светила возникнет светлый круг радиусом около 22° с некоторым спектральным расчленением окраски.

Так будет при беспорядочной ориентации главных осей кристаллов во всех направлениях. Если же, например, главные оси будут

преимущественно вертикальными, то вместо светлого круга возникнут два светлых пятна — ложные солнца — по обе стороны от солнечного диска, также на расстоянии 22° .

Гало в 46° (и ложные солнца в 46°) аналогичным образом обусловлены преломлением света между боковыми гранями и основаниями призм, т. е. с преломляющим углом 90° . Угол минимального отклонения будет при этом около 46° .

Горизонтальный круг объясняется отражением света боковыми гранями вертикально расположенных кристаллов. Солнечный столб объясняется отражением света от кристаллов, расположенных по преимуществу горизонтально. На объяснении других форм гало мы останавливаться не будем.

Световые явления в облаках. Венцы. В тонких водяных облаках перед диском светила, состоящих из мелких однородных капелек (обычно это высоко-кучевые облака), наблюдаются явления венцов. Венцы наблюдаются также в тумане около искусственных источников света.

Основная, а часто единственная часть венца — светлый круг небольшого радиуса, вплотную окружающий диск светила (или искусственный источник света). Круг этот голубоватый, а по внешнему краю красноватый. Его еще называют ореолом. Он может быть окружен одним или несколькими светлыми дополнительными кольцами такой же окраски, не примыкающими к нему и друг к другу вплотную. Радиус ореола бывает порядка $1-5^\circ$. Он обратно пропорционален диаметрам капелек в облаке; поэтому по нему можно определять размеры капелек в облаках.

Венцы обусловлены дифракцией света на мельчайших капельках облаков, которые образуют своего рода дифракционную решетку. Вокруг каждой точки диска светила образуется дифракционный спектр или несколько спектров, имеющих кольцевую форму. Они налагаются друг на друга, причем их цвета сливаются и дают голубоватый оттенок. Только спектры, образованные точками, расположенными по краю диска светила, создают кайму красноватого цвета вокруг внешней периферии каждого кольца.

Венцы вокруг искусственных источников света малых размеров (по сравнению с дисками светил) имеют более богатые радужные цвета.

Явление иризации облаков, по существу, того же происхождения, что и венцы.

Очень интересно явление глории. Глория подобна венцу, но возникает она не вокруг солнца или луны, а вокруг точки, прямо про-

тивоположной диску светила. Наблюдается она на облаках, расположенных прямо перед наблюдателем или ниже его, т. е. в горах или с самолета. На те же облака падает тень наблюдателя, и gloria представляется наблюдателю расположенной вокруг тени его головы. Gloria объясняется дифракцией света, до этого уже отраженного в капельках облаков так, что он возвращается от облака в том же направлении, по которому падал.

Световые явления в облаках. Радуга. Всем известно эффектное явление радуги. Радуга наблюдается на фоне облаков, из которых выпадает дождь, если эти облака освещены солнцем и, стало быть, расположены против него. Это светлая дуга радиусом около 42° , окрашенная в спектральные цвета: по внешнему краю в красный, по внутреннему в фиолетовый, а между ними в остальные цвета спектра. Дуга радуги является частью окружности, центр которой лежит на прямой, соединяющей центр солнечного диска с глазом наблюдателя (изредка наблюдается и лунная радуга). Когда наблюдатель перемещается, вместе с ним перемещается и видимая им радуга. Если солнце стоит низко над горизонтом, дуга радуги — около полуокружности. Если же солнце стоит высоко, то центр радуги лежит глубоко под горизонтом и над горизонтом видна лишь небольшая низко расположенная дуга. При высоте солнца 42° и более радуги не видно вовсе. С самолета иногда удавалось видеть радугу в виде почти полного круга.

Кроме основной дуги, нередко можно различить более слабую дополнительную дугу радиусом около 50° с фиолетовым цветом по наружному краю, а изредка также и третью, и четвертую дугу. Иногда можно заметить дополнительные дуги и внутри основной дуги. Интенсивность света, ширина и окраска радуги сильно варьируют в зависимости от размеров капель.

Условия, при которых наблюдается типичная радуга (освещенное солнцем облако с дождем), осуществляются преимущественно в случае кучево-дождевых облаков. Достаточно крупные капли этих облаков или выпадающего дождя необходимы для образования типичной радуги. Но радуга может иногда наблюдаться и на фоне облаков с мелкими каплями, даже на фоне тумана. В этом случае она широкая, почти белого цвета, со слабо окрашенными краями. Наблюдается радуга и в брызгах морских волн, и в брызгах водопада или фонтана. Радуга объясняется преломлением солнечных лучей при входе и выходе из капель, их отражением внутри капель и явлениями дифракции на каплях.

4.5. Осадки

При определенных условиях из облаков выпадают осадки, т. е. капельки или кристаллы настолько крупных размеров, что они уже не могут удерживаться в атмосфере во взвешенном состоянии. Наиболее известны и важны дождь и снег. Однако имеется еще несколько видов осадков, отличающихся от типичных форм дождя и снега.

Как дождь, так и снег выпадают в основном из облаков восходящего скольжения и из облаков конвекции. В зависимости от этого и характер выпадения осадков будет различным.

Из облаков восходящего скольжения (слоисто-дождевых и высоко- слоистых), связанных с фронтами, выпадают *обложные осадки*. Это длительные осадки средней интенсивности. Они выпадают сразу на больших площадях, порядка сотен тысяч квадратных километров, сравнительно равномерно и достаточно продолжительно (часами и десятками часов). Осадки отмечаются на всех станциях или на большинстве станций на большой территории; при этом суммы осадков на отдельных станциях не слишком сильно отличаются одна от другой. Наибольший процент в общем количестве осадков в умеренных широтах составляют именно обложные осадки.

Из кучево-дождевых облаков, связанных с конвекцией, выпадают *ливневые осадки*, интенсивные, но малопродолжительные. Сразу же после начала они могут получить большую интенсивность, но так же резко и обрываются. Их сравнительная непродолжительность объясняется тем, что они связаны с отдельными облаками или с узкими зонами облаков. В холодных воздушных массах, движущихся над теплой земной поверхностью, отдельные ливневые дожди иногда продолжаются над каждым данным пунктом всего несколько минут. При местной конвекции летом над сушей, когда кучево-дождевые облака особенно обширны, или при прохождении фронтов ливни иногда продолжаются часами. По наблюдениям в США, средняя площадь, одновременно захватываемая одним и тем же ливневым дождем, около 20 км².

При кратковременном выпадении ливневые осадки могут дать и небольшое количество воды. Интенсивность их сильно колеблется. Даже в одном и том же случае дождя количество осадков может различаться на 50 мм на расстоянии всего 1–2 км. Ливневые осадки являются основным видом осадков в низких тропических и экваториальных широтах.

Кроме обложных и ливневых осадков, различают еще осадки *морсящие*. Это внутримассовые осадки, выпадающие из облаков

слоистых и слоисто-кучевых, типичных для теплых или местных устойчивых воздушных масс. Вертикальная мощность этих облаков невелика; поэтому в теплое время года осадки могут выпадать из них только в результате взаимного слияния капелек. Выпадающие жидкие осадки — морось — состоят из очень мелких капелек. Зимой при низких температурах указанные облака могут содержать кристаллы. Тогда вместо мороси из них выпадают мелкие снежинки и так называемые снежные зерна.

Как правило, морозящие осадки не дают существенных суточных количеств. Зимой они не увеличивают заметно снежного покрова. Только в особых условиях, например в горах, морось может быть более интенсивной и обильной.

Формы осадков. *Дождь* состоит из капель диаметром более 0,5 мм, но не более 8 мм. При более значительных размерах капель они при падении разбиваются на части. В ливневых дождях величина капель больше, чем в обложных, особенно в начале дождя. При отрицательных температурах дождь иногда выпадает в переохлажденном виде, соприкасаясь с земной поверхностью, переохлажденные капли замерзают, покрывая ее ледяной коркой.

Морось состоит из капелек диаметром порядка 0,5–0,05 мм с очень малой скоростью выпадения; они легко переносятся ветром в горизонтальном направлении. *Снег* состоит из сложных ледяных кристаллов (снежинок). Формы их очень разнообразны в зависимости от условий их образования. Основная форма снежных кристаллов — шестилучевая звезда. Звезды получаются из шестиугольных пластинок потому, что сублимация водяного пара наиболее быстро происходит на углах пластинок, где и нарастают лучи; на этих лучах, в свою очередь, создаются разветвления. Диаметры выпадающих снежинок могут быть очень различными, в общем же — порядка нескольких миллиметров. Снежинки при выпадении часто слипаются в крупные хлопья. При температурах, близких к нулю и выше нуля, выпадает мокрый снег или снег с дождем. Для него характерны крупные хлопья.

Из слоисто-дождевых и кучево-дождевых облаков при отрицательных температурах выпадает еще *круп*, *снежная* и *ледяная*. Она имеет вид округлых (иногда конусообразных) ядрышек диаметром 1 мм и больше. Чаще всего круп наблюдается при температурах, не очень далеких от нуля, особенно осенью и весной. Снежная круп имеет снегоподобное строение: крупинки легко сжимаются пальцами. Ядрышки ледяной крупы имеют оледеневшую поверхность; раздавить их трудно, при падении на землю они подсакивают.

Из слоистых облаков зимой вместо мороси выпадают еще *снежные зерна* — маленькие крупинки диаметром менее 1 мм, напоминающие манную крупу.

При низких зимних температурах иногда выпадают из облаков нижнего или среднего яруса *ледяные иглы* — кристаллы в виде шестиугольных призмочек и пластинок без разветвлений. При значительных морозах такие кристаллы могут возникать в воздухе вблизи земной поверхности; они особенно хорошо видны, когда сверкают своими гранями, отражая солнечные лучи. Из подобных ледяных игол построены и облака верхнего яруса.

Особый характер имеет *ледяной дождь* в виде прозрачных ледяных шариков от 1 до 3 мм в диаметре. Это замерзшие в воздухе капли дождя. Их выпадение ясно говорит о наличии инверсии температуры. Где-то над земной поверхностью есть слой воздуха с положительной температурой, в котором выпадающие сверху кристаллы растаяли и превратились в капельки, а под ним — слой с отрицательной температурой, где капельки замерзли.

Летом, в достаточно жаркую погоду, иногда выпадает *град* в виде более или менее крупных кусочков льда неправильной формы (градин), от горошины до 5–8 см в диаметре, иногда и больше. Вес градин в отдельных случаях превышает 300 г. Часто они обнаруживают неоднородное строение, именно состоят из последовательных прозрачных и мутных слоев льда. Град выпадает из кучево-дождевых облаков при грозах и, как правило, вместе с ливневым дождем.

Вид и размеры градин говорят о том, что в течение своей «жизни» они многократно увлекаются то вверх, то вниз сильными токами конвекции, наращивая свои размеры путем столкновения с переохлажденными каплями. В нисходящих токах градины опускаются в слои с положительными температурами, где подтаивают сверху; потом снова поднимаются вверх и замерзают с поверхности и т. д.

Для образования градин необходима большая водность облаков, почему град и выпадает только в теплое время года при высоких температурах у земной поверхности. Наиболее часты выпадения града в умеренных широтах, а наиболее интенсивны — в тропиках. В полярных широтах град не наблюдается. Случалось, что град надолго оставался лежать на земле слоем в десятки сантиметров. Он часто вредит посевам и уничтожает их (градобития); в отдельных случаях от него могут пострадать животные и даже люди.

Суточный ход осадков. Суточный ход осадков очень сложен, и даже в многолетних средних величинах в нем нередко не обнаруживается ясной закономерности.

На суше различают два основных типа суточного хода осадков — *континентальный* и *береговой*, которыми, однако, не ограничивается все разнообразие явлений. В связи с местными условиями наблюдаются многочисленные отступления от этих типов и их усложнения.

В континентальном типе главный максимум осадков приходится на послеполуденное время, а слабый вторичный максимум — на раннее утро. Главный минимум приходится на время после полуночи, вторичный минимум наблюдается перед полуднем. Главный максимум связан с дневным возрастанием конвекции, вторичный — с ночным образованием слоистых облаков. Летом главный максимум выражен резче, чем зимой, что объясняется годовым ходом конвекции.

Этот тип суточного хода резче и регулярнее выражен в тропиках, чем в высоких широтах, так как в тропиках дневная конвекция развивается сильнее, а повторяемость фронтальных облаков (не имеющих существенного суточного хода) меньше.

В береговом типе единственный максимум осадков приходится на ночь и утро, а минимум — на послеполуденные часы. Этот тип суточного хода выражен летом лучше, чем зимой. Некоторые плоские побережья в дневные часы летом отличаются особенно малой облачностью и, стало быть, уменьшенными осадками. Дело в том, что при переходе воздуха с моря на нагретую сушу в дневные часы относительная влажность в нем падает и развитие облаков затрудняется. Но дальше в глубь материка облачность и осадки возрастают вследствие увеличения неустойчивости стратификации.

В некоторых районах суточный ход осадков зимой относится к береговому типу, а летом — к континентальному (например, в Париже).

Суточный ход повторяемости осадков над сушей совпадает с суточным ходом количества осадков. Интенсивность осадков на суше наименьшая до полудня, наибольшая после полудня и вечером. Так, в дни с осадками в Потсдаме летом утром выпадает в среднем 1,13 мм/ч, а после полудня 2,54 мм/ч. Зимой разница гораздо меньше.

В средних широтах максимальная интенсивность осадков приходится на 14–16 ч, минимум — на 4–6 ч.

Годовой ход осадков. Годовой ход осадков зависит как от общей циркуляции атмосферы, так и от местной физико-географической обстановки.

Основные типы годового хода осадков.

1. *Экваториальный тип.* Вблизи экватора (примерно до 10° широты в каждом полушарии) в году имеются два дождливых сезона,

разделенные сравнительно сухими периодами. Дождливые сезоны приходятся на время после равноденствий, когда внутритропическая зона конвергенции (тропический фронт) близка к экватору и конвекция получает наибольшее развитие. Главный минимум наблюдается летом в северном полушарии, когда внутритропическая зона конвергенции наиболее удалена от экватора.

2. *Тропический тип*. По мере приближения к внешним границам тропического пояса два максимума в годовом ходе температуры сливаются в один — летний. Вместе с этим и два дождливых периода объединяются в один летний дождливый период при наивысшем стоянии солнца. Вблизи тропика примерно 4 месяца в году идут обильные дожди и 8 месяцев — сухо.

3. *Тип тропических муссонов*. В тех районах тропиков, где хорошо выражена муссонная циркуляция (например, Индия, юго-восточный Китай, район Гвинейского залива, северная Австралия), годовой ход осадков такой же, как в типе 2, с максимумом летом и минимумом зимой, но с большей амплитудой.

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, однако, не на лето, а на зиму или осень. Сухое лето обусловлено здесь влиянием субтропических антициклонов, создающих малооблачную погоду. Зимой антициклоны отодвигаются в более низкие широты и циклоническая деятельность умеренных широт захватывает субтропики. Влажный и сухой сезоны длятся примерно по полгода. Особенно резко этот тип годового хода осадков выражен в средиземноморских странах, а также в Калифорнии, на юге Африки, на юге Австралии, где имеются сходные условия атмосферной циркуляции. К этому типу относятся и осадки Южного берега Крыма, наиболее северной окраины средиземноморского климата. Годовой ход осадков в пустынях Средней Азии можно отнести к этому же типу.

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 их сухой погодой. Но этот тип годового хода существует и в Европе, и в Северной Америке.

6. *Морской тип умеренных широт*. В западных частях материков умеренных широт циклоны чаще бывают зимою, чем летом. Поэтому там преобладают зимние осадки, или распределение осадков в течение года достаточно равномерное. Так, в прибрежных районах

Западной Европы наиболее богаты осадками осень и зима, наиболее сухо весной и ранним летом. Тот же годовой ход наблюдается и над океанами в умеренных широтах.

7. *Муссонный тип умеренных широт.* В муссонных районах умеренных широт, преимущественно на востоке материка Азии, максимум осадков приходится на лето, как и внутри материка, а минимум — на зиму. Но годовой ход в муссонных районах еще более резкий: амплитуда больше, чем во внутриматериковых районах, особенно за счет обильных летних осадков.

8. *Полярный тип.* Годовой ход этого типа над материками характеризуется летним максимумом осадков, так как летом влагосодержание воздуха выше, чем зимой, а интенсивность циклонической деятельности не очень сильно меняется в течение года.

Однако в океанических районах Арктики и Антарктики максимум может приходиться на зиму вследствие более сильной циклонической деятельности.

4.6. Электричество облаков и осадков

Капли облаков и туманов, как и твердые элементы в них, чаще бывают электрически заряженными, чем нейтральными. Наиболее часто встречаются такие туманы, все капли которых несут заряды одного знака; но примерно в 25% случаев капли заряжены разноименно. Средний заряд капелек в туманах имеет порядок величины от десятков до тысяч элементарных зарядов (элементарным зарядом называют заряд электрона). К условиям в туманах, по-видимому, близки и условия в мелкокапельных облаках, не дающих осадков.

В кучево-дождевых облаках, содержащих крупные капли, а также и значительные по размерам кристаллы, возникают особенно сильные электрические заряды. О них можно судить по-зарядам выпадающих осадков. Капли ливневого дождя несут заряды в среднем около $304 \cdot 10^{-3}$ абс. эл. ст. ед. Это в 10 миллионов раз больше элементарного заряда. Но наибольшие заряды капель могут быть еще в десятки раз больше этого среднего значения. Твердые элементы облаков и осадков заряжены так же, как капли, или еще сильнее.

Дожди чаще выпадают на земную поверхность с положительными, чем с отрицательными зарядами; со снегом дело обстоит менее определенно.

Разделение зарядов в кучево-дождевых облаках, т. е. скопление электричества одного знака в одной части облака и другого знака в

другой, приводит к огромным значениям напряженности электрического поля атмосферы в облаках и между облаками и землей.

Причины электризации элементов облаков и осадков, а также разделения зарядов обоих знаков в облаках недостаточно ясны; существует много различных теорий. Указывают такие причины, как захват ионов капельками и кристаллами, особенно при выпадении осадков; столкновение крупных и мелких капель; дробление (разбрызгивание) капель; сублимация, дробление и испарение кристаллов; замерзание переохлажденных капелек на кристаллах и пр.

Гроза. Типичное развитие кучево-дождевых облаков и выпадение из них осадков связано с мощными проявлениями атмосферного электричества, а именно с многократными электрическими разрядами в облаках или между облаком и землей. Такие разряды искрового характера называют молниями, а сопровождающие их звуки — громом. Весь процесс, часто сопровождаемый еще и кратковременными усилениями ветра — шквалами, называется грозой.

По происхождению грозы делятся на те же типы, что и кучево-дождевые облака. Различают внутримассовые и фронтальные грозы.

Внутримассовые грозы наблюдаются двух типов: в холодных воздушных массах, перемещающихся на теплую земную поверхность, и над прогретой сушей летом (местные, или тепловые, грозы). В обоих случаях развитие грозы связано с мощным развитием облаков конвекции, а следовательно, с сильной неустойчивостью стратификации атмосферы и с сильными вертикальными перемещениями воздуха.

Фронтальные грозы связаны главным образом с холодными фронтами, где теплый воздух вытесняется вверх продвигающимся вперед холодным воздухом. Но летом над сушей они нередко связаны и с теплыми фронтами. Континентальный теплый воздух, поднимающийся летом над поверхностью теплого фронта, может оказаться очень неустойчиво стратифицированным, а потому над поверхностью фронта может возникнуть сильная конвекция.

Продолжительность грозы в каждом отдельном месте обычно невелика: от минут до нескольких часов. Число молний при сильной грозе измеряется десятками в одну минуту. Как правило, гроза сопровождается ливневыми осадками, иногда градом.

Грозы особенно часты над сушей в тропических широтах: здесь есть районы, где в году 100–150 дней и более с грозами. На океанах в этой зоне гроз гораздо меньше, примерно 10–30 дней в году. Тропические циклоны всегда сопровождаются жестокими грозами; однако сами эти возмущения наблюдаются редко.

В субтропических широтах, где преобладает высокое давление, гроз гораздо меньше: над сушей 20–50 дней с грозами в году, над морем 5–20 дней. В умеренных широтах 10–30 дней с грозами над сушей и 5–10 дней над морем. В полярных широтах грозы — уже единичное явление.

Это убывание гроз от низких широт к высоким понятно. Для возникновения грозы требуется не только большая неустойчивость стратификации и сильная конвекция, но и большая водность облаков; а водность облаков убывает с широтой вследствие убывания температуры.

В тропиках и субтропиках грозы чаще всего наблюдаются в дождливый период. В умеренных широтах над сушей наибольшая повторяемость гроз летом, когда сильно развивается конвекция в местных воздушных массах. Зимой грозы над сушей в умеренных широтах очень редки. Но над океаном грозы, возникающие в холодных воздушных массах, нагреваемых снизу от теплой воды, имеют максимум повторяемости зимой.

На крайнем западе Европы (Британские острова, побережье Норвегии) зимние грозы также часты. Есть подсчеты, по которым на земном шаре одновременно происходит 1800 гроз, а общее число молний примерно 100 в каждую секунду. В горах грозы наблюдаются чаще, чем на равнинах.

Необходимым условием грозы является возникновение очень больших разностей электрического потенциала в облаках, или между облаками, или между облаками и земной поверхностью. Это возможно при сильной электризации облаков. Облачные элементы по тем или иным причинам получают электрические заряды разного знака, и происходит разделение этих зарядов: заряды одного знака накапливаются в одной части облака, заряды другого знака — в другой. В кучево-дождевых облаках этот процесс настолько интенсивен, что создаются огромные разности потенциалов. При этом напряженность поля, т. е. разность потенциалов на единицу длины, иногда измеряется сотнями тысяч вольт на каждый метр.

Так как электропроводность воздуха вообще очень мала, то быстро возникающие разности потенциалов не могут выравниваться постепенно, путем проводимости. Когда напряженность поля достигает некоторого критического значения (порядка 25–50 тыс. в/м и более), разности потенциалов выравниваются посредством искровых разрядов — молний — между разноименно заряженными облаками или частями облаков или между облаком и землей. На пути в несколько километров (а такова обычная длина молнии) разность потенциалов может дости-

гать сотен миллионов вольт, а сила тока в молнии будет порядка десятков тысяч ампер.

Молния состоит из нескольких, иногда многих последовательных разрядов — импульсов — по одному и тому же пути, называемому каналом молнии. Этот канал извилистый и разветвленный, потому что разряды происходят по пути наименьшего электрического сопротивления в атмосфере, а стало быть, по такому пути, где плотность атмосферных ионов особенно велика. Канал молнии виден потому, что воздух в нем раскаляется до ослепительного розово-фиолетового свечения. Температура в канале достигает $25000\text{--}30000^\circ$. Интервалы между отдельными импульсами — порядка $0,05\text{ с}$, а продолжительность всей молнии составляет десятые доли секунды.

Каждый разряд начинается с лидера, т. е. с предварительного разряда, который как бы прокладывает канал молнии, увеличивая в нем плотность ионов и повышая его проводимость. Этот процесс происходит по типу электронной лавины. Относительно небольшое сначала число свободных электронов, распространяясь от облака (или соответствующей его части с большим отрицательным зарядом), ионизирует на своем пути молекулы воздуха. Вследствие этого создаются все новые свободные электроны, в свою очередь, увеличивающие ионизацию канала. Сразу же после того, как канал проложен, по нему происходит сильный главный разряд. Повторные разряды бывают слабее.

При разрядах между облаками и землей (а к ним относится примерно 40% молний) к земле переносится преимущественно отрицательное электричество. Причина в том, что в нижней части грозового облака обычно накапливаются отрицательные заряды, а земная поверхность под облаком заряжается при этом положительно путем индукции. При грозовом разряде происходит, таким образом, пополнение общего отрицательного заряда земной поверхности.

Быстрое и сильное нагревание и, следовательно, быстрое расширение воздуха в канале молнии производит взрывную волну, которая создает звуковой эффект — гром. Так как звук от различных точек пути молнии доходит до наблюдателя неодновременно, а также вследствие отражения звука от облаков и от земли, гром имеет характер длительных раскатов.

Освещение облаков невидимыми молниями при отдаленной грозе (когда не слышен и гром) носит название зарниц.

Шаровая молния. Огни Святого Эльма. Шаровая молния — это светящийся шар диаметром в десятки сантиметров, перемещающийся вместе с ветром или вообще с током воздуха (если попадает внутрь

помещения). При соприкосновении с наземными предметами он может взорваться, что сопровождается разрушениями и ожогами; бывают и человеческие жертвы. Имеется много еще гипотетических объяснений шаровой молнии. Возможно, что она возникает в раскаленном воздухе канала обычной молнии и состоит из неустойчивых соединений азота и кислорода, образование которых сопровождается поглощением большого количества тепла. При охлаждении до некоторой критической температуры вещество шаровой молнии мгновенно распадается на азот и кислород с выделением всей поглощенной энергии, что и создает взрыв.

При наличии достаточно больших разностей потенциалов в атмосфере, кроме искровых разрядов, наблюдается истечение электричества с остроконечных предметов (с острий), которое иногда сопровождается свечением. Эти тихие (или сопровождающиеся слабым треском) разряды называют огнями Святого Эльма. Они могут наблюдаться и в отсутствии грозовых облаков, особенно при метелях и пыльных бурях, наиболее часто в горах. Объясняются они следующим образом.

Если напряженность поля велика, то над выдающимися и остроконечными предметами она может стать еще значительно большей. Тогда непосредственно возле острий могут создаваться такие значения напряженности, которые приближаются к критическому. Воздух в непосредственной близости к остриям становится проводящим, и с острий происходит заметное истечение электричества. При особенно сильной напряженности это истечение становится видимым, как светящиеся нити, кистями расходящиеся от острия вверх (кистевые разряды).

Истечение электричества с острий также играет роль в сохранении отрицательного заряда Земли. Наблюдения показывают, что в результате истечения земная поверхность чаще отдает положительные заряды.

4.7. Методы и приборы для измерения влажности воздуха

В метеорологии используются следующие методы измерения влажности воздуха:

- гравиметрические методы;
- методы конденсации;
- психрометрический метод;
- адсорбционные методы (волосной гигрометр, пленочный гигрометр, электрические датчики относительной влажности воздуха);

– методы, основанные на поглощении электромагнитного излучения водяным паром.

Гравиметрическая гигрометрия. Метод гравиметрической гигрометрии основан на использовании абсорбции водяного пара из известного объема воздуха каким-либо влагопоглотителем. Гравиметрические гигрометры используются только как первичные эталоны.

Гравиметрический метод позволяет получить абсолютную меру содержания водяного пара в пробе воздуха, выраженного в виде его содержания в анализируемой смеси. Водяной пар извлекается из пробы воздуха с использованием известной массы сушильного агента, такого как безводная пятиокись фосфора (P_2O_5) или перхлорат магния ($Mg(ClO_4)_2$). Масса водяного пара, содержащегося в пробе (определенном объеме) воздуха, определяется путем взвешивания сушильного агента перед абсорбцией пара и после нее. Масса пробы воздуха после обезвоживания определяется либо путем взвешивания, либо путем измерения его объема, если известна его плотность.

Сложность устройства, необходимого для реализации этого метода измерения влажности воздуха, не позволяет использовать его в оперативных целях; кроме того, такие измерения осуществимы только в лабораторных условиях.

Только в лабораторных условиях применяется также динамический эталонный генератор влажности с использованием двух давлений. Поток газа-носителя пропускается через камеру насыщения при давлении P_1 и затем изотермически расширяется во второй камере при более низком давлении P_2 . В обеих камерах поддерживается одна и та же температура с помощью масляной ванны. Влажность смеси водяного пара и газа находится в прямой зависимости от общего давления в каждой из двух камер согласно закону Дальтона о парциальном давлении газов. Согласно этому закону отношение парциального давления e' пара в камере с низким давлением к парциальному давлению насыщенного пара e_w будет равно отношению общего давления в камере насыщения с высоким давлением к общему давлению в камере с низким давлением. Таким образом, относительная влажность u_w рассчитывается по формуле

$$u_w = 100(e' / e'_w) = 100(P_1 / P_2). \quad (4.2)$$

Это соотношение также верно для твердой фазы (i), если газ насыщен относительно льда при давлении P_1

$$u_i = 100(e' / e'_i) = 100(P_1 / P_2). \quad (4.3)$$

Принцип действия динамического эталонного генератора влажности с использованием двух значений температуры заключается в создании потока увлажненного газа с температурой T_1 , температура

точки росы или температура точки инея которого равна T_2 . Две термо-регулируемые ванны, каждая из которых оборудована теплообменниками, а одна — камерой насыщения, содержащей воду или лед, используются для того, чтобы сначала насытить поток воздуха при температуре T_1 , а затем изобарически довести его до температуры T_2 . В практических конструкциях поток воздуха постоянно циркулирует для обеспечения насыщения. Проверочные приборы обеспечивают откачку воздуха при температуре T_2 со скоростью, значение которой невелико по сравнению со скоростью основной циркуляции.

Методы конденсации. Методы конденсации водяного пара используются в гигрометрах точки росы или точки инея и в гигрометрах равновесного давления пара или в конденсационных гигрометрах.

Когда влажный воздух при температуре T , давлении P и отношении смеси r_w (или r_i) охлаждается, он в конечном счете достигает насыщения относительно воды (или относительно льда при более низком значении температуры), и благодаря этому на твердой негигроскопической поверхности можно обнаружить росу (или иней). Температура точки насыщения является температурой точки росы T_d (или температурой точки инея T_i).

В качестве поверхности, на которой обнаруживается роса или иней, используется зеркало с охлаждаемой поверхностью. Чаще всего это хорошо отполированная поверхность металла, которая охлаждается с помощью устройства, основанного на электротермическом эффекте Пелетье. Конденсация распознается при помощи оптического детектора.

Гигрометры точки росы используются, как правило, в качестве рабочих эталонов.

Равновесное давление пара над поверхностью насыщенного солевого раствора меньше, чем над аналогичной поверхностью чистой воды, при одном и том же значении температуры. Это явление характерно для всех солевых растворов. Особенно ярко оно проявляется в случае раствора хлорида лития, для которого характерно чрезвычайно низкое равновесное давление пара.

Солевой раствор в воде может быть нагрет до такой температуры, при которой его равновесное давление превышает давление пара в окружающем воздухе. В этот момент баланс перемещается от конденсации к испарению, и наступает фаза перехода от жидкого раствора к твердой гидратной (кристаллической) форме. Момент этого перехода можно определить благодаря характерному уменьшению электрической проводимости раствора по мере того, как он кристаллизуется. Температура раствора, при которой достигается равно-

весное значение давления водяного пара над поверхностью раствора и окружающего воздуха, позволяет определить температуру точки росы окружающего воздуха. Для этой цели термометр должен иметь хороший термический контакт с раствором. Зависимость точки росы окружающего воздуха (т. е. точки росы относительно плоской поверхности чистой воды) от температуры раствора определяется на основе эмпирических данных. Наиболее часто для датчиков влажности такого типа используется раствор хлорида лития.

Описанный метод применяется в практике метеонаблюдений в автоматических метеорологических станциях.

Психрометрический метод. Психрометрический метод заключается в одновременном измерении температуры по двум размещенным рядом термометрам. Поверхность чувствительного элемента (резервуара) одного из них покрыта тонкой пленкой воды или льда. Такой термометр называется смоченным. Чувствительный элемент другого термометра находится в воздухе, и этот термометр называется сухим.

Психрометрический метод измерения влажности воздуха основан на зависимости интенсивности испарения с водной поверхности от дефицита влажности соприкасающегося с ней воздуха. Влажность воздуха определяется косвенно по интенсивности испарения путем измерения понижения температуры тела, с поверхности которого происходит испарение за счет затраты тепла тела на испарение воды.

Масса воды ΔM , испаряющейся с некоторой поверхности площадью S в единицу времени, описывается формулой Дальтона

$$\Delta M = \frac{cS(E' - e)}{P}, \quad (4.4)$$

где c — коэффициент пропорциональности, зависящий, главным образом, от скорости движения воздуха относительно испаряющей поверхности (S); E' — максимальное парциальное давление водяного пара при температуре испаряющей поверхности; e — давление водяного пара в воздухе; P — давление атмосферы.

Расход тепла ΔQ на испарение массы воды ΔM будет равен

$$\Delta Q_1 = \Delta ML = \frac{cS(E' - e)}{P} L, \quad (4.5)$$

где L — теплота парообразования воды.

Как только температура поверхности тела (воды) понизится относительно окружающего воздуха, благодаря теплообмену из воздуха к телу через охлажденную поверхность начнет поступать тепло ΔQ_2 , которое определяется формулой

$$\Delta Q_2 = BS_1(t - t'), \quad (4.6)$$

где B — коэффициент внешнего теплообмена; t и t' — температура воздуха и охлажденного тела соответственно; S_1 — площадь поверхности, через которую осуществляется теплообмен.

При установившемся процессе расход тепла на испарение ΔQ_1 будет равен притоку тепла из воздуха

$$\Delta Q_1 = \Delta Q_2 \quad (4.7)$$

следовательно, на основании (6.11)–(6.13) получим

$$\frac{cSL(E' - e)}{P} = BS_1(t - t'). \quad (4.8)$$

Решая это уравнение относительно e и полагая, что $S = S_1$, находим

$$e = E' - \frac{B}{cL}(t - t')P \quad (4.9)$$

или

$$e = E' - A(t - t')P. \quad (4.10)$$

Выражение (6.16) называется психрометрической формулой, а коэффициент $A = \frac{B}{cL}$ — психрометрическим; последний зависит от

конструкции психрометра и вентиляции чувствительных элементов, т. е. от скорости движения воздуха относительно испаряющей поверхности. С увеличением скорости движения воздуха коэффициент уменьшается. Однако при скорости более 2,5–3 м/с это уменьшение становится небольшим. В целом психрометрический коэффициент зависит от конструкции психрометра и устанавливается на основе эмпирического определения по эталонному психрометру.

Адсорбционные (абсорбционные) методы. Адсорбционные методы измерения влажности воздуха основаны на использовании химических и физических свойств некоторых материалов при взаимодействии с водяным паром, находящимся в воздухе. Водяной пар может адсорбироваться или абсорбироваться материалом, при этом под адсорбцией понимается поглощение одного вещества поверхностным слоем другого, а под абсорбцией — проникновение какого-либо вещества внутрь массы другого вещества. Вещество, внутрь которого проникает водяной пар, называется гигроскопичным. Это вещество абсорбирует водяной пар, находящийся в атмосфере. Одно из необходимых условий процесса абсорбции заключается в том, чтобы давление водяного пара в окружающей атмосфере было не выше давления насыщенного пара в веществе.

Для процессов адсорбции и абсорбции характерны два свойства:

а) изменение размеров гигроскопических материалов в зависимости от влажности; наибольшие пропорциональные изменения размеров в зависимости от изменения влажности характерны для натуральных волокон естественного происхождения; наиболее часто для измерения влажности с помощью гигроскопических материалов используются обезжиренный человеческий волос или специально обработанные животные пленки (органическая мембрана);

б) изменение электрических свойств гигроскопичных материалов при изменении влажности окружающей среды (воздуха) при очень слабой зависимости от температуры; для измерения влажности воздуха на принципе изменения электрических свойств гигроскопичных материалов используются химически обработанные пластиковые материалы с электропроводящим поверхностным слоем, изменяющие электрическое сопротивление в зависимости от изменения влажности. Кроме того, применяются материалы, изменяющие диэлектрические свойства (электрическая емкость) в зависимости от изменения влажности воздуха.

Адсорбционные (абсорбционные) методы измерения влажности воздуха широко применяются при наблюдениях на гидрометеорологической сети.

Метод, основанный на поглощении электромагнитного излучения. В методе измерения влажности воздуха, основанном на поглощении электромагнитного излучения, используется свойство молекул воды поглощать электромагнитное излучение в ряде диапазонов длин волн. Наиболее подходящими для этих целей являются ультрафиолетовая и инфракрасная части электромагнитного спектра излучения. Практически определяется степень затухания излучения в диапазонах длин волн, соответствующих полосам поглощения водяным паром, вдоль траектории между источником поглощения и принимающим устройством.

Существуют два метода определения степени затухания излучения:

а) передача излучения в узком диапазоне с фиксированной интенсивностью к откалиброванному принимающему устройству;

б) передача излучения на двух длинах волн, на одной из которых оно активно поглощается водяным паром, а на другой либо совсем не поглощается, либо поглощается очень слабо.

Приборы, работа которых основана на этом методе измерения влажности воздуха, нуждаются в частой калибровке и лучше всего подходят для измерения изменений концентрации пара, а не ее абсолютных значений. Использование этих приборов ограничено — они,

как правило, применяются в научно-исследовательских работах и для мониторинга происходящих с большой частотой изменений влажности.

Приборы для измерения влажности. На метеорологических станциях используются два метода измерения влажности воздуха: психрометрический метод в теплый период года и гигрометрический — в холодный.

Психрометрический метод основан на зависимости интенсивности испарения с водной поверхности от дефицита насыщения водяного пара соприкасающегося с ней воздуха. Эта зависимость выражается формулой Дальтона

$$W = C \frac{(E - e)}{\rho},$$

где W — плотность потока пара, т.е. масса испарившейся воды с единицы поверхности в 1 с; C — коэффициент пропорциональности, сильно зависящий от скорости движения воздуха относительно испаряющей поверхности.

На испарение воды затрачивается тепло фазового перехода L , полученное от испаряющей массы, т.е. батиста термометра, при этом температура термометра понижается.

Представим теперь пару термометров, один резервуар обернут батистом и смочен (смоченный термометр) — испаряющая поверхность; а другой — обыкновенный, т.е. сухой. Батист смоченного термометра испаряет влагу, способствуя тем самым понижению температуры термометра. Интенсивность испарения и понижения температуры будут возрастать, по мере увеличения дефицита насыщения пара при прочих равных условиях. Установившийся (стационарный) процесс испарения дает возможность получить решение уравнения Дальтона в виде $e = E - A(t - t')$, где $A = \frac{B}{CL}$ — психометрический коэффициент,

B — коэффициент внешнего теплообмена; t — температура сухого термометра; t' — температура смоченного термометра. Определение таким образом одной характеристики влажности — давления пара e позволяет по формулам из главы 1 найти и все остальные.

Приборы, которые измеряют влажность психрометрическим методом, называются психрометрами. Применяются два типа: стационарный психрометр без принудительного обдува и аспирационный психрометр, в котором применяется обдув резервуара смоченного термометра с постоянной скоростью. Такое преимущество аспирационного психрометра позволяет определить коэффициент A более надежно. Кроме того, его устройство дает возможность проводить измерения

при самых различных погодных условиях без какой-либо дополнительной защиты от Солнца и ветра, т.е. может использоваться в походных условиях. Общим недостатком всех психрометров является ограниченное их применение при температуре ниже $-5 \div -10^\circ \text{C}$. При более низких температурах, когда влагонасыщенность воздуха становится очень малой, даже незначительные неточности в отсчетах по термометрам приводят к значительным погрешностям при расчете самих значений влажности.

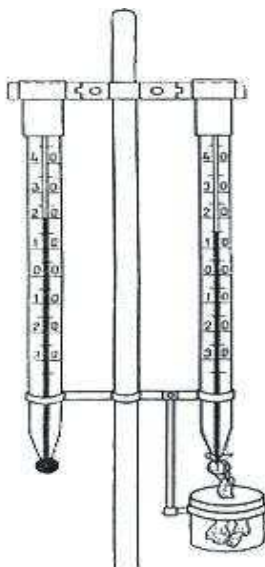


Рис. 4.6. Психрометр стационарный

Стационарный психрометр (рис. 4.6) представляет собой пару ртутных психрометрических термометров, помещенных в метеорологическую будку на специальном штативе. Резервуар правого термометра обвязан батистом, конец которого погружен в стаканчик с дистиллированной водой (смоченный термометр). Левый термометр — сухой. Поскольку будка имеет стенки в виде двойных жалюзи, то даже при сильных ветрах не наблюдается значительное повышение скорости внутри будки и существует хороший воздухообмен внутри.

Психрометрический коэффициент для стационарных психрометров принят постоянным и равным $A = 7,947 \cdot 10^{-4}$, что соответствует скорости обдува $\approx 0,8 \text{ м/с}$. Принятие $A = \text{const}$ есть основной недоста-

ток, поскольку скорость обдува в будке будет в каждом конкретном случае различной (в зависимости от скорости ветра вне будки).

Аспирационный психрометр. Аспирационное устройство этого психрометра обеспечивает обдув резервуара термометра с постоянной скоростью 2 м/с. Кроме того, поскольку термометры защищены от Солнца, прибор является самым надежным при определении температуры и влажности воздуха.

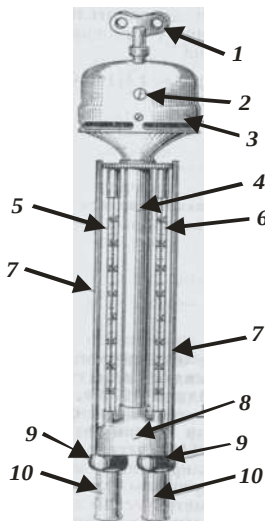


Рис. 4.7. Аспирационный психрометр МВ-4М: 1 — заводной ключ; 2 — окошечко; 3 — головка аспиратора; 4 — трубка; 5 и 6 — сухой и смоченные термометры; 7 — защитные планки; 8 — тройник; 9 — изоляционные втулки; 10 — защитные трубки

Психрометр аспирационный МВ-4М (рис. 4.7) предназначен для измерения температуры и влажности воздуха для специальных целей, в экспедиционных условиях, а также в промышленных помещениях. Пределы измерений относительной влажности (при температуре воздуха от -10 до $+30^{\circ}\text{C}$) $0 \dots 100\%$, пределы измерений температуры воздуха от -25 до $+50^{\circ}\text{C}$.

Прибор имеет два одинаковых ртутных термометра, закрепленных в специальной 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 заводного механизма и вентилятора, за-

крытого кожухом. Пружина заводного механизма заводится ключом (сверху).

Наряду с аспирационным психрометром с пружинным заводным механизмом вентилятора применяется аспирационный психрометр М-34, в котором заводной механизм заменен электродвигателем. Питание такого психрометра осуществляется от сети.

В этих приборах создается искусственная вентиляция термометров и сухого, и смоченного. Психрометрический коэффициент аспирационного термометра $A = 6,620 \cdot 10^{-4}$.

Станционный и аспирационный психрометры используются при положительной и отрицательной температуре до -10 и -15°C соответственно, поскольку при более низкой температуре разность $(t - t')$ становится маленькой, что приводит к большим погрешностям измерения. В этих случаях используют другие приборы. Наиболее широко применяются волосные гигрометры. Действие волосного гигрометра основано на конденсации в капиллярных порах человеческого волоса водяного пара даже при очень низкой влажности. При возрастании влажности воздуха вогнутость менисков воды в порах начнет уменьшаться, вызывая удлинение волоса, которое пропорционально логарифму относительной влажности. Удлинение волоса при изменении относительной влажности происходит нелинейно. Волосы для гигрометра подвергаются специальной химической и механической обработке.

Гигрометрический метод (гигро — влажный) основан на свойстве некоторых тел изменять свои линейные размеры (деформироваться) при изменении содержания в воздухе водяных паров. Такими свойствами, например, обладают обезжиренный человеческий волос и различные органические пленки. Так, при изменении влажности от 0 до 100 % удлинение волоса составляет около 2,5 % его длины (это и положено в основу работы гигрометров и гигрографов). В гигрометрах деформация волоса или пленки с помощью системы рычагов передается на стрелочный указатель, а в гигрографах — на перо, с помощью которого производится запись на ленте на вращающемся барабане. Все приборы этого типа относительные. Хотя их шкалы и отградуированы в значениях относительной влажности, в отсчеты по приборам нужно вводить специальные поправки, полученные по результатам параллельных наблюдений по станционному психрометру.

Волосной гигрометр в зимнее время при температурах -10°C и ниже является основным прибором, так как более точный в иных условиях психрометр не может работать при низких температурах. Переводной график гигрометра строится заранее путем параллельных на-

блюдений в течение 1–1,5 месяца по психрометру и гигрометру до наступления устойчивых морозов. Отсчеты относительной влажности, снятые с гигрометра, переводятся в исправленные значения по переводному графику.

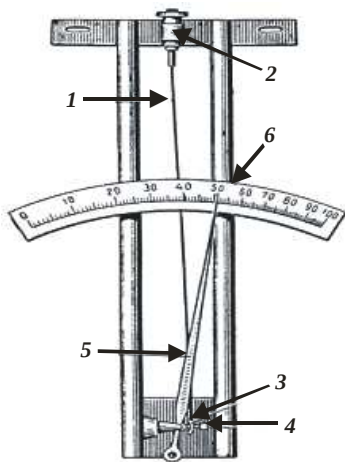


Рис. 4.8. Гигрометр: 1 — обезжиренный волос; 2 — регулировочный винт; 3 — дужка; 4 — рычажок; 5 — стрелка, 6 — шкала

Гигрометр метеорологический М-19 (рис. 4.8) состоит из рамы со шкальной пластиной и волоса, верхний конец которого закреплен с помощью клина и клея в отверстии хвостовика регулировочного винта, а нижний связан со стрелкой. Винт с помощью контргайки может перемещаться в скобе. Нижний конец волоса закреплен в отверстии кулачка (дужки). Кулачок закреплен на стерженьке, на конце которого имеется грузик. Стерженек входит в отверстие оси, на которой сидит стрелка, и закрепляется винтом. Таким образом, стрелка под воздействием волоса и грузика может поворачиваться вместе с осью, перемещаясь вдоль шкалы.

Передвигая стерженек относительно оси, можно менять чувствительность гигрометра, так как при этом меняется длина рычага, на который насажен кулачок (дужка), позволяющий волосу перемещать стрелку. С помощью винта-регулятора можно устанавливать стрелку на любом нужном делении шкалы. Для этого освобождают контргайку, затем вращением гайки перемещается вверх или вниз винт. Когда стрелка гигрометра установится на нужном делении шкалы, винт закрепляется контргайкой. На шкале нанесены неравномерно 100 делений, уменьшающихся от 0 до 100. Отсчеты по шкале производятся с

точностью до целого деления. При увеличении относительной влажности волос удлиняется, и стрелка под действием грузика поворачивается вправо, при уменьшении влажности волос сокращается и поворачивает стрелку влево. Волосной гигрометр устанавливается в психрометрической будке вместе с психрометром и крепится на штативе между сухим и смоченным термометрами.

Гигрографы (рис. 3.9) выпускаются как волосные, так и пленочные.оборот барабана, как и у термографа, суточный и недельный. Значения относительной влажности, снятые с ленты, переводятся в исправленные значения по переводному графику, полученному аналогично графику гигрометра.

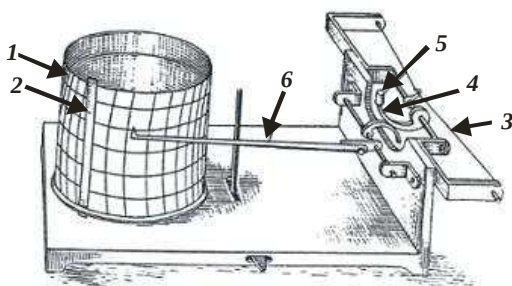


Рис. 4.9. Гигрограф: 1 — барабан; 2 — полосовая пружина; 3 — пучок волос; 4 — рычажок; 5 — грузик; 6 — рычаг со стрелкой

Гигрограф волосной М-21АС. Для непрерывной регистрации изменений относительной влажности воздуха служат гигрографы. Выпускаемый промышленностью гигрограф метеорологический М-21АС может регистрировать относительную влажность воздуха при температуре от -45 до $+55^{\circ}\text{C}$. Датчиком влажности (чувствительным элементом) является пучок волос, который с двух концов закрепляется в цапфах кронштейна. Середина пучка надета на крючок, который с помощью специального устройства связан со стрелкой. Датчик защищен от повреждений каркасом из толстой проволоки.

Изменение относительной влажности вызывает изменение длины пучка волос, что в свою очередь приводит к перемещению стрелки с пером. Перо делает запись на бумажной диаграммной ленте барабана, внутри которого расположен вращающий его часовой механизм. Металлическое перо заполняется чернилами, предназначенными для метеорологических самописцев. Положение пера по вертикали может изменяться винтом. Кнопкой можно сделать отметку (засечку) на ленте (например, соответствующую сроку наблюдений).

Гигрометр точки росы. Принцип действия прибора основан на определении температуры охлаждаемого тела в момент конденсации на нем паров воды. Датчик прибора обычно содержит металлическое зеркальце, охлаждаемое с помощью полупроводниковых термоэлементов. Воздух всасывается аспиратором, и когда зеркальце охладится до точки росы, на нем появляется конденсат. Регулируя охлаждение зеркальца, добиваются «равновесия» между парами воздуха и конденсатом на зеркальце. Для этого применяются различные устройства, которые реагируют на появление — исчезновение конденсата на зеркальце, на изменение толщины слоя конденсата. Однако во всех случаях необходимо еще определить и фазу конденсата: лед или вода на зеркальце и в зависимости от этого определить, относительно чего следует брать давление насыщенного водяного пара: относительно воды или относительно льда.

Гигрометр точки росы используется в качестве образцового при проверке измерителей влажности воздуха. На принципе измерения точки росы над насыщенным раствором некоторых солей, активно поглощающих водяной пар, построен электролитический гигрометр с подогревом. Обычно в качестве соли электролита используется хлористый литий, который поглощает водяной пар, образуя раствор, проводящий электрический ток. Имеется еще группа так называемых сорбционных гигрометров, действие которых основано на зависимости электропроводимости гигроскопических пленок из органического или неорганического вещества от влажности окружающего воздуха.

Уход за приборами и производство измерений. Уход за психрометром заключается в регулярной смене батиста на резервуаре смоченного термометра и своевременном долипании воды в психометрический стаканчик. Батист должен плотно прилегать к резервуару термометра и покрывать его только одним слоем. Поэтому используются полоски батиста определенных размеров, их ширина позволяет обернуть резервуар только один раз. Повязку батиста удобно делать, заложив, например, термометр в книгу так, чтобы он выступал из нее резервуаром на 5–10 см. Книга с термометром укладывается на стол. Смочив батист дистиллированной водой, он плотно обертывается вокруг резервуара термометра. Изготовив из ниток две петли, одной затягивается батист на верхней части резервуара, а вторая надевается на середину резервуара, постепенно стягивая ее под его нижний конец, все время расправляя батист. Не следует сильно затягивать нижнюю петлю, так как это может ухудшить поступление воды в верхнюю часть батиста.

Нужно следить за тем, чтобы батист всегда был чистым, мягким и влажным. Поскольку загрязненный или жесткий батист плохо впитывает воду, необходимо менять его не реже двух раз в месяц. В местностях с большой запыленностью воздуха нужно внимательно следить за состоянием батиста и менять его по мере загрязнения. Чтобы по возможности предохранить батист от загрязнения, между сроками наблюдений резервуар смоченного термометра, обвязанный батистом, можно держать погруженным в стаканчик с водой. За 10 мин до измерений стаканчик устанавливается в нормальное положение (на 2 см ниже резервуара термометра).

В жаркую погоду при низкой влажности за 10 мин до измерений необходимо смочить батист: сначала, сняв крышку, поднять стаканчик с водой и погрузить резервуар смоченного термометра в воду, затем поставить стаканчик на прежнее место.

На всех станциях для смачивания батиста употребляется дистиллированная вода, в крайнем случае, можно использовать чистую снеговую или дождевую воду, которую надо профильтровать.

Измерения по станционному психрометру при морозах требуют особой тщательности. С наступлением первых заморозков батист смоченного термометра обрезается непосредственно под резервуаром (остается 2–3 мм), а психрометрический стаканчик убирается из будки. За 30 мин до наблюдения стаканчик с дистиллированной водой комнатной температуры нужно принести в психрометрическую будку и погрузить резервуар термометра, обернутый батистом, в воду. При этом наблюдают за показаниями термометра. Необходимо дожидаться, чтобы температура у смоченного термометра поднялась на 2–3°C выше нуля, т. е. пока вся ледяная корка на батисте не растает. Если температура смоченного термометра положительна, то за 15 мин до отсчета батист смачивается еще раз.

При температуре смоченного термометра ниже 0°C при наблюдениях необходимо определить, в каком состоянии находится вода на батисте термометра. При отрицательных температурах вода на батисте может быть в твердой фазе (лед) и в жидкой (переохлажденная вода), а потому определение влажности производится по разным таблицам в зависимости от состояния испаряющей поверхности (лед, вода). После производства отсчетов следует установить, насколько обмерз или остался мягким батист на резервуаре термометра. Для этого рекомендуется прикоснуться карандашом к нижнему краю батиста. Если была переохлажденная вода, то она замерзнет; показания смоченного термометра при этом сначала повысятся, а затем понизятся (вода замерзнет).

В некоторых случаях при отрицательных температурах (когда на батисте есть лед) показания смоченного термометра бывают выше показаний сухого термометра (до $0,3^{\circ}\text{C}$). Это объясняется тем, что водяной пар, находящийся в воздухе, может не достигать состояния насыщения над поверхностью воды (по отношению к «воде»), но в то же время он уже пересыщен по отношению ко «льду», который находится на поверхности смоченного термометра. Поэтому водяной пар, находящийся в воздухе, будет конденсироваться на поверхности льда смоченного термометра. За счет выделения теплоты конденсации температура (показание) смоченного термометра будет выше, чем сухого.

Измерения по аспирационному психрометру. Аспирационный психрометр устанавливается на столбе с помощью специального крюка таким образом, чтобы резервуары термометров находились на высоте 2 м. Зимой психрометр устанавливается за 30 мин, а летом — за 15 мин до начала измерений. При некоторых специальных наблюдениях психрометр может устанавливаться и в горизонтальном положении, и на высоте, отличной от 2 м.

Смачивание термометра, обязанного батистом, зимой производят за 30 мин, летом за 4 мин до отсчета.

Смачивание термометра осуществляется прилагаемой к прибору резиновой грушей с пипеткой. Ее наполняют дистиллированной водой, затем легким нажимом на грушу вводят воду в стеклянную пипетку до отмеченной риски (на 1 см от края пипетки) и удерживают ее на этом уровне с помощью зажима. Потом вводят пипетку в правую трубку защиты термометров, где находится резервуар смоченного термометра, до упора. Выждав несколько секунд для того, чтобы батист пропитался водой, открывают зажим и отсасывают лишнюю воду. При этом нужно следить, чтобы вода из груши не вылилась и не смочила стенки защитных трубок (это приведет к дополнительным погрешностям).

Зимой, как и в станционном психрометре, термометр смачивается для того, чтобы корка льда на батисте растаяла.

После смачивания термометра заводят механизм аспиратора, который в момент отсчета должен работать на максимальных оборотах. Поэтому зимой за 4 мин до начала отсчета нужно произвести вторичный завод механизма.

Аспирационный психрометр является надежным прибором. Однако хорошие результаты с его помощью можно получить только при строгом соблюдении правил измерений.

При производстве отсчетов сначала следует быстро отсчитать десятые доли градуса по сухому и смоченному термометрам, записать результаты и только после этого уже отсчитать и записать целые гра-

дусы. При этом необходимо строго следить, чтобы во время отсчетов ветер дул по направлению от прибора к наблюдателю. Зимой при отрицательных температурах после отсчета необходимо убедиться в том, что находится на батисте термометра — лед или вода (как и для стационарного психрометра).

При сильном ветре скорость аспирации нарушается вследствие затруднения выброса воздуха из вентилятора. Чтобы исключить это, на аспиратор надевают с наветренной стороны (откуда дует ветер) особую ветровую защиту, прилагаемую к психрометру. Защиту следует обязательно надевать на вентилятор при скоростях ветра более 4 м/с.

Поскольку при вычислении влажности по аспирационному психрометру скорость обтекания воздуха около приемников термометров принимается равной 2 м/с, необходимо, чтобы скорость аспирации у резервуаров термометров была действительно близка к 2 м/с. Проверка скорости аспирации производится при выпуске психрометра. Однако со временем она может изменяться, поэтому не реже одного раза в месяц ее следует проверять следующим образом. Сначала полностью заводят пружину, затем устанавливают психрометр в вертикальном положении и наблюдают в окошечко появление метки на барабане. Когда метка на барабане совпадет с вертикальной риской на окошечке, отмечают время; после их вторичного совпадения определяют с точностью до одной секунды время одного оборота барабана и сравнивают его со временем, указанным в поверочном свидетельстве. Если оно отличается не больше чем на 5 с, то скорость вращения барабана можно считать достаточной.

Для правильной работы аспирационного психрометра необходимо следить за чистотой батиста и своевременно его менять. Повязка батиста на термометр всегда производится так же, как и для стационарного психрометра для зимнего времени, т. е. батист подрезается непосредственно под резервуаром термометра.

В целях предохранения покрытий оправы прибора от порчи рекомендуется психрометр всегда держать в футляре, предохранять от запотевания, механических повреждений. После наблюдений прибор следует протереть чистой тряпкой.

Измерения по волосному гигрометру. При каждом отсчете по волосному гигрометру необходимо проверить, не испытывает ли ось стрелки большого трения в цапфах. Для этого после отсчета отводят карандашом стрелку гигрометра немного влево (ослабляя волос) и проверяют, возвращается ли она в начальное положение. Конец стрелки должен перемещаться вдоль шкалы вблизи нее, но, не задевая ее.

Чистку оси гигрометра для устранения трения и промывку грязного волоса делают на станции. Для этого гигрометр снимается с установки. Рамка, на которой укреплен узел с дужкой, отвинчивается. Заостренными спичками, смоченными в керосине или спирте, протираются (вращением) отверстия для оси. Сами концы осп чистятся путем накалывания их в пробку.

Освобожденный таким же способом (но не открепленный с обоих концов) волос погружают на 20...30 мин в дистиллированную слегка подогретую воду, налитую в плоскую тарелку. Мягкой кисточкой осторожно проводят по волосу, снимая грязь. После этого волосу дают просохнуть при комнатной температуре. Аналогично промывают и пучок волос гигрографа, сняв его предварительно с крючка. Закрепив рамку и собрав прибор, устанавливают его в будку (лучше через сутки, чтобы волос постепенно вернулся к первоначальной длине).

Волосной гигрометр подвергается поверке на пригодность использования его в качестве измерительного прибора. Поверенный гигрометр снабжается поверочным свидетельством, в котором указывается только время поверки. Волосной гигрометр является относительным прибором, но в зимнее время при температурах ниже -10°C он является основным прибором для определения влажности воздуха. Чтобы получить действительную относительную влажность, необходимо в показания гигрометра ввести поправки, которые находят путем сравнения показаний гигрометра с показаниями психрометра в течение 1–1,5 месяцев до наступления устойчивых морозов. Эти поправки находят графическим методом. На специальном бланке-графике ТМ-9, на оси абсцисс которого нанесена шкала, начиная от 100%, для значений влажности по данным гигрометра, а на оси ординат — шкала для относительной влажности по данным психрометра, наносят точки, соответствующие значениям, полученным по психрометру и гигрометру одновременно. Если приборы исправны и измерения проводились правильно, точки располагаются в узкой полосе. Далее проводят среднюю линию, относительно которой точки располагаются по обе стороны равномерно. Пользуясь этим графиком, для любого показания гигрометра можно найти соответствующее значение относительной влажности. Более удобно пользоваться не графиком, а переводной таблицей, составленной на его основании. В крайнем левом столбце таблицы цифры соответствуют десяткам, а в верхней строке — единицам шкалы гигрометра. Остальные строки заполняют значениями относительной влажности, снятыми с кривой графика.

Иногда, при значительных отрицательных поправках, когда при больших значениях относительной влажности стрелка гигрометра вы-

ходит за пределы шкалы (за 100%), необходимо переводить стрелку. Гигрометр снимается с установки и вносится в помещение. При этом необходимо, чтобы влажность не была ниже 70%. Освободив контргайку, вращением гайки стрелку переводят влево на количество делений, определенных заранее (в зависимости от поправки гигрометра на влажности близкой к 100%). Затем опять зажимают гайку.

Все отсчеты по психрометрическим термометрам и гигрометру записываются в соответствующие строчки и графы книжек наблюдений. После этого с помощью «Психрометрических таблиц» вычисляются значения влажности воздуха: парциального давления водяного пара, относительной влажности, дефицита насыщения и точки росы. Найденные значения записываются в графы наблюдательных книжек. «Психрометрические таблицы» содержат все необходимые данные для вычисления параметров влажности, как по стационарному, так и по аспирационному психрометру и гигрометру.

4.8. Измерение атмосферных осадков и снежного покрова

Для измерения количества атмосферных осадков применяется в основном метод, заключающийся в измерении толщины слоя воды, который образовался бы на горизонтальной поверхности от выпавших осадков (или растаявшего снега) при условии отсутствия просачивания, стекания и испарения этих осадков.

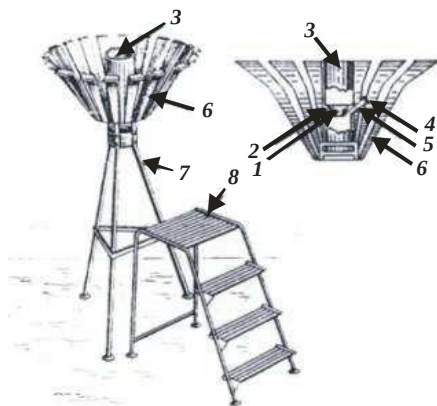


Рис. 4.10. Осадкомер Третьякова: 1 — воронка; 2 — диафрагма; 3 — ведро; 4 — колпачок; 5 — носик; 6 — планочная защита; 7 — подставка; 8 — лесенка

Атмосферные осадки в зависимости от их фазового состояния разделяются на следующие группы:

- 1) *жидкие* – дождь и роса;
- 2) *твердые* – снег, град, крупа, иней и гололед;
- 3) *смешанные* – одновременно из первой и второй группы.

Количество осадков измеряется с точностью до 0,1 мм высоты слоя воды (если осадки твердые, то их растаивают в теплом помещении). Вид осадков определяется визуально.

На ряде станций производится регистрация количества и скорости выпадения (интенсивности) жидких осадков с помощью плувиографа.

Измерение количества осадков. Для измерения количества выпадающих на горизонтальную поверхность жидких и твердых осадков применяются осадкомеры (рис. 4.10). Они состоят из двух специальных сменных ведер, с калиброванным сечением отверстия 200 см^2 , высотой 40 см и планочной защиты от ветра. Осадкомер устанавливается на столбе таким образом, чтобы верхний срез ведра был расположен на высоте 2 м.

Измерение количества осадков производится два раза в сутки независимо от того, выпадали осадки или нет. Затем вычисляется сумма осадков за сутки. Измерение заключается в том, что наблюдатель берет второе пустое ведро на станции и заменяет им стоящее на установке. Закрыв его крышкой, он приносит ведро осадкомера в помещение и измеряет количество осадков с помощью мерного стакана. Цена деления мерного стакана 2 см^3 , поэтому одно деление стакана соответствует 0,1 мм осадков ($2\text{ см}^3/200\text{ см}^2 = 0,01\text{ см}$), а стакан имеет сто делений

Осадкомер Третьякова О-1 состоит из сосуда для сбора осадков, ветровой защиты и мерного стакана. Ветровая защита предназначена для уменьшения завихрений, образующихся при ветре вокруг и внутри осадкомерного сосуда. Завихрения мешают свободному попаданию осадков в сосуд, что приводит к погрешности измерений (так называемый ветровой недоучет осадков). Количество осадков, попавших в сосуд, измеряют с помощью специального мерного стакана.

В комплект осадкомера входят два сменных ведра (осадкосборных сосуда), одна крышка к ведру, таган для установки ведра, планочная защита и два измерительных стакана. Ведро осадкомера металлическое, высотой 40 см, с приемным отверстием 200 см^2 . Верхний край ведра упрочен жестким кольцом, что обеспечивает сохранность формы и площади приемного отверстия. Осадкомер вмещает 3,8 л воды, что

соответствует 190 мм осадков (до сливного носика). Внутри ведра впаина диафрагма. Летом для уменьшения испарения осадков из ведра (еще одна погрешность измерения) в отверстие диафрагмы вставляется воронка с небольшим отверстием. Ведро имеет носик для слива собранных осадков, который закрывается колпачком. Ведро ставится в таган на выступы его ножек. Таган крепится болтами к столбу или подставке. Ветровая защита состоит из 16 трапециевидных изогнутых по определенному профилю планок, подвешенных за ушки на металлическом кольце, которое с помощью четырех (трех) кронштейнов крепится вместе с таганом к столбу. Планки расположены на равном расстоянии друг от друга и скреплены между собой цепочками. Такое крепление позволяет им колебаться от порывов ветра. Верхние края планок должны находиться в одной горизонтальной плоскости с приемной поверхностью осадкомера.

Измерительный стакан служит для измерения осадков, попавших в ведро осадкомера. Его шкала имеет 100 делений. Цена деления 2 см^3 , что при площади приемного отверстия 200 см^2 соответствует 0,1 мм слоя осадков.

Осадкомер устанавливается на метеорологической площадке на деревянном столбе или на металлической подставке так, чтобы приемная поверхность находилась на высоте 2 м над поверхностью земли. В районах, где высота снежного покрова бывает выше 1 м, для установки осадкомера на зимний период необходимо иметь второй столб на 1 м выше столба, используемого в обычных условиях. Осадкомер следует переставлять на запасной столб при высоте снежного покрова более 60 см. Необходимо следить также за тем, чтобы снег не задерживался на планках защиты осадкомера, что особенно часто случается при выпадении мокрого снега.

Измерения количества собранных осадкомером осадков (независимо от того, заметил наблюдатель их выпадение или нет) производятся в установленные сроки (в особо оговоренных случаях: при сухой погоде или сильнейших ливнях могут быть отступления от этих правил). В срок наблюдения наблюдатель приносит из помещения станции пустое ведро, закрытое крышкой (во избежание попадания в него осадков), и заменяет им ведро, стоящее на тагане осадкомера. Затем с вновь установленного (пока пустого) ведра снимает крышку и закрывает ею снятое ведро с осадками. Измерение собранных осадков производится, как правило, в помещении. Через носик ведра воду сливают в измерительный стакан, установленный на горизонтальную поверхность (на столе) и по положению уровня (мениска) воды относительно его шкалы отсчитывают число делений стакана с осадками,

округляя до целых делений. Если количество воды меньше половины первого деления стакана или если их в сосуде совсем не оказалось, хотя они наблюдались, то количество осадков считают равным нулю, однако учитывают, что осадки в этот день были, но в малых количествах. Если уровень воды окажется точно на середине первого деления, то отмечают одно деление. Если осадков окажется больше 100 делений, измерение следует производить частями, каждый раз записывая результат, а затем подсчитать и записать сумму (для контроля в скобках записывают число измерений).

Если осадки твердые или смешанные, то измерения производят только после того, как они полностью растают. Ускорять таяние нагревом ведра запрещается — это приводит к погрешности из-за испарения части осадков.

Если к моменту передачи данных об осадках твердые осадки не растаяли, то их количество можно определить путем взвешивания на весах с точностью 1–2 г или с помощью весов снегомера. Поэтому каждое ведро должно быть заранее взвешено (и его масса нанесена краской на сосуде), и масса каждого ведра периодически проверяется. Полученное количество осадков включается в телеграмму. Однако после того как осадки растаяли, их количество обязательно измеряется стаканом осадкомера. Полученные таким образом данные записываются в книжку КМ-1. Сумму осадков за 12 ч или за сутки вычисляют как сумму результатов измерений за все сроки.

При измерениях количества осадков с помощью осадкомера еще возникает погрешность за счет неучета смачивания ведра жидкими осадками (или растаявшими твердыми) и частично испарения осадков из ведра. Поэтому к результатам измерений в каждый срок вводят инструментальную поправку: для твердых осадков, выпавших в количестве 0,1 мм и более, поправка — +0,1 мм; для жидких и смешанных осадков до 0,5 деления — поправка +0,1 мм; 0,1 мм и более — поправка +0,2 мм.

Количество осадков записывается в книжку КМ-1 в соответствующую строку. В первой из трех граф указывается целое число делений измерительного стакана; если осадков было менее 0,5 первого деления, записывается 0; если при наблюдениях за атмосферными явлениями было отмечено выпадение осадков, а в осадкомере осадков не оказалось, из сосуда не вылилось ни капли, то в первой графе делается прочерк, а в графе «Примечание» записывается «Осадков в сосуде не обнаружено». В первой же графе через дробь указывается количество осадков в мм. Во второй графе записывается поправка на смачивание (если в первой графе имеются прочерки или стоят нули при твердых

осадках, то во второй делается прочерк); в третьей — исправленное количество осадков (в случае прочерка во второй графе количество записывается 0,0 мм).

Осадкомер суммарный М-70 (рис. 4.11) предназначен для сбора и последующего измерения количества осадков, выпавших в течение длительного времени. Максимально измеряемое количество осадков 1500 мм. Масса прибора 120 кг.



Рис. 4.11. Осадкомер суммарный: 1 — ветровая защита; 2 — труба; 3 — окно с задвижкой; 4 и 5 — верхняя и нижняя части водосборного сосуда; 6 — подставка

Осадкомер состоит из приемного цилиндра-трубы (площадь приемного отверстия 500 см^2), пластиночной ветровой защиты, резервуара (водосборного сосуда) и основания (подставки).

Приемный цилиндр имеет калиброванное отверстие, через которое осадки свободно попадают в осадкосборник. Верхняя часть приемного цилиндра окружена свободно подвешенной к стойкам конусообразной ветровой защитой (верхний ее край находится в одной горизонтальной плоскости с краем приемного цилиндра). Приемный цилиндр закреплен в отверстии резервуара на фланце. Резервуар состоит из двух соединяющихся между собой частей: верхней съемной и нижней конусообразной. Основание осадкомера (подставка) состоит из металлических стоек. Верхняя часть резервуара имеет окно, плотно

закрывающееся задвижкой. Оно служит для извлечения осадков при измерении.

Для предохранения собранных осадков, когда они находятся в жидком состоянии, от испарения в осадкомер наливают некоторое количество минерального масла. Осадкомер устанавливается на подставке так, чтобы верхний край приемной части осадкомера находился на высоте 2 м от поверхности почвы (снега).

В установленные сроки производят измерение осадков. Для этого с помощью паяльной лампы или костра подогревают нижнюю часть сосуда, если в нем имеются твердые осадки, до полного их таяния. Если имеется возможность, лед следует осторожно разбить, собрать в какой-либо сосуд и растопить. Затем открывают задвижку окна и с помощью резинового шланга (или резиновой груши с длинным наконечником) переливают воду в запасной сосуд, а затем измеряют осадки с помощью измерительного стакана. При измерении нужно исключить попавшее в измерительный стакан вместе с осадками масло.

После измерений осадкомер подготавливают для сбора осадков до следующего измерения. В осадкосборный сосуд наливают масло (вместо слитого с осадками) и закрывают задвижку окна.

Регистрация интенсивности осадков. Непрерывная регистрация осадков позволяет определить их количество и интенсивность за любой промежуток времени. Применяемый на сети пловииограф может регистрировать только жидкие осадки.

Количество осадков регистрируется с точностью $\pm 0,1$ мм, а время — ± 1 мин (что при последующей обработке дает возможность вычислять интенсивность осадков до $0,01$ мм/мин за интервал 10 мин).

Пловииограф П-2 (рис. 4.12) смонтирован в металлическом кожухе 3 цилиндрической формы. Приемником осадков служит сосуд 2 с приемной площадью 500 см². Конусообразное дно обращено вниз вершиной и имеет несколько отверстий для стока воды. К дну припаяна сливная трубка, которая вставляется в воронку трубки 4, идущей от поплавковой камеры 8, укрепленной винтом на плате 10. Внутри камеры находится металлический поплавок с вертикальным стержнем, выходящим через крышку камеры и пропущенным через Г-образный кронштейн (укреплен на крышке). На стержне с помощью колодки закреплена стрелка, оканчивающаяся пером 7. Сбоку камеры 8 имеется трубка, в которую с помощью медной гильзы вставляется стеклянный сифон 11 для слива осадков.

На крышке поплавковой камеры 8 укреплен механизм принудительного слива 5. Он обеспечивает начало слива воды строго при

определенном уровне заполнения камеры независимо от интенсивности выпадения осадков.

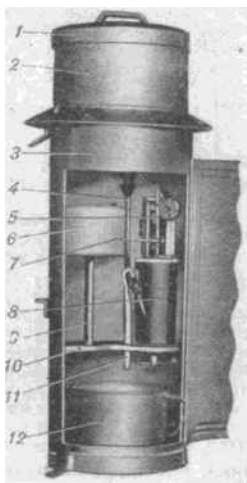


Рис. 4.12. Плювиограф П-2: 1 — крышка; 2 — приемный сосуд; 3 — кожух; 4 — трубка с воронкой; 5 — механизм принудительного слива; 6 — барабан часового механизма; 7 — перо; 8 — поплавковая камера; 9 — стойка; 10 — плата; 11 — сифон; 12 — водосборный сосуд

На плате 10 укреплена стойка 9 с осью для часового механизма с барабаном 6. На дне кожуха устанавливается сосуд 12, в который через сифон сливаются осадки из камеры 8.

Осадки, попавшие в сосуд 2, стекают по сливной трубке цилиндрического сосуда и попадают в камеру 8. Поплавок, находящийся в ней, поднимается. Перо, поднимаемое поплавком, чертит на ленте, надетой на барабан, кривую, угол наклона которой тем больше, чем интенсивнее осадки. Когда вода в поплавковой камере достигнет определенного уровня, должен начаться ее слив из камеры. Для повышения надежности слива в плювиографе П-2 применяется механизм принудительного слива. В момент достижения заданного уровня воды в поплавковой камере автоматически начинает действовать механизм принудительного слива, ударом погружая поплавок и резко этим повышая уровень воды в камере, что обеспечивает полное заполнение сифона и быстрый слив воды из камеры.

Плювиограф устанавливается на метеорологической площадке на деревянном столбе или металлической подставке с таким расчетом,

чтобы верхний край прибора находился на высоте 2 м над поверхностью земли. Сначала устанавливается корпус (кожух) с приемником осадков. Верхний край приемника осадков должен быть в строго горизонтальном положении. Корпус укрепляется с помощью трех проводочных оттяжек.

Сборку регистрирующей части прибора надо производить в следующем порядке.

1. Установить поплавковую камеру так, чтобы воронка трубки 4 находилась точно под нижним концом сливной трубки приемного сосуда, и с помощью специального винта снизу накрепко привинтить ее к плате.

2. Подготовить к работе механизм принудительного слива.

3. Вставить сифонную трубку в боковую трубку поплавковой камеры так, чтобы металлическая гильза сифона плотно вошла в трубку, а упорная муфта сифона дошла до гайки трубки, и зажать ее гайкой с кольцевой резиновой прокладкой.

4. Надеть ленту на барабан часового механизма, завести механизм и установить его на часовую ось. При установке механизма на ось соблюдать осторожность в момент сцепления ведущей трубки с зубчатым колесом. Наполнить перо чернилами и придвинуть с помощью арретира стрелку с пером к ленте.

Надежность работы регистрирующего устройства плювиографа проверяется регулярно. Для этого в приемный сосуд наливают чистую воду и делают искусственный слив через сифон. После слива перо должно опуститься до нулевого деления на ленте с точностью $\pm 0,5$ деления (т. е. 0.1 мм осадков). Отклонение стрелки от нулевого деления более чем на 0,5 деления устраняют перемещением стрелки по оси поплавки. Затем медленно наливают воду в приемный сосуд (в объеме 100 делений измерительного стакана) и следят за движением пера. Если стержень поплавка не движется плавно, следует проверить, находится ли стойка кронштейна в строго вертикальном положении, а также очистить направляющую отверстия и стержень от загрязнения. При подходе пера к верхнему делению ленты воду льют каплями.

При совпадении пера с 50-м делением ленты (что соответствует 10 мм осадков) должен сработать механизм принудительного слива. Если слив происходит при положении пера ниже или выше 50-го деления, следует изменить положение упорного винта, ограничивающего норму заполнения поплавковой камеры.

Если вода через сифон не сливается полностью, то в этом случае или сифон загрязнен, или в него попал воздух. Попадание в сифон воздуха обусловлено тем, что медная гильза недостаточно плотно входит

в боковую трубку или между гильзой и стеклянной трубкой сифона имеется зазор. Чтобы гильза плотно держалась в боковой трубке, нужно заменить положенную под зажимающую гайку резиновую или кожаную прокладку. Зазоры между гильзой и стеклянной трубкой заливаются сургучом или другой затвердевающей замазкой.

Если сифон загрязнен, его нужно вынуть из поплавковой камеры, промыть мыльной, а затем чистой водой.

Слив исправно работающего плювиографа должен продолжаться примерно 17–20 с, при этом перо должно прочерчивать на ленте вертикальную линию (параллельную часовым линиям).

Отклонение линии слива в сторону может быть вызвано:

- загрязнением или неправильным изгибом трубки сифона;
- неправильным наложением ленты;
- невертикальным положением оси *барабана* или поддерживающей его стойки.

Для устранения наклона необходимо ослабить винт, крепящий поплавковую камеру, подложить с одной стороны тонкую металлическую пластинку и закрепить винт.

Если перо при продолжительном отсутствии осадков начинает опускаться ниже нулевой линии, в приемный сосуд следует подлить небольшое количество воды.

Если после окончания дождя перо не дошло до линии, обозначенной числом 10 (но находится не ниже линии, оцифрованной 7), т. е. естественный слив не произошел, то в ближайший срок наблюдений (не дожидаясь срока смены ленты) следует сделать искусственный слив. Для этого нужно медленно доливать воду из измерительного стакана в приемный сосуд до тех пор, пока не начнет действовать сифон. После слива на лицевой стороне ленты данного дня следует записать количество долитой воды и время. При искусственном сливе перо ленты не отводится.

Наблюдения за снежным покровом. Эти наблюдения включают в себя измерения высоты снежного покрова, плотности снега, определения запаса содержащейся в нем воды, степени покрытия в окрестности станции поверхности почвы снегом, характера залегания и структуры снежного покрова, состояния поверхности почвы под снегом.

Высоту снежного покрова измеряют с помощью снегомерных реек, плотность снега — с помощью снегомера, запас воды в снеге вычисляют либо измеряют с помощью специальных приборов. Остальные наблюдения производят визуально.

Различают следующие основные виды наблюдений за снежным покровом: ежедневные, ландшафтно-маршрутные снегомерные съемки, специальные снегомерные съемки.

Ежедневные наблюдения за снежным покровом ведутся с момента его образования до момента полного исчезновения. Степень покрытия снежным покровом поверхности земли, характер его залегания и структуру снега определяют визуально путем осмотра окрестности станции с одного и того же возвышенного места вблизи метеорологической площадки. Степень покрытия оценивается по 10-балльной шкале (0,1 видимой окрестности принимается равной 1 баллу). В период, когда снегом покрыто более половины видимой окрестности, ежедневно оценивают характер залегания снежного покрова: равномерный без сугробов, неравномерный (небольшие сугробы), очень неравномерный (большие сугробы), а также состояние поверхности почвы: замерзшая, талая, состояние не известно.

При определении структуры снега отмечается 10 характеристик (видов) свежего и старого снега, а также наста (корок).

Результаты наблюдений заносятся в соответствующие графы книжки КМ-1. Степень покрытия окрестности заносится в баллах (от 0 до 10). Структура и характер залегания снежного покрова записывается словами и цифрами кода КН-01. Если снежный покров отсутствует, данная графа не заполняется.

Высота покрова измеряется ежедневно по трем постоянным снегомерным рейкам, установленным в середине площадки в вершинах треугольника со стороны около 10 м.

Стационарная снегомерная рейка М-103 — гладко обструганный брусоч, изготовленный из сухого дерева, длиной 180 см (или 130 см), сечением 6×2,5 см, с ценой деления 1 см и оцифровкой через 10 см. Рейка окрашена белой масляной или эмалевой краской и на лицевой стороне имеет шкалу в сантиметрах. Деления шкалы рейки (через одно) окрашены черной краской.

В районах, где высота снежного покрова достигает 2–3 м, рейки необходимо наращивать по мере увеличения высоты снежного покрова. Постоянные снегомерные рейки устанавливаются осенью до образования снежного покрова. В месте установки рейки в землю вбивают деревянный заостренный (или металлический) брусоч длиной 40–60 см, на котором имеется ступенька. К бруску привинчивают (прикрепляют) стандартную снегомерную рейку. При установке нулевое деление рейки должно совмещаться с поверхностью почвы. Отсчеты по рейке делают с одной и той же точки, находясь на расстоянии 3–5 шагов, чтобы не нарушать состояние снежного покрова около рейки.

При измерении следует учитывать, что под воздействием ветра около самой рейки часто образуется углубление в снегу, поэтому при отсчете следует наклоняться очень близко к поверхности снежного покрова. Отсчеты делают с точностью до 1 см. Данные по каждой рейке записываются в книжку КМ-1. Высота снежного покрова вычисляется как средняя из отсчетов по трем рейкам.

Снегомерные съемки производятся на основных элементах ландшафта: поле, лес и балка (овраг, лог). Первоначальный маршрут снегомерных съемок определяется совместно со специалистом ГМЦ (гидрометеорологического центра), а при замене участка — самим начальником станции. Все участки могут быть удалены от станции не более чем на 5 км. На всех участках для измерения плотности снега в каждой из точек берется только одна проба; первое определение плотности производится при первом измерении высоты снежного покрова; при высоте снежного покрова менее 5 см плотность не определяется.

Длина полевого маршрута составляет 2000 или 1000 м. Маршрут протяженностью 2000 м устанавливается в лесостепных районах со всхолмленным рельефом, а также при наличии больших открытых участков. На таком маршруте высота снежного покрова измеряется через каждые 20 м, а плотность снега — через 200 м (всего 100 измерений высоты и 10 определений плотности). В лесных районах и в районах с ровным рельефом (на полях среди лесов) определяется длина маршрута 1000 м. В том случае, если станция (по программе агрометеорологических наблюдений) выполняет снегомерные съемки на поле с зимующей культурой, а полевой маршрут установлен для нее в 2000 м, то снегомерки проводятся на двух маршрутах по 1000 м каждый: один из маршрутов является постоянным, а второй ежегодно прокладывается на поле с зимующей культурой.

На постоянном маршруте длиной 1000 м высоту снежного покрова измеряют через каждые 20 м, а плотность — через 100 м (всего 50 измерений высоты и 10 определений плотности). В случае снегомерных съемок на поле с зимующей культурой высота снежного покрова измеряется через каждые 10 м, а плотность — через 100 м (всего 100 измерений высоты и 10 определений плотности).

В лесу, где длина маршрута равна 500 м, измеряется высота через каждые 10 м, а плотность — через 100 м (всего 50 измерений высоты и 5 определений плотности). В балках (оврагах, логах) снегомерки производятся только по специальному заданию. При этом высота снежного покрова измеряется по 2–5 поперечникам общей длиной не менее 500 м. При ширине балки менее 100 м расстояние между поперечниками должно составлять 100 м. В более широких оврагах рас-

стояние между поперечниками должно быть не менее его ширины. Высота снежного покрова от бровки до бровки (измерения следует начинать не доходя 10 м до бровки и заканчивать его в 10 м за бровкой) измеряется через 5 м. При ширине оврага более 200 м высота снежного покрова измеряется через каждые 10 м. Плотность снежного покрова в балках (оврагах, логах) не определяется.

Полевые снегомерные маршруты должны прокладываться по характерному для окружающей местности рельефу. При выборе маршрута на поле с зимующей культурой нужно учитывать, чтобы маршрут пересекал типичные для поля формы рельефа. Если часть маршрута не является характерной для окружающей местности, то она исключается из измерений. В этом случае длина постоянного маршрута соответственно увеличивается. Необходимо предусматривать, чтобы снегомерный маршрут был прямым. В исключительных случаях допускается прокладка маршрута в виде ломаной линии с тупыми углами. Полевые снегомерные маршруты должны располагаться на расстоянии не менее 0,5 км от линий железных дорог и окраин населенных пунктов с промышленными объектами. Прокладывание снегомерного маршрута по льду озер, рек и других водоемов, а также на местности, недоступной в периоды весеннего половодья, и на поле аэродрома не разрешается.

Лесные маршруты в районах с большими лесными массивами должны начинаться в лесу на расстоянии не менее 100 м от края леса (кустарника) и проходить в глубь леса. Маршруты должны прокладываться в виде прямой или ломаной линии по наиболее характерному для данного района участку леса. При малых размерах лесного участка прокладываются две линии общей протяженностью 500 м. Обе проходят в лесу: первая — на расстоянии не менее 100 м от границы с полем, вторая — параллельно первой, глубже в лес, в 25–50 м от нее. Лесные маршруты можно прокладывать не только в естественном лесу, но и среди искусственных древесных насаждений (большой фруктовый сад или парк).

Балка (овраг, лог), выбранная для снегомерных съемок, должна быть типичной для этого района, шириной более 30 м, но менее 400 м. Снегомерные маршруты должны быть закреплены на местности метками (вехами, столбами, металлическими трубами, засечками на отдельных деревьях), а также иметь глазомерную съемку и описания маршрутов и окрестностей в радиусе 5 км.

Снегомерные съемки в поле и лесу начинают производить с момента, когда покрытие снегом определяется в 6 баллов и более, и прекращают, когда снегом покрыто менее половины участка (видимой

окрестности), а в балках — с начала снеготаяния. Если в день, назначенный для проведения снегосъемки, наблюдаются очень сильный снегопад, густой туман или очень низкая температура в сочетании с сильным ветром, то снегосъемки переносятся на следующий день.

Снегосъемку проводят рано утром, чтобы закончить ее зимой до наступления темноты, а весной — до начала интенсивного таяния снега днем. Сроки проведения (частота, даты) снегосъемок устанавливаются индивидуально для каждой станции (поста). Обычно на станциях они проводятся еженедельно, а в период максимума снегозапасов и снеготаяния — 1 раз в 5 дней.

При маршрутных съемках для измерения высоты снежного покрова используют *переносную снегомерную рейку М-104*. Она представляет собой деревянный брусок длиной 180 см, сечением 4×2 см, со шкалой с ценой деления 1 см и оцифровкой через 10 см. На ее нижнем конце имеется железный наконечник, нижний заостренный край которого совпадает с нулем шкалы. Переносные рейки изготавливают также из дюралевых трубок.

Для определения высоты снежного покрова переносную рейку погружают заостренным концом вертикально в снег, при этом она должна дойти до поверхности почвы, но не углубляться в нее (не должна также пробиваться покрывающая почву ледяная корка).

Для измерения плотности служат снегомеры.

Походный весовой снегомер ВС-43 (рис. 4.13) состоит из снегозаборника, весов и лопатки.

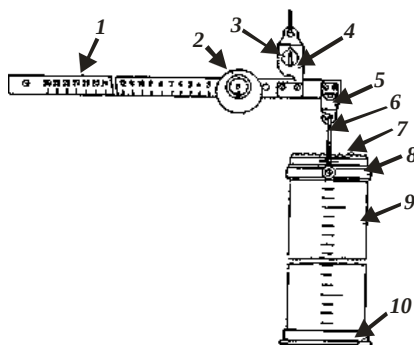


Рис. 4.13. Снегомер весовой: 1 — рейка коромысла; 2 — передвижной груз; 3 — стрелка; 4 — подвес; 5 — крюк; 6 — дужка; 7 — утолщение с режущей кромкой; 8 — передвижное кольцо; 9 — цилиндр; 10 — крышка

Снегозаборник состоит из металлического цилиндра, который с одного конца закрывается крышкой 10, а с другого оканчивается кольцевым утолщением 7 с пилообразной режущей кромкой. Вдоль цилиндра нанесена шкала с делениями от нуля, совпадающего с режущей кромкой кольца 7, до 50 см. Высота цилиндра 60 см, площадь его внутреннего поперечного сечения 50 см². На цилиндре находится свободно передвигающееся кольцо 8 с дужкой 6, за которую заборник подвешивается к весам.

Весы состоят из рейки коромысла со шкалой с ценой деления 5 г. К рейке прикреплены две призмы: одна ребром опирается на подвес 4, имеющий кольцо, за которое удерживаются весы при взвешивании; снегозаборник подвешивается к крюку 5, опирающемуся на вторую призму. Для уравнивания весов служит свободно передвигающийся по рейке 1 груз 2, через отверстие которого видна шкала. На нижней скошенной кромке отверстия имеется риска, служащая указателем для отсчета по шкале весов при их уравнивании. Равновесие весов определяется по совпадению стрелки 3, укрепленной на рейке 1, с вершиной узкой верхней части окошка подвеса 4. Контроль нуля весов осуществляется при уравнивании их снегозаборником с пустым цилиндром.

Измерения на маршруте с помощью снегомера производят в следующем порядке. Проверяют показания весов при взвешивании пустого снегозаборника (эти показания с обратным знаком принимают за поправку при дальнейшем взвешивании). Снимают снегозаборник и отвесно погружают его режущей кромкой в снег до соприкосновения его нижнего края с поверхностью почвы. Отсчитывают высоту снежного покрова по шкале цилиндра. Лопаточкой счищают снег с одной стороны заборника, аккуратно подсовывают ее под его режущий край так, чтобы весь снег, заключенный в цилиндре, остался там. Не отнимая лопатки, вынимают заборник и переворачивают его кромкой вверх.

Очищают заборник от приставшего снаружи снега, подвешивают его к крюку весов (став спиной к ветру) и, держа в руке весы за кольцо, взвешивают заборник со снегом, для чего уравнивают цилиндр со снегом и отсчитывают деление шкалы весов. Результат записывают. В тех случаях, когда снежный покров выше 60 см, весь столб снега вырезают последовательно в несколько приемов. Если на почве имеется вода или снег, насыщенный водой, то цилиндр снегомера не должен захватывать этот слой. Пробу не берут, если высота снежного покрова меньше 5 см в радиусе 5 м от очередной точки или в

этом месте имеется только снег, насыщенный водой, только талая вода или только ледяная притертая корка (либо все это вместе).

После взятия пробы снегомером (до ее взвешивания) в этой же точке измеряется толщина слоя талой воды, снега, насыщенного водой, притертой ледяной корки. Первые два вида определения можно делать снегомерной рейкой или лопаточкой снегомера (с точностью до 1 см), а толщина ледяной корки должна измеряться (после того, как она пробита рейкой или зубилом) линейкой (с точностью до 1 мм).

Состояние почвы под снежным покровом (талая, мерзлая) оцениваются визуально в каждой точке определения плотности. Характер залегания снежного покрова на маршруте и характер самого снега оценивается визуально и записывается словами и в цифрах кода КН-01.

Данные наблюдений за снежным покровом во время снегосъемок записываются в книжку КМ-5. Значения высоты снежного покрова записываются в книжку подряд, каждое в отдельной клеточке, с точностью до 1 см. Результаты наблюдений на поле с зимующей культурой записываются в книжку КСХ-2. При каждом измерении плотности снега записывают значения, полученные по шкале цилиндра и по линейке весов. Плотность снега g вычисляется путем деления массы пробы на ее объем $g = 5m/(50h) = m/(10 h)$, где m — отсчет по линейке весов, h — отсчет по шкале цилиндра.

ГЛАВА 5. БАРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ

Распределение атмосферного давления называют *барическим полем*. Атмосферное давление есть величина скалярная: в каждой точке атмосферы характеризуется одним числовым значением, выраженным в гектопаскалях (гПа) или в миллиметрах ртутного столба. Следовательно, и барическое поле есть скалярное поле. Как всякое скалярное поле, его можно наглядно представить в пространстве поверхностями равных значений данного скаляра, а на плоскости — линиями равных значений. В случае барического поля это будут изобарические поверхности и изобары. Можно представить так, что вся атмосфера пронизана семейством изобарических поверхностей, огибающих Земной шар. Эти поверхности пересекаются с поверхностями уровня под очень малыми углами, порядка угловых минут. В пересечении с каждой поверхностью уровня, в том числе с уровнем моря, изобарические поверхности образуют на ней изобары.

Изобарическая поверхность со значением 1000 гПа проходит вблизи уровня моря. Изобарическая поверхность 700 гПа располагается на высотах, близких к 3 км ; изобарическая поверхность 500 гПа — на высотах, близких к 5 км . Изобарические поверхности 300 и 200 гПа располагаются соответственно на высотах около 9 и около 12 км , т. е. вблизи тропопаузы; поверхность 100 гПа — около 16 км . Пересекаясь с поверхностями уровня, каждая изобарическая поверхность в разных своих точках в каждый момент находится на различных высотах над уровнем моря. Например, изобарическая поверхность 500 гПа может располагаться над одной частью Европы на высоте около 6000 м , а над другой частью Европы — на высоте около 5000 м . Это зависит, во-первых, от того, что и на уровне моря давление в каждый момент в разных местах разное; во-вторых, от того, что средняя температура атмосферного столба в разных местах также различна.

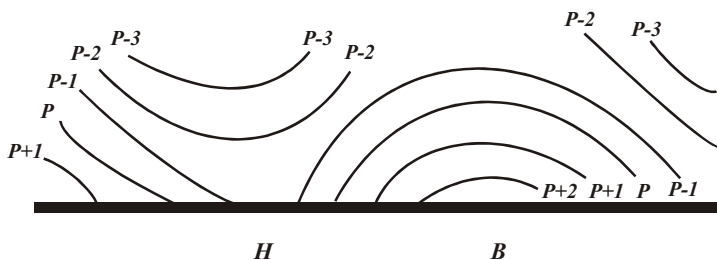


Рис. 5.1. Изобарические поверхности в циклоне (Н) и антициклоне (В), вертикальный разрез

Карты барической топографии. Пространственное распределение атмосферного давления непрерывно меняется с течением времени. Это значит, что непрерывно меняется расположение изобарических поверхностей в атмосфере. Чтобы следить за изменениями барического и термического полей, в практике службы погоды по аэрологическим наблюдениям ежедневно составляют карты топографии изобарических поверхностей — карты барической топографии. а карту абсолютной барической топографии наносят высоты определенной изобарической поверхности над уровнем моря на разных станциях в определенный момент времени. Точки с равными высотами соединяют линиями равных высот — изогипсами (абсолютными изогипсами). По изогипсам можно судить о распределении давления в тех слоях атмосферы, в которых располагается данная изобарическая поверхность.

В атмосфере всегда существуют области, в которых давление повышено или понижено по сравнению с окружающими областями. Фактически вся атмосфера состоит из таких областей повышенного или пониженного давления, расположение которых все время меняется. При этом в областях пониженного давления — циклонах или депрессиях — давление на каждом уровне самое низкое в центре области, а к периферии растет. Давление, кроме того, всегда понижается с высотой; поэтому изобарические поверхности в циклоне прогнуты в виде воронок, снижаясь от периферии к центру (рис. 5.1).

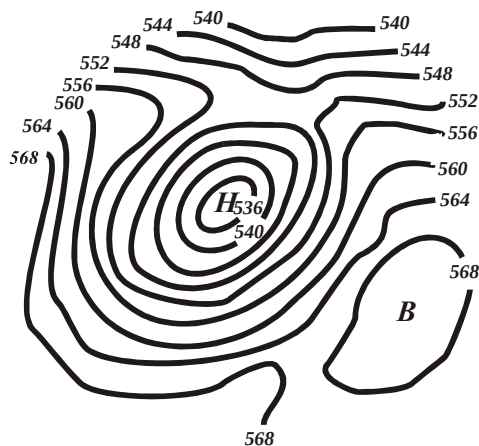


Рис. 5.2. Циклон (Н) и антициклон (В) на карте абсолютной топографии барической поверхности 500 гПа

Следовательно, на карте абсолютной топографии в центре циклона будут находиться изогипсы с меньшими значениями высоты, а на периферии — с большими значениями (рис. 5.2). В области повышенного давления — антициклоне, напротив, на каждом уровне в центре будет наивысшее давление; поэтому изобарические поверхности в антициклоне будут иметь форму куполов, и на карте абсолютной барической топографии в центре антициклона мы найдем изогипсы с наивысшими значениями.

Составляют еще карты относительной барической топографии. На такую карту наносят высоты определенной изобарической поверхности, но отсчитанные не от уровня моря (как на картах абсолютной барической топографии), а от другой, лежащей ниже изобарической поверхности. Например, можно составить карту высот поверхности 500 гПа над поверхностью 1000 гПа (ОТ–500/1000).

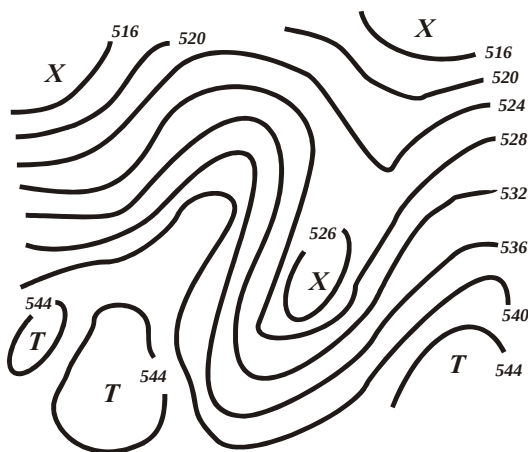


Рис. 4.3. Области тепла (Т) и холода (Х) на карте относительной топографии изобарической поверхности 500 гПа над поверхностью 1000 гПа

Такие высоты называются относительными, а проведенные по ним изогипсы — относительными изогипсами. Относительная высота одной изобарической поверхности над другой зависит от средней температуры воздуха между этими двумя поверхностями (рис. 4.3). Но барическая ступень, т. е. расстояние между двумя уровнями с давлением, различающимся на единицу, и есть относительная высота одной изобарической поверхности над другой. Отсюда следует, что по рас-

В службе погоды карты абсолютной топографии обычно составляются для изобарических поверхностей 1000, 850, 700, 500, 300, 200, 100, 50, 25 *гПа*, а карты относительной топографии — для поверхности 500 над 1000 *гПа*.

Каждая изобара является следом пересечения какой-то изобарической поверхности с уровнем моря. На карте, охватывающей тот или иной географический район, можно для любого момента времени провести целое семейство изобар (рис. 5.4). Проводят их обычно так, что каждая изобара отличается по величине давления от соседних изобар на 5 гПа .

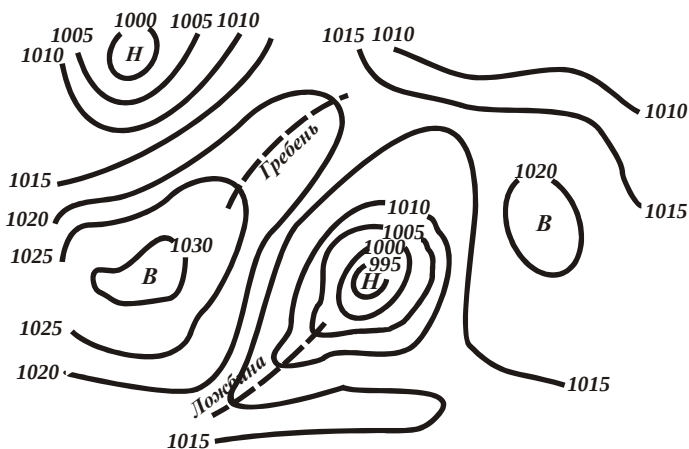


Рис. 5.4. Изобары на уровне моря ($гПа$). Н — циклон, В — антициклон

187

ния барического поля. В практике службы погоды не применяются отдельные карты изобар. Составляют комплексные синоптические карты, на которые, кроме величины давления на уровне моря, наносят и другие метеорологические элементы по наземным наблюдениям. На этих картах и проводят изобары. В климатологии применяются карты изобар для уровня моря, составленные по многолетним средним данным.

Горизонтальный барический градиент. Точно выразить, как меняется атмосферное давление в горизонтальном направлении, можно с помощью так называемого *горизонтального барического градиента*, или горизонтального градиента давления. Горизонтальным градиентом давления называют изменение давления на единицу расстояния в горизонтальной плоскости (точнее, на поверхности уровня). Расстояние берется по тому направлению, в котором давление убывает сильнее, а таким направлением наиболее сильного изменения давления является направление по нормали к изобаре в этой точке.

Таким образом, горизонтальный барический градиент есть вектор, направление которого совпадает с направлением нормали к изобаре в сторону уменьшения давления, а числовое значение равно производной от давления по этому направлению. Обозначим этот вектор символом — ∇p , а числовую его величину $-dp/dn$, где n — направление нормали к изобаре.

Как всякий вектор, горизонтальный барический градиент можно графически представить стрелкой; в данном случае стрелкой, направленной по нормали к изобаре в сторону убывания давления. При этом длина стрелки должна быть пропорциональна числовой величине градиента.

Горизонтальный барический градиент является горизонтальной составляющей полного барического градиента. Полный барический градиент можно разложить на вертикальную и горизонтальную составляющие, или на вертикальный и горизонтальный градиенты. Можно разложить его и на три составляющие по осям прямоугольных координат X, Y, Z . Давление меняется с высотой гораздо сильнее, чем в горизонтальном направлении. Поэтому вертикальный барический градиент в десятки тысяч раз больше горизонтального. Он уравнивается или почти уравнивается направленной противоположно ему силой тяжести, как это вытекает из основного уравнения статики атмосферы. На горизонтальное движение воздуха вертикальный барический градиент не влияет.

Барические системы. Области пониженного и повышенного давления, на которые постоянно расчленяется барическое поле атмо-

сферы, называют барическими системами (рис. 5.5). Барические системы основных типов — циклон и антициклон — на приземных синоптических картах обрисовываются замкнутыми concentрическими изобарами неправильной, в общем округлой или овальной формы.

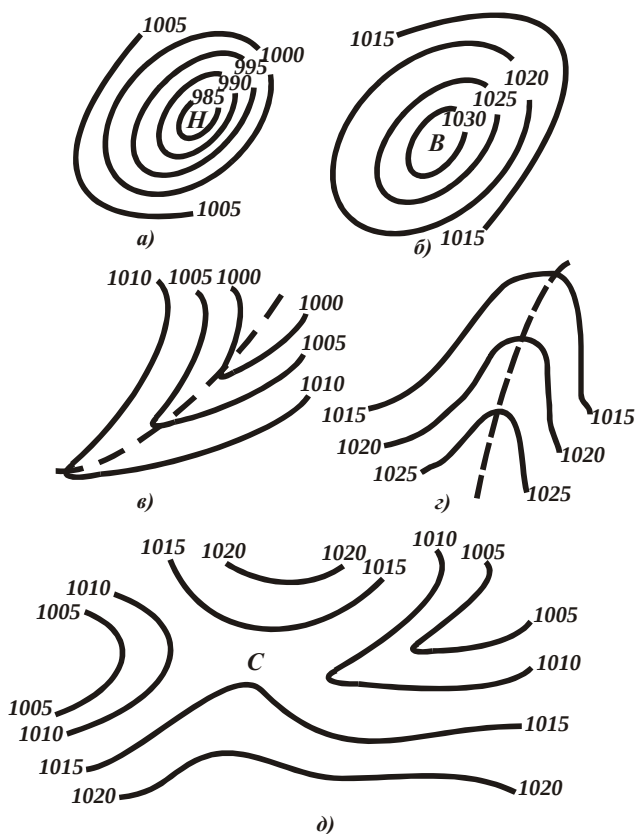


Рис. 5.5. Изобары на уровне моря в различных типах барических систем. а — циклон, б — антициклон, в — ложбина, г — гребень, д — седловина

При этом в центре циклона давление ниже, чем на периферии, а в центре антициклона — выше, чем на периферии. Горизонтальные барические градиенты в циклоне направлены от периферии к центру, а в антициклоне — от центра к периферии. Размеры циклонов и антици-

клонов очень велики; их поперечники измеряются тысячами километров (в так называемых тропических циклонах — сотнями километров).

Кроме описанных барических систем с замкнутыми изобарами, различают еще барические системы с незамкнутыми изобарами. К ним относятся *ложбина* (пониженного давления) и *гребень* (повышенного давления). Ложбина — это полоса пониженного давления между двумя областями повышенного давления. Изобары в ней либо близки к параллельным прямым, либо имеют вид латинской буквы V (в последнем случае ложбина является вытянутой периферийной частью циклона). Центра в ложбине нет, но есть ось, т. е. линия, на которой давление имеет минимальное значение или (если изобары имеют вид буквы V) на которой изобары резко меняют направление. Барические градиенты в ложбине направлены от периферии к оси. Гребень представляет собой полосу повышенного давления между двумя областями пониженного давления. Изобары в гребне либо напоминают параллельные прямые, либо имеют форму латинской буквы U. В последнем случае гребень является периферийной частью антициклона. Гребень имеет ось, на которой давление максимальное, или изобары сравнительно резко меняют направление. Барические градиенты в гребне направлены от оси к периферии.

Различают еще седловину — участок барического поля между двумя циклонами (или ложбинами) и двумя антициклонами (или гребнями), расположенными крест-накрест. Изобарические поверхности в седловине имеют характерную форму седла: они поднимаются в направлении к антициклонам и опускаются в направлении к циклонам. Точка в центре седловины называется точкой седловины.

Линии тока. Ветер, как всякий вектор, можно изобразить стрелкой, причем длина стрелки должна характеризовать числовую величину скорости, а направление — то направление, куда ветер дует. Например, в случае северо-восточного ветра стрелка должна быть направлена на юго-запад.

Пространственное распределение ветра, стало быть, является векторным полем. Его можно представить графически разными способами. Наиболее наглядно поле ветра представляется с помощью линий тока, аналогичных, например, силовым линиям в магнитном поле. В каждой точке поля, в которой ветер известен, его наносят стрелкой, имеющей то направление, куда дует ветер. Затем на карте проводят линии тока так, чтобы направление ветра в каждой точке поля совпадало с направлением касательной к линии тока, проходящей через эту точку. Линии тока проводят тем ближе друг к другу, чем больше скорость ветра в данном участке поля. Таким образом, на карте полу-

чается система линий тока (рис. 5.6), при первом взгляде на которую можно заключить, как именно течет воздух в данной области в данный момент.

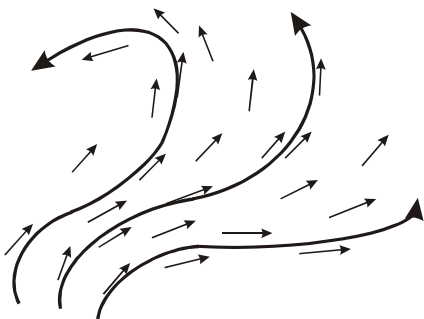


Рис. 5.6. Линии тока

Нужно помнить, что линии тока для определенного срока наблюдений представляют собой именно моментальный снимок с поля ветра.

Не следует смешивать их с траекториями воздушных частиц. Дело в том, что с течением времени поле ветра изменяется и, стало быть, меняется распределение линий тока. Каждая воздушная частица за некоторое время проделывает свой путь в меняющемся поле ветра, и поэтому ее путь не совпадает с линиями тока, построенными для одного определенного момента. Только если поле ветра установившееся, т. е. если с течением времени распределение скоростей в поле не меняется, линии тока и траектории воздушных частиц будут совпадать. Для этого необходимо, чтобы и барическое поле с течением времени не менялось.

Линии тока можно строить и для средних условий, например по преобладающим направлениям ветра или по равнодействующим ветра за многолетний период.

В некоторых местах на карте линии тока сближаются, сходятся, в некоторых — расходятся. Бывает, что линии тока сходятся в одной точке — точке сходимости, как бы вливаясь в нее с разных сторон, или, наоборот, они расходятся по всем направлениям от одной точки — точки расходимости. Бывают и такие случаи, когда линии тока вливаются в одну линию — линию сходимости — или, напротив, расходятся от одной линии — линии расходимости (рис. 5.7).

Сходимость линий тока должна сопровождаться восходящим движением стекающего воздуха, а расходимость, напротив, нисхо-

дящим движением растекающегося воздуха. Сходимость или расходимость может быть присуща полю ветра в силу распределения давления. Частично линии тока могут сходиться или расходиться вследствие влияния трения на движущийся воздух (см. дальше). Кроме того, сходимость или расходимость может быть связана с топографией или орографией подстилающей поверхности. Если воздух течет по суживающемуся руслу, например между горными хребтами, линии тока сходятся; если по расширяющемуся руслу — расходятся.

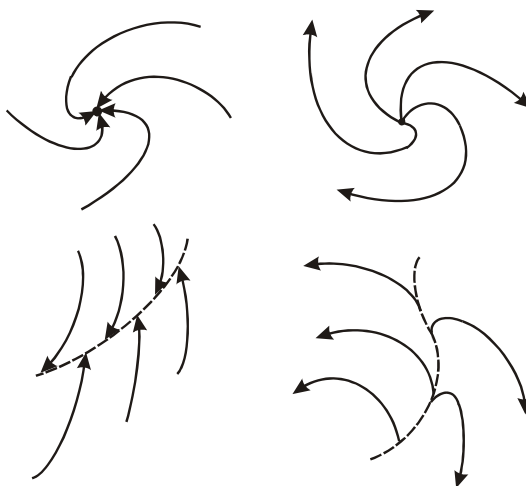


Рис. 5.7. Точки и линии сходимости и расходимости

Влияние препятствий на ветер. Всякое препятствие, стоящее на пути ветра, будет как-то на него влиять, возмущать поле ветра. Такие препятствия могут быть и крупномасштабными, как горные хребты, и мелкомасштабными, как здания, деревья, лесные полосы и т. д. Прежде всего препятствие отклоняет воздушное течение: оно должно либо обтекать препятствие с боков, либо перетекать через него сверху. При этом горизонтальное обтекание происходит в большей степени. Перетекание происходит тем легче, чем неустойчивее стратификация воздуха, т. е. чем больше вертикальные градиенты температуры в атмосфере. Перетекание воздуха через препятствия приводит к очень важным следствиям, таким, как увеличение облаков и осадков на наветренном склоне горы при восходящем движении воздуха и, наоборот, рассеяние облачности на подветренном склоне при нисходящем движении.

Обтекая препятствие, ветер перед ним ослабевает, но с боковых сторон усиливается, особенно у выступов препятствий (углы зданий, мысы береговой линии и пр.). Линии тока в таких местах сгущаются. За препятствием скорость ветра уменьшается, там имеется ветровая тень.

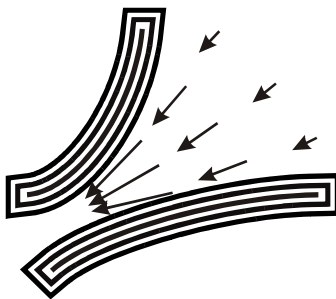


Рис. 5.8. Орографическое усиление ветра

Очень существенно усиливается ветер, попадая в суживающееся орографическое ложе, например между двумя горными хребтами. При продвижении воздушного потока его поперечное сечение уменьшается, а так как сквозь уменьшающееся сечение должно пройти столько же воздуха, то скорость возрастает (рис. 5.8). Этим объясняются сильные ветры в некоторых районах, например, северные ветры во Владивостоке сильнее, чем в районах, расположенных севернее его. Тем же объясняется и усиление ветра в проливах между высокими островами и даже на городских улицах.

Перед препятствием и за ним иногда создаются так называемые наветренные и подветренные вихри.

Влияние полезащитных лесных полос на микроклиматические условия полей связано, в первую очередь, с тем ослаблением ветра в приземных слоях воздуха, которое создают лесные полосы. Воздух перетекает поверх лесной полосы, и, кроме того, его скорость ослабевает при просачивании сквозь просветы в полосе. Поэтому непосредственно за полосой скорость ветра резко ослаблена. На более далеком расстоянии за полосой скорость ветра увеличивается. Однако первоначальная, неослабленная скорость ветра восстанавливается только на расстоянии, равном 40–50-кратной высоте деревьев полосы, если полоса ажурная (не сплошная). Влияние сплошной полосы распространяется на расстояние, равное 20–30-кратной высоте деревьев и меньше.

5.1. Силы, действующие при движении воздуха. Геоострофический и градиентный ветер

Если бы на воздух действовала только сила барического градиента, то движение воздуха под действием этой силы было бы равномерно ускоренным. Хотя ускорение, сообщаемое воздуху силой градиента, невелико, при более или менее длительном действии этой силы воздух получил бы очень большие и притом неограниченно растущие скорости. В действительности этого не бывает. Воздух движется, как правило, со скоростью порядка нескольких метров и, очень редко, нескольких десятков метров в секунду, причем обычно скорость ветра мало меняется в течение длительного времени. Это значит, что, кроме силы градиента, на движущийся воздух действуют другие силы, более или менее уравновешивающие силу градиента.

Отклоняющая сила вращения Земли. Тело, движущееся во вращающейся системе координат, получает относительно этой системы так называемое поворотное ускорение, или ускорение Кориолиса, направленное под прямым углом к скорости. Таким образом, поворотное ускорение не меняет величину скорости, а только меняет направление движения.

Под вращающейся системой координат будем понимать поверхность вращающейся Земли, а под телом — воздух. На вращающейся Земле поворотное ускорение (здесь и дальше речь идет о его горизонтальной составляющей) направлено в северном полушарии вправо от скорости, в южном — влево.

Поворотное ускорение объясняется не тем, что есть какая-то внешняя сила, отклоняющая воздух от первоначального направления движения. На самом деле воздух стремится сохранить по инерции свое первоначальное направление движения, но не относительно вращающейся Земли, а относительно мирового пространства, относительно неподвижной системы координат. Система же координат, связанная с земной поверхностью, поворачивается под движущимся воздухом в процессе суточного вращения Земли. Таким образом, не воздух отклоняется от первоначального направления относительно Земли, а Земля с ее параллелями и меридианами поворачивается под движущимся воздухом в противоположную сторону.

Поворотное ускорение на Земле имеет величину $A = 2\omega \sin \varphi V$, где ω есть угловая скорость вращения Земли, φ — географическая широта и V — скорость движения (ветра). Повторим, что речь идет только о горизонтальной составляющей поворотного ускорения.

Условно можно назвать поворотное ускорение *отклоняющей силой вращения Земли* (отнесенной к единице массы) или *силой Кориолиса*. Отклоняющая сила вращения Земли обращается в нуль у экватора и имеет наибольшую величину на полюсе. Она также пропорциональна скорости ветра V и обращается в нуль при скорости, равной нулю. Если тело неподвижно, то никакого ускорения относительно Земли оно получить не может. Направлена отклоняющая сила под прямым углом к скорости, вправо в северном полушарии и влево в южном.

Геострофический ветер. Простейший вид движения воздуха, который можно представить теоретически, — это прямолинейное равномерное движение без трения. Такое движение при отклоняющей силе, отличной от нуля, называется *геострофическим ветром*.

При геострофическом ветре, кроме движущей силы градиента $G = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn}$, на воздух действует еще и отклоняющая сила вращения

Земли $A = 2\omega \sin \varphi V$. Поскольку движение предполагается равномерным, обе силы уравниваются, т. е. равны по величине и направлены взаимно противоположно. Отклоняющая сила вращения Земли в северном полушарии направлена под прямым углом к скорости движения вправо. Отсюда следует, что сила градиента, равная ей по величине, должна быть направлена под прямым углом к скорости влево. А так как под прямым углом к градиенту лежит изобара, то это значит, что геострофический ветер дует вдоль изобар, оставляя низкое давление слева (рис. 5.9).

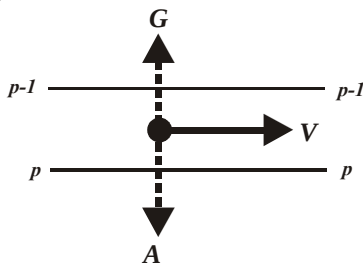


Рис. 5.9. Геострофический ветер. G — сила барического градиента, A — отклоняющая сила вращения Земли, V — скорость ветра

В южном полушарии, где отклоняющая сила вращения Земли направлена влево, геострофический ветер должен дуть, оставляя низкое давление справа. Скорость геострофического ветра легко найти,

написав условие равновесия действующих сил, т. е. приравняв их сумму нулю. Получим

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} + 2\omega \sin \varphi V_G = 0, \quad (5.1)$$

откуда, решив уравнение, найдем для скорости геострофического ветра

$$V_G = \frac{1}{2\omega \rho \sin \varphi} \frac{\partial p}{\partial n}, \quad (5.2)$$

Это значит, что скорость геострофического ветра прямо пропорциональна величине самого барического градиента. Чем больше градиент, т. е. чем гуще проходят изобары, тем сильнее ветер.

Ветер у земной поверхности всегда более или менее отличается от геострофического ветра и по скорости, и по направлению. Это происходит потому, что у земной поверхности достаточно велика сила трения, которая для геострофического ветра предполагается равной нулю. Но в свободной атмосфере, примерно начиная с 1000 м, действительный ветер уже очень близок к геострофическому, т. е. дует приблизительно по изобарам со скоростью, определяемой формулой (5.2). Сила трения на этой высоте и на более высоких уровнях так мала, что ею можно пренебречь. Кривизна траекторий воздуха в большинстве случаев там также мала, т. е. движение воздуха близко к прямолинейному. Наконец, хотя действительный ветер, как правило, не является вполне равномерным движением, все же ускорения в атмосфере обычно невелики.

В действительности ветер в свободной атмосфере все-таки отклоняется от изобар в ту или иную сторону, но на очень небольшой угол, порядка нескольких градусов. Скорость его, хотя и близка к скорости геострофического ветра, но не в точности равна ей. Тем не менее близость действительного ветра в свободной атмосфере к геострофическому ветру дает важную возможность с достаточным приближением определять скорость и направление действительного ветра на высотах по распределению давления.

Градиентный ветер. Если движение воздуха происходит без действия силы трения, но криволинейно, то это значит, что, кроме силы градиента и отклоняющей силы вращения Земли, появляется еще *центробежная сила*, выражающаяся как $C = V^2/r$, где V — скорость, а r — радиус кривизны траектории движущегося воздуха. Направлена центробежная сила по радиусу кривизны в сторону выпуклости траектории.

Тогда в случае равномерного движения должны уравновешиваться уже три силы, действующие на воздух, — градиента, отклоняющая и центробежная.

Допустим, что траектории движения являются окружностями (рис. 5.10, 5.11). Скорость в любой точке траектории направлена по касательной к окружности в этой точке, отклоняющая сила — под прямым углом к скорости, стало быть, по радиусу окружности вправо (в северном полушарии). Центробежная сила также направлена по радиусу кривизны круговой траектории всегда в сторону ее выпуклости. Сила градиента должна уравновешивать геометрическую сумму этих двух сил и лежать на одной прямой с ними, т. е. на радиусе окружности. Это значит, что и барический градиент направлен под прямым углом к скорости. Поскольку под прямым углом к градиенту лежит касательная к изобаре, то, стало быть, ветер направлен по изобаре.

Такой теоретический случай равномерного движения воздуха по круговым траекториям без влияния трения называют *градиентным ветром*. Из изложенного видно, что траектории в случае градиентного ветра совпадают с изобарами. Градиентный ветер, так же как и геострофический, направлен по изобарам, в этом случае уже не прямолинейным, а круговым.

В понятие градиентного ветра часто включают также и геострофический ветер как предельный случай градиентного ветра при радиусе кривизны изобар, равном бесконечности.

Градиентный ветер в циклоне и антициклоне. Для градиентного ветра возможны два случая.

1. В барической системе с концентрическими круговыми изобарами градиенты направлены по радиусам от периферии к центру (рис. 5.10). Это значит, что в центре системы давление самое низкое, а к периферии оно растет. Такая барическая система с самым низким давлением в центре и с концентрическими круговыми изобарами представляет собой простейший вид циклона. Центробежная сила в циклоне направлена всегда наружу, в сторону выпуклости траектории (изобары), т. е. в данном случае против силы градиента.

Как правило, центробежная сила в действительных атмосферных условиях меньше силы градиента. Поэтому для равновесия действующих сил нужно, чтобы отклоняющая сила вращения Земли была направлена так же, как и центробежная, и чтобы вместе они уравновешивали силу градиента. Это значит, что отклоняющая сила должна быть направлена также наружу, от центра циклона. Скорость же ветра должна отклоняться на прямой угол от отклоняющей силы, в северном полушарии влево. Стало быть, ветер будет дуть по круговым изобарам

циклона против часовой стрелки, отклоняясь от барического градиента вправо.

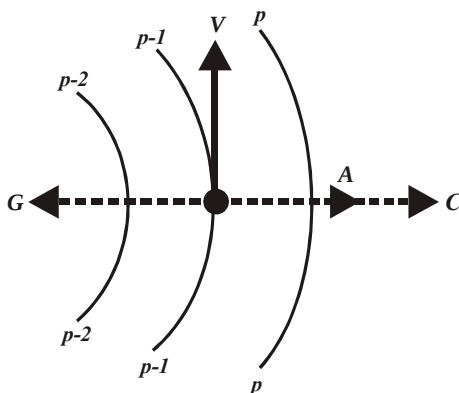


Рис. 5.10. Градиентный ветер в циклоне. G — сила барического градиента, A — отклоняющая сила вращения Земли, C — центробежная сила, V — скорость ветра

2. В центре барической системы давление самое высокое, к периферии оно убывает (рис. 5.11). Следовательно, барические градиенты направлены от центра к периферии. Это случай области высокого давления, антициклона. Центробежная сила и в антициклоне направлена наружу, в сторону выпуклости изобар, стало быть, одинаково с силой градиента. Отсюда следует, что отклоняющая сила вращения Земли должна быть направлена внутрь антициклона, чтобы уравновесить две одинаково направленные силы — градиента и центробежную. А если отклоняющая сила направлена к центру, то скорость, отклоняющаяся от нее на прямой угол влево (в северном полушарии), должна быть направлена так, чтобы ветер дул по круговым изобарам антициклона по часовой стрелке.

В обоих случаях, как и в случае геострофического ветра, скорость градиентного ветра отклоняется от барического градиента вправо. Но это только в северном полушарии. В южном полушарии, где отклоняющая сила вращения Земли направлена влево от скорости, градиентный ветер будет отклоняться от градиента влево. Поэтому для южного полушария воздух по изобарам в циклоне движется по часовой стрелке, а в антициклоне — против часовой стрелки.

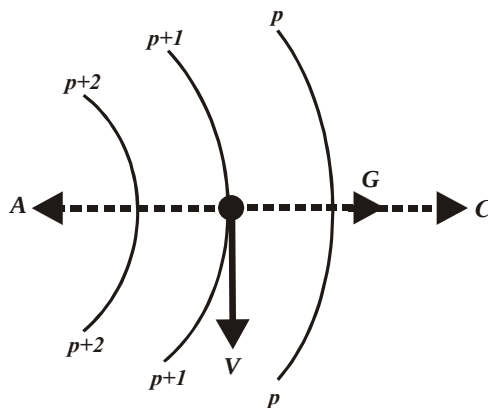


Рис. 5.11. Градиентный ветер в антициклоне

Действительный ветер в циклонах и антициклонах в свободной атмосфере близок к градиентному ветру еще более, чем к геострофическому. Но в слоях, близких к земной поверхности, действительный ветер вследствие трения сильно отличается и от того, и от другого.

Сила трения. Трение в атмосфере является силой, которая сообщает уже существующему движению воздуха отрицательное ускорение, т. е. замедляет движение, а также меняет его направление.

В первом приближении силу трения в атмосфере можно считать направленной противоположно скорости. Сила трения наиболее велика у самой земной поверхности. С высотой она убывает и на уровне около 1000 м становится незначительной по сравнению с другими силами, действующими на движение воздуха. Поэтому начиная с этой высоты ею можно пренебречь. Высота, на которой сила трения практически исчезает (от 500 до 1500 м, в среднем около 1000 м), называется *уровнем трения*. Нижний слой тропосферы, от земной поверхности до уровня трения, называется *слоем трения* или планетарным пограничным слоем.

Сила трения в этом слое вызывается тем, что воздух течет над шероховатой земной поверхностью, и скорость воздушных частиц, непосредственно соприкасающихся с земной поверхностью, замедляется. Частицы с уменьшенной скоростью в процессе турбулентного обмена передаются в вышележащие слои, а сверху взамен их поступают частицы с большей скоростью, которые, в свою очередь, замедляются при соприкосновении с земной поверхностью. Таким образом,

вследствие турбулентности уменьшение скорости передается вверх на более или менее мощный слой атмосферы. Это и будет слой трения.

При неустойчивой стратификации атмосферы в дополнение к динамической турбулентности развивается термическая турбулентность — конвекция, особенно сильно перемешивающая воздух по вертикали. В результате при неустойчивой стратификации (что над сушей особенно часто бывает летом) замедляющее влияние трения распространяется на более мощный слой воздуха и уровень трения располагается выше, чем при устойчивой стратификации (особенно частой зимою). Но зато у земной поверхности влияние трения на скорость и направление ветра при неустойчивой стратификации будет меньше, чем при устойчивой.

Влияние трения на скорость и направление ветра. Сила трения уменьшает скорость ветра, а также влияет на его направление.

Представим себе равномерное прямолинейное движение воздуха при наличии силы трения. Это значит, что должны уравновешиваться три силы: градиента, отклоняющая и трения (рис. 5.12). Так как сила трения направлена противоположно скорости, то она не лежит на одной прямой с отклоняющей силой вращения Земли. Поэтому и сила градиента, уравнивающая сумму двух остальных сил, не может лежать на одной прямой с отклоняющей силой.

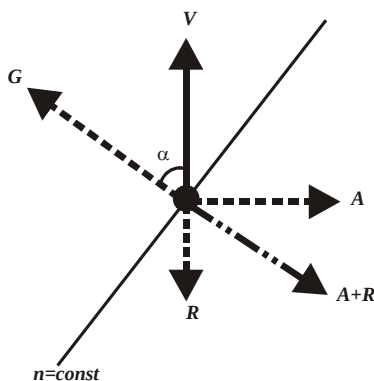


Рис. 5.12. Геострофический ветер (равномерное прямолинейное движение воздуха при наличии силы трения). G — сила барического градиента, A — отклоняющая сила вращения Земли, R — сила трения, V — скорость ветра

Как видно из рис. 5.12, она будет составлять со скоростью ветра не прямой, а острый угол. Иными словами, скорость ветра будет на-

правлена не по изобарам. Она будет пересекать изобары, отклоняясь при этом от градиента вправо (в северном полушарии), но составляя с ним некоторый угол меньше прямого.

В циклоне, где градиенты направлены от периферии к центру, ветер имеет составляющую, направленную к центру. Она присоединяется к составляющей, направленной по изобарам против часовой стрелки. Поэтому в нижних слоях циклона ветер будет дуть против часовой стрелки, втекая от периферии к центру. В антициклоне же составляющая по изобарам будет направлена по часовой стрелке, и к ней присоединяется составляющая, направленная по градиенту наружу, от центра антициклона к периферии. Ветер в нижних слоях антициклона будет дуть по часовой стрелке, одновременно вынося воздух изнутри антициклона к периферии.

Проведя линии тока в нижних слоях циклона, мы увидим, что они представляют собой спирали, закручивающиеся против часовой стрелки и сходящиеся к центру циклона. Центр циклона будет для линий тока точкой сходимости. В нижних слоях антициклона линии тока представляют собой спирали, расходящиеся по часовой стрелке от центра антициклона. Последний будет для линий тока точкой расходимости (рис. 5.13).

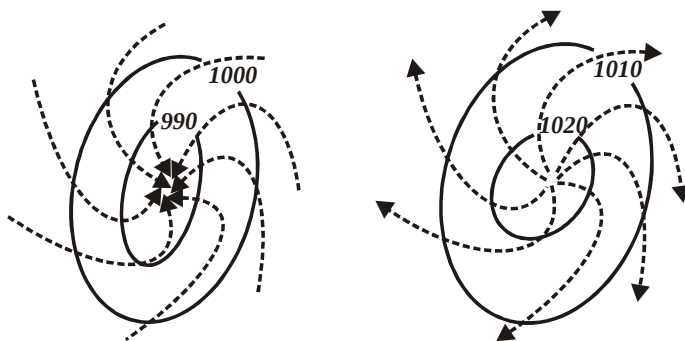


Рис. 5.13. Изобары (сплошные кривые) и линии тока (прерывистые кривые) в нижних слоях циклона (слева) и антициклона (справа)

Понятно, что в южном полушарии спиралеобразные линии тока будут направлены в циклоне по часовой стрелке и в антициклоне против часовой стрелки. Но составляющая скорости ветра, нормальная к изобарам, будет и там в циклоне направлена внутрь, а в антициклоне наружу.

5.2. Воздушные массы и фронты

Анализ состояния атмосферы на больших пространствах показывает, что атмосфера неоднородна по физическому состоянию не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении. Эта неоднородность наиболее резко выражена в тропосфере, где сильнее всего проявляется влияние неоднородности земной поверхности. Различное нагревание и охлаждение воздуха над разными участками земной поверхности, неодинаковое ее увлажнение, разнородные движения и турбулентность — все это определяет различия в свойствах воздуха. Однако в атмосфере всегда имеются достаточно большие по объему области с относительно однородными условиями погоды, характеризующиеся определенными общими физическими свойствами. Характерные размеры таких областей в горизонтальном направлении составляют тысячи километров, в то время как в вертикальном — они равны единицам километров, хотя нередко распространяются и на всю толщу тропосферы. Такие однородные объемы атмосферного воздуха называются *воздушными массами*. Последние непрерывно перемещаются по земной поверхности, длительно сохраняя свои свойства. Со сменой воздушных масс связаны все наиболее резкие неперiodические изменения погоды в любом пункте (районе).

Разнородные воздушные массы соприкасаются одна с другой, и между ними возникают сравнительно узкие переходные так называемые *фронтальные зоны*, на протяжении которых ряд метеовеличин (температура, влажность, ветер) испытывает значительные изменения. Ширина фронтальных зон, не превышающих вообще нескольких сотен километров, часто бывает настолько небольшой, а изменения метеорологических величин в ней настолько резкими, что ее можно рассматривать как поверхность раздела двух соприкасающихся воздушных масс. В этом случае ее называют фронтальной поверхностью, или фронтом.

Фронтальные поверхности располагаются под некоторым углом к горизонтальной, и линии их пересечения с поверхностью земли носят название *линий фронта*. При переходе через эту линию (точнее, узкую полосу) имеет место резкое скачкообразное изменение ряда метеовеличин.

Выявление и изучение свойств воздушных масс и фронтов производится с помощью синоптических карт. Метод пространственного изучения физических свойств атмосферы и процессов, совершающихся в ней с помощью таких карт, называется *синоптическим методом*.

Опыт работы с синоптическими картами показывает, что в атмосфере происходит непрерывное перемещение различных по своим свойствам воздушных масс. Воздушные массы, поступающие в любой данный район, имеют различные свойства в зависимости от того, в каких географических условиях они сформировались и над какой подстилающей поверхностью проходили перед поступлением в данный район. В связи с этим введено понятие очага формирования воздушных масс. Действительно, если некоторая масса воздуха длительное время задерживается, например, над ледяными полями Арктики, то она приобретает там одни свойства, если же она находится в субтропиках над открытым океаном — другие.

Согласно географической классификации выделяют следующие географические типы воздушных масс:

- арктического воздуха (АВ), формирующегося в Арктическом бассейне и примыкающих к нему частях материков (в основном за полярным кругом);
- воздуха умеренных широт (УВ), или полярного воздуха (ПВ);
- тропического воздуха (ТВ), формирующегося в тропических и субтропических областях, а летом частично и в южных частях умеренной зоны над континентами. Каждый из этих типов, в свою очередь, разделяется на морской и континентальный воздух в зависимости от того, где формируется;
- экваториального воздуха (ЭВ), переходящего из одного полушария в другое.

Вместе с тем, каждая воздушная масса, начав перемещаться от места своего формирования, подвергается воздействию подстилающей поверхности тех районов, над которыми она проходит, и поэтому все время меняет свои свойства. В любой момент времени воздушная масса находится на определенной стадии своего развития, в результате чего ее физические свойства, которыми она обладала в некоторый начальный момент времени, могут коренным образом изменяться — трансформироваться. Отсюда следует, что географическая классификация воздушных масс является недостаточной и неполной.

Воздушные массы классифицируют по их термодинамическим свойствам. Наиболее общим является разделение воздушных масс на теплые и холодные. Массу называют теплой (холодной), если она теплее (холоднее) массы, расположенной по соседству с ней. Эти воздушные массы оказываются обычно теплее (холоднее) и подстилающей поверхности. Тогда их называют соответственно устойчивыми (неустойчивыми) массами воздуха в связи с характерной для них температурной стратификацией.

При движении воздушных масс в атмосфере перемещаются и поверхности раздела между ними — фронты. По особенностям перемещения линии фронта отмечают два основных типа фронтов:

1) теплые фронты, перемещающиеся в сторону холодной воздушной массы. Теплый воздух при этом обычно совершает восходящее движение вдоль клина холодного воздуха, отступающего перед наступающим теплым воздухом.

2) холодные фронты, перемещающиеся в сторону теплой воздушной массы. В этом случае холодный воздух как бы подтекает под теплый, оттесняя последний.

Выделяют основные, или главные фронты и вторичные фронты. Первые имеют большое протяжение и, исходя из географической классификации воздушных масс, к ним можно отнести:

- арктический — между арктическим и полярным воздухом;
- полярный — между полярным (умеренным) и тропическим воздухом.

Раздел между тропическим и экваториальным воздухом не является фронтом, а представляет зону сходимости (конвергенции) воздушных течений.

Вторичные фронты имеют гораздо меньшее протяжение и обычно разделяют разнородные части воздушной массы одного типа.

В атмосфере при эволюции циклонов возникают и более сложные, комплексные фронты, образующиеся путем смыкания холодного и теплого фронтов. Это фронты *окклюзии*.

Фронтальная поверхность всегда располагается под малым углом к горизонтальной поверхности. Это является необходимым следствием того, что под влиянием отклоняющей силы вращения Земли равновесное состояние двух воздушных масс, обладающих различной температурой, возможно лишь в том случае, когда они движутся относительно друг друга, будучи разделенными наклонной поверхностью раздела.

5.3. Методы измерения атмосферного давления

Одной из важных метеорологических величин, определяемых при метеорологических наблюдениях, является атмосферное давление. Кроме абсолютного значения атмосферного давления на метеорологических станциях определяют значение и характеристику барометрической тенденции. Значение тенденции определяют по изменению давления за 3 ч между сроками наблюдений, а ее характеристику — по виду кривой регистрации за эти 3 ч. Значения и характери-

стика барометрической тенденции используются при прогнозировании атмосферных процессов.

В метеорологии атмосферное давление измеряется главным образом с помощью ртутных барометров. Кроме того, для измерений используются деформационные барометры разных типов (барометры-анероиды). Различают три типа ртутных барометров: чашечные, сифонно-чашечные и сифонные. В последнее время в автоматических станциях стали применяться компенсационные барометры, в которых изменение атмосферного давления уравнивается весом груза, перемещаемого по плечу рычага. Завершается разработка частотных барометров, в которых атмосферное давление определяют по собственной частоте колебаний резонатора. Эти барометры позволяют обеспечить наряду с высокой точностью измерений еще и экологическую чистоту и безопасность измерения давления, поскольку в их устройстве не используется ртуть, являющаяся серьезным загрязняющим элементом.

Метод, базирующийся на измерении веса. Этот метод основан на измерении веса столба жидкости, которая уравнивает вес вертикального столба атмосферы, т. е. давление атмосферы. На этом принципе работают ртутные барометры.

Если трубку длиной 900 мм, запаянную с одного конца, наполнить ртутью, а другой ее конец опустить в чашку (сосуд) с ртутью, то вытечет только то количество ртути, которое не уравнивается атмосферным давлением. Таким образом, если трубка находится в вертикальном положении в ней останется столб ртути, уравниваемый атмосферным давлением.

Если трубка в достаточной степени вакуумирована, т. е. давление $P_0 \leq 10^{-2} \text{ Па}$, то давление, оказываемое ртутным столбом высотой H , равно атмосферному

$$H\rho g = P_a$$

где ρ — плотность ртути, g — ускорение свободного падения, P_a — атмосферное давление.

Таким образом, измерение атмосферного давления ртутными барометрами предусматривает точное измерение высоты ртутного столба над поверхностью ртути в чашке (сосуде). Точное измерение высоты ртутного столба (до миллиметра) привело к тому, что в практику измерения атмосферного давления прочно вошла единица измерения «миллиметры ртутного столба», которая используется в России и в настоящее время несмотря на то, что по Международной системе единиц атмосферное давление должно выражаться в паскалях ($1 \text{ Па} = 1 \text{ Н/м}^2$). При измерениях атмосферного давления в метеорологических

целях, например, на аэродромах, принято выражать его в гектопаскалях ($1 \text{ гПа} = 100 \text{ Па}$). Это объясняется тем, что $1 \text{ гПа} = 1 \text{ мбар}$ (миллибар — единица, которая ранее использовалась для измерения давления и широко применялась в метеорологии).

В стандартных атмосферных условиях столб ртути, имеющий действительную высоту шкалы 760 мм (мм рт. ст.), оказывает давление, равное $1013,250 \text{ гПа}$, следовательно, $1 \text{ гПа} = 0,750062 \text{ мм рт. ст.}$, а $1 \text{ мм рт. ст.} = 1,333324 \text{ гПа}$.

Шкалы ртутных барометров должны быть проградуированы таким образом, чтобы получались истинные значения атмосферного давления непосредственно в принятых единицах измерения при стандартной температуре 0°C и ускорении свободного падения, равном $9,80665 \text{ м/с}^2$.

Метод, базирующийся на измерении деформации. Мембрана из эластичного материала будет деформироваться, если давление на одной ее стороне будет больше, чем на другой. На практике используются запаянная металлическая коробка или несколько коробок (бароблок), сильфон, полностью или частично вакуумированные, с сильной металлической пружиной для предотвращения разрушения коробки под воздействием внешнего атмосферного давления. Для измерения деформации под воздействием разности давления внутренней и внешней среды коробки используются механические и электрические средства.

На основе деформационного принципа с применением механических средств измерения сконструированы широко известные барометры–анероиды. Барометры–анероиды имеют недостаточно высокую стабильность измерения атмосферного давления во времени вследствие гистерезиса и нуждаются в частой калибровке.

Резонансный метод. В настоящее время применяются датчики давления, в которые входят тонкостенные цилиндры из никелевого сплава, находящиеся в вакууме. Опорная резонансная частота этих цилиндров изменяется в зависимости от разницы давления внутри цилиндра, которое представляет собой атмосферное давление, и вне цилиндра, сохраняющегося в вакууме.

Все большее распространение получают датчики абсолютного давления, в которых используется кварцевый кристаллический элемент. Оказываемое через гофрированные мембраны на поверхность кристалла давление вызывает силу сжатия, воздействующую на кристалл. Вследствие пьезоэлектрических свойств кристалла при воздействии давления изменяется баланс активного моста Уитстона. Баланс

сирование моста позволяет обеспечить точное определение давления. Датчики давления такого типа не подвержены гистерезису.

Гипсометрический метод. Гипсометрический метод определения атмосферного давления основан на зависимости температуры кипения жидкости от давления.

Жидкость начинает кипеть при температуре, при которой парциальное давление ее паров равно внешнему давлению на поверхности этой жидкости. В качестве жидкости при измерении давления гипсотермометром используется дистиллированная вода. Зная температуру кипящей воды, можно по специальным таблицам найти парциальное давление пара, а поскольку оно равно внешнему давлению, то, следовательно, и атмосферное давление.

Этот метод измерения атмосферного давления применяется редко (в экспедициях, на речных или морских судах).

Приборы для измерения атмосферного давления. Если стеклянную трубку длиной 90 см, запаянную с одного конца, заполнить ртутью, затем прикрыть ее отверстие, опрокинуть и опустить незапаянным концом в чашку с ртутью, то после открытия отверстия трубки из нее выльется только часть ртути. Оставшийся столб ртути высотой H будет определяться атмосферным давлением P_a , т.е. давление внутри трубки P уравнивает атмосферное давление P_a : $P = P_a$ или $H_{pg} = P_a$.

Таким образом, измеряя H при известных ρ и g , определяется атмосферное давление в данной точке. Так как g зависит от высоты и широты места (но постоянна для каждой фиксированной точки), а ρ — плотность ртути — от температуры, то очевидно, что в отсчеты H нужно вводить поправки на температуру, высоту и широту, а также инструментальную поправку. Таким образом, если барометр находится в одной точке (станция), то к его показаниям вводятся три поправки: 1) на приведение показаний барометра к 0°C — температурная поправка; 2) инструментальная поправка; 3) поправка для приведения показаний барометра к нормальному ускорению силы тяжести ($g = 980,665 \text{ см/с}^2$) (на высоту и широту). Поправки 2 и 3 объединяют в одну — постоянную поправку.

Если давление измеряется в различных точках, то необходимо вводить все поправки отдельно. Такая ситуация возникает, например, при маршрутных измерениях, на движущихся судах и др.

Станционный чашечный барометр. Трубка барометра имеет длину около 800 мм и внутренний диаметр 7,2 мм. Компенсационная шкала позволяет автоматически учитывать непостоянство высоты ртути в чашке, т.е. положение нуля отсчета. Для введения температурной

поправки барометр снабжен термометром. Для обеспечения точности отсчета (0,1 *гПа*) имеется нониус (рис. 5.14).



Рис. 5.14. Шкала и нониус стационарного чашечного барометра

Барометр на станции помещается строго вертикально в специальном шкафчике с подсветом шкалы. При отсчете линия визирования должна приходиться на нижний срез шкалы нониуса, который совмещается с задней его стенкой и одновременно подводится к верхней части мениска ртути. Перед отсчетом необходимо слегка постучать по стеклянной трубке барометра, чтобы справа и слева от мениска были видны треугольные просветы. Непосредственно под нулевым делением нониуса на основной шкале находится искомое целое число *мб*; номер деления нониуса, при совпадении с делением основной шкалы, показывает число десятых долей *мб*. Поправки к барометру вводятся по заранее рассчитанным таблицам с учетом результатов его систематической проверки.

Барограф (рис. 5.15). Для непрерывной записи атмосферного давления используется суточный (реже недельный) барограф. Чувствительным элементом в нем служит блок мембранных барокоробок, смещение оси которых вследствие колебания давления передается системой рычагов на перо. Прибор является относительным, поэтому для обработки барограмм как у термографа и гигрографа необходимо параллельное измерение давления абсолютным прибором (барометром). В основном на станциях по виду записи барографа определяется характеристика барометрической тенденции, т. е. абсолютной величины разности $\Delta P = P_i - P_{i-1}$ и вид этого участка барограммы.

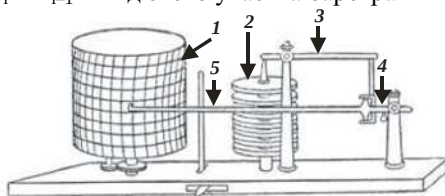


Рис. 5.15. Барограф метеорологический: 1 — барабан, 2 — anerоидные коробки, 3 — кронштейн, 4 — рычаг, 5 — рычаг с пером

Барометр–анероид. На метеорологических станциях для измерения давления анероиды не используются, однако их применяют, например, в экспедициях, на метеорологических постах и т.д.

Принцип действия барометра-анероида основан на деформации металлических анероидных коробок (внутри которых воздух разрежен) под действием давления (рис. 5.16). Линейные изменения толщины коробок преобразуются передаточным рычажным механизмом в угловые перемещения стрелки барометра-анероида относительно шкалы. Шкала градуирована в паскалях. Цена одного деления — 100 Па или 1 гПа.

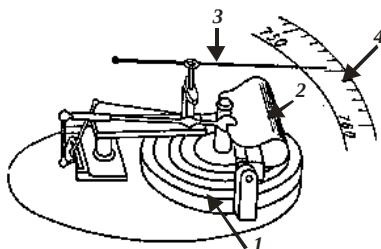


Рис. 5.16. Барометр-анероид: 1 — металлическая коробка; 2 — полосовая пружина; 3 — стрелка; 4 — шкала

Для измерения температуры прибора в прорези шкалы прикреплен дугообразный ртутный термометр (цена деления шкалы 1°С).

Рабочее положение барометра-анероида — горизонтальное. Футляр, в котором находится анероид, предохраняет его от резких колебаний температуры и открывается только на время измерений. В показания анероида вводят три поправки: шкаловую, температурную и добавочную, которые указываются в поверочном свидетельстве к каждому прибору.

Шкаловая поправка учитывает инструментальную неточность работы самого прибора, поэтому на различных участках шкалы она может быть разной. В поверочном свидетельстве шкаловые поправки приводятся через каждые 1000 Па. Для промежуточных показаний поправку определяют путем интерполяции двух соседних поправок.

Температурная поправка учитывает влияние температуры. При одинаковом давлении, но разной температуре прибора показания анероида могут быть разными, так как по мере изменения температуры упругость анероидных коробок не остается постоянной. Чтобы исключить влияние температуры, показания анероида приводятся к 0°С. Для этой цели дается температурный коэффициент k на 1°С. Для получения

температурной поправки его нужно умножить на температуру прибора: $\Delta t = kt$.

Добавочная поправка, учитывающая остаточную деформацию (гистерезис) коробок, меняется во времени.

Барометр-анероид поверяется не реже одного раза в 6 месяцев в поверительных лабораториях Госстандарта.

Правила измерения и вычисления давления по барометру-анероиду:

1) открыть футляр, отсчитать показания термометра при анероиде с точностью до $0,1^{\circ}\text{C}$;

2) слегка постучать по стеклу анероида для преодоления трения в передаточном рычажном механизме;

3) отсчитать положение стрелки относительно шкалы с точностью до 0,1 деления шкалы (10Па);

4) найти по поверочному свидетельству шкаловую, температурную и добавочные поправки с соответствующим знаком + или -;

5) поправки суммировать алгебраически, ввести в результат отсчета и записать исправленные показания в Па и гПа .

Примечание: а) $1\text{Па} = 1\text{Н/м}^2 = 0,01\text{гПа}$; б) соотношение между гПа , мб и мм следующее:

$$1\text{гПа} = 1\text{мб} = 0,75\text{мм рт. ст.}; \quad 1\text{мм рт. ст.} = 1,33\text{мб} = 1,33\text{гПа};$$

Барометры ртутные. Барометр чашечный стационарный с компенсированной шкалой (СР-А, СР-Б). Барометрическая трубка этого барометра — калиброванная стеклянная, запаянная с верхнего конца трубка с внутренним диаметром 7,2 мм и длиной 800 мм — укреплена нижним открытым концом в крышке пластмассовой или чугунной чашки при помощи шайбы с винтовой нарезкой (рис. 5.17).

Чашка барометра состоит из трех свинчивающихся частей. Средняя часть имеет диафрагму с отверстиями, которая служит для гашения колебаний ртути, что исключает попадание воздуха в барометрическую трубку. Трубка и чашка заполняются очищенной ртутью. Воздух из трубки до заполнения ее ртутью откачивается не менее чем до 10^{-5}гПа . С атмосферным воздухом барометр сообщается через отверстие в крышке чашки, закрывающееся винтом. Высота ртутного столба в стеклянной трубке измеряется по шкале, нанесенной в верхней части металлической защитной оправы (нуль шкалы совпадает с уровнем ртути в чашке). Сквозная прорезь позволяет видеть мениск ртутного столба в стеклянной трубке. В прорези при помощи кремальеры движется кольцо с укрепленным на нем нониусом.

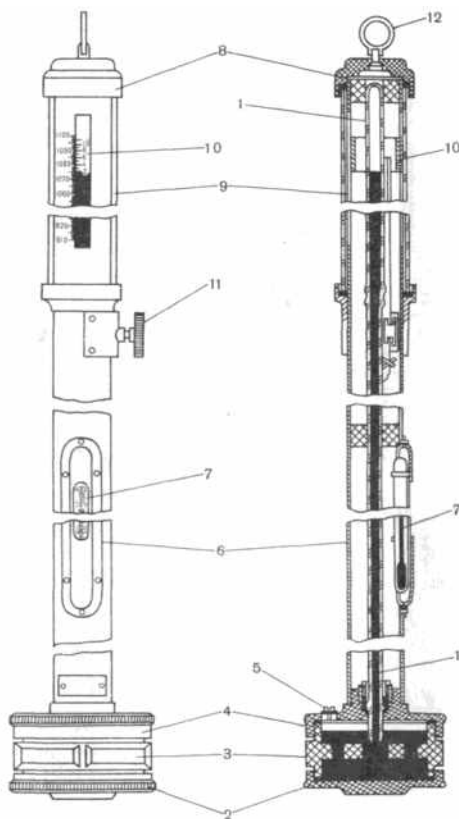


Рис. 5.17. Барометр стационарный чашечный СР: 1 — стеклянная трубка; 2 — дно чашки; 3 — диафрагма чашки; 4 — крышка чашки; 5 — винт; 6 — металлическая оправа; 7 — ртутный термометр; 8 — крышка; 9 — стеклянная трубка; 10 — нониус; 11 — кремальера; 12 — кольцо

уровнем ртути в чашке). Сквозная прорезь позволяет видеть мениск ртутного столба в стеклянной трубке. В прорези при помощи кремальеры движется кольцо с укрепленным на нем нониусом.

Десять делений нониуса равны 19 делениям шкалы барометра. Благодаря этому можно производить отсчеты с точностью до десятых долей шкалы (номер деления нониуса, точно совпадающего с каким-либо делением шкалы, дает число десятых долей).

Термометр, укрепленный еще в одной прорези защитной оправы, служит для определения температуры барометра (ртути и шка-

лы). В верхней части оправы имеется кольцо для подвешивания барометра.

Несмотря на то, что уровень ртути в чашке при изменении давления меняется, в этих барометрах отсчитывают только положение столбика ртути в стеклянной трубке, не фиксируя положение ртути в чашке. Это возможно потому, что в чашечном барометре шкала скомпенсирована на изменение ртути в чашке. Соотношение изменений уровней ртути в трубке и чашке при изменении атмосферного давления пропорционально соотношению площадей их поперечного сечения. Для барометров это соотношение равно 0,02. Это значит, что при изменении атмосферного давления на 1 мм рт. ст. изменится уровень ртути в чашке на 0,02 мм, длина столба ртути в барометре — на 0,98 мм. У стационарных барометров с миллиметровой шкалой длина одного деления равна 0,98 мм. Барометры выпускаются двух модификаций: СР-А с пределами измерений 810...1070 гПа и СР-Б с пределами измерения 680...1070 гПа.

Барометр сифонно-чашечный контрольный (КР) (рис. 5.18,а). Стеклянная барометрическая трубка имеет сложное устройство. Верхняя ее часть, составляющая 1/3 всей длины трубки, имеет диаметр 14 мм, а остальные 2/3 значительно тоньше. Тонкая часть трубки в месте сужения изогнута в сторону от верхней части и спаяна при помощи стеклянного баллона со второй (короткой) трубкой. Нижние концы трубок вмонтированы в металлический конус (наконечник), который вставляется в чашку и закрепляется в ней. Трубка 1 является длинным коленом, трубка 2 — коротким. Короткое колено в верхней части имеет цилиндрический прилив с отверстием; на нем укреплен ниппель, закрывающийся колпачком 7. Обе стеклянные трубки вставлены в металлическую оправу со шкалой 11, соединяющуюся с чашкой. В оправе имеются сквозные прорезы, через которые видны столбики ртути в верхнем (длинном) и нижнем (коротком) коленях.

На правом крае прорезей нанесена шкала: внизу (у нижней прорези) от 0 до 130 гПа, у верхней прорези — от 850 до 1070 гПа. В нижней прорези устанавливается индекс 12, соединенный с кольцом, которое крепится к оправе винтом 13 так, чтобы нижний срез индекса установился точно против нулевого деления шкалы. Винт трогать нельзя, так как это может привести к смещению индекса и изменению инструментальной поправки барометра.

Дном чашки служит мешок 6 из лайки, нижняя часть мешка с помощью винта 9, ввинчивающегося в дно защитного цилиндра, может перемещаться вверх и вниз, меняя уровень ртути в обоих коленях. В средней части оправы барометра установлен термометр 14.

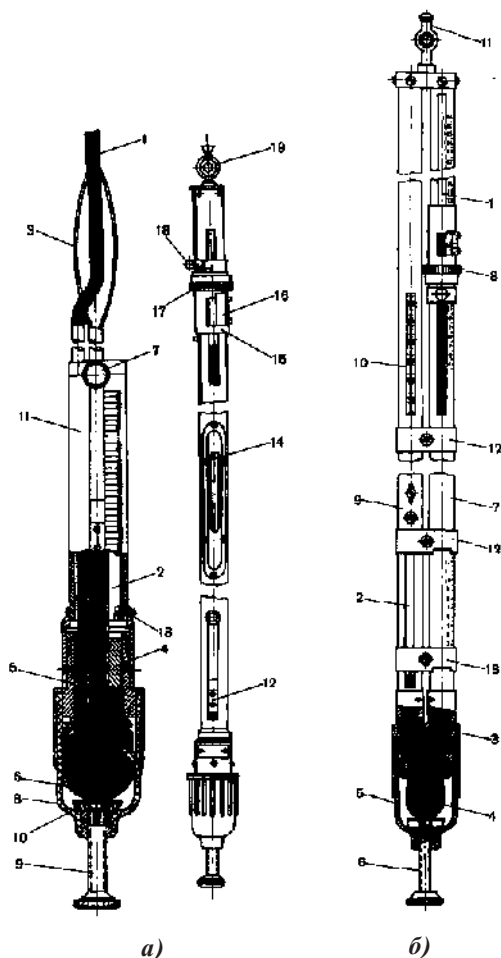


Рис. 5.18. Барометры. а) барометр контрольный КР (общий вид и разрез): 1, 2 — стеклянные трубки; 3 — баллон; 4 — стальной конус; 5 — чашка; 6 — лайковый мешок; 7 — колпачок; 8 — пластмассовый стакан; 9 — винт; 10 — пятка винта; 11 — металлическая оправа; 12 — пластина нулевого индекса; 13 — винт; 14 — термометр; 15 — муфта; 16 — нониус; 17 — микрометрическое кольцо; 18 — стопорный винт; 19 — подвес; б) барометр инспекторский ИР: 1, 2 — стеклянные трубки, 3 — металлическая чашка; 4 — лайковый мешок; 5 — пластмассовый стакан; 6 — подъемный винт; 7, 9 — металлическая оправа; 8 — муфта; 10 — термометр; 11 — головка с подвесом; 12, 13 — хомуты

На оправе у верхней прорези имеется подвижная муфта 15 с прорезью, у правого края которой укреплен нониус 16. Муфта состоит из нескольких подвижных частей. Верхняя часть ее может быть закреплена винтом 18 на любом участке верхней прорези (для грубой установки среза нониуса у мениска ртути). Нижняя часть может перемещаться относительно верхней части муфты при помощи микрометричного кольца 17, что позволяет точно установить срез кольца на вершину мениска ртути. Барометр подвешивается за подвес 19.

Барометр сифонно-чашечный инспекторский ртутный (ИР) ввиду его прочности и постоянства инструментальной поправки широко используется в качестве инспекторского барометра (рис. 5.18, б). Состоит из стального резервуара-чашки 3, которая имеет диафрагму и эластичное дно (мешок из лайки) 4. В крышку чашки вставлены две стеклянные трубки 1 и 2: правая (барометрическая) 1 — длинная (около 86 см) с запаянным верхним концом, левая 2 — короткая. На ее верхнем конце укреплен металлический кран, который открывается при наблюдениях для сообщения с воздухом. На пробке крана имеются риски. Если риска пробки совпадает с буквой О, — кран открыт; если риска совпадает с буквой З, — кран закрыт — барометр не сообщается с окружающим воздухом. На чашку навинчивается цилиндр, через дно которого в резьбовом отверстии проходит винт со свободно вращающимся диском. Вращением винта поднимают или опускают дно мешка, тем самым меняя уровни ртути в обеих трубках барометра.

Стеклянные трубки заключены в металлическую оправу. Оправа состоит из металлических трубок 7 и 9, которые закреплены в чашке и соединены между собой неподвижными хомутами 12, 13 и головкой с подвесом 11. В оправе трубки 2 установлен термометр 10. На оправе трубки 1 нанесена миллибаровая шкала от 0 до 1070 мб с перерывом от 130 до 545 мб, а так же установлена подвижная муфта 8. Муфта имеет нониус и микрометричное кольцо для точной наводки на верхний мениск ртути и снятия отсчета. Хомут 13 установлен так, что его нижний срез совпадает с нулевым делением шкалы и является нулевым индексом барометра; хомут 12 устанавливается на любое верхнее деление нижней части шкалы и может служить нулем барометра при измерении давления менее 570 мб.

Пределы измерения барометра — от 570 до 1070 мб. Шкала нониуса имеет 20 делений и обеспечивает возможность отсчета с точностью 0,05 мб. Нуль шкалы нониуса совпадает с его нижним визиром. Погрешность измерения $\pm 0,3$ мб.

Барометры деформационные. Самым распространенным первичным преобразователем являются барокоробки (вакуумированные

мембранные коробки), которые преобразуют изменение давления в линейное перемещение или усилие. Барокоробка представляет собой две круглые мембраны (диаметром несколько десятков миллиметров), сваренные по окружности. В качестве преобразователя давления в линейные перемещения коробка действует следующим образом. Атмосферное давление, сжимающее коробки, уравнивается силой упругости мембран (или дополнительной пружины). Если давление изменяется, мембраны и пружина деформируются и равновесие вновь восстанавливается. Мерой измерения давления служит величина перемещения жестких центров мембран относительно друг друга.

Для повышения чувствительности деформационных барометров иногда применяют несколько барокоробок, скрепленных между собой (например, в барографах).

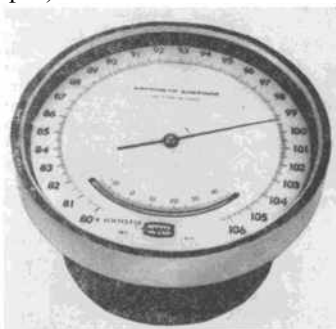


Рис. 5.19. Барометр-анероид БАММ

Барометр-анероид БАММ-1 (рис. 5.19) измеряет атмосферное давление в пределах 600–800 мм рт. ст. (800–1060 гПа) с погрешностью $\pm 1,5$ мм рт. ст. (± 2 гПа).

Линейное перемещение мембран преобразуется передаточным механизмом в угловое перемещение стрелки. Чувствительный элемент барометра представляет собой блок из трех последовательно соединенных анероидных мембранных коробок, один конец которого неподвижен, а другой шарнирно соединен с жесткой тягой и далее с рычагом, установленным на промежуточной оси прибора. На рычаге закреплен один конец гибкой пластинчато-шарнирной цепочки, намотанной на ролик, установленный на оси стрелки прибора. Специальная спиральная пружина (волосок), связанная с осью, натягивает цепочку, выбирая лифт в соединениях механизма. При изменении атмосферного давления свободный конец бароблока перемещается и поворачивает промежуточную ось, которая через натянутую цепочку вращает ролик

и ось со стрелкой прибора. Измерение температуры прибора производится по ртутному термометру. Установка стрелки при регулировке прибора на деление шкалы, соответствующее значению атмосферного давления, осуществляется с помощью специального винта через отверстие в корпусе прибора. Барометр предназначен для работы в помещении при температуре $-10...+40^{\circ}\text{C}$.

Барометр-анероид М-67 (МД-49-2) (рис. 5.20) измеряет атмосферное давление в пределах 610–790 мм рт. ст. с погрешностью $\pm 0,8$ мм.



Рис. 5.20. Барометр-анероид М-67: 1 — крышка футляра; 2 — анероид; 3 — амортизаторы

Чувствительным элементом прибора является блок анероидных мембранных коробок. При изменении давления бароблок деформируется и с помощью передаточного механизма поворачивает центральную ось вместе со стрелкой, расположенной над зеркальной шкалой.

Механизм прибора смонтирован в корпусе, который закреплен в футляре на пружинных амортизаторах. Для уменьшения погрешности и повышения надежности в приборе применены неподвижные струнные оси и миниатюрная пластинчатошарнирная цепочка, а также зеркальная шкала. Анероидные коробки, применяемые в приборе, обладают хорошей надежностью и небольшой величиной гистерезиса (остаточной деформации). Барометр может применяться на открытом воздухе при температуре $-40...+40^{\circ}\text{C}$.

Для непрерывной регистрации атмосферного давления в приземном слое используется барограф.

Барограф метеорологический М-22АН (рис. 5.21) может регистрировать атмосферное давление в пределах 780–1060 гПа, в диапазоне

изменений 100 гПа при температуре воздуха $-10...+45^{\circ}\text{C}$ с погрешностью $1-2 \text{ гПа}$.

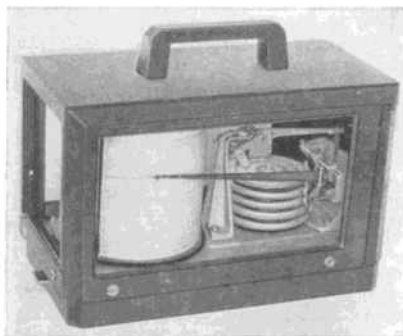


Рис. 5.21. Барограф метеорологический М-22АН

Датчиком давления (чувствительным элементом) является блок барокоробок. Каждая барокоробка состоит из двух сваренных круглых металлических мембран. Воздух из коробок откачан. Атмосферное давление, направленное на сжатие коробки, уравнивается силой упругой деформации мембран. Изменение давления нарушает равновесие — коробки или сжимаются, или расширяются.

Нижнее основание блока коробок укреплено на плате прибора с помощью биметаллического температурного компенсатора. Центр верхней коробки через передаточную систему связан с металлической стрелкой. Термокомпенсатор, который служит для исключения влияния температуры на показания прибора, представляет собой биметаллическую пластину. Действует он следующим образом. Если, например, при неизменном атмосферном давлении будет изменяться температура, то упругость коробок (мембран) будет уменьшаться (при увеличении температуры) или увеличиваться (при понижении температуры), а значит, соответственно будет перемещаться весь бароблок. Однако одновременно с этим будет деформироваться (изгибаться) в противоположном направлении и примерно на ту же величину биметаллическая пластина. В результате этих взаимно противоположных действий перо не будет перемещаться по ленте.

Изменение атмосферного давления приводит к изменению длины столбика барокоробок, перемещению его верхнего конца, которое передается стрелке с надетым на нее пером. Перо делает запись на бумажной диаграммной ленте, которой обернут барабан с расположенным внутри вращающим его часовым механизмом. Вся эта система

смонтирована в пластмассовом корпусе. Металлическое перо заполняется специальными чернилами для метеорологических самописцев. Положение пера по вертикали может изменяться с помощью винта. Кнопкой 9 можно сделать отметку (засечку) на ленте. Концы ленты зажаты на барабане плоской пружиной. На ленте нанесена шкала, деления которой соответствуют: 2 *Па* — между горизонтальными линиями и 2 *ч* — между вертикальными (при наблюдениях на станциях, как правило, применяются барографы с одним оборотом барабана за 176 *ч*). Часовой механизм рассчитан на 180 *ч* хода от одного полного завода, заводится ключом, ход можно регулировать через отверстие, закрытое пробкой.

Установка приборов и производство измерений. Для измерения давления воздуха при производстве приземных метеорологических наблюдений применяется стационарный чашечный барометр. Барометры контрольный и инспекторский служат как образцовые и используются метрологическими подразделениями УГМС (управление гидрометеорологической службы) для проверок стационарных барометров и связи группы стационарных барометров с рабочими эталонами. Барометр-анероид М-67 может использоваться как запасной прибор для высокогорных станций.

Место, где устанавливается стационарный барометр, должно отвечать следующим основным требованиям: не должно быть большого перепада температуры воздуха как по горизонтали, так и по вертикали (не следует устанавливать барометр вблизи отопительных приборов или окон); на прибор не должны попадать солнечные лучи; стена не должна вибрировать, подход к прибору надо сделать удобным. Для барометра изготавливается специальный трехгранный деревянный остекленный шкафчик, который прикрепляется к капитальной стене таким образом, чтобы рабочая (для данной станции) часть шкалы прибора находилась на уровне глаз наблюдателя, т. е. от пола на высоте 140–150 *см* (для станций, имеющих высоту до 1000 *м* над уровнем моря). В задней стенке шкафчика продельвается прорезь (она должна находиться напротив рабочей части трубки барометра), закрываемая матовым стеклом, через которое сзади барометр освещается электролампой; допускается освещение шкалы переносной лампой с рефлектором.

Перевозка, перенос, установка и снятие, поверка (сличение) стационарного барометра производится специально на то уполномоченным лицом (например, инспектором). Однако может возникнуть необходимость привлечения сотрудников станции для переноса барометра. Для этого следует выполнять следующие требования. Первое,

что надо сделать с барометром, висящим в шкафчике, это закрыть винт чашки (завинтить его до упора) и перерезать нитку с печатью инспектора. Затем осторожно двумя руками снять барометр с крюка (предварительно свинтив гайку) и затем, еще не делая ни одного шага, плавно, но не быстро наклоняя барометр, определить момент полного заполнения верхней части трубки ртутью (в момент касания ртутью вершины трубки будет слышен негромкий щелчок). Далее тем же плавным движением перевернуть барометр вверх чашкой и уложить его в футляр (при этом чашка должна быть обращена вверх, допустимый угол наклона по отношению к полу не менее 30°). На незначительное расстояние барометр можно перенести и без использования футляра. Действия по установке барометра на новом заранее подготовленном месте выполняются в обратном порядке. Однако переворачивать барометр (стоя рядом с открытым шкафчиком, чтобы потом не сдвигаться с места) нужно плавным, но непрерывным движением. Следует помнить, что барометр должен обязательно сличаться с инспекторским барометром непосредственно до и после переноса.

При наблюдениях барометр должен находиться строго в вертикальном положении (даже если его придерживать рукой); подводить нониус так, чтобы он «коснулся» самой вершины мениска ртути (глаз находится точно на уровне мениска).

В отсчитанное по барометру значение вводятся три поправки:

- инструментальная, которая длительное время может быть постоянной (указана в поверочном свидетельстве или сообщена на станцию после очередного сличения, поверки барометра);
- на приведение массы ртути к нормальному ускорению свободного падения (изменяется в зависимости от широты и высоты места наблюдений);
- на приведение показаний к температуре 0°C , так как плотность ртути меняется с изменением температуры.

После вычисления исправленного поправками значения давления на «уровне станции» вычисляют давление на «уровне моря» по формулам изменения давления с высотой, которые получаются из уравнения статики атмосферы. Для удобства работы заранее вычисляется специальная таблица поправок для данной высоты барометра и широты места (в формулу входит ускорение свободного падения). По этой таблице, используя полученное для данного срока значение атмосферного давления и определенную (по отдельной таблице) виртуальную температуру, находят поправку, которую прибавляют к значению атмосферного давления. (Исключения — станции, расположенные ниже уровня моря, где найденная поправка вычитается.) Для станций,

расположенных выше 1000 м, вычисляют высоту ближайшей изобарической поверхности.

Барограф метеорологический также устанавливается на капитальной стене на специально приспособленной полочке; высота установки и место не нормируются. Кривая изменения атмосферного давления, которую вычерчивает барограф, дает возможность следить за перепадами давления: по форме записи за 3 ч до срока определяется характеристика барометрической тенденции, а разность давлений на уровне станции — в срок и за 3 ч до срока (предыдущий срок) дает значение этой тенденции (по барометру).

Вид, или характеристика, барометрической тенденции определяется по записи барографа применительно к соответствующей таблице кода для составления оперативных метеорологических телеграмм (КН-01). Результаты измерения давления, включая поправки, а также вид и значение тенденции записываются в книжку КМ-1.

Внешний осмотр чашечного барометра производится без снятия барометра с крюка. Проверяется: целостность инспекторской печати; неизменность контрольной риски на чашке (несовпадение отрезков риски указывает на развинчивание частей чашки); форма мениска ртути (плоский мениск указывает на непригодность барометра); плавность передвижения нониуса вдоль шкалы и отсутствие «мертвых точек» (нониус местами не движется при вращении кремальеры); чистота стенок барометрической трубки (отсутствие пузырьков воздуха и «колец» от ртути). Любой из обнаруженных дефектов не следует устранять самим. Необходимо сообщить об этом в УГМС. Внешний осмотр барографа производится по общим правилам контроля, а проверка исправности — на основе анализа записи пера на лентах.

5.4. Измерение параметров ветра

Как было отмечено выше, хотя скорость ветра является векторной величиной, в практике метеорологических наблюдений под скоростью понимается значение ее модуля. Скорость и направление измеряются двумя различными датчиками, которые обычно конструктивно оформлены в один ветроизмерительный прибор. Измерению подлежат *средняя* за 2 или 10 мин скорость ветра (зависит от типа прибора) и *мгновенная* скорость с осреднением 2–5 с. Направление ветра также осредняется за интервал около 2 мин. Осреднение мгновенной скорости за интервал 2–5 с достигается автоматическим датчиком ветроизмерительных приборов, коэффициент инерции которых лежит в этих

пределах. Максимальное значение мгновенной скорости за какой-либо промежуток времени называется порывом.

В основу работы большинства приборов, измеряющих скорость и направление ветра, положено действие динамического давления, оказываемого воздушным потоком на расположенную в нем твердую поверхность подвижной приемной части прибора. Приемниками скорости ветра или *первичными преобразователям* и являются чашечные вертушки или винты с лопастями.

Для измерения направления ветра используются флюгарки, которые представляют собой ассиметричную (относительно вертикальной оси) систему из пластин и противовесов, свободно вращающуюся относительно вертикальной оси. Под действием ветра флюгарка устанавливается в плоскости ветра противовесом навстречу ему. Формы флюгарки разнообразны, но большинство имеет две лопасти (пластины) под углом друг к другу, что создает им устойчивость в воздушном потоке и повышает чувствительность. Принцип действия существующих преобразователей скорости ветра достаточно разнообразен. Широко применяются приборы, основанные на принципе преобразования скорости ветра в механическое перемещение чувствительного элемента. Различают три вида этих элементов: чашечные вертушки, свободно подвешенная пластина и воздушный винт.

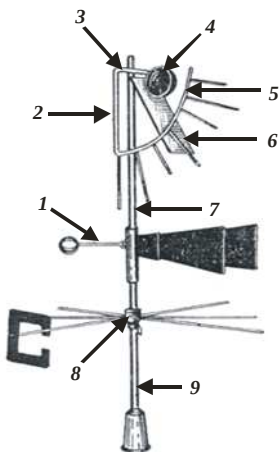


Рис. 5.22. Флюгер стационарный: 1 — флюгарка с противовесом; 2 — рамка; 3 — горизонтальная ось; 4 — противовес; 5 — дуга со штифтами; 6 — доска; 7 — трубка; 8 — муфта со штифтами направления; 9 — вертикальная ось

Флюгер Фильда (рис. 5.22). Это простейший прибор, указателем скорости ветра которого является свободно подвешенная прямоугольная пластина, а указателем направления — флюгарка.

Флюгер имеет две модификации — флюгер с легкой (200 г) и тяжелой (800 г) доской. Легкая доска обеспечивает измерение скорости до 20 м/с, а тяжелая — до 40 м/с. Положение доски определяется номером штифтов, расположенных по дуге смещения доски. Переводная градуировочная таблица приведена в Наставлении.

Для измерения направления используется ориентированная по направлению ветра флюгарка, положение которой определяется по горизонтальным штифтам, совпадающими с восемью основными румбами. Для этой цели флюгарка при установке флюгера ориентируется по сторонам света. При измерении скорости ветра наблюдатель должен отойти от столба в направлении, перпендикулярном положению флюгарки, и в продолжении двух минут наблюдать за положением доски и отметить среднее положение за это время (номер штифта). Оно и будет соответствовать средней за 2 мин скорости ветра. Для измерения среднего направления ветра наблюдатель должен, встав около мачты под указателем направления, отметить среднее положение колебаний флюгарки за 2 мин, определив глазомерно — румб.

Анемометр ручной МС-13 (рис. 5.23). Это один из простых и точных приборов для измерения скорости ветра в диапазоне от 1 до 20 м/с. Обычно используется интервал осреднения от 1 до 10 мин.



Рис. 5.23. Анемометр МС-13

Чувствительными элементами датчика скорости является вертушка с четырьмя полусферическими чашками. Вращение вертушки передается на счетный механизм с тремя шкалами (тысячи, сотни, десятки и единицы оборотов). Включаться и выключаться прибор может

дистанционно с расстояния до 10 м с помощью шнура – тяги. Прибор удобен в полевых условиях, используется также при градиентных измерениях. Для измерения скорости отсчитывают начальные показания стрелки прибора, затем одновременно включают секундомер и сам прибор и делают конечный отсчет. Разность отсчетов Δn делится на разность времени Δt в секундах и находится число оборотов в секунду. По этой величине с тарировочного графика снимается скорость ветра. Возможна также непрерывная регистрация хода средних скоростей. Для этого через заданные промежутки времени делаются отсчеты без выключения прибора, при этом нужно сначала отсчитывать единицы, затем — сотни и потом тысячи.

Анеморумбометр М-63 (рис. 5.24) служит для измерения средних за 10 мин скоростей ветра, мгновенных значений скорости и направления, а также максимальной за любой промежуток скорости.



Рис. 5.24. Анеморумбометр М-63М-1

Прибор является дистанционным электромеханическим устройством сложной конструкции. В датчике, установленном на мачте, сосредоточены чувствительные элементы и первичные преобразователи скорости и направления ветра. В качестве чувствительного элемента скорости ветра используется четырехлопастной воздушный винт, а направления – флюгарка с хвостовым оперением. Принцип действия М-63 основан на преобразовании измеряемых характеристик скорости и направления ветра в электрические величины, которые передаются по соединительному кабелю на измерительный пульт. На передней панели пульта выведены стрелочные указатели средней и мгновенной скорости ветра, направления ветра и ручки управления.

ГЛАВА 6. КЛИМАТООБРАЗУЮЩИЕ ФАКТОРЫ

Как указывалось во введении, глобальный климат правомерно определять как статистический ансамбль состояний, проходимых климатической системой за периоды времени в несколько десятилетий. Под климатической системой понимается атмосфера, гидросфера, литосфера, криосфера и биосфера.

Звенья климатической системы имеют разные физические свойства. Например, объем атмосферы, содержащий 99,8% ее массы, ограничивается высотой 60 км и равен $3,82 \cdot 10^{12}$ км³. Масса воздуха в этом объеме составляет $5,2 \cdot 10^{18}$ кг. Гидросфера, 97,2% которой приходится на воды Мирового океана, имеет объем $1,37 \cdot 10^9$ км³ и массу $1,43 \cdot 10^{21}$ кг. Таким образом, масса гидросферы в 275 раз больше массы атмосферы, а объем ее меньше объема атмосферы почти в 279 раз. Вода имеет примерно в 4 раза большую удельную теплоемкость, чем воздух, а теплопроводность воды превышает теплопроводность воздуха примерно в 20 раз. Следовательно, воды Мирового океана являются хорошим аккумулятором солнечной энергии, значительная часть которой передается затем в атмосферу в виде потоков скрытого и явного тепла.

Различие физических свойств атмосферы и гидросферы определяет тот факт, что пространственные и временные изменения ряда параметров атмосферы намного больше, чем гидросферы. Это означает, что атмосфера является более подвижной средой, чем гидросфера. Скорость ветра у земной поверхности составляет обычно несколько метров в секунду, в свободной атмосфере может достигать нескольких десятков метров в секунду, в то время как средняя скорость океанических течений равна 3,5 см/с. Таким образом, скорость перемещения вещества в гидросфере на два порядка меньше, чем в атмосфере. Несмотря на это, гидросферу в сравнении с другими звеньями климатической системы, следует считать также очень подвижной средой, характеризующейся, как и атмосфера, сложными циркуляционными особенностями. Кроме поверхностных океанических течений в океане образуются вихри, подобные атмосферным барическим образованиям (циклонам и антициклонам), вихреобразные кольцевые структуры, имеющие диаметр до 100 км и включающие массу воды, отличающуюся по свойствам от окружающей. Обнаружены также подповерхностные течения и движения вод на больших глубинах.

Криосфера, как звено климатической системы, состоит из морских льдов, ледниковых льдов и снежного покрова. В современную эпоху объем льда в криосфере Земли равен около $24 \cdot 10^6$ км³. По дан-

ным ИСЗ, ледники, морские льды и снежный покров занимают в среднем 10% поверхности Земли т. е. около $59 \cdot 10^6 \text{ км}^2$. Ледники распределяются по земному шару неравномерно. Общая площадь поверхности, занимаемая ледниками, составляет около $16 \cdot 10^6 \text{ км}^2$. Основная масса их приходится на Антарктиду. Площадь антарктического льда составляет 90% площади всех ледников земной поверхности. На Арктику приходится 8% площади ледников, на горные районы континентов — 2%.

Большие пространства на земном шаре занимают морские льды. В среднем их площадь составляет $26 \cdot 10^6 \text{ км}^2$. В зависимости от сезона площадь полей морского льда испытывает значительные колебания. Если летом в акватории Северного Ледовитого океана морской лед в среднем располагается на площади около $8 \cdot 10^6 \text{ км}^2$, то зимой площадь морских льдов увеличивается до $18 \cdot 10^6 \text{ км}^2$. В южном полушарии вокруг Антарктиды морские льды летом наблюдаются на площади около $2 \cdot 10^6 \text{ км}^2$. Зимой их площадь возрастает почти в 10 раз. Значительно колеблется в течение года и граница ледяных полей. В отдельные годы зимой в атлантическом и индийском секторах южного полушария морские льды могут достигать $60\text{--}55^\circ$ ю. ш.

Большие пространства занимает также снежный покров. Наибольшая площадь его наблюдается в северном полушарии в феврале. В это время года он распространяется на значительную часть Северной Америки и Евразии. Граница снежного покрова непрерывно меняет свое положение, перемещаясь то к югу, то к северу. Особенно существенные колебания она испытывает в северном полушарии на территориях с умеренным влажным климатом.

По сравнению с уже рассмотренными звеньями климатической системы литосфера является наиболее консервативным компонентом. Основные физические характеристики ее поверхностного слоя, называемого деятельным слоем, меняются сравнительно медленно под действием таких процессов, как почвообразование, ветровая и водная эрозия почв, опустынивание, изменение условий залесенности и т. д. Однако некоторые свойства поверхности суши могут меняться достаточно быстро. Например, теплопроводность, отражательная способность существенно изменяются из-за изменения увлажненности почвы, а также при возделывании почв в процессе сельскохозяйственного производства.

Свойства биосферы как звена климатической системы определяются в значительной степени растительным миром. Размеры площадей, занятых растительностью, виды растительности, периоды вегетации растений более всего определяют условия поглощения радиации

солнца, тепло- и влагообмена с атмосферой, условия стока, а следовательно, и влагообмена континента с океаном. Границы растительного покрова непрерывно меняются в условиях сельскохозяйственного производства, а также, что особенно важно, в результате вырубки тропических лесов, которая производилась особенно интенсивно во второй половине двадцатого столетия. Это приводит в ряде случаев к опустыниванию больших площадей земной поверхности, так происходит, например, в некоторых районах Африки и Азии.

Компоненты климатической системы находятся в состоянии сложных нелинейных взаимодействий друг с другом. Например, несмотря на сравнительно малую массу атмосферы, обмен количеством движения ее с океаном вызывает большую часть движений вод Мирового океана. Посредством океанических течений осуществляется межширотный обмен теплом в океане. В процессе этого обмена из тропических в более высокие широты переносятся массы теплой воды. В холодное время года тепло с водной поверхности посредством физических механизмов переносится в атмосферу. Таким образом, океан играет значительную роль в формировании особенностей поля температуры в атмосфере и, следовательно, особенностей циркуляционных процессов в ней. Циркуляция воздуха, в свою очередь, является механизмом, посредством которого на континенты с поверхности океана переносятся тепло и влага. В зависимости от физического состояния поверхности суши, интенсивности атмосферной циркуляции, свойств воздушных масс происходит определенный обмен теплом, влагой и количеством движения между атмосферой и континентом.

6.1. Солнечная радиация

6.1.1. Распределение солнечной радиации по земной поверхности

Без солнечного тепла и света жизнь на Земле была бы невозможна. Солнечное тепло обуславливает жизнедеятельность животных и растительных организмов. Солнечная радиация является главной причиной самых разнообразных явлений погоды и ее изменений, так как различные процессы в атмосфере протекают за счет тепловой энергии, получаемой Землей от Солнца. Солнечная радиация обуславливает и климатические особенности местности. Количество солнечной энергии, поступающей на поверхность Земли, зависит от географической широты. Последняя определяет высоту Солнца над горизонтом и продолжительность дня и ночи, а следовательно, и приход-расход лучистой энергии Солнца. Так как широта обуславливает вели-

чину наклона солнечных лучей и количество тепла, получаемого земной поверхностью от Солнца, древние греки и выбрали для обозначения средних условий погоды слово *климат*, что значит «наклонение».

Если бы атмосфера была абсолютно прозрачной средой, а поверхность Земли — однородной, то климаты земного шара определялись бы только количеством тепла, получаемого от Солнца, и вдоль широтных кругов были бы постоянными. При этом количество солнечной радиации для каждой широты можно было бы найти расчетным путем, а изотермы, проведенные по средним температурам, вычисленным для разных широт, были бы параллельны экватору. Поверхность земного шара делилась бы тогда на 5 климатических поясов: жаркий тропический, получающий наибольшее количество тепла от Солнца, два умеренных и два холодных. Такой теоретически рассчитанный климат, зависящий только от притока солнечной радиации, без учета остальных климатообразующих факторов, называется *солярным* или *солнечным* климатом.

В действительности атмосфера представляет собой не прозрачную, а мутную среду для солнечной радиации. Кроме того, количество солнечной радиации в сильной степени изменяют облака и различные явления, происходящие в атмосфере. Как известно, солнечная радиация поступает на поверхность Земли в виде прямой радиации, идущей непосредственно от Солнца, и в виде рассеянной радиации, представляющей собой радиацию, рассеянную атмосферой и облаками. Важнейшей в климатологии величиной является суммарная радиация, равная сумме прямой, рассчитанной на горизонтальную поверхность, и рассеянной радиации. Так как прямая радиация превосходит рассеянную, то для местностей с преобладанием ясной погоды она имеет основное значение. В высоких же широтах вследствие преобладания пасмурной погоды и небольших высот Солнца рассеянная радиация в среднем за год может быть равна прямой, а в зимние месяцы даже превосходить ее. Снежный покров, увеличивающий рассеянную радиацию, оказывает заметное влияние на суммарную радиацию, в особенности при малых высотах Солнца. Помутнение атмосферы в общем понижает суммарную радиацию, увеличивая в то же время долю рассеянной радиации.

Годовые суммы прямой и суммарной радиации увеличиваются по мере уменьшения широты места. Рассеянная радиация в тропических и средних широтах составляет от половины до двух третей прямой радиации, а в высоких широтах (60–90°) рассеянная радиация почти весь год больше прямой. Летом приток рассеянной радиации в высоких широтах больше, чем в других зонах Северного полушария.

Годовые количества суммарной радиации составляют в тропических и субтропических широтах более $59 \cdot 10^2$ МДж/м². Они особенно велики в малооблачных субтропических пустынях, а в северной Африке достигают $84 \cdot 10^2$ – $92 \cdot 10^2$ МДж/м², что связано с очень малой облачностью. В экваториальной зоне вследствие значительной облачности суммарная радиация понижается до $42 \cdot 10^2$ – $50 \cdot 10^2$ МДж/м². На широтах около 60° годовые количества суммарной радиации убывают до $25 \cdot 10^2$ – $33 \cdot 10^2$ МДж/м². Затем они снова растут, мало в Северном полушарии и значительно в Южном — до $50 \cdot 10^2$ – $54 \cdot 10^2$ МДж/м². Над океанами суммы радиации меньше, чем над сушей. На территории России и сопредельных стран годовые количества суммарной радиации меняются от $25 \cdot 10^2$ МДж/м² на Северной Земле до $67 \cdot 10^2$ МДж/м² на юге Туранской низменности и на Памире. На одних и тех же широтах они больше в азиатской части, чем в европейской (вследствие меньшей облачности), и особенно велики в малооблачной Средней Азии. На Дальнем Востоке из-за большой облачности летом они уменьшаются.

Солнечная радиация, поступающая к поверхности Земли, поглощается ею не полностью. Часть радиации отражается поверхностью Земли, причем в отражении участвует только верхний, деятельный слой земной поверхности, в котором происходит поглощение радиации и ее преобразование. К такому слою относится весь травостой и растительная масса леса, первые десятки метров прозрачной и дециметры мутной воды, а также дециметры снега и доли миллиметров темных почв. В результате отражения теряется от 5 до 20% суммарной радиации. В пустынях и в областях со снежным и ледяным покровом потери радиации путем отражения больше.

6.1.2. Радиационный и тепловой балансы поверхности Земли

Радиационный баланс представляет собой разность между поглощенной суммарной радиацией и эффективным излучением. Радиационный баланс является важнейшим климатическим фактором, так как от его величины в значительной степени зависит распределение температуры в почве и прилегающих к ней слоях воздуха. От него зависят физические свойства масс воздуха, интенсивность испарения и таяния снега. В среднем за год суммы радиационного баланса для всей поверхности земного шара оказываются положительными, за исключением районов с постоянным ледовым покровом (Антарктика, центральная часть Гренландии). Около 60° широты в обоих полушариях годовой радиационный баланс на суше составляет $8 \cdot 10^2$ – $13 \cdot 10^2$ МДж/м². К более высоким широтам он уменьшается и на материке

Антарктиды становится отрицательным: $-2 \cdot 10^2 \dots -4 \cdot 10^2$ МДж/м². К низким широтам он возрастает и между 40° с.ш. и 40° ю.ш. составляет более $25 \cdot 10^2$ МДж/м², а между 20° с.ш. и 20° ю.ш. — более $42 \cdot 10^2$ МДж/м². На океанах радиационный баланс больше, чем на суше на тех же широтах. Это объясняется тем, что в океанах радиация поглощается большим слоем, чем на суше, а эффективное излучение не такое большое вследствие более низкой температуры морской поверхности, чем поверхности суши. В пустынях и засушливых районах значения радиационного баланса ниже по сравнению с районами достаточного и избыточного увлажнения на тех же широтах. Это вызывается повышением альбедо и увеличением эффективного излучения в связи с большой сухостью воздуха и малой облачностью. В Сахаре, например, радиационный баланс равен $25 \cdot 10^2$ МДж/м².

Энергия, измеряемая величиной радиационного баланса, частично затрачивается на испарение, частично передается воздуху, некоторое количество идет на нагревание почвы. Таким образом, общий приход-расход тепла для поверхности Земли, называемый *тепловым балансом*, можно представить в виде суммы трех слагаемых: $B = M + V + T$, где B — радиационный баланс, M — поток тепла между поверхностью Земли и атмосферой, V — затраты тепла на испарение (или выделение тепла при конденсации), T — теплообмен между поверхностью почвы и глубинными слоями. В среднем за год почва практически отдает в воздух тепла столько же, сколько и получает, поэтому в годовых расчетах теплооборот в почве равен нулю. Затраты тепла на испарение распределяются на земной поверхности весьма неравномерно. На океанах они зависят от количества солнечной энергии, поступающей на поверхность океана, а также от характера океанических течений. Теплые течения увеличивают расход тепла на испарение, а холодные — уменьшают. На материках затраты тепла на испарение определяются не только количеством солнечной радиации, но и запасами почвенной влаги. Наибольший годовой расход тепла на испарение с суши, по данным М.И. Будыко, наблюдается во влажных тропических районах. По мере возрастания широты он уменьшается и на широте Полярного круга достигает минимума. Наибольшая отдача тепла земной поверхностью атмосфере отмечается в тропических пустынях, где большой приход солнечной энергии и малые затраты тепла на испарение. Во влажных тропических районах отдача тепла земной поверхностью атмосфере меньше, так как в этих местах интенсивно идет процесс испарения, сопровождающийся большой затратой тепла.

Рассмотрим тепловой баланс системы Земля–атмосфера. Земля в целом находится в состоянии *теплового равновесия*, если рассматри-

вать условия за длительный период (год или ряд лет). Отсюда следует, что приток и отдача тепла за такой период равны или почти равны. Земля получает тепло, поглощая солнечную радиацию. Теряет она тепло путем излучения в мировое пространство длинноволновой радиации земной поверхности и атмосферы. При тепловом равновесии Земли в целом приток солнечной радиации (на верхнюю границу атмосферы) и отдача радиации с верхней границы атмосферы в мировое пространство должны быть равными. Иначе говоря, на верхней границе атмосферы должно существовать *лучистое равновесие, т. е. радиационный баланс, равный нулю*.

Отдельно взятая атмосфера получает и теряет тепло, поглощая солнечную и земную радиацию и отдавая свою радиацию вниз и вверх. Кроме того, она обменивается теплом с земной поверхностью нерадиационным путем. Тепло переносится от земной поверхности в воздух или обратно путем теплопроводности. Наконец, тепло затрачивается на испарение воды с подстилающей поверхности; затем оно освобождается в атмосфере при конденсации водяного пара. Все указанные потоки тепла, направленные в атмосферу и из атмосферы, за длительное время должны уравниваться. Наконец, на земной поверхности уравниваются приток тепла вследствие поглощения солнечной и атмосферной радиации, отдача тепла путем излучения самой земной поверхности и нерадиационный обмен теплом между нею и атмосферой. Примем солнечную радиацию, входящую в атмосферу, за 100 единиц. Из этого количества 21 единица отражается обратно облаками и уходит в мировое пространство, 18 единиц радиации поглощаются воздухом и тем самым идут на образование озона и нагревание атмосферы. Облаками поглощается 5 единиц, еще 32 единицы радиации рассеиваются в атмосфере и из них 6 единиц уходит в мировое пространство. 24 единицы прямой и 26 единиц рассеянной радиации доходят до земной поверхности. Из них 47 единиц (22+25) поглощаются и нагревают верхние слои почвы и воды, а 3 единицы (2+1) отражаются обратно в мировое пространство. Итак, с верхней границы атмосферы уходит обратно в мировое пространство 30 единиц (21+9) «неиспользованной» солнечной радиации, т. е. 30% ее притока на границу атмосферы. Эту величину называют планетарным альбедо Земли. Для сохранения радиационного равновесия на верхней границе атмосферы необходимо, чтобы через нее наружу уходило еще 70 единиц длинноволнового излучения земной поверхности.

Земная поверхность поглощает 47 единиц прямой и рассеянной солнечной радиации. Кроме того, к земной поверхности направлен поток длинноволнового излучения из атмосферы. Атмосфера соответ-

ственно своим температурным условиям излучает 161 единицу энергии. Из 161 единицы 96 направлены к земной поверхности и поглощаются ею, 65 уходят в мировое пространство. Таким образом, кроме 47 единиц коротковолновой солнечной радиации земная поверхность поглощает еще вдвое большее количество длинноволновой атмосферной радиации. Всего же земная поверхность получает от поглощения радиации 143 единицы тепла. Очевидно, что при тепловом равновесии она должна столько же и терять. Путем собственного длинноволнового излучения она теряет 114 единиц. Еще 24 единицы тепла расходуются земной поверхностью при испарении воды. Наконец, путем теплопроводности в процессе теплообмена между земной поверхностью и атмосферой поверхность теряет 5 единиц тепла. Всего, таким образом, земная поверхность теряет 143 единицы тепла ($114+24+5$), т. е. столько же, сколько получает, поглощая солнечную и атмосферную радиацию. Из 114 единиц длинноволнового излучения земной поверхностью 109 единиц поглощаются атмосферой, а 5 единиц через «окно прозрачности 8–12,5 мкм» уходят за пределы атмосферы в мировое пространство.

Атмосфера поглощает 18 единиц солнечной радиации, 109 единиц земного излучения, 24 единицы тепла конденсации, 5 единиц в процессе теплообмена с земной поверхностью и 5 единиц поглощаются облаками. Всего 161 единица ($18+109+24+5+5$) энергии, т. е. столько же, сколько атмосфера сама излучает. Таким образом, через верхнюю поверхность атмосферы проходит 100 единиц солнечной радиации и уходит обратно 30 единиц отраженной и рассеянной солнечной радиации, 5 единиц земного излучения и 65 единиц атмосферного излучения, а всего 100 единиц. Таким образом, и на верхней границе атмосферы существует равновесие между притоком и отдачей энергии, притом только *лучистой энергии*. Никаких других механизмов обмена теплом между Землей и мировым пространством, кроме радиационных процессов, нет.

6.2. Атмосферная циркуляция

Общей циркуляцией атмосферы называют систему крупномасштабных воздушных течений над земным шаром, т. е. таких течений, которые по своим размерам соизмеримы с большими частями материков и океанов. От общей циркуляции атмосферы отличают местные циркуляции, такие, как бризы на побережьях морей, горно-долинные ветры, ледниковые ветры и др. Эти местные циркуляции временами и в определенных районах налагаются на течения общей циркуляции.

На ежедневных синоптических картах погоды видно, как в каждый данный момент распределяются течения общей циркуляции над большими площадями Земли или над всем земным шаром и как непрерывно меняется это распределение. Разнообразие проявлений общей циркуляции атмосферы в особенности зависит от того, что в атмосфере постоянно возникают огромные волны и вихри, по-разному развивающиеся и перемещающиеся. Это образование атмосферных возмущений — циклонов и антициклонов — является самой характерной чертой общей циркуляции атмосферы.

Однако в общей циркуляции атмосферы, при всем разнообразии ее непрерывных изменений, можно подметить и некоторые устойчивые особенности, повторяющиеся из года в год. Такие особенности лучше всего выявляются с помощью статистического осреднения, при котором ежедневные возмущения циркуляции более или менее сглаживаются. Важную информацию об общей циркуляции атмосферы можно получить из карт многолетнего среднего распределения давления и других многолетних средних карт.

Течения общей циркуляции в большей части атмосферы являются квазигеострофическими. Это значит, что они достаточно приближаются к геострофическому ветру, т. е. слабокриволинейны, мало подвержены трению и связаны с распределением давления таким образом, что направлены по изобарам. Только в слое трения течения существенно отличаются от геострофического ветра и значительно отклоняются от изобар. Условие квазигеострофичности не выполняется также на экваторе и вблизи него как у земной поверхности, так и в свободной атмосфере. Отклоняющая сила вращения Земли здесь равна нулю или ничтожно мала и не может уравновешивать силу барического градиента.

6.2.1. Зональная и меридиональная циркуляции

Наиболее устойчивая особенность в распределении как ветра, так и связанного с ним атмосферного давления над земным шаром — *зональность* этого распределения. На отдельных синоптических картах она в значительной мере замаскирована циклонической деятельностью и даже на многолетних средних картах несколько замаскирована различием влияний суши и моря на циклоническую деятельность. Причина этой зональности — зональность в распределении температуры, а также и некоторые особенности самого механизма общей циркуляции атмосферы. Зональность циркуляции проявляется в преобладании меридиональных барических градиентов над широтными, а

стало быть, и в преобладании широтных составляющих ветра (восточной или западной) над меридиональными составляющими. При этом составляющая того или другого направления (западная или восточная) преобладает одновременно или постоянно в значительной по широте зоне земного шара.

Степень преобладания зональных составляющих над меридиональными может быть различной. Над тропическими океанами преобладание восточных составляющих в переносе воздуха в нижней части тропосферы выражено очень резко и легко различимо даже на отдельных синоптических картах, т. е. в отдельные дни. В общем, меридиональные составляющие в тропиках, по крайней мере, в 10 раз меньше зональных. Хорошо выражено и преобладание западных ветров в умеренной зоне южного полушария. В то же время во многих районах умеренных широт северного полушария ветер часто и сильно меняется по направлению и преобладание западного переноса можно подметить только из статистического анализа большого материала наблюдений. Есть, наконец, и такие районы, например восток Азии, где преобладающие направления ветра в нижней тропосфере ближе к меридиональным, чем к зональным.

Меридиональные составляющие переноса воздуха в общей циркуляции атмосферы имеют очень большое значение. Именно они обуславливают обмен воздуха между различными широтами Земли.

В каждом циклоне создается перенос воздуха к высоким широтам в передней части и к низким широтам в тыловой части; в антициклонах — наоборот. Отсюда следует, что в каждый данный момент на одном и том же уровне над некоторыми меридианами господствуют меридиональные составляющие, направленные к северу, а над другими — направленные к югу. Так будет и на многолетних средних картах, где, конечно, меридиональные составляющие меньше по величине, чем в индивидуальных положениях: при осреднении составляющие, направленные по данному меридиану в разное время к северу и к югу, будут, в некоторой степени, взаимно погашаться.

Следует указать, что при условии квазигеострофичности меридиональные составляющие вообще не могут иметь одно и то же направление вдоль всего широтного круга. Для этого нужна была бы зональная составляющая барического градиента, направленная в одну сторону на всем широтном круге. Но это невозможно, так как предполагало бы наличие разрыва в давлении в какой-то точке широтного круга, чего быть не может.

Зоны давления и ветра в верхней тропосфере и в стратосфере. Зональность в распределении давления и ветра яснее и проще не у

земной поверхности, а в верхней тропосфере и в стратосфере. Высокое давление здесь более или менее близко совпадает с высокой температурой, а низкое давление — с низкой температурой. Поскольку температура в тропосфере в среднем падает от низких широт к высоким, то и меридиональный барический градиент направлен, начиная с высоты 4–5 км, также в общем из низких широт в высокие. В связи с этим, например, изобарическая поверхность 300 гПа проходит зимой над экватором на высоте около 9700 м, над северным полюсом на высоте около 8400 м, а над южным полюсом даже на высоте около 8100 м. Летом эти разности меньше, но все-таки значительны.

Геострофический ветер при таком градиенте должен быть направлен с запада на восток. Так будет в обоих полушариях: в северном градиент будет направлен к северу, а ветер, отклоняясь от него на прямой угол вправо, — с запада на восток; в южном полушарии градиент будет направлен к югу, а ветер, отклоняясь от него влево, — опять-таки с запада на восток. Это относится не только к геострофическому ветру, но, с достаточной точностью, и к действительному ветру, поскольку он является квазигеострофическим.

Таким образом, в верхней тропосфере и в нижней стратосфере (рис. 6.1) наблюдается западный перенос воздуха вокруг полюса, где давление наиболее низкое — своего рода планетарный циклонический вихрь над каждым из полушарий: против часовой стрелки над северным и по часовой стрелке над южным. Исключением являются самые низкие широты. Дело в том, что максимально высокое давление в верхней тропосфере обнаруживается не над экватором. Субтропические зоны высокого давления смещаются с высотой в направлении к экватору. Однако их оси в верхней тропосфере все-таки располагаются на некотором расстоянии от экватора. Отсюда следует, что в сравнительно узкой зоне вблизи экватора, расположенной главным образом в летнем полушарии, барический градиент в верхней тропосфере будет направлен к экватору. Это значит, что в верхней тропосфере и в нижней стратосфере господствует восточный перенос.

В стратосфере среднее распределение температуры по меридиану летом противоположно тропосферному. Полярная стратосфера летом очень теплая в сравнении с тропической. Начиная с уровня 12–14 км самые низкие температуры находятся над экватором, а самые высокие — над полюсом. Поэтому меридиональный градиент давления в стратосфере летом также меняется с высотой на противоположный, направленный от полюса к экватору. Но это изменение происходит не от самой тропопаузы. Сначала меридиональный градиент давления ослабевает под влиянием изменившегося градиента тем-

пературы и только на высотах 18–20 км меняется на обратный. Возникает околополярный антициклон и, следовательно, восточный перенос воздуха на уровнях выше 20 км над летним полушарием. Это явление получило название стратосферного обращения ветра.

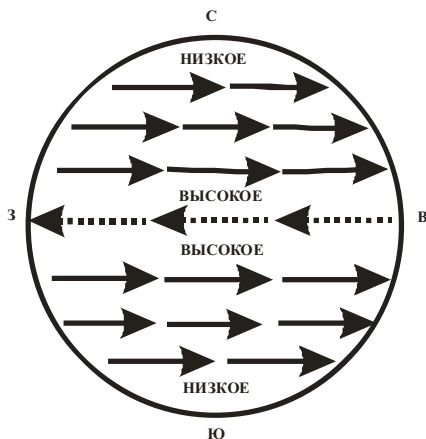


Рис. 6.1. Зональное распределение давления и переносов воздуха в верхней тропосфере и в нижней стратосфере

Зимой распределение температуры в стратосфере сложнее, чем летом. Зимняя стратосфера в полярных широтах почти так же холодна, как над тропиками. Правда, от экватора к средним широтам температура растет, а от средних широт к полярным снова падает. В результате направление барического градиента верхней тропосферы, как и западное направление зонального переноса, сохраняется зимой во всей толще стратосферы.

Западный перенос особенно силен в верхней части тропосферы, на широтах 30–35° в каждом полушарии. Скорость ветра на высотах около 12 км даже в многолетнем среднем достигает здесь более 35 м/с. Это — отражение на многолетней средней карте струйных течений, которые на указанных широтах обладают наибольшей повторяемостью.

В западном переносе наблюдаются огромные волны, длиною в несколько тысяч километров, наиболее хорошо различимые в верхней тропосфере и особенно на картах, осредненных за несколько суток. Вокруг земного шара их укладывается в каждый момент 4–6. Воздух в этих длинных волнах получает, в дополнение к западному переносу,

меридиональные составляющие скорости, направленные попеременно к высоким и низким широтам. Длинные волны перемещаются с запада на восток, но медленнее, чем сам западный перенос. Кроме того, на общий западный перенос налагаются в большом количестве циклоны и антициклоны. Они также перемещаются в направлении общего западного переноса.

Зональное распределение давления и ветра у земной поверхности и в нижней тропосфере. У земной поверхности и в нижней тропосфере зональное распределение давления и ветра имеет более сложный характер, чем в вышележащих слоях. На рис. 6.2 приведен график многолетних средних величин давления для широтных кругов на уровне моря в январе и в июле.

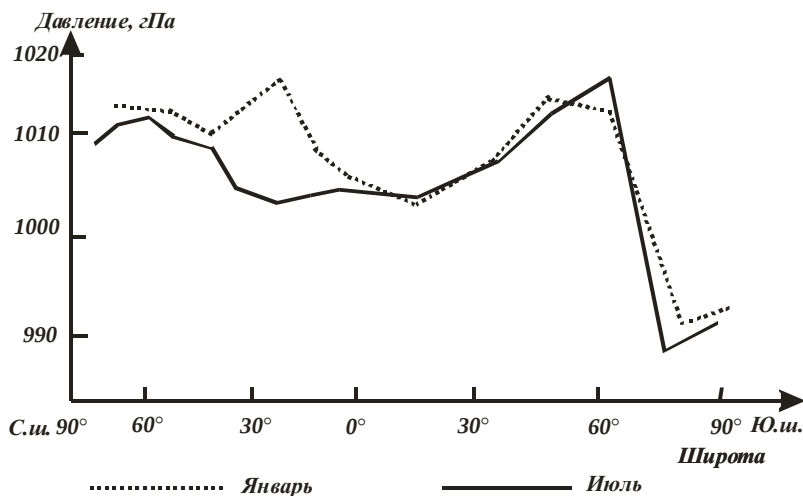


Рис. 6.2. Зональное распределение атмосферного давления в январе и в июле

Имеется зона с пониженным давлением по обе стороны экватора. В этой зоне в январе между 15° с. ш. и 25° ю. ш., а в июле между 35° с. ш. и 5° ю. ш. давление ниже 1013 гПа. При этом самое низкое давление наблюдается в январе на 5–10° ю. ш., а в июле — на 15° с. ш. Это — зона экваториальной депрессии, распространяющаяся больше на то полушарие, в котором в данном месяце лето. В направлении к высоким широтам от этой зоны давление в каждом полушарии растет, и максимальные значения давления отмечаются в январе в зоне 30–32°

северной и южной широты, а в июле — в зонах 33–37° с. ш. и 26–30° ю. ш. Это — две субтропические зоны повышенного давления; от января к июлю они несколько смещаются к северу, а от июля к январю — к югу. От субтропиков к еще более высоким широтам давление падает, особенно сильно в южном полушарии. На 75–65° с. ш. и 60–65° ю. ш. наблюдается минимальное давление в двух субполярных зонах низкого давления, а еще дальше в направлении к полюсам давление снова растет. В среднем годовом получается следующее зональное распределение давления на уровне моря:

Таблица 6.1

Зональное распределение давления на уровне моря

Широта, градус	80° с.ш.	60	30	10	0	10	30	60	80° ю.ш.
Давление, <i>гПа</i>	1014	1012	1012	1019	1010	1012	1018	989	991

Итак, зональность в распределении давления на уровне моря (и в нижней тропосфере) сложнее, чем в распределении температуры. Температура у земной поверхности непрерывно падает от низких широт к высоким (если отвлечься от возмущений, вносимых распределением суши и моря). Давление же от экваториальной зоны сначала растет к субтропикам, затем падает к субполярным широтам и снова растет к полюсам. При этом меридиональный барический градиент направлен от субтропиков к экватору и к субполярным широтам, от полюса к субполярным широтам; направление барического градиента, таким образом, несколько раз меняется вдоль меридиана (рис. 6.3). С этим согласуется и зональное распределение ветра.

Причины образования зон высокого давления в субтропиках и зон низкого давления в субполярных широтах заключаются в особенностях циклонической деятельности. Антициклоны, возникающие в общем западном переносе умеренных широт, при своем движении с запада на восток в то же время смещаются к более низким широтам и там усиливаются. Они и образуют в каждом полушарии субтропическую зону высокого давления с осью около 35-й параллели. Напротив, циклоны, возникающие в тех же средних широтах, при своем движении к востоку отклоняются к более высоким широтам и сосредотачиваются там, образуя субполярную зону низкого давления около 60–65-й параллели.

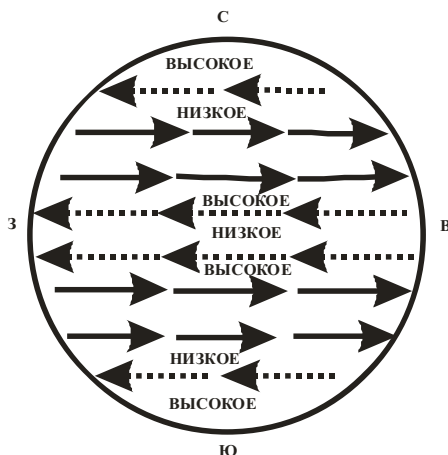


Рис. 6.3. Зональное распределение давления и переносов воздуха у земной поверхности и в нижней тропосфере

По обращенной к полюсу периферии субтропической зоны в средних широтах создается западный перенос; он простирается до оси субполярной зоны низкого давления, т. е. до 60–65° широты. Таким образом, в средних широтах западный перенос характерен не только для верхней тропосферы, но и для нижней тропосферы и для земной поверхности (если отвлечься от меридиональных составляющих, создаваемых трением). Правда, повторяемость западных ветров вблизи земной поверхности все-таки значительно меньше, чем в высоких слоях; с высотой она растет. Наиболее хорошо этот западный перенос у земной поверхности выражен над океанами, особенно в южном полушарии.

Но по периферии субтропической зоны высокого давления, обращенной к экватору, т. е. в тропиках, барический градиент у земной поверхности и в нижней тропосфере в среднем направлен к экватору, что и создает здесь восточный перенос, в общем охватывающий всю тропическую зону. Это так называемые пассаты — тропические восточные ветры.

Наиболее низкое давление у земной поверхности и в нижней тропосфере обнаруживается в субполярных широтах, вблизи 60–65-й параллели. Отсюда в направлении к полюсу давление растет. Следовательно, средний барический градиент направлен в нижней тропосфере от полюса к субполярным широтам, что создает в полярном районе также восточный перенос воздуха. В Арктике восточные направления

ветра в нижних слоях лишь несколько преобладают над западными. Но в Антарктиде по окраине материка наблюдаются устойчивые, а в Восточной Антарктиде — даже постоянные восточные ветры.

6.2.2. Центры действия атмосферы

Циркуляция воздуха в системе циклонов и антициклонов является составной частью общей циркуляции атмосферы. Наибольшее значение имеет циклоническая деятельность во внетропических широтах.

Циклоны и антициклоны внетропических широт образуются в области высотных фронтальных зон, характеризующихся большими горизонтальными градиентами температуры в тропосфере, а следовательно, большими градиентами давления и высокими скоростями ветра. Наиболее благоприятные условия для возникновения циклонов создают интенсивная адвекция холода, усиливающая контраст температуры, и расходимость воздушных течений в средней тропосфере. Такие условия создаются в ряде районов северного и южного полушарий, особенно в тех районах Земли, где располагаются так называемые энергоактивные зоны океанов. Влияние океана на циркуляцию атмосферы более крупномасштабно по сравнению с энергоактивными зонами суши. Мировой океан является главным аккумулятором лучистой энергии Солнца, с одной стороны, а его деятельный слой — главным источником тепла, поступающего в атмосферу умеренных широт в холодное полугодие, с другой. Большую роль в процессах аккумуляции и передачи тепла в атмосферу играет облачный покров. Он служит главным регулятором притока лучистой энергии Солнца к поверхности океана. В холодную половину года океан с помощью процессов теплообмена отдает атмосфере тепло, накопленное в теплый период года. Это тепло посредством преобладающего в тропосфере западного переноса, периодически возмущаемого циклонической деятельностью, переносится на континент. Таким образом, генератор общей циркуляции атмосферы — теплосодержание Мирового океана, являющееся его долговременной памятью. Вихревой компонент в виде циклонов и антициклонов возбуждается при взаимодействии атмосферы с энергоактивными зонами океана.

На картах многолетнего среднего распределения давления на уровне моря в январе и в июле заметны зональные особенности. Однако влияние неравномерного распределения суши и моря приводит к тому, что в каждой зоне барическое поле распадается на отдельные ячейки, на отдельные области повышенного и пониженного давления с

замкнутыми изобарами. Эти области называют «центры действия атмосфер». Одни из этих центров действия можно найти на климатологических картах всех месяцев года; они называются перманентными. Другие обнаруживаются на картах только зимних или только летних месяцев, их называют сезонными центрами действия.

Январь. На январской карте (рис. 6.4) хорошо различается экваториальная депрессия с давлением ниже 1015 гПа. Внутри этой депрессии имеются три отдельные области пониженного давления с замкнутыми изобарами: над Южной Америкой, Южной Африкой, Австралией и Индонезией. Давление в центрах этих областей ниже 1010 гПа. Обращает на себя внимание, что места с наиболее низким давлением в экваториальной депрессии лежат в январе не на самом экваторе, а достаточно далеко от него: примерно под 15° ю. ш. над прогретыми материками южного полушария.

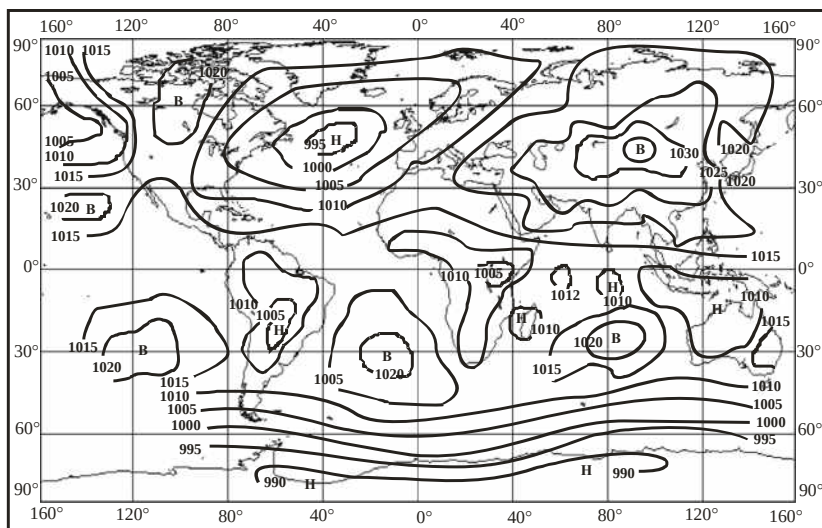


Рис. 6.4. Среднее распределение атмосферного давления на уровне моря в январе, гПа

По обе стороны от экваториальной депрессии обнаруживаются субтропические зоны высокого давления, которые, однако, распадаются на отдельные субтропические антициклоны с замкнутыми изобарами. Особенно хорошо выражены такие антициклоны над всеми тремя океанами южного полушария (с центрами под 30–35° ю. ш. и с давлением в центре выше 1020 гПа); над материками же, более теплыми,

чем океаны, они заменяются пониженным давлением. В северном полушарии субтропические антициклоны также обнаруживаются над Атлантическим и Тихим океанами (замкнутые изобары 1020 гПа), где их центры также располагаются под 30–35° широты. Антициклон над северным Атлантическим океаном носит название азорского, над северным Тихим океаном — гонолульского или гавайского. Над Азией в субтропических и тропических широтах давление также повышено. Однако здесь нет самостоятельного субтропического антициклона: Южная Азия занята южной частью огромного азиатского зимнего антициклона с центром в Монголии.

В умеренных и субполярных широтах южного полушария, к югу от субтропических антициклонов, находится почти сплошная зона низкого давления, однако все же с несколькими центрами внутри нее. В соответствующих широтах северного полушария также обнаруживается низкое давление, но только над океанами. Это две океанические депрессии: исландская на севере Атлантического океана и алеутская на севере Тихого океана с давлением в центре ниже 1000 гПа. Над материками Азии и Северной Америки они заменяются зимними антициклонами: азиатским и канадским. В азиатском антициклоне давление в центре выше 1035 гПа, в канадском — выше 1020 гПа.

В полярных широтах давление повышено по сравнению с субполярными. Особенно хорошо выражена область высокого давления над материком Антарктиды: антарктический антициклон. В северном полушарии повышение давления в Арктическом бассейне незначительно. Только над ледяной Гренландией видна замкнутая изобара со значением 1000 гПа, обрисовывающая область сравнительно повышенного давления.

Июль. На рис. 6.5 видно, что экваториальная депрессия теперь сместилась к северу и самое низкое давление в ней находится в северном полушарии, где теперь лето.

При этом центры низкого давления над нагретыми материками северного полушария особенно далеко сместились на север: они располагаются примерно на 30° с.ш. как в Азии, так и в Северной Америке. Эти части экваториальной депрессии, вышедшие над нагретыми материками даже за пределы тропиков, называются летними термическими депрессиями: южноазиатской и мексиканской.

Зоны высокого давления в субтропиках также различимы. В южном полушарии, где теперь зима, субтропические антициклоны захватывают в субтропиках и тропиках не только три океана, но и холодные теперь материки. В летнем северном полушарии антициклоны остаются только над двумя океанами (причем они, как видно из карт,

смещаются дальше на север и даже усиливаются). Над материками же субтропических широт давление, в противоположность январю, понижено.

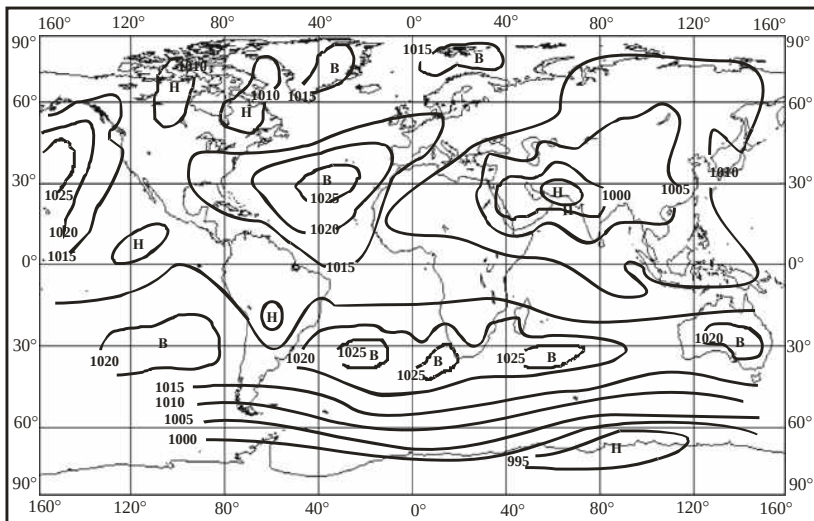


Рис. 6.5. Среднее распределение атмосферного давления на уровне моря в июле, гПа

Оно остается пониженным и в более высоких широтах. Таким образом, в умеренных и субполярных широтах северного полушария океанические депрессии (гораздо менее глубокие, чем зимой) и депрессии над материками образуют непрерывную субполярную зону низкого давления вокруг всего полушария. На север от нее давление незначительно растет. В южном полушарии в июле, как и в январе, различают зону низкого давления в субполярных широтах и антициклон над Антарктическим материком.

Итак, зональность в распределении давления нарушается тем, что давление повышается над материками зимой и понижается летом. Зимой над материками высокое давление обнаруживается даже в умеренных и субполярных широтах, где оно вообще понижено. Летом над материками давление понижается даже в субтропических зонах, где оно вообще повышено.

Наличие рассмотренных центров действия на многолетних средних картах не должно приводить к заключению, что в тех или

иных местах Земли круглый год или весь сезон располагается один и тот же устойчивый циклон или антициклон. В действительности циклоны и антициклоны в атмосфере достаточно быстро сменяются. Климатологические карты только позволяют заключить, что в одних местах Земли циклоны преобладают над антициклонами, и на картах получаются центры действия с пониженным давлением (как, например, на севере Атлантического океана — исландская депрессия). В других местах антициклоны наблюдаются значительно чаще, чем циклоны, и на картах в таких местах получаются центры действия с повышенным давлением (как азорский антициклон в субтропиках Атлантического океана). В действительности в тот или иной момент, например, над северным Атлантическим океаном можно одновременно наблюдать не один, а два отдельных субтропических антициклона, а над северным Тихим океаном — даже три.

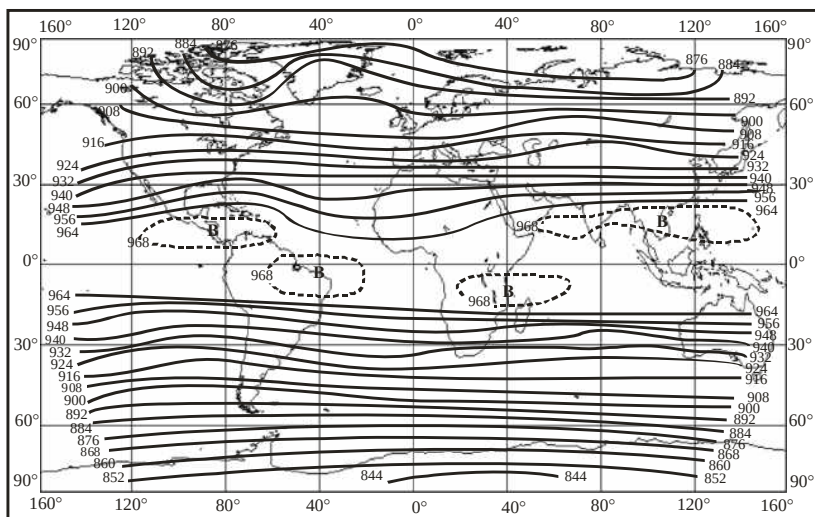


Рис. 6.6. Средняя абсолютная высота (геопотенциальные декаметры) изобарической поверхности 300 гПа в декабре–феврале

В Арктике преобладание антициклонов над циклонами совсем невелико, и потому на многолетних средних картах арктический антициклон обрисовывается очень слабо. Антарктический антициклон в среднем выражен значительно лучше, чем антициклон арктический. Особую сложность в вопрос вносит большая высота самого материка

Антарктиды над уровнем моря при очень низких приземных температурах воздуха над ледяной поверхностью. Приведение давления к уровню моря дает при этом завышенные результаты, не сравнимые со значениями давления на уровне моря для океана и низменностей. Для того чтобы видеть, насколько давление над Антарктидой выше, чем над окружающим океаном, нужно составлять карты не для уровня моря, а для уровня 3–4 км, близкого к поверхности материка (для изобарической поверхности 700 гПа). Средние месячные карты для поверхности 700 гПа обнаруживают наличие антициклона над Восточной Антарктидой во все месяцы года.

На многолетних средних картах барической топографии для поверхностей 700, 500, 300 гПа видно, что с высотой становится все меньше замкнутых изогипс, обрисовывающих отдельные центры действия, и распределение давления становится все более зональным (рис. 6.6; 6.7). Это понятно, так как с высотой влияние распределения суши и моря на температуру, а, следовательно, и на давление, ослабевает.

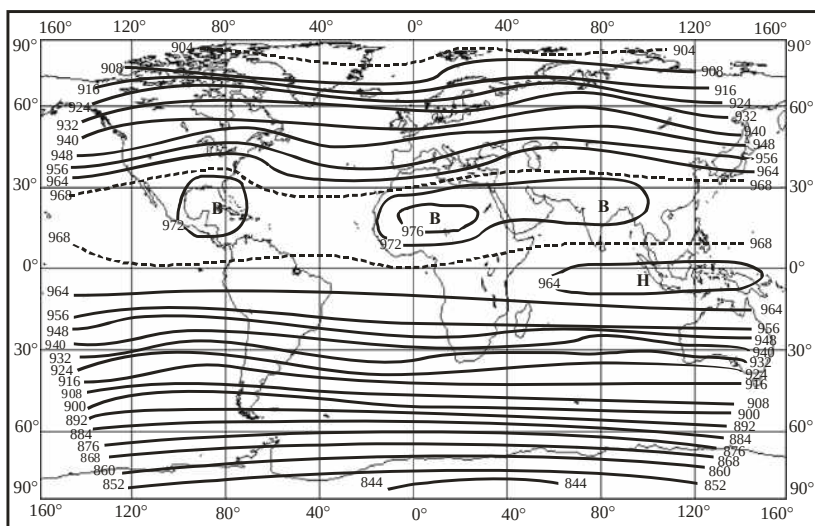


Рис. 6.7. Средняя абсолютная высота (геопотенциальные декаметры) изобарической поверхности 300 гПа в июне—августе

В верхней тропосфере и в нижней стратосфере абсолютные изогипсы на средних картах, а значит и изобары, огибают весь земной

шар, конечно, не совпадая вполне точно с широтными кругами; при этом они несколько изгибаются к низким широтам над теплыми материками. Только вблизи экватора еще обнаруживаются отдельные антициклоны даже и в верхней тропосфере. Итак, наиболее высокое давление будет вблизи экватора, наиболее низкое — над полярным районом. Правда, зимой в северном полушарии наиболее низкое давление смещено от полюса к особенно холодным северо-восточным частям Азии и Северной Америки.

В слоях выше 20 км летом распределение давления коренным образом меняется в связи с изменением меридионального распределения температуры. Над полюсом давление становится повышенным, т. е. околполюсная депрессия заменяется антициклоном.

6.2.3. Климатологические фронты

Постоянное расчленение барического поля Земли на циклоны и антициклоны приводит к тому, что и воздух тропосферы всегда расчленяется на воздушные массы, разделенные фронтами. В действительности положение и число фронтов могут резко отличаться от многолетнего среднего распределения. Фронты возникают, перемещаются и размываются в связи с циклонической деятельностью. Многолетние средние положения главных фронтов в разные сезоны называются климатологическими фронтами. Их можно выявить на многолетних средних картах, подобно центрам действия атмосферы.

В январе в северном полушарии на средней карте (рис. 6.8) обнаруживаются две значительные ветви арктического фронта: один — на севере Атлантического океана и на севере Евразии, другой — на севере Североамериканского материка и над архипелагом арктического сектора Америки. Возможно, что более спорадически существуют и другие арктические фронты.

Области к северу от арктических фронтов заняты преимущественно арктическим воздухом. Однако в отдельных случаях арктические фронты могут занимать положение, далеко отклоняющееся от среднего. При возникновении на них циклонов и антициклонов они все время перемещаются и вместе с вторжениями арктического воздуха могут проникать далеко к югу. В более низких широтах, между 30 и 50° с. ш., обнаруживается цепь полярных фронтов, отделяющих области преобладания полярного воздуха (воздуха умеренных широт) от областей преобладания тропического воздуха.

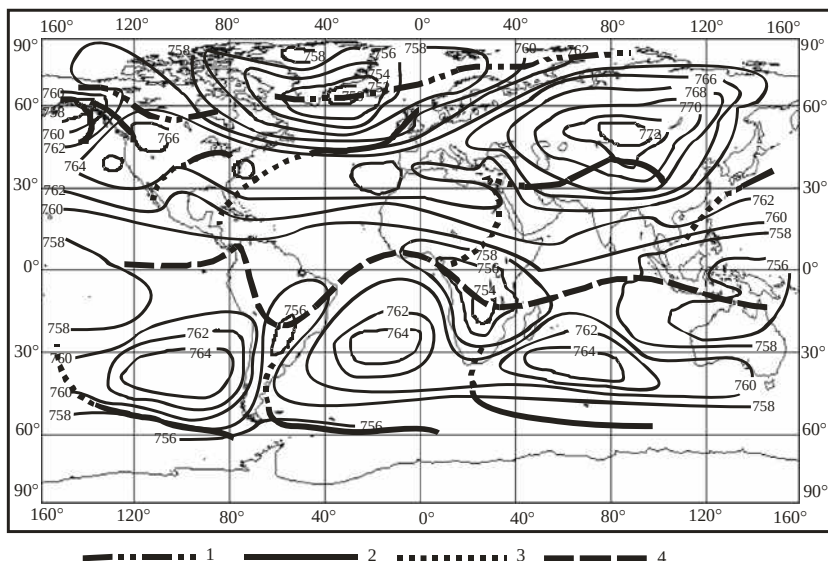


Рис. 6.8. Климатологические фронты в январе. 1 — арктический, 2 — полярный, 3 — пассатный, 4 — тропический

Полярные фронты проходят над Атлантическим океаном по южной периферии исландской депрессии; над Средиземным морем; в Азии примерно вдоль северной границы Тибетского нагорья; над Тихим океаном (два фронта); над югом США. Среднее положение полярных фронтов указывает на южную границу преобладания полярного воздуха и на северную границу преобладания тропического воздуха. В отдельных случаях полярные фронты не будут, конечно, совпадать со средним положением. Разрывы между отдельными арктическими и полярными фронтами на картах указывают на районы, где воздух чаще всего проникает в более высокие или в более низкие широты, причем фронты размываются.

Аналогично в южном полушарии обнаруживаются антарктические фронты, окружающие материк Антарктиды, и четыре полярных фронта под 40–50° ю. ш. над океанами.

Концы полярных фронтов, проникающих далеко в глубь тропиков, называются пассатными фронтами. Они разделяют в тропиках уже не полярный воздух от тропического, а разные массы тропического воздуха — более свежие и более старые, относящиеся к разным субтропическим антициклонам.

Внутри тропиков обнаруживается зона конвергенции воздушных течений, которая называется *внутритропической зоной конвергенции* и на климатологических картах представляется непрерывной линией, охватывающей весь земной шар. Она проходит в январе больше над южным полушарием, чем над северным, особенно далеко отходя к югу вместе с ответвлениями экваториальной депрессии над нагретыми материками южного полушария.

В июле (рис. 6.9) арктические и антарктические фронты занимают положения, близкие к январским.

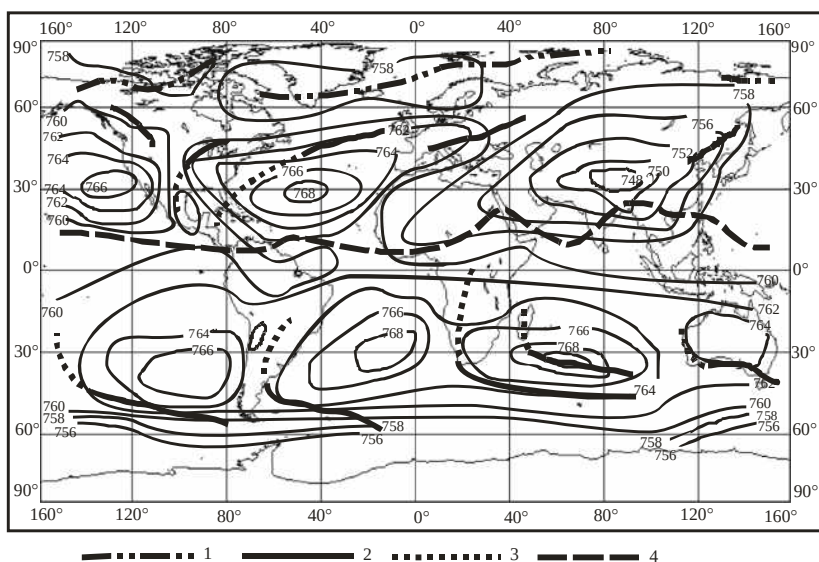


Рис. 6.9. Климатологические фронты в июле: 1 — арктический, 2 — полярный, 3 — пассатный, 4 — тропический

По-видимому, антарктические фронты в июле (зимой) проходят несколько дальше от материка Антарктиды, чем летом, а арктические в июле (летом) смещаются в более высокие широты. Полярные фронты в северном полушарии несколько смещены к северу в сравнении с январем, особенно над нагретыми материками; их среднее положение теперь около 50-й параллели. Полярные фронты над южным полушарием несколько смещены к экватору (30–40° ю. ш.). Наконец, внутритропическая зона конвергенции в июле смещена в северное полушарие, особенно далеко на север над Индией (до подножия Гималаев) и

над низовьями р. Янцзы. Таким образом, от января к июлю все климатологические фронты более или менее смещаются к северу, а от июля к январю — к югу. Положение фронтов на средних картах указывает, в каких областях Земли преобладают в течение всего года воздушные массы того или иного типа и в каких от зимы к лету и от лета к зиме массы одного типа сменяются массами другого. Это является основным критерием для генетической классификации климатов по Б. П. Алисову.

6.2.4. Циркуляция атмосферы в тропической зоне. Пассаты

Пассаты — это устойчивые восточные ветры умеренной скорости (в среднем $5-8 \text{ м/с}$ у земной поверхности), дующие в каждом полушарии на обращенных к экватору перифериях субтропических антициклонов. Субтропические антициклоны вытянуты по широте. Поэтому на их обращенной к экватору периферии изобары проходят параллельно широтным кругам, и, следовательно, пассаты над уровнем трения должны иметь восточное направление (рис. 6.10).

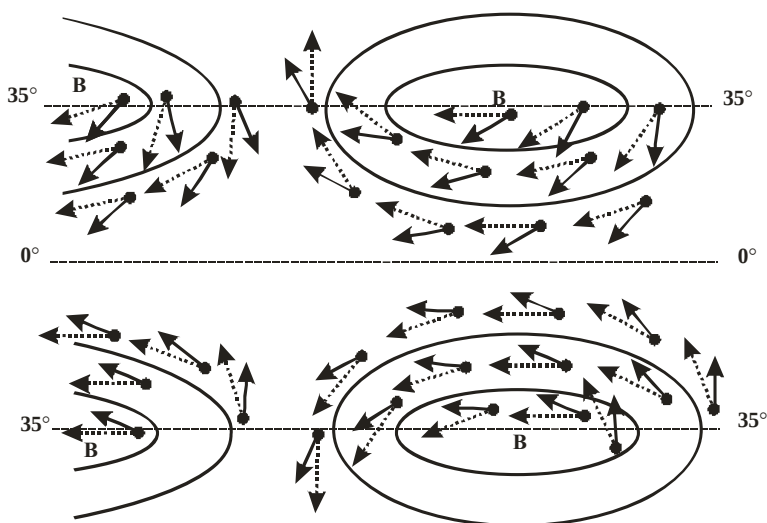


Рис. 6.10. Схема переноса воздуха в зоне пассатов. Кривые — изобары субтропических антициклонов, сплошные стрелки — ветры у земной поверхности, пунктирные — ветры над уровнем трения

Однако на востоке каждого антициклона к восточной составляющей ветра присоединяется еще направленная к экватору составляющая, а на западе — составляющая, направленная от экватора. В общем же меридиональные составляющие в пассатном переносе малы по сравнению с восточной составляющей.

В слоях, близких к земной поверхности, где действует трение, ветер отклоняется от изобар на некоторый угол в сторону низкого давления. Это значит, что на южной периферии субтропического антициклона в северном полушарии у земной поверхности вместо восточных ветров образуются северо-восточные; аналогично на северной периферии субтропического антициклона в южном полушарии у земной поверхности образуются юго-восточные ветры. Иначе говоря, вследствие трения пассаты получают дополнительные составляющие, направленные к экватору. Пассаты северного полушария часто называют поэтому северо-восточными, а пассаты южного полушария — юго-восточными.

Однако эти направления пассатов характерны только вблизи земной поверхности, и то не для всей области пассатов, а только там, где изобары субтропического антициклона вытянуты по широте.

Субтропические антициклоны над океанами очень хорошо выражены на многолетних средних картах. На ежедневных картах видно, что это не постоянно существующие антициклоны. Антициклоны здесь возникают заново, перемещаются, исчезают. Но при этом антициклоны в субтропиках абсолютно преобладают над циклонами. Поэтому на многолетних средних картах и создаются субтропические центры действия с высоким давлением. На климатологических картах над каждым океаном в каждом полушарии расположено по одному антициклону. На ежедневных же картах их больше — часто два, иногда три над каждым океаном; над южным Тихим океаном — до четырех.

Распределение давления в тропиках меняется мало. Поэтому пассаты характеризуются большой устойчивостью направления. Но все же, поскольку субтропические антициклоны день ото дня перемещаются, направления пассатных ветров также подвержены некоторым изменениям.

Погода пассатов. В нижнем слое пассатов воздух вследствие влияния трения течет с составляющей, направленной к экватору. На восточной периферии каждого субтропического антициклона эта составляющая, направленная к экватору, значительно усиливается уже независимо от трения. Поэтому, двигаясь на все более теплую поверхность моря, пассатное течение в нижних слоях приобретает неустой-

чивую стратификацию. Устанавливаются большие вертикальные градиенты температуры, часто превышающие сухоадиабатический в нижних сотнях метров, и развивается конвекция со скоростями восходящих потоков порядка 2,5–4 м/с и с образованием кучевых облаков.

Но конвекция не достигает больших высот. Уже на высотах порядка 1500–2000 м в области пассатов обнаруживается задерживающий слой в несколько сотен метров толщиной с инверсией температуры или, по крайней мере, с уменьшением вертикального градиента температуры (рис. 6.11). Эта пассатная инверсия образуется при оседании воздуха, характерном для всякого хорошо развитого антициклона. Инверсия и задерживает развитие конвекции на сравнительно низком уровне. Облака не получают большого вертикального развития, нередко принимают характер слоисто-кучевых и, во всяком случае, не достигают уровня оледенения, который в тропиках лежит выше 5 км. Поэтому из облаков или вовсе не выпадает осадков, или выпадают незначительные кратковременные и мелкокапельные дожди, обусловленные взаимным слиянием капелек.

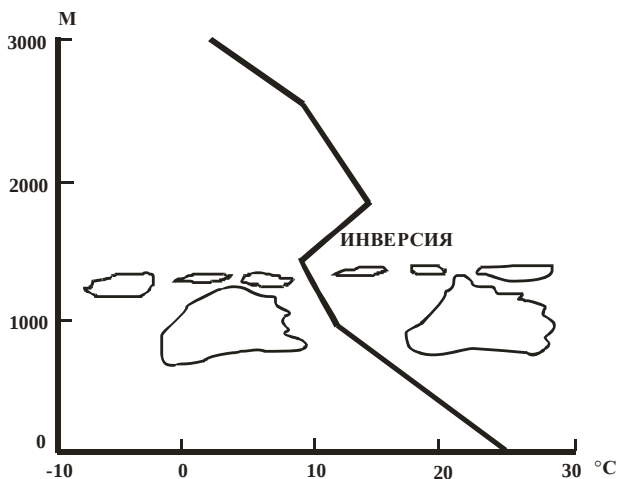


Рис. 6.11. Типичное распределение температуры воздуха с высотой в пассатах

Антипассаты. Вертикальная мощность пассатов увеличивается к экватору. Под 20-й параллелью она порядка 2–4 км. Вблизи экватора, особенно в летнем полушарии, восточные ветры захватывают уже всю тропосферу и стратосферу.

Там, где пассаты простираются не на всю тропосферу, ветры над ними имеют преобладающее западное направление. Западные ветры над пассатами носят название антипассатов. Прежде считали, что они дуют противоположно приземному направлению пассатов, т. е. в северном полушарии с юго-запада и в южном с северо-запада. Наблюдения этого не подтвердили. Антипассаты — вообще западные ветры, такие же, как и в более высоких широтах на тех же уровнях. Меридиональные составляющие в них малы и могут быть различны по направлению. Однако преобладают все же составляющие, направленные от экватора к высоким широтам.

Внутритропическая зона конвергенции (ВЗК). Пассаты обоих полушарий разделены переходной зоной с неравномерными, часто слабыми, но иногда и довольно сильными шквалистыми ветрами. В этой зоне в общем наблюдается сходимость пассатов Северного и Южного полушарий. Поэтому она называется внутритропической зоной конвергенции (рис. 6.12).

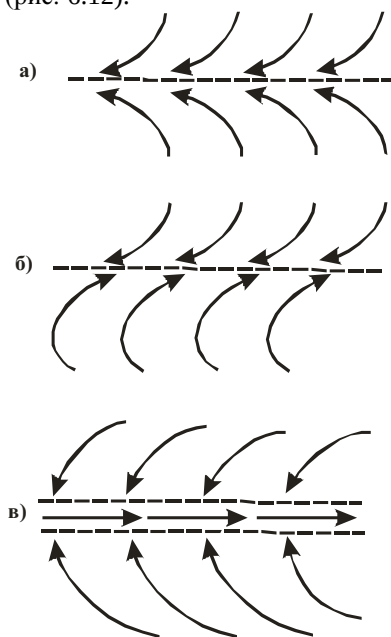


Рис. 6.12. Основные типы переноса воздуха во внутритропической зоне конвергенции: а — встреча пассатов у тропического фронта вблизи экватора, б — встреча пассатов на расстоянии от экватора (летний экваториальный муссон), в — экваториальная зона западных ветров

Вследствие сходимости воздушных течений конвекция в этой зоне резко усилена и развивается до больших высот по сравнению с зонами пассатов. Сильные восходящие движения прорывают и размывают здесь пассатную инверсию. Облака развиваются в мощные кучевые, а затем кучево-дождевые, из которых выпадают обильные дожди ливневого характера. Воздух пассатов Северного и Южного полушарий при слиянии в ВЗК имеет практически одинаковую температуру. Поэтому горизонтальные температурные градиенты в ВЗК слабые, то же относится и к влажности в нижней половине тропосферы: при больших ее значениях контраста влажности практически нет. Но несмотря на отсутствие заметных горизонтальных контрастов, дожди выпадают сильные за счет конденсации влаги в кучево-дождевых облаках при вертикальных движениях. 2–3-дневные периоды выпадения дождей сменяются сухой погодой такой же продолжительности. Положение ВЗК изо дня в день колеблется относительно ее среднемесячного положения в пределах $3\text{--}4^\circ$ широты. Кроме ежедневного колебания ВЗК относительно среднемесячного ее положения происходит сезонное смещение самого среднемесячного положения ВЗК. В области пассатов над Атлантическим и Тихим океанами сезонное смещение ВЗК невелико – в пределах $5\text{--}7^\circ$ широты. Особенно небольшое сезонное смещение ВЗК наблюдается над западом Атлантического, центром и востоком Тихого океанов. ВЗК, образующуюся в области слияния пассатов Северного и Южного полушарий, называют пассатной.

Тропические циклоны. Атмосферные возмущения возникают и внутри тропиков. По большей части это слабые тропические депрессии, часто даже без замкнутых изобар, возникающие как волновые возмущения во внутритропической зоне конвергенции. Перемещаются тропические депрессии медленно, преимущественно с востока на запад.

В некоторых редких случаях тропические возмущения усиливаются настолько, что сила ветра в них достигает 17 м/с и более. Диаметр такого возмущения — порядка нескольких сотен километров. Эти возмущения с ураганными ветрами носят название *тропических циклонов*. В зависимости от силы ветра их называют тропическими штормами (скорость ветра $17\text{--}33\text{ м/с}$) или тропическими ураганами (скорость ветра более 33 м/с). Районы их возникновения лежат между 20 и 5° широты в каждом полушарии. Ближе 5° широты к экватору тропические циклоны наблюдаются редко, так как отклоняющая сила вращения Земли здесь слишком мала, чтобы могла развиться сильная циклоническая циркуляция. В указанных зонах тропические циклоны развиваются только над морем; над сушей они не образуются. Если

уже возникший циклон попадает на сушу, он быстро затухает в связи с увеличенным трением и соответствующим увеличением затoka воздуха в нутр циклона в нижних слоях.

Максимум повторяемости тропических циклонов приходится на лето и осень данного полушария, когда зона конвергенции не слишком близка к экватору, а поверхность океана особенно нагрета — не менее чем до 27°C . Только в северном Индийском океане среди лета наблюдается вторичный минимум, так как в это время здесь господствует юго-западный муссон, а муссонная ВЗК находится над Южной Азией. Поэтому тропические циклоны развиваются здесь весной и осенью, а в муссонной ВЗК летом образуются муссонные депрессии, никогда не достигающие силы тропического циклона.

Для развития циклона из первоначальной слабой депрессии нужна большая энергия неустойчивости воздушных масс. Именно неустойчивость стратификации и связанный с нею подъем воздуха, особенно насыщенного, с выделением огромного количества тепла конденсации, определяют кинетическую энергию циклона. Мощный подъем нагретого и влажного воздуха над большой площадью океана в возникшем возмущении является главной причиной развития сильного тропического циклона. Для такого подъема воздуха необходимо еще, чтобы в верхней тропосфере над развивающимся циклоном существовала хорошо выраженная расходимость линий тока. Воздух в циклоне конвергирует и поднимается вверх, а в высоких слоях вытекает из циклона, что поддерживает в нем длительно существующий дефицит давления.

Тропический циклон сначала перемещается с востока на запад, т. е. в направлении общего переноса в тропической зоне. При этом он отклоняется к высоким широтам. Если циклон в результате попадает на материк (например, Северной Америки или Азии), оставаясь еще в тропиках, он быстро затухает над сушей. Но если циклон достигает широт, близких к тропику ($20\text{--}30^{\circ}$), оставаясь над океаном, он погибает с запада субтропический антициклон и выходит из тропиков, меняя направление движения с северо-западного на северо-восточное.

Точка траектории, в которой перемещение циклона меняется с северо-западного на северо-восточное, называется точкой поворота. Типичная траектория тропического циклона, перемещающегося сначала внутри тропиков, а затем выходящего во внетропические широты, будет, таким образом, напоминать параболу с вершиной, обращенной к западу. Конечно, в отдельных случаях пути циклонов бывают очень разнообразными.

Скорость перемещения тропических циклонов внутри тропиков мала: всего 10–20 км/ч. При выходе циклона во внетропические широты она возрастает до обычных скоростей внетропических циклонов.

Районы возникновения тропических циклонов. Тропические циклоны в основном возникают в следующих районах (рис. 6.13).

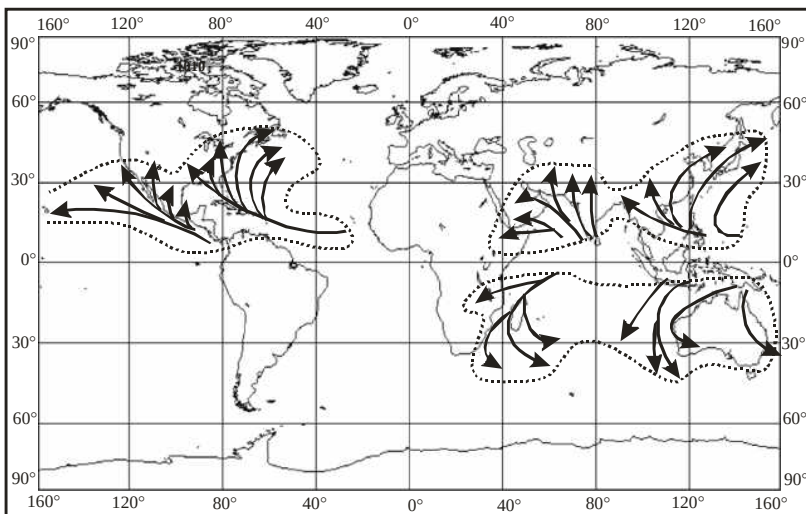


Рис. 6.13. Основные пути и районы распространения тропических циклонов

В северном полушарии:

1. Желтое море, Филиппинские острова и Тихий океан, к востоку от них до 170° в. д. В этом районе наблюдается наибольшее в сравнении с другими количество тропических циклонов: в среднем за год 28, из них около половины с ураганной силой ветра в 9–12 баллов.

В отдельные годы их бывает до 50. Тропические циклоны этого района носят местное название тайфунов. Тайфуны движутся вначале на запад и северо-запад. Если они достигают при этом берегов Китая, то быстро затухают над сушей. Но чаще они, не достигнув материка, поворачивают к северо-востоку и при этом нередко (в 15% случаев) проходят через южные Японские острова или вблизи них. Изредка они могут даже достигать района Камчатки.

2. Тихий океан к западу от Мексики. Здесь возникает в среднем за год 6 тропических циклонов со штормовыми и, сравнительно редко, с ураганными ветрами.

3. Тропики северного Атлантического океана, в особенности на западе океана — в Карибском море, в районе Малых Антильских островов и в Мексиканском заливе — и на востоке океана — в районе островов Зеленого Мыса. Местное их название — ураганы. В среднем над северным Атлантическим океаном возникает в год 10 тропических циклонов.

Циклоны западной части океана нередко проходят над Большими Антильскими островами. Сильнейший ураган «Флора» проходил над Кубой в октябре 1963 г. Иногда они попадают на материк в районе Флориды и других юго-восточных штатов США. В других случаях циклоны, поворачивая к северо-востоку над океаном, могут проходить вблизи Атлантического побережья США. Несмотря на сравнительную редкость, ураганы причиняют хозяйству США большие убытки и не обходятся без человеческих жертв.

4. Бенгальский залив. Здесь возникает в среднем за год 4 циклона. Попадая на сушу в Индии, они часто производят сильные опустошения; особенно страшны связанные с ними нагоны воды на плоские берега.

5. Аравийское море. Здесь возникает в среднем меньше двух циклонов в год, как и в Бенгальском заливе, — весной и осенью.

В южном полушарии:

1. Тихий океан к востоку от Новой Гвинеи и северной Австралии (Квинсленда) до островов Самоа, а может быть, и дальше. Повторяемость здесь — 7 циклонов в год; циклоны ураганной силы редки.

2. Индийский океан между Мадагаскаром и Маскаренскими островами. Здесь в среднем 7 циклонов в год.

3. Индийский океан между северо-западным побережьем Австралии и Кокосовыми островами. Циклоны здесь очень редки — в среднем 2 в год. Местное название — «вили-вили».

В южном Атлантическом океане тропических циклонов штормовой и ураганной силы не возникает.

Всего на земном шаре возникает за год в среднем около 70 тропических циклонов со штормовыми и ураганскими ветрами. Максимум их, как правило, приходится на лето и осень данного полушария, когда тропический фронт наиболее далеко смещен от экватора. Зимой их почти не бывает.

Погода в тропическом циклоне. Давление в центре тропического циклона нередко падает, так же, как и в глубоких циклонах вне тропических широт, до 960—970 гПа. В отдельных случаях наблюдались рекордные падения до 885 гПа, каких во внетропических широтах не бывает. Вследствие малой площади и большой глубины циклона

барические градиенты и скорости ветра в нем очень велики: максимальные градиенты доходят до 20 гПа на градус широты, а в отдельных случаях и гораздо больше. Скорости ветра достигают $30\text{--}50 \text{ м/с}$. Наблюдались скорости до 65 м/с , но, судя по разрушениям, они могут быть и больше. Отдельные же порывы доходят до 100 м/с . Эта область больших градиентов и штормовых ветров резко отграничена от окружающего района с размытым барическим полем и слабыми ветрами.

Облачность в тропическом циклоне представляет собой почти сплошное гигантское грозовое облако; выпадают сильные ливневые осадки; грозовые явления достигают большой интенсивности. В самом центре циклона обычно находится небольшая зона (десятки километров в диаметре), свободная от мощных облаков и со слабыми ветрами — так называемый *глаз бури*, или глаз циклона (рис. 6.14). Температура воздуха в тропическом циклоне вообще повышена по сравнению с окружающей атмосферой в связи с выделением огромного количества скрытого тепла при конденсации.

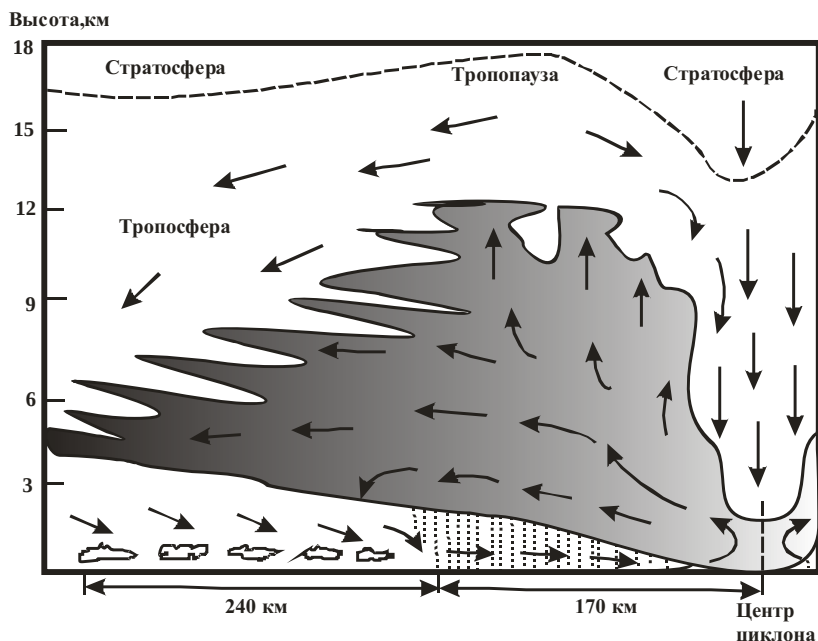


Рис. 6.14. Вертикальный разрез через тропический циклон

Распределение температуры равномерно и симметрично относительно центра, а вертикальная стратификация очень неустойчива. В центре циклона, однако, наблюдаются еще более высокие температуры, связанные с нисходящими движениями воздуха, и устойчивая стратификация атмосферы.

Перейдя в умеренные широты и изменив направление перемещения, тропический циклон расширяется по площади; градиенты в нем становятся меньше и ветры слабее. Циклон принимает характер внетропического циклона и в таком виде может проникнуть иногда в довольно высокие широты (вплоть до Исландии и Камчатки).

6.2.5. Муссонная циркуляция

В ряде районов поверхности Земли на формирование климата большое влияние оказывают муссоны (рис. 6.15). Эта циркуляционная система обладает отчетливо выраженным сезонным характером. На ее формирование большое влияние оказывает термический режим суши и океана, складывающийся под действием радиационных факторов.

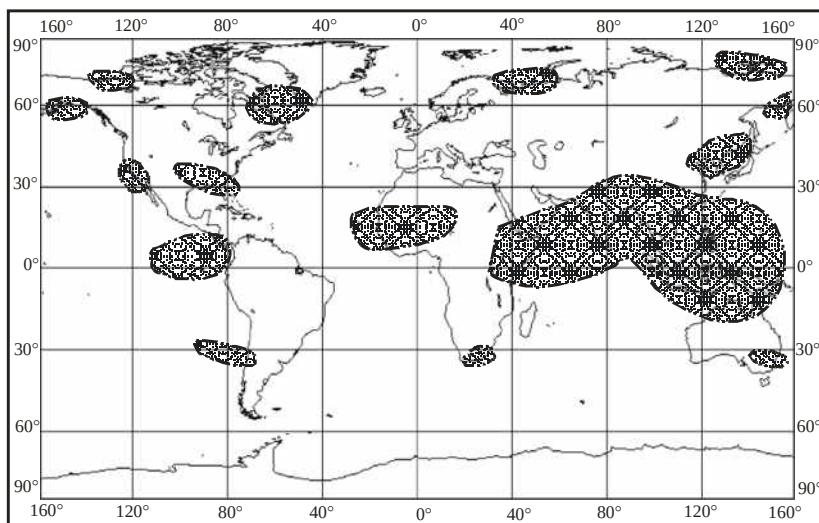


Рис. 6.15. Распределение муссонных областей по земному шару

Муссон — это такой режим общей циркуляции атмосферы в большой географической области, при котором ветры одного направления в каждом месте этой области резко преобладают над остальными, а само преобладающее направление ветра от зимы к лету и от лета к зиме меняется на противоположное или близкое к противоположному. К областям с «муссонной тенденцией» относятся те области, где противоположные ветры зимой и летом имеют повторяемость менее 40%. Конечно, кроме ветров преобладающего направления, в каждом сезоне наблюдаются и ветры других направлений: муссон испытывает перебои. В переходные сезоны, весной и осенью, когда происходит смена муссонов, устойчивость режима ветра нарушается.

Муссонные области объединяются в несколько зон, вытянутых в широтном направлении. Вместе эти зоны хорошо оконтуривают периферийные районы Евразийского материка с севера, востока и юга. Они обнаруживаются также в отдельных районах Африки и американских континентов, т.е. там, где происходит смена направления горизонтального градиента температуры между сушей и морем.

Структура муссонных областей связана с изменением положения и интенсивности центров действия атмосферы. Можно выделить муссонные зоны: тропическую, располагающуюся между 20° с.ш. и 20° ю.ш.; субтропические, которые размещаются между 30 и 40° ш. в обоих полушариях; зону умеренных широт и, наконец, полярную зону. Последние две зоны обнаруживаются только в северном полушарии в пределах 50–60° и около 70° с.ш. соответственно.

Тропический муссон образуется при взаимодействии экваториальной ложбины и сибирского антициклона зимой, азиатской депрессии и южноиндийского антициклона летом. Субтропический муссон формируется благодаря азиатской депрессии и отрогу тихоокеанского антициклона летом, сибирскому максимуму и юго-западной ложбине алеутской депрессии зимой.

Зимний азиатский муссон несет сухой холодный воздух из области сибирского антициклона. Выходя на теплую океаническую поверхность, этот воздух прогревается и обогащается влагой. На районы Индокитая поступает уже теплая морская воздушная масса, приносящая облачную и дождливую погоду. При дальнейшем перемещении к экватору воздух зимнего азиатского муссона приобретает свойство экваториального воздуха.

Летом воздушные течения направлены с водной поверхности на сушу. Деление азиатского муссона на тропический, субтропический и муссон умеренных широт летом обнаруживается особенно отчетливо. Субтропическая ветвь и ветвь умеренных широт проявляется в виде

юго-восточного потока влажного воздуха, перемещающегося из области тихоокеанского антициклона на юго-восточную часть Китая, Корею, Японию и Приморье.

Развитие тропической ветви летнего муссона связано с перемещением экваториальной ложбины на юг Азиатского материка. Сначала юго-западное муссонное течение захватывает южную часть Китая, затем распространяется на Индокитай и Индию.

Приходящий на сушу воздух летнего азиатского муссона содержит много влаги. Поэтому с ним связывают обильные осадки, выпадающие в это время в районах Южной и Юго-Восточной Азии.

Азиатский муссон является наиболее развитым сезонным циркуляционным механизмом. Хорошо проявляется также и африканский муссон, хотя он существенно отличается от азиатского. Различия заключаются в том, что циркуляция в нем оказывается менее развитой как по площади, так и по вертикали. Относительно небольшие размеры африканского муссона определяются сравнительно небольшими размерами Африканского континента, а также незначительными сезонными перемещениями экваториальной ложбины. Холодные воздушные массы умеренных широт, во-первых, не участвуют в формировании муссона Африки. Поэтому различия свойств воздушных масс летнего и зимнего муссонов над Африкой не столь значительны, как в Азии. Во-вторых, наблюдаются большие различия муссонов западной и восточной частей Африканского континента, что определяется строением континента. На западе зимний и летний муссоны формируются в различных по своим свойствам воздушных массах. Зимой в северном полушарии, когда ВЗК находится на западе континента вблизи экватора, а на востоке смещается в южное полушарие, большая часть Африканского континента оказывается под действием северо-восточного потока. Воздух, поступающий с северо-востока, формируется над пустынями, а поэтому является холодной устойчивой воздушной массой. Летом ВЗК перемещается в северное полушарие и размещается в июле над Африкой у 15° с. ш. В связи с этим юго-западный поток неустойчивого воздуха с Атлантики вторгается на западную часть Африканского материка. На восточную часть Африки устремляется воздух с Индийского океана. В отличие от воздуха, поступающего с Атлантического океана, он является достаточно сухим, так как в области холодного течения, проходящего у восточных берегов Африки, испарение невелико и воздух, протекающий над ним, не обогащается влагой. Таким образом, и зимний, и летний муссоны в восточной части Африки не приносят осадков.

6.2.6. Местная циркуляция

Местные ветры относятся к атмосферным явлениям, горизонтальная протяженность которых изменяется от нескольких сотен метров до десятков и первых сотен километров. Такие явления и процессы, наблюдаемые в атмосфере, называют мезометеорологическими. Возникают местные ветры под влиянием воздействия неоднородностей земной поверхности на воздушный поток более крупного масштаба.

Существует два вида воздействия земной поверхности на атмосферу – термическое и механическое. Различие в теплофизических, радиационных и других свойствах соседних частей земной поверхности ведет к возникновению горизонтальной разности температур, которая в свою очередь порождает барический градиент, являющийся непосредственной причиной возникновения ветра. К таким ветрам относятся *бризы, горно-долинные (склоновые) и ледниковые* ветры. Эти ветры выражены тем отчетливее, чем меньше скорость воздушного потока более крупного масштаба.

Под влиянием механических воздействий со стороны местных препятствий (гор, возвышенностей, лесов, строений) воздушный поток также испытывает возмущения: на наветренной стороне он совершает восходящее, на подветренной – нисходящее движение; в долинах, горных ущельях скорость потока увеличивается и т.п. Такие ветры выражены тем отчетливее, чем больше скорость набегающего на препятствие воздушного потока. Эти ветры носят название *фена, боры, стокового ветра и ветра горных проходов*. Наибольших значений скорость ветра достигает в тех частях препятствий, где воздух совершает нисходящее движение.

Местные ветры термического происхождения обладают хорошо выраженной периодичностью: в течение суток изменяется не только скорость ветра, но и направление потока.

Бризы. Бризами называют ветры у береговой линии морей и больших озер, имеющие резкую суточную смену направления. Днем морской бриз дует в нескольких нижних сотнях метров (иногда в слое более километра) в направлении на берег, а ночью береговой бриз дует с берега на море. Скорость ветра при бризах порядка 3–5 м/с, в тропиках может быть и больше. Бризы выражены отчетливо в тех случаях, когда погода ясная и общий перенос воздуха слаб, как это бывает, например, во внутренних частях антициклонов. В противном случае общий перенос воздуха в определенном направлении маскирует бризы. Особенно хорошо выражена бризовая циркуляция в субтропических

антициклонах, например, на побережьях пустынь, где суточные смены температуры над сушей велики, а общие барические градиенты малы.

Развитые бризы наблюдаются в теплое время года (с апреля по сентябрь) на таких морях средних широт, как Черное, Азовское, Каспийское. Днем температура суши выше, чем температура воды. Поэтому изобарические поверхности над сушей несколько приподнимаются сравнительно с морем (рис. 6.16). На какой-то высоте создается горизонтальный барический градиент, направленный в сторону моря, и начинается отток воздуха к морю. Так как движение развивается в течение короткого времени, то отклоняющая сила вращения Земли не может уравновесить барический градиент. Движение остается неустановившимся и направлено не по изобарам, а пересекает их, т. е. не параллельно береговой линии, а с большой составляющей в направлении с суши на море. Такой отток воздуха на высоте приводит к падению давления у земной поверхности над сушей и к росту его над морем. Поэтому нижние изобарические поверхности приобретают обратный наклон — внизу устанавливается барический градиент, направленный с моря на сушу, а с ним и соответствующий перенос воздуха в нижнем слое. Этот нижний перенос воздуха и есть *дневной морской бриз*.

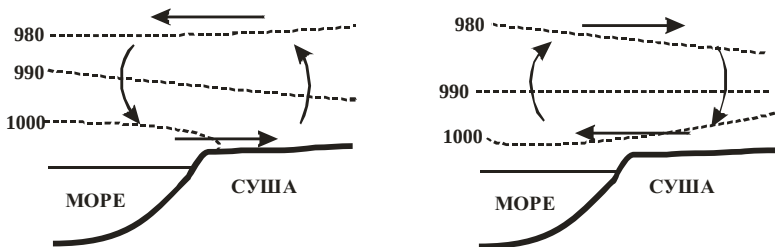


Рис. 6.16. Схема бризов (слева — день, справа — ночь)

Противоположные условия создаются ночью, когда суша охлаждается и становится холоднее моря. Тогда внизу формируется перенос воздуха с берега на море — *ночной береговой бриз*, а над ним — обратное течение. Вечером и утром происходит смена морского бриза на береговой и обратно. Конечно, общий перенос воздуха может замаскировать картину бризов.

Дневной бриз наблюдается в более мощном слое, чем ночной. В тропиках мощность бризов больше, чем в высоких широтах. От береговой линии бризы распространяются в глубь суши или моря на десятки километров. Дневной бриз несколько понижает температуру над сушей и увеличивает относительную влажность; особенно резко это

выражено в тропиках. В Мадрасе (Индия) морской бриз понижает температуру воздуха на побережье на $2-3^{\circ}\text{C}$ и повышает влажность на 10—20%. В Западной Африке эффект значительно больше: морской бриз, приходя на смену нагретому континентальному воздуху, может снизить температуру на 10°C и более и повысить относительную влажность на 40% и более.

Очень сильный климатический эффект производит морской бриз, дующий с большой регулярностью над районом Сан-Франциско залива. Так как морской воздух приходит на сушу с вод холодного Калифорнийского течения, то средние температуры летних месяцев в Сан-Франциско оказываются на $5-7^{\circ}\text{C}$ ниже, чем в Лос-Анжелесе, расположенном всего на 4° южнее. Зимние температуры в Сан-Франциско ниже на $2-3^{\circ}\text{C}$.

Бризы наблюдаются в ряде случаев также и на побережьях озер, таких, как Севан, Иссык-Куль, Ладожское, Онежское, а также на больших реках, например в низовьях Волги. Но здесь явление бриза имеет уже микроклиматический масштаб: скорости ветра при бризе, его вертикальная мощность и горизонтальное распространение значительно меньше, чем при бризах на берегах морей.

Горно-долинные ветры возникают под влиянием горизонтальной разности температур между склоном горы и атмосферным воздухом на той же высоте над долиной. Днем склоны гор, обращенные в сторону солнца, имеют более высокую температуру, чем воздух на той же высоте над долиной, т.е. наблюдается горизонтальный градиент температуры, направленный от склона горы в сторону долины. Под влиянием этого градиента возникает замкнутое движение (циркуляция) воздуха: в нижнем слое ветер направлен из долины вдоль склона горы, в верхнем — от склона горы в сторону долины. Ночью склоны горы охлаждаются быстрее, чем воздух на той же высоте. Следствием этого процесса является движение воздуха, по направлению противоположное дневному. Горно-долинные ветры хорошо выражены во многих долинах и котловинах Альп, Кавказа, Памира и в других горных странах, главным образом в теплое полугодие. Вертикальная мощность их значительна и измеряется километрами: ветры заполняют все поперечное сечение долины, вплоть до гребней ее боковых хребтов. Как правило, они не сильны, но иногда достигают 10 м/с и более.

Ветры склонов. Днем склоны гор значительно нагреваются, поэтому воздух в непосредственной близости к склону нагревается сильнее, чем воздух, расположенный дальше от склона, и в атмосфере устанавливается горизонтальный градиент температуры, направленный от склона в свободную атмосферу. Более теплый воздух у склона на-

чинает подниматься по склону вверх, как при конвекции в свободной атмосфере. Такой подъем воздуха приводит к усиленному образованию на них облаков. Ночью, при охлаждении склонов, воздух стекает по склонам вниз.

Ледниковые ветры. В том случае, когда склоны горы покрыты ледником, горизонтальный градиент температуры днем и ночью направлен от долины в сторону ледника. Поэтому ледниковый ветер в нижнем слое всегда направлен от ледника к долине, в верхнем — от долины к леднику, при этом над ледником наблюдается нисходящее, а над долиной — восходящее движение воздуха. Скорость ветра увеличивается ночью и уменьшается днем. Над некоторыми ледниками Кавказа скорость ледникового ветра порядка 3–7 м/с. Вертикальная мощность потока ледникового ветра порядка нескольких десятков, в особых случаях сотен метров.

Явление ледниковых ветров в громадных размерах представлено над ледяным плато Антарктиды. На периферии материка возникают стоковые ветры (чаще всего юго-восточные) — перенос выхолаженного воздуха по наклону местности в сторону океана. Так как кроме барического градиента на этот перенос воздуха влияет сила тяжести, то по мере приближения воздуха к береговой линии в нижних 100–200 м могут развиваться очень большие скорости ветра, до 20 м/с и более, с резко выраженной порывистостью.

Фен. Феном называется теплый, сухой и порывистый ветер, дующий время от времени с гор в долины. Температура воздуха при фене значительно и иногда очень быстро повышается; относительная влажность резко падает. В начале фена могут наблюдаться резкие и быстрые колебания температуры и влажности вследствие встречи теплого воздуха фена с холодным воздухом, заполняющим долины. Порывистость фена указывает на сильную турбулентность фенового потока. Продолжительность фена может быть от нескольких часов до нескольких суток. Фены часто наблюдаются в Альпах, на Кавказе, в Средней Азии, в Якутии, западной Гренландии, на восточных склонах Скалистых гор и во многих других горных системах.

Число дней с фенами сильно колеблется в зависимости от особенностей горного района. Так, в Кутаиси среднее число дней в году с фенами составляет 114, в Тбилиси — 45, в Орджоникидзе — 36, на Телецком озере — до 150, в Инсбруке (Австрия) — 75.

Фен может возникнуть в любой горной системе, если воздушное течение общей циркуляции перетекает через хребет достаточной высоты (рис. 6.17). Наблюдаются они чаще с подветренной стороны, но могут одновременно дуть и по обе стороны гор. В первом случае су-

щественное значение имеет выделившаяся скрытая теплота при образовании облачности и выпадении осадков с наветренной стороны гор. При достижении уровня конденсации поднимающийся вдоль склона воздух будет охлаждаться по влажноадиабатическому закону, т.е. относительно медленно, тогда как нагревание воздуха при опускании вдоль подветренного склона будет происходить достаточно быстро по сухоадиабатическому закону. Во втором случае основное значение имеет устойчивость воздушной массы, опускающейся вдоль обоих склонов, например когда центр антициклона располагается над горами. При таком антициклоническом фене скорости ветра невелики, а повышение температуры может происходить на обоих склонах хребта одновременно, как это много раз наблюдалось и на Кавказе, и в Альпах.

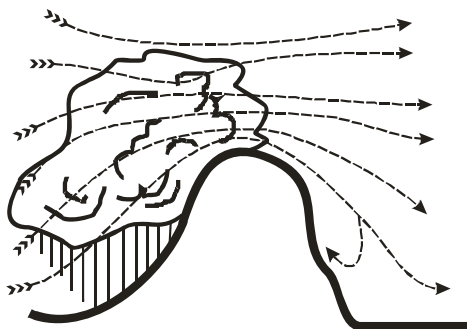


Рис. 6.17. Схема фена

Температура фена будет тем выше, чем больше высота, с которой он опускается. Относительная влажность в нем в то же время будет понижаться по мере роста температуры.

Продолжительный и интенсивный фен может привести к бурному таянию снега в горах, к повышению уровня и разливам горных рек. Летом фен вследствие своей высокой температуры и сухости может губительно действовать на растительность. В Закавказье (район Кутаиси) случается, что при летних фенах листва деревьев высыхает и опадает.

Но фен может наблюдаться и в арктическом воздухе, когда последний, например, перетекает через Альпы или Кавказ и опускается по южным склонам. Даже в Гренландии стекание воздуха с трехкилометровой высоты ледяного плато на фиорды обуславливает очень

сильные повышения температуры. В Исландии при фенах наблюдались повышения температуры почти на 30° за несколько часов.

При перетекании хребта в воздушном течении могут возникать стоячие волны, так называемые феновые волны, с амплитудой порядка нескольких километров, иногда приводящие к образованию чечевицеобразных облаков. Эти волны распространяются вверх до высоты в несколько раз большей, чем высота хребта.

В различных районах фены и аналогичные им ветры известны под разными названиями. Таковы бохорок на Суматре, чинук на восточных склонах Скалистых гор, урсатьевский ветер в Ферганской долине, гармсилль на юге Средней Азии и т.д.

Бора. Борой называется сильный холодный и порывистый ветер, дующий с низких горных хребтов в сторону достаточно теплого моря. Бора с давних пор известна в районе Новороссийской бухты на Черном море и на Адриатическом побережье Югославии, в районе Триеста. Сходные явления обнаружены на Новой Земле и в некоторых других местах. К типу боры относится и сарма близ Ольхонских ворот на Байкале. Достаточное сходство с борой по происхождению и проявлениям имеют норд в районе Баку, мистраль на Средиземноморском побережье Франции, от Монпелье до Тулона, нортсер в Мексиканском заливе (Мексика, Техас).

Бора в Новороссийске и в Адриатике возникает в тех случаях, когда холодный фронт подходит к прибрежному хребту с северо-востока. Холодный воздух сразу же переваливает невысокий хребет. Опускаясь вниз по горному хребту под действием силы тяжести, воздух приобретает значительную скорость: в Новороссийске в январе скорость ветра при боре в среднем выше 20 м/с. Падая на поверхность воды, этот нисходящий ветер создает сильное волнение. При этом резко понижается температура воздуха. Конечно, падая вниз, воздух боры адиабатически нагревается, как и при фене. Но высота хребта невелика, а первоначальная температура воздуха низка в сравнении с температурой воздуха, ранее располагавшегося над морем. В результате температура в районе, куда вторгается бора, понижается. В Новороссийске случалось при боре понижение температуры на 25 °С и более.

Новороссийская бора затухает в море уже в нескольких километрах от города. Однако бора в Адриатике при некоторых синоптических ситуациях охватывает значительную часть моря. За год в Новороссийске наблюдается в среднем 46 дней с борой, чаще всего с ноября по март. Продолжается бора 1–3 суток, иногда до недели.

Шквалы. Это резкие кратковременные усиления ветра (включая порывы) до 25 м/с и более, на побережьях морей и в горных районах — не менее 35 м/с. Это усиление ветра продолжается несколько минут, а иногда повторяется на протяжении короткого времени. Резко меняется и направление ветра. Несмотря на кратковременность шквалов, они могут приводить к катастрофическим последствиям.

Шквалы в большинстве случаев связаны с кучево-дождевыми облаками, сопровождаемыми ливнями, градом и грозой, или с прохождением холодного атмосферного фронта. В первом случае они называются внутримассовыми, во втором — фронтальными. Могут наблюдаться и сухие шквалы, когда при большой сухости нижнего слоя воздуха выпадающие осадки не достигают поверхности земли.

Внутримассовый шквал обусловлен тем, что в передней части кучево-дождевого облака возникает сильное восходящее движение воздуха, а в центральной и тыловой частях — нисходящее, в частности создаваемое ливневыми осадками, увлекающими с собой воздух. В облаке и под ним возникает, таким образом, вихревое движение воздуха с горизонтальной осью, в которое вовлекается воздух из смежных районов (рис. 6.18). При приближении облака ощущается усиление ветра и поворот его направления к облаку; в резко выраженных случаях это явление принимает форму шквала.

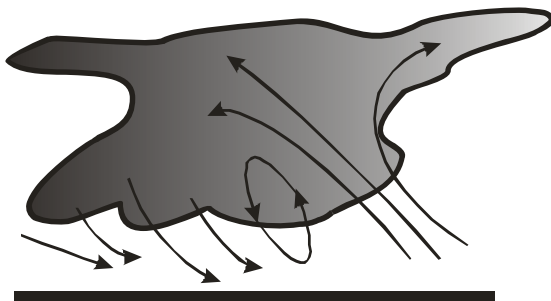


Рис. 6.18. Движение воздуха при шквале

Сходные условия будут и в случае фронтальных шквалов. Здесь также играет роль восходящее движение теплого воздуха перед продвигающимся холодным фронтом и нисходящее движение в голове холодного воздуха за фронтом, принимающее форму резкого «обрушения». Фронтальные шквалы наблюдаются вдоль фронта одновременно в ряде мест. Поэтому в XIX в., когда было установлено существование холодных фронтов, их называли линиями шквалов.

6.3. Подстилающая поверхность

Огромную роль в формировании климата играет подстилающая поверхность, так как от ее вида зависят физические свойства формирующихся над ней воздушных масс. Основное значение имеют поверхности континентов и Мирового океана, занимающего около 71% всей земной поверхности. Под влиянием суши создаются материковые, а под влиянием морей и океанов — морские или океанические климаты. Однако поверхность суши неоднородна. Это создает различные вариации климата. Климат возвышенностей и гор отличается от климата равнин. Влияние на климат обнаженной поверхности будет иным, чем поверхности, покрытой растительностью. Травянистая растительность оказывает иное влияние на климат, чем лесная. На океане, на одних и тех же широтах, могут создаваться неодинаковые климаты под влиянием теплых и холодных течений. Большое влияние на климат оказывают снежный и ледяной покровы. Таким образом, воздействие подстилающей поверхности весьма разнообразно.

6.3.1. Морской и континентальный климаты

Различная теплоемкость воды и суши и особенно различия в способах передачи тепла являются причинами того, что на морях и океанах, на островах и в прибрежных местностях создается особый тип климата — морской или океанический. Климат же, создающийся на суше, называется материковым, или континентальным. Степень континентальности климата определяется главным образом значениями суточных и годовых амплитуд температуры воздуха, влажности и облачности, а также количеством выпадающих осадков. Большие суточные и годовые амплитуды, пониженная влажность и облачность, небольшие годовые количества осадков характеризуют значительную континентальность климата. Наоборот, малые амплитуды, повышенная влажность и облачность, а также большие количества осадков свидетельствуют о влиянии моря на климат. Поэтому континентальность климата зависит от относительного распределения суши и воды. Большая изрезанность береговой линии уменьшает степень континентальности климата, а при удалении от берегов морей и океанов континентальность возрастает. Континентальность климата также определяется интенсивностью и повторяемостью потоков воздуха, вторгающихся на материк с океана. Она тем меньше, чем интенсивнее эти потоки и чем чаще они приходят на материк. Особенно большое значение воздушные потоки и потоки океанов приобретают в зимнее время,

когда океаны превращаются в мощные нагреватели и с их стороны на материк приходит теплый воздух.

Климатические условия некоторых местностей в сильной степени определяются муссонами, например на берегах Индийского океана, в восточных районах Азии и др. В этих местностях муссоны создают особый климат, с обильными осадками летом и скудными зимой.

Большое влияние на климат оказывают морские течения. Теплые течения, направленные в высокие широты, например Гольфстрим, создают на омываемых ими берегах особый климат, с очень теплой зимой и малой годовой амплитудой температуры. На берегах, омываемых теплыми течениями, выпадает повышенное количество осадков, причем осадки часто сопровождаются грозами и бурями. Холодные течения, направленные в сторону экватора, например Лабрадорское или Калифорнийское, вызывают понижение температуры и частые туманы.

В условиях морского климата наблюдается прохладное лето и более теплая зима, а следовательно, и меньшая годовая амплитуда температуры воздуха. В континентальном климате, наоборот, бывает более теплое лето и более холодная зима. Для морского климата характерна прохладная весна и теплая осень, для континентального — теплая весна и более прохладная осень.

Суточная амплитуда температуры воздуха в прибрежных районах мала. На побережье Атлантического океана в тропиках она около $1,5^{\circ}\text{C}$. В умеренных широтах на суше суточная амплитуда велика. Так, на Европейской территории СНГ и в Западной Сибири зимой она колеблется от $4,0$ до $5,0^{\circ}\text{C}$, летом — от $10,0$ до $12,0^{\circ}\text{C}$. В Восточной Сибири и в Средней Азии суточная амплитуда зимой достигает $10,0$ – $12,0^{\circ}\text{C}$, летом же $18,0$ – $20,0^{\circ}\text{C}$, а в ясные дни $20,0$ – $25,0^{\circ}\text{C}$. Особенно велики суточные амплитуды в субтропических пустынях, где они иногда превышают 35°C . Наименьшие амплитуды (до 1 – 2°C) наблюдаются в полярных широтах вследствие малых изменений высоты Солнца над горизонтом в течение суток. Очень слабо выражен суточный ход температуры воздуха у полюсов. Годовая амплитуда температуры в условиях морского климата также мала. По мере удаления от берегов морей и океанов она увеличивается и достигает больших значений внутри континентов.

Относительная влажность воздуха в условиях морского климата выше, чем в условиях континентального, особенно летом, в зимние месяцы разница невелика. Годовая амплитуда относительной влажности воздуха в морском климате меньше, чем в континентальном.

Облачность в условиях морского климата значительно больше, чем в условиях континентального. Так, в Батуми средняя годовая облачность составляет 6,6 балла, а в Термезе, расположенном на крайнем юге Средней Азии, всего 2,7 балла.

В морском климате часты туманы. Они возникают на морях и побережьях в теплое время года при движении воздуха с прогретой суши на более холодное море. На океанах туманы возникают в местах сближения теплых и холодных течений, например, к югу от Ньюфаундленда, где близко подходят друг к другу теплое течение Гольфстрим и холодное Лабрадорское течение. На суше преобладают радиационные туманы, образующиеся при ночном охлаждении поверхности земли и прилегающего к ней слоя воздуха путем излучения.

На континенте количество осадков обычно убывает по мере удаления от берегов океана. Имеются также различия в годовом ходе осадков. В умеренных широтах на островах и западных берегах материков наибольшее количество осадков выпадает осенью и зимой, наименьшее — летом, в условиях же континентального климата наибольшее количество осадков выпадает главным образом в летние месяцы. Однако не всегда вблизи моря осадков выпадает больше, чем в удалении от него. Если воздух приходит на относительно теплую сушу со стороны охлажденного моря, то осадков на суше выпадает очень мало, так как такой воздух вообще содержит мало влаги, а, приходя на сушу, он прогревается и еще более высушивается. Мало осадков выпадает зимой в муссонных областях вследствие того, что в это время преобладают ветры с суши.

Скорость ветра на суше меньше, чем над водой, так как воздушные массы испытывают большее трение о земную поверхность. Так, средняя скорость ветра на берегах Баренцева моря в январе 7 м/с, в июле 5 м/с. В центральных же областях она снижается до 4 и 3 м/с соответственно. На берегах Азовского и Черного морей она вновь возрастает до 5 м/с в январе и до 4 м/с в июле. Суточный ход скорости ветра на суше при отсутствии снежного покрова выражен резко, особенно в степной зоне и пустынях, на море — слабее. Это объясняется тем, что на суше в теплое время года в околополуденные часы вследствие сильного прогрева почвы создается значительное турбулентное перемешивание воздуха по вертикали, приводящее к межуровневому обмену количеством движения, а именно, повышенные скорости передаются от верхних слоев нижним, а пониженные — от нижних верхним. В вечернее время вследствие охлаждения почвы и нижнего слоя воздуха турбулентность затухает, обмен скоростями ветра ослабевает и, наконец, прекращается. У поверхности земли ночью наступает за-

тишье, в верхних же слоях скорости ветра увеличиваются. Так как суточный ход температуры воздуха на море очень ровный и турбулентное перемешивание воздуха ослаблено, то менее заметен здесь и суточный ход скорости ветра.

Различия между морским и континентальным климатами в сильной степени отражаются на характере растительного покрова. В умеренных широтах растения в холодное время года могут переносить низкие температуры, но зато в теплое время года требуют определенных количеств тепла в период вегетации. Так как в условиях континентального климата растения за вегетацию получают больше тепла и света, чем в морском климате, то на континентах в умеренных широтах они находят более благоприятные условия для роста и развития.

Различия климатов сказываются и на расположении границ леса и земледелия. Так, в Западной Европе в условиях морского климата северная граница древесной растительности приходится на $58^{\circ}40'$ с.ш. (северная окраина Великобритании). В условиях же континентального климата северная граница леса достигает очень высоких широт. Например, в Сибири (на Таймыре) она располагается на $72^{\circ}40'$ с.ш., а заросли кустарников встречаются даже на широте 75° с.ш. Под влиянием холодных течений она опускается в более низкие широты. Вследствие влияния холодного Лабрадорского течения безлесная тундра встречается на Ньюфаундленде на 48° с.ш. На океанических островах, расположенных на широте 50° (Командорских, Фарерских, островах южного полушария), наблюдается безлесье. Границы степной и пустынной зон по мере возрастания континентальности климата также продвигаются все дальше на север.

Различия между морским и континентальным климатом отражаются и на химическом составе растительных веществ. В местах с морским типом климата растения развиваются в течение всего периода вегетации в условиях умеренной температуры, повышенной влажности воздуха и больших количеств осадков. Почва в этих местах значительно увлажнена. При таких условиях растения долго вегетируют и у них сильно разрастается надземная зеленая масса. Процесс созревания в этом случае растягивается и в зерно отдается мало белка, так как он затрачивается на построение вегетативных тканей. Поэтому, например, сорта пшеницы, выращиваемые в условиях влажного климата, характеризуются низкой белковостью зерна. В условиях континентального климата развитие растений, в частности пшеницы, происходит при повышенной температуре и пониженной влажности воздуха. Пшеница не развивает большой вегетативной массы, бывает более низкорослой, а период созревания у нее короче. Быстрее перемещаются в зерно и

пластические вещества. Все это способствует повышенному содержанию белка в зернах. В условиях континентального климата в корнях, клубнях и плодах больше сахара, в условиях морского климата — крахмала.

На климатические условия побережий могут оказывать влияние бризы. Если берега плоские, то бризы в летнее время не благоприятствуют образованию конвективных облаков и выпадению осадков, так как к моменту наибольшего развития кучевых облаков начинает дуть морской бриз, приносящий прохладный воздух с моря. Это приводит к уменьшению разности температур нижних и более высоких слоев воздуха, что препятствует образованию конвективных облаков. На крутых же берегах возникает вынужденное поднятие воздуха, приносимого морским бризом, и в этом случае уменьшения осадков не наблюдается. Поэтому на плоских берегах Балтийского моря, на северном побережье Черного моря, на берегах Ладожского озера осадков выпадает меньше, чем на некотором расстоянии от берегов.

6.3.2. Горный климат

Особенно сильно воздействуют на климат крупные формы рельефа — горы. В горной местности создается горный климат.

Интенсивность солнечной радиации в горах с высотой увеличивается вследствие уменьшения массы атмосферы и увеличения ее прозрачности. Солнечный свет в горной местности богат по сравнению с низинами коротковолновыми лучами — синими, фиолетовыми, ультрафиолетовыми, особенно в зимнее время. Излучение тепла в горах значительно, с поднятием оно увеличивается, так как с высотой в атмосфере убывает количество водяного пара и воздух становится более прозрачным.

Однако увеличение интенсивности прямой солнечной радиации с высотой не возмещает расхода тепла на излучение, которое происходит непрерывно в течение суток. Расход тепла путем излучения превышает приход его в виде прямой солнечной радиации и тем больше, чем выше находится данный пункт. По этой причине, а также в связи с охлаждением воздушных масс при их подъеме в горной местности происходит падение температуры с высотой в среднем на $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ подъема. Однако в ясные тихие ночи, а в зимнее время и днем температура до некоторой высоты повышается, вследствие чего в повышенных местах бывает теплее, чем в долинах. Причина этому — инверсии. Они вызываются тем, что в повышенных местах холодный воздух скачивается по склонам вниз и замещается более теплым воздухом, при-

текающим из атмосферы. По этой причине зимы в высоких местах бывают более теплыми, чем в низких. Так, средняя температура зимы в г. Алма-Ате равна $-6,5^{\circ}\text{C}$, а в г. Илийске, расположенном почти на 400 м ниже, $-7,5^{\circ}\text{C}$.

Суточные амплитуды температуры воздуха в горах изменяются в зависимости от высоты над уровнем моря. С возрастанием высоты они уменьшаются и мало изменяются в течение года. Величина их зависит также от характера рельефа. Годовые амплитуды колебания температуры в горах с высотой уменьшаются. Так, на Кавказе в г. Тбилиси (400 м над уровнем моря) годовая амплитуда равна $24,7^{\circ}\text{C}$, в Млетах (1430 м над уровнем моря) $22,7^{\circ}\text{C}$, а в Гудаури (2200 м над уровнем моря) $20,6^{\circ}\text{C}$. Таким образом, по характеру изменений годовых амплитуд температуры горный климат приближается к морскому. Однако на высоких плоскогорьях уменьшаются лишь суточные амплитуды, а годовые колебания даже несколько увеличиваются.

Годовые максимумы и минимумы температур в горах с высотой запаздывают. На Кавказе, начиная с высоты 800 м, самым теплым месяцем является август, а наименьшие температуры наблюдаются в начале февраля. В горах по мере подъема сокращаются безморозный и вегетационный периоды.

Абсолютная влажность воздуха в горах с высотой уменьшается, так как с высотой понижается температура, что ограничивает содержание водяного пара в воздухе. Наибольшая абсолютная влажность в горах наблюдается обычно после полудня, наименьшая — около времени восхода Солнца. Относительная влажность изменяется с высотой мало, но на уровне облаков может достигать больших значений. Летом в горах относительная влажность воздуха бывает понижена ночью и утром и повышена днем вследствие переноса водяного пара снизу вверх восходящими токами. В годовом ходе наибольшие значения относительной влажности воздуха в горах умеренных широт приходятся на летнее время в связи с развитием восходящих токов, наименьшие — на зимние месяцы вследствие преобладания в это время в горах нисходящих движений.

Облачность в горной местности тесно связана с высотой. В годовом ходе наименьшая облачность и наибольшее количество ясных дней в горах наблюдаются зимой. Это объясняется тем, что зимой уровень конденсации водяного пара лежит ниже, чем летом, вследствие чего образование облачных слоев происходит на меньших высотах, и, таким образом, вершины гор оказываются зимой выше этих слоев. Кроме того, во внутренние части горной системы водяной пар в это время года почти не поступает, так как он конденсируется на наруж-

ных склонах. На наветренных склонах гор облачность повышена, а на подветренных понижена, особенно зимой.

В горной местности облака, образовавшиеся у поверхности склонов, относятся к туманам. Поэтому дней с туманами в горах много, и количество их возрастает с высотой. Особенно много туманов бывает на склонах, обращенных в сторону теплых влажных воздушных масс. Здесь создаются весьма благоприятные условия для образования туманов вследствие вынужденного поднятия теплого влажного воздуха по склонам гор и его адиабатического охлаждения. В ночные часы в горах часто наблюдаются и радиационные туманы. Над ледниками образуются туманы охлаждения.

Количество осадков в горах с высотой увеличивается, но до некоторого предела, в зависимости от географических условий, времени года и т.д. Так, в Гималаях этот предел лежит на высоте 1300 м, зимой — выше. На Центральном Кавказе количество осадков увеличивается до высоты 3000 м, а затем начинает убывать. Осадков больше выпадает на склонах, обращенных в сторону влажного воздуха. Так, на наветренном склоне Западных Гат (Индия) осадков выпадает в год до 2000–3000 мм, а в Магабулешваре даже до 6800 мм, на противоположном же склоне этих гор всего 700 мм.

Возрастание количества осадков на наветренной стороне горных хребтов начинается еще до начала общего подъема местности. Оно возрастает вследствие скопления воздушных масс на равнинах, прилегающих к хребтам. Это явление, по О.А. Дроздову, носит название предвосхождения. Оно особенно заметно проявляется в увлажненных районах в холодное время года. Резкое же уменьшение осадков на противоположных подветренных склонах, называемое «дождевой тенью», обусловлено тем, что на подветренных склонах происходит опускание воздуха и адиабатическое нагревание его, что приводит к удалению водяного пара от состояния насыщения.

В лесной и лесостепной зонах Европейской территории СНГ на каждые 100 м высоты происходит увеличение осадков в среднем на 70–100 мм в год. В условиях равнинной местности количество осадков увеличивается в случае большой изрезанности рельефа оврагами и долинами, так как это усиливает вертикальные движения воздуха и конденсацию водяного пара. На больших высотах (3000–3500 м и более) осадки выпадают преимущественно в виде снега. Продолжительность залегания снежного покрова с высотой возрастает. На наветренных склонах высота снежного покрова больше, чем на подветренных. Количество метелей в горах по мере возрастания высоты увеличивает-

ся. Уровень, выше которого снежный покров постоянен, называется *снеговой линией*.

Скорость ветра в горах с высотой увеличивается, а его суточный ход обратен ходу в низинах: максимальные скорости наблюдаются около полуночи, а минимальные — около полудня. Однако на высоких плато суточный ход скорости ветра аналогичен ходу в низинах.

Горы задерживают воздушные массы и изменяют направление их движения. В горной местности возникают местные ветры. Горы оказывают большое влияние на атмосферные фронты. Если фронт приближается к горному хребту, то он замедляет свое движение, а также деформируется. Переваливание фронта через горный хребет возможно только в случае, если высота хребта меньше мощности холодной воздушной массы. В противном случае фронты обгибают его с боков.

Если холодный воздух перетекает через горный хребет, то на подветренной стороне устанавливается теплая сухая погода вследствие адиабатического нагревания воздуха при опускании с хребта, когда последний имеет достаточную высоту. Если же хребет невысок, то опускание холодного воздуха вызывает явление боры. Если на горный хребет надвигается теплый фронт, то он испытывает большую деформацию и профиль его восстанавливается только на расстоянии 200–300 км от хребта.

Горные хребты влияют не только на климат местности, где они располагаются, но и на климат прилегающих районов. Горы задерживают массы воздуха, особенно холодные. В этом случае горные хребты могут являться границей, разделяющей области с различными климатическими условиями. Так, в Крыму климатические условия районов, лежащих к северу от Крымских гор, иные, чем на Южном берегу Крыма. Климаты Закавказья благодаря Кавказскому хребту значительно отличаются от климатов Предкавказья. На Дальнем Востоке хребты Джугджур, Колымский и другие ограничивают влияние Тихого океана на климат только узкой прибрежной полосой, чему зимой способствуют также муссоны, направленные с материка. На Сахалине Западный и Восточный хребты защищают расположенную между ними впадину от ветров, дующих с холодного Охотского моря и со стороны Азиатского материка. В связи с этим во внутренних районах Сахалина формируется благоприятный для растений климат континентального характера. Северо-восточная же часть Сахалина, где хребты сильно снижаются и превращаются в цепь невысоких холмов, совершенно открыта для холодных ветров, благодаря чему здесь формируется суровый климат, а местность представляет собой типичную тундру высоких широт.

В условиях равнинной местности на климат могут оказывать влияние даже невысокие возвышенности: Среднерусская, Приволжская и др. Здесь отмечаются несколько пониженная температура в теплый период, сокращенный безморозный период и повышенное количество осадков по сравнению с прилегающими к ним низменными равнинами.

6.3.3. Влияние почв, растительности, снежного и ледового покрова на климат

Физическое состояние слоев воздуха, прилегающих к поверхности почвы, зависит от рода почвы и физического состояния ее верхних слоев, в частности от их теплового состояния, определяемого теплоемкостью и теплопроводностью. На климат большое влияние оказывает и *растительный покров*. Он задерживает солнечную радиацию, поступающую на поверхность почвы. Количество радиации, задерживаемой растительным покровом, зависит от характера растительности, высоты растений, густоты покрова и т.д. Особенно солнечная радиация задерживается пологом деревьев в лесу.

Абсолютная влажность воздуха внутри растительного покрова повышена в результате процессов транспирации. Увеличение содержания водяного пара обусловлено также тем, что растительный покров уменьшает скорость ветра и затрудняет вертикальный обмен влажного воздуха с более сухим, находящимся над растительным покровом. Таким образом, под растительным покровом почва и воздух характеризуются иными свойствами, чем на открытом месте. Вследствие этого растительность, общие условия произрастания которой зависят от климата, в свою очередь может оказать заметное влияние на климат территории, на которой она произрастает. Например, лес понижает температуру воздуха на занимаемой территории. В лесостепной зоне, в которой лесные участки сочетаются со степными, это понижение обнаруживается и в прилегающей к нему местности. Относительная влажность в лесу днем в летние месяцы выше, чем в поле, на 10–12%.

Лес заметно увеличивает количество осадков, выпадающих на занимаемой им территории. Это объясняется более развитой над ним турбулентностью, особенно у лесных опушек. Воздушный поток, встречающий в условиях равнинной степной местности препятствие в виде лесного массива, испытывает некоторое поднятие при встрече с лесом подобно встрече с небольшой возвышенностью в степи, а затем воздушный поток обтекает сверху поверхность лесного массива. При обтекании воздухом многочисленных неровностей этой поверхности в

нем образуется масса вихрей, вызывающих усиление турбулентности над лесом. Лес является активным регулятором выпавших на землю осадков. Он уменьшает поверхностный сток и выравнивает его в отдельные времена года. Весенние разливы рек в лесных районах бывают спокойными, но более продолжительными. Повышенный уровень поддерживается в реках лесной местности и летом. Лес уменьшает также сток ливневых вод. Этим он препятствует размыву почвы и выносу продуктов размыва в реки, вызывающему обмеление последних из-за отложения продуктов размыва в руслах. Вследствие значительного снегонакопления в лесу и уменьшения в нем стока талых и дождевых вод лесная почва в среднем за год получает больше влаги, чем полевая. Поэтому леса способствуют увеличению запасов влаги в почве, что улучшает питание рек и их источников. Поэтому лес играет позитивную роль в водном режиме местности.

Вырубка леса в сильной степени изменяет водный режим. Она вызывает весной быстрое таяние снега и значительно увеличивает сток, вследствие чего усиливается весеннее половодье. Но это половодье обычно бывает непродолжительным. В безлесной местности весной в реки в короткое время поступает много воды, которая так же быстро и уходит. Обезлесение местности вызывает значительное развитие оврагов и сыпучих песков. Большие реки после вырубки леса начинают засоряться продуктами размыва почвы, а мелкие речки летом пересыхают. Рост оврагов в обезлесенной местности способствует понижению уровня грунтовых вод и высушиванию почвы. В районах, где имеются стоячие грунтовые воды, залегающие на небольшой глубине, вырубка леса вызывает заболачивание местности.

Снежный покров, являясь продуктом климата в умеренных и высоких широтах, оказывает большое влияние на климат местности. Он играет значительную роль в тепловом балансе и в режиме влаги почвы и воздуха. Снежный покров обладает плохой теплопроводностью, особенно в рыхлом состоянии. Он является изолятором, задерживающим теплообмен между почвой и воздухом. Снежный покров уменьшает суточные колебания температуры почвы. При высоте снежного покрова 20 см суточные амплитуды затухают в почве уже на глубине 20 см. При большой высоте снежного покрова и нормальной его плотности неизменная температура в течение суток поддерживается не только в глубине почвы, но и на ее поверхности. Снежный покров оказывает большое влияние и на годовой ход температуры почвы. В многоснежные зимы температура почвы часто бывает выше нормы. Если же до установления снежного покрова или в период незначительной его высоты наблюдается холодная погода, то температура почвы

оказывается ниже нормы. Весной тающий снег задерживает нагревание почвы и воздуха. При таянии снежного покрова вода проникает в почву, образуя влагозапасы. На Европейской территории СНГ сток обычно начинается на 4–5 дней позже начала сильного таяния, так как первые запасы талой воды идут на насыщение почвы водой. Снег тает в основном под действием теплого воздуха.

Вечный снег и лед покрывают около 16 км^2 суши. Ледник в Антарктиде занимает площадь около $13,5 \text{ млн км}^2$. В Гренландии площадь ледника занимает $1,87 \text{ млн км}^2$. Объем льда современного оледенения эквивалентен объему воды в 30 млн км^3 . Такой объем мог бы повысить уровень Мирового океана примерно на 70 м . Ледяной покров отражает солнечную радиацию. В воздухе над ледяным покровом благодаря низкой температуре находится мало водяного пара. Лед имеет по сравнению со снегом высокую теплопроводность, поэтому зимой моря и озера, покрытые льдом, могут повышать температуру воздуха. Это отепляющее действие воды на воздух сквозь лед особенно заметно в районе озера Байкал. На его побережье в зимние месяцы температура воздуха почти на 5°C выше по сравнению с местами, удаленными от озера.

Большие ледники оказывают значительное термическое воздействие на атмосферу. Под их влиянием образуется в среднем за год отрицательный радиационный баланс. В таких местах формируются суровые климаты с очень низкими температурами. В Антарктиде находится мировой полюс холода. Влияние ледяного щита Антарктиды сказывается на климате морей и океанов, омывающих ее. Оно обнаруживается далеко за пределами Антарктиды. Большое влияние на климат высоких и умеренных широт оказывают льды Северного Ледовитого океана, занимающие до 80% площади океана в холодное время года и около 60% в конце полярного лета.

Так как почвенная влага представляет раствор различных солей той или иной концентрации, то замерзание этого раствора происходит при температуре ниже 0°C . При температуре, близкой к 0°C , в почве замерзает вода, находящаяся только в крупных порах; вода же, заполняющая тонкие капилляры, замерзает при более низкой температуре. Глубина промерзания почвы зависит от климатических условий местности, условий погоды в зимний период, высоты снежного покрова, рельефа, структуры почвы, ее влажности и т.д.

На Европейской территории СНГ средняя глубина промерзания почвы по разным природным зонам колеблется примерно от 30 до 150 см. В полярных, а местами даже в умеренных широтах, почва остается мерзлой в течение круглого года, оттаивая летом сверху на небольшую

глубину. Это явление носит название *многолетней мерзлоты*. Она налагает характерный отпечаток на природу местности и на ее климат.

Многолетняя мерзлота занимает не менее 20% поверхности суши земного шара. По Р. Блэку, общая площадь распространения многолетнемерзлых горных пород на Земле составляет около 35,6 млн км². Из них 11,2 млн км² приходится на Евразию, столько же на Северную Америку и 13,2 млн км² на Антарктиду. Многолетняя мерзлота наблюдается на всех высокогорных плато, где при низких температурах мало снега. Так, в 1924 г. она была обнаружена в районе Агмаганского плато, между Ереваном и озером Севан, на высоте 2900 м над уровнем моря и на глубине 90 см. Многолетняя мерзлота наблюдалась в Богословском районе на Среднем Урале, на Тянь-Шане и Памире.

Глубина оттаивания верхнего слоя почвы летом в области многолетней мерзлоты зависит от местных условий и колеблется от 0,5 до 3,0 м. Мощность слоя многолетней мерзлоты различна. В северных районах Аляски и Канады она 250–350 м, в районе мыса Барроу 200–400 м. В низовьях реки Печоры толщина слоя равна 20 м, в районе Воркуты 80–130 м, на острове Вайгач 400 м. В толще многолетней мерзлоты часто встречается лед в виде прослоек, линз и даже пластов толщиной до 20–30 м.

Многолетняя мерзлота вызывает заболачивание местности, понижает температуру почвы. Для растений эти почвы неблагоприятны. Но в Восточной Сибири, где многолетняя мерзлота проникает в умеренные широты, прекрасно созревают хлеба и овощи, а в районе Якутска выращивают даже арбузы и дыни. Здесь многолетняя мерзлота является положительным фактором для земледелия. Это объясняется следующими причинами. В Восточной Сибири осадков выпадает мало. Так как мерзлота не пропускает воду вглубь, в верхнем слое грунта накапливается достаточно влаги. Изучением многолетней мерзлоты занимается мерзловедение. Создатели этой науки — В.А. Обручев, М.И. Сумгин, В.Ф. Гумбель и др.

ГЛАВА 7. КЛАССИФИКАЦИЯ КЛИМАТОВ

Климатообразующие процессы Земли в различной географической обстановке создают самые различные локальные климаты. Существуют определенные географические закономерности в их распределении: зависимость от широты, континентальности, орографии и др. В распределении климатов существует отчетливо выраженная *зональность*, но эта зональность нарушается из-за влияния *азональных факторов*. Предложено большое количество классификаций климатов как для всего земного шара, так и для его частей. При выделении типов климата ученые исходили из разных критериев.

7.1. Классификация В. Кеппена

Классификация климатов земного шара Кеппена получила широкое распространение, особенно в редакции Г. Т. Треварта.

В классификации Кеппена — Треварта все климаты Земли разделены на шесть классов по температурному режиму и степени увлажнения. Этим классам присвоены латинские буквы (*A, C, D, E, F, B*). Пять классов климатов — *A, C, D, E, F* — выделяются в порядке убывания температуры воздуха на уровне моря от экватора до полюсов, а шестой по степени увлажнения — класс сухих климатов *B*. Классы климатов определяются следующим образом:

Класс климатов	Определение
<i>A. Тропические климаты</i>	Среднемесячные температуры больше 17°C в течение всего года
<i>Граница мороза</i>	
<i>C. Субтропические климаты</i>	Среднемесячные температуры больше 9°C в 8–12 месяцах
<i>D. Умеренные климаты</i>	Среднемесячные температуры больше 9°C в 4–7 месяцах
<i>E. Субарктические климаты</i>	Среднемесячные температуры больше 9°C в 1–3 месяцах
<i>Граница леса</i>	
<i>F. Полярные климаты</i>	Ни в одном месяце среднемесячная температура не превышает 9°C
<i>Граница сухости</i>	
<i>B. Сухие климаты</i>	Испарение превышает осадки

Между климатами A и C лежит граница мороза, между климатами E и F — граница леса и между всеми климатами и B — граница сухости.

Для отнесения того или иного места к сухим климатам необходимо сравнить среднее годовое количество осадков в миллиметрах с пределом сухости $ПС$. Предел сухости определяется формулой

$$ПС = 20 (t - 10^\circ + 0,3ПЛО), \quad (7.1)$$

где t — средняя годовая температура воздуха ($^\circ C$), $ПЛО$ — процент летних осадков от общего годового количества осадков. К летним осадкам в Северном полушарии относится сумма осадков с апреля по сентябрь, в Южном — с октября по март.

Если количество наблюдающихся годовых осадков R в данном месте не больше, чем половина $ПС$, то климат называется *климатом пустыни* и обозначается BW . Граница пустыни ($ГП$) определяется выражением

$$ГП = ПС/2 = 10 (t - 10^\circ + 0,3ПЛО) \text{ мм}. \quad (7.2)$$

Если R меньше $ПС$, но больше, чем $ГП$, то это климат степи или *степной климат*. Он обозначается BS . Степной климат BS — *полупустынный*. Климат BW — пустынный и отличается недостатком воды для произрастания леса. В климатах B выделяется *климат морской пустыни* BM , характеризующийся малым количеством осадков, но высокой влажностью воздуха.

Тропические климаты A включают четыре типа (подкласса), которые выделяются по характеру дождливого сезона: Ar — тропический дождливый климат, Am — тропический муссонный дождливый климат, Aw — тропический климат с сухой зимой и дождливым летом, As — тропический климат с сухим летом и дождливой зимой.

В климатах A месяц считается дождливым, если осадков не меньше 60 мм. К тропическому дождливому климату Ar относятся местности, в которых более 9 месяцев года дождливые. Тропический муссонный дождливый климат Am характерен для местностей, где дождливыми оказываются менее 10 месяцев года, а количество годовых осадков $R \geq (100 - r_n) \cdot 25$ мм, где r_n — среднемесячные осадки самого сухого месяца. Определение Aw и As ясно из самого названия климата.

Субтропические климаты C подразделяются на три типа (подкласса):

Cr — субтропический дождливый климат,

Cw — субтропический климат с дождливым летом и сухой зимой,

Cs — субтропический климат с дождливой зимой и сухим летом (средиземноморский).

К субтропическому дождливому климату Cr относятся местности, в которых разность между самым влажным и самым сухим месяцами меньше, чем количество осадков, необходимое для климата с дождливым летом и дождливой зимой, или же осадки самого сухого месяца лета больше, чем 29 мм. Для климата Cs (с сухим летом) характерно: годовых осадков меньше 890 мм и зимой их выпадает по крайней мере в три раза больше, чем летом. Климат относится к Cw (с сухой зимой), если летом количество дождей в десять раз больше, чем зимой. Таким образом, в определении типа климата в классах A, B и C играют роль распределение и количество осадков.

Умеренные климаты D делятся на два типа: умеренный морской DO и умеренный континентальный DC. Разделение на эти типы климата производится по среднемесячной температуре самого холодного месяца в году. В умеренном морском климате DO она должна быть выше или в крайнем случае равна 0°C, а в умеренном континентальном климате — ниже 0°C. Правда, для некоторых внутриконтинентальных районов также допускается 0°C.

Субарктические, или бореальные, климаты E подразделяются также на два типа: субарктический морской EO со среднемесячной температурой самого холодного месяца выше -10°C и субарктический континентальный EC со среднемесячной температурой самого холодного месяца ниже -10°C. Климаты A, C, D и E — это «древесные климаты», так как в них достаточно тепла и осадков для произрастания обычных сортов деревьев.

Полярные климаты F имеют своей обращенной к умеренным широтам границей *границу леса*, которая совпадает с изотермой 10°C. Они также подразделяются на два типа в соответствии со среднемесячной температурой самого теплого месяца. Если она находится в пределах между 0 и 10°C, то такой климат называется *климатом тундры FT*, а если во всех месяцах года среднемесячная температура ниже 0°C, то это *ледовый климат FI*.

Таким образом, в классификации В. Кёппена и Г. Треварта имеется 16 главных климатов:

- Ar — тропический дождливый;
- Am — тропический муссонный дождливый;
- Aw — тропический летний дождливый;
- As — тропический зимний дождливый;
- BS — степи;
- BW — пустыни;

BM — морской пустынный;
Cr — субтропический дождливый;
Cw — субтропический летний дождливый;
Cs — субтропический зимний дождливый;
DO — умеренный морской;
DC — умеренный континентальный;
EO — субарктический морской;
EC — субарктический континентальный;
FT — тундры;
FI — ледовый.

Используя приведенную классификацию, В. Кеппен и Г. Тре-
варт построили карту климатов земного шара. Пояс тропических кли-
матов охватывает весь земной шар, во всей этой зоне среднемесячные
температуры не ниже 17°C в течение всего года. Большую часть тро-
пических климатов занимает тропический дождливый климат *Ar*, а это
значит, что больше чем в 9 месяцах года месячное количество осадков
больше 59 мм. Конфигурация границ *Ar* достаточно сложная и отража-
ет положение внутритропической зоны конвергенции и ее сезонное
смещение. В Африке, в Индийском океане и на западе Тихого океана к
зоне *Ar* непосредственно примыкают районы тропического летнего
дождливого климата *Aw*. Таким образом, в классификации Кёппена —
Треварта Западно-Африканский, Индийский и Австралийский муссо-
ны попадают в климат *Aw*, а тропический муссонный дождливый кли-
мат *Am* наблюдается только на Андаманском побережье и севере по-
луострова Малакка. По обе стороны от тропического пояса располага-
ются два пояса сухого климата *B*, охватывающие земной шар непол-
ными кольцами. На континентах это климат степи *BS* (включая и са-
ванны), переходящий в климат пустыни *BW*, а над океанами в *BM* —
морской пустынный климат. Осадков в этих типах климата выпадает
мало, а испаряемость при высоких температурах велика. Над конти-
нентами эти типы климата представлены пустынями и саваннами Аф-
рики, пустынями и степями Азии, а также высокогорными пустынями
Северной и Южной Америки. Над океанами это районы суб-
тропических антициклонов с крупномасштабным оседанием воздуха в
северо-восточных и юго-восточных пассатах Северного и Южного
полушарий соответственно.

За поясами сухого климата идут два пояса субтропических кли-
матов *C*. В Южном полушарии субтропический дождливый климат *Cr*
протягивается практически сплошным поясом вокруг земного шара и
прерывается только материком Южной Америки, где на западном по-
бережье в этих широтах наблюдается субтропический зимний дождли-

вый климат *Cs*, а в глубине материка, после климатов степи и пустыни, субтропический летний дождливый климат *Sw*. Субтропический зимний дождливый климат *Cs* наблюдается также на самом юго-востоке Австралии. В Северном полушарии субтропический дождливый климат *Cr* наблюдается над Тихим и Атлантическим океанами, частично захватывает юг США и восток Китая, а также Черноморское побережье Кавказа. Субтропический зимний дождливый климат *Cs* (средиземноморский) наблюдается в Калифорнии и, естественно, во всем Средиземноморье, включая Крым, Турцию, часть Сирии и Ирака. Субтропический летний дождливый климат *Sw* характерен для внутреннего Китая и запада Тибета и, по существу, является продолжением летнего индийского муссона.

Далее идет *пояс умеренных климатов D*, в которых среднемесячные температуры выше 9°C в 4–7 месяцах года. В Южном полушарии наблюдается сплошной пояс умеренного морского климата *DO*, прерываемый только материком Южной Америки, а умеренного континентального климата *DC* по вполне понятным причинам вообще нет. В Северном полушарии умеренный морской климат *DO* занимает океаны и западные побережья материков. Это вполне понятно — морские воздушные массы распространяются с океанов на побережье Канады и на Западную Европу. Умеренный континентальный климат *DC* наблюдается над большей частью Северной Америки и над Евразией, а также над сравнительно узкой зоной океанов, прилегающих к восточным побережьям материков. Климат *DC* над океаном является следствием распространения континентальных воздушных масс на морскую поверхность. Правда, над океанами континентальные воздушные массы быстро трансформируются, и поэтому зоны с климатом *DC* достаточно узкие.

Далее в Северном полушарии идет *зона субарктических климатов E*, в Южном полушарии таких климатов нет. В этих климатах среднемесячные температуры выше 9°C в 1–3 месяцах и, таким образом, их северной границей служит граница леса. Эти климаты также делятся на субарктический морской *EO*, занимающий северную часть Тихого и Атлантического океанов и субарктический континентальный *EC*, наблюдающийся на севере Канады, на Аляске и севере Евразии, исключая прибрежные области, где господствует климат тундры *FT*. В центре Азии климат степи *BS* граничит прямо с климатом *EC*, минуя умеренный климат. Климат тундры *FT* наблюдается также над океанами Южного полушария. Ледовый климат *FI* существует над Гренландией и над Антарктидой. Основное нарушение в зональность типов климата вносят материки с их орографией.

Классификация В. Кёппена и Г. Треварта широко распространена благодаря четким количественным критериям отнесения конкретного места к тому или иному типу климата. В то же время эта классификация мало говорит о генезисе того или иного типа климата и это ее недостаток.

7.2. Классификация климатов Л.С. Берга

Л.С. Берг предложил классификацию климатов, которая исходит из разработанной им классификации ландшафтно-географических зон суши. Так как климат является одним из определяющих компонентов географического ландшафта, то климатические зоны, по Бергу, в общем совпадают с ландшафтно-географическими зонами, хотя есть и некоторые расхождения. Для определения границ климатических зон Берг использовал некоторые количественные критерии, заимствованные у В. Кёппена, А. А. Каминского и некоторых других авторов, а также наиболее характерные признаки ландшафта, включая растительность и почвы.

Все типы климатов Берг разделяет на два крупных класса: *А. Климаты низин*: а) климаты океанов, б) климаты суши; *Б. Климаты возвышенностей*: а) климаты нагорий и плато, б) климаты горных систем и отдельных гор. Наиболее разработаны Бергом климаты низин и высоких плато.

Климаты низин. Их насчитывается 11 типов:

Климат тундры. Средняя температура самого теплого месяца не выше $10\text{--}12^{\circ}\text{C}$, но не ниже 0°C . Относительная влажность в 13 ч больше 70%. Имеются два подтипа: а) тундра Северного полушария с большой годовой амплитудой температуры (материкового типа) и б) тундра Южного полушария с малой амплитудой температуры (океанического типа).

Климат тайги, или Сибирский. Температура июля свыше 10°C , но не более 20°C , годовая амплитуда не менее 10°C , осадков 300–600 мм в год (относительная влажность в 13 ч самого теплого месяца 50–70%). Подтипы: а) западный с облачной и снежной зимой; б) восточносибирский с ясной, сухой, очень холодной зимой.

Климат лесов умеренной зоны, или климат дуба. Средняя температура четырех месяцев теплого времени года выше 10°C , но не более 22°C . Преобладают летние осадки и лиственные леса с опадающей листвой, среди которых видную роль почти всюду играют дубы, однако разнообразие пород велико: от вечнозеленых до бука, дуба и других, а в морских подтипах этого климата до березового лесостепья.

Муссонный климат умеренных широт. Это разновидность климата дуба с ясной холодной сухой зимой, дождливым летом и сезонной сменой преобладающих ветров.

Климат степей. Лето теплое и жаркое, максимум осадков приходится на лето. Имеются два подтипа: а) климат степей с прохладными зимами (степи умеренного пояса), средняя температура каждого из летних месяцев не ниже 20°C , но не выше $23,5^{\circ}\text{C}$; в июле и августе средняя относительная влажность в 13 ч 35–45%, осадков 200–450 мм в год, суховеи; б) климат степей с теплыми зимами (степи субтропические и тропические).

Климат средиземноморский. Характерен для субтропиков. Лето жаркое, сухое, средняя температура летних месяцев $23\text{--}28^{\circ}\text{C}$; зима теплая, влажная, средняя температура самого холодного месяца выше 0°C ; осадки выпадают осенью, зимой и весной. Разновидности: а) климат этезий, б) климат субтропических степей, в) средиземноморский климат с прохладным летом (штаты Калифорния, Орегон и Вашингтон).

Климат субтропических лесов. Средняя температура самого холодного месяца выше 2°C . Лето жаркое, богатое осадками, годовая сумма осадков более 1000 мм, с отчетливо выраженным летним максимумом.

Климат внутриматериковых пустынь (умеренного пояса). Осадков мало во все сезоны (300 мм и менее), но особенно мало их приходится на лето — сухое, иногда совершенно бездождное, безоблачное и жаркое. Средняя температура самого теплого месяца $25\text{--}32^{\circ}\text{C}$. Зима прохладная, температура самого холодного месяца обычно ниже 2°C , выпадает, хотя и короткое время, снег. Особую разновидность составляет пустынный климат Патагонии со сравнительно прохладным летом.

Климат субтропических пустынь (областей пассатов). Осадков очень мало. Лето жаркое, бездождное; если даже максимум осадков выпадает зимой, то их недостаточно, чтобы образовать сплошной ковер растительности. Зима тоже жаркая или теплая (температура самого холодного месяца не ниже 10°C). Суточная амплитуда температуры воздуха очень большая. Особую разновидность климата субтропических пустынь представляет климат пустынных побережий Перу, севера Чили и западного побережья Южной Америки на север до 18° ю.ш. Эти пустыни располагаются по соседству со сравнительно холодным океаном (из-за поднимающейся из глубин холодной воды и холодных течений) и отличаются частыми туманами (особенно зимой), которые выносятся на сушу мощным морским бризом.

Климат саванн, или тропического лесостепья. Температура самого холодного месяца выше 18°C . Дождей много, но не больше 2000–2500 мм в год; имеется ясно выраженный сухой период, приходящийся на зиму и весну соответствующего полушария. Местами развиты муссоны, а в период смены муссонов могут возникать тропические циклоны.

Климат влажных тропических лесов. Дождей много, не менее 1500 мм в год, сухого сезона или совсем нет, или он настолько непродолжителен, что не мешает произрастанию влаголюбивой тропической растительности. Температура самого холодного месяца не ниже 18°C . Годовая амплитуда мала, от 1 до 6°C . Погода отличается большим постоянством изо дня в день. В годовом ходе обычно имеются два максимума дождей, приходящихся на периоды равноденствий.

Климаты высоких плато. К высоким плато отнесены плоские возвышенности не менее 1000 м абсолютной высоты. Считается, что климат высоких плато сходен с климатом низин, только он поднят вверх, а потому для него характерны большие суточные амплитуды температуры. Берг выделяет следующие типы климата:

Тип полярных ледяных плато (плато Гренландии, Антарктида, северный остров Новой Земли), т. е. климат вечного мороза (нет месяца с температурой выше 0°C).

Тип высоких степей и полупустынь умеренного климата (северо-западная Монголия, Армянское нагорье).

Тип пустынь умеренных широт (Китайский Туркестан).

Тип Тибетский (Тибет, Памир). Лето прохладное, большие годовая и суточная амплитуды.

Тип субтропических степей, или иранский, с жарким летом и умеренной зимой. Осадков мало — 130–250 мм, лето бездождное, максимум осадков зимой или весной.

Тип тропических плато, или высоких саванн. Годовая амплитуда мала, максимум дождей во второй половине лета; зимой и частью весной сухой период (высокие плато Чили, Перу, Боливии, Эквадора, Мексики, Эфиопии).

Достоинство классификации Л. С. Берга в том, что его климаты хорошо увязываются с ландшафтными зонами, хотя климатическое районирование менее детально, чем у В. Кеппена.

7.3. 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 воздействием воздушных масс только одного типа: экваториального, тропического, умеренного (полярного) и арктического (в Южном полушарии антарктического) воздуха.

Между ними Алисов различает шесть переходных зон, по три в каждом полушарии, характеризующихся сезонной сменой преобладающих воздушных масс. Это *две субэкваториальные зоны, или зоны тропических муссонов*, в которых летом преобладает экваториальный, а зимой тропический воздух; *две субтропические зоны*, в которых летом преобладает тропический, а зимой умеренный воздух; *зоны субарктическая и субантарктическая*, в которых летом преобладает умеренный, а зимой арктический или антарктический воздух.

Границы зон определяются по среднему положению климатологических фронтов. Так, тропическая зона находится между летним положением внутритропической зоны конвергенции и зимним положением полярных фронтов. Поэтому она круглый год занята преимущественно тропическим воздухом. Субтропическая зона находится между зимним и летним положением полярных фронтов, поэтому она зимой находится под преобладающим воздействием полярного воздуха, а летом — тропического. Аналогично определяются и границы других зон.

В каждой из широтных зон различаются четыре основных типа климата: материковый, океанический, климат западных берегов и климат восточных берегов. Различия между материковым и океаническим климатом обусловлены главным образом различиями в свойствах подстилающей поверхности: в первом случае эти свойства создают континентальные воздушные массы, во втором — морские. Различия между климатом западных и восточных берегов континентов связаны преимущественно с различиями в условиях общей циркуляции атмосферы и отчасти с распределением океанических течений.

Границы поясов проведены в соответствии с климатическим положением атмосферных фронтов и уточнены по некоторым другим метеорологическим и геоботаническим показателям. Первый, третий и шестой пояса существуют не на всех меридианах. Пояс круглогодичного преобладания экваториального воздуха на карте не образует сплошной зоны. Однако если посмотреть на распространение тропического дождливого климата *Ar*, который в основных чертах совпадает с экваториальным климатом Алисова, то можно увидеть, что площадь,

занятая этим климатом, значительно обширнее первого пояса. Связано это, по-видимому, с неопределенностью понятия «тропический фронт», которое использовал Алисов для установления границ зоны экваториального климата. Условия циркуляции в тропиках и во вне-тропических широтах существенно различаются. Они отличаются не только преобладающими воздушными течениями, которые в умеренных широтах западные, а в тропических — восточные, но и характером атмосферных возмущений. Действительно, климаты в умеренных и высоких широтах формируются под влиянием циклонов и антициклонов, возникающих на полярном и арктическом фронтах. Климаты внутри тропиков во многом определяются устойчивыми глобальными системами циркуляции — пассатами, муссонами, внутритропической зоной конвергенции и их сезонными смещениями.

Экваториальный и тропический воздух формируется в условиях наибольших для земного шара значений радиационного баланса. Поэтому экваториальным и тропическим воздушным массам свойственны самые высокие температуры по сравнению с другими воздушными массами.

Радиационный баланс в тропиках сравнительно мало меняется в течение года и с изменением широты. Это одна из причин небольшого годового хода температуры. Над большей частью тропической зоны Солнце достигает зенита два раза в год, но при этом не наблюдается значительного повышения температуры, так как высота Солнца в общем мало меняется в течение года. Значительно лучше выражен годовой ход осадков. Поэтому в тропиках чаще различают сухой и дождливый периоды, а не зиму и лето. По классификации Б. П. Алисова во внутритропических широтах выделяются три климатических пояса: *экваториальный, субэкваториальный (зона тропических муссонов) и тропический.*

Экваториальный климат. По классификации Б. П. Алисова в экваториальном климате выделяются *континентальный и океанический типы климата.* Они не слишком сильно различаются между собой по режиму температуры и влажности. Над континентом в экваториальных широтах воздух также очень влажен благодаря большому увлажнению подстилающей поверхности и большому испарению пышной тропической растительности. Поэтому обычно не делается различия между океаническим и континентальным экваториальным климатом.

На широтах, близких к экватору (до 5–10° в каждом полушарии), где приток солнечной радиации мало меняется в течение года, наблюдается *очень равномерный температурный режим.* Как на море,

так и на суше средние многолетние температуры всех месяцев года от 24 до 28°C. Годовая амплитуда температуры обычно не превышает 1–5°C. С высотой температура, конечно, падает; годовая амплитуда остается при этом малой. Так, в Манаусе (Бразилия, 3,1° ю.ш., 60,0° з.д.) средняя температура сентября 27,9°C, марта 25,8°C; годовая амплитуда 2,1°C. В Кито (Эквадор) под самым экватором (0,2° ю.ш., 78,5° з.д.), но на высоте 2850 м сентябрь имеет среднюю температуру 13,2°C, а пять других месяцев года 13,0°C, годовая амплитуда только 0,3°C.

Суточные амплитуды температуры порядка 10–15°C. Максимальные температуры редко превышают 35°C, а минимальные практически не бывают ниже 20°C. Испарение велико, поэтому абсолютная влажность может превышать 30 г/м³. Относительная влажность также велика. Даже в самые сухие месяцы года она выше 70%, а есть места, например устье Амазонки, где средняя годовая ее величина более 90%.

Осадки в экваториальном типе климата обильные, имеют ливневый характер и часто сопровождаются грозами. Большая часть их выпадает во внутритропической зоне конвергенции. Над морем они не так интенсивны и часты, как над сушей. За год выпадает 1000–3000 мм осадков. Но в ряде мест, например в горных районах Индонезии, в Центральной Африке, выпадает и более 6000 мм. В Дебундже, у подножия пика Камерун (4,1° с.ш., 9,0° в.д.), выпадает даже 9655 мм осадков. В большинстве районов распределение осадков в течение года более или менее равномерное; на суше это области *влажных тропических лесов* в Южной Америке, Африке, Индонезии.

Однако и вблизи экватора есть области, где осадки отличаются неравномерным распределением в течение года. Так, в Манаусе в июне – октябре, т. е. зимой, выпадает всего 377 мм осадков, а в декабре – апреле — 1285 мм при годовой сумме 2001 мм. Еще своеобразнее ход осадков в Либревиле, на самом экваторе (0,5° с.ш., 9,5° в.д.): с октября по май включительно здесь выпадает от 200 до 380 мм ежемесячно, а в июле — только 3 мм. Такой годовой ход осадков в ряде областей, даже очень близко расположенных к экватору, объясняется муссонным характером атмосферной циркуляции. Отход внутритропической зоны конвергенции от экватора в более высокие широты северным летом обуславливает сухой период у экватора, а возвращение ее к экватору — дождливый период.

Климат тропических муссонов (субэкваториальный). В некоторых частях тропических океанов, в частности в Индийском и на западе Тихого океана, а также над Южной Азией и в тропиках Африки и Южной Америки господствует режим *тропических муссонов*. Внутритропическая зона конвергенции вместе с экваториальной ложбиной

перемещается через эти области два раза в год — с юга на север и с севера на юг. Поэтому в этих областях зимой господствует восточный перенос, меняющийся летом на западный перенос. Иными словами, *здесь происходит смена зимнего и летнего муссонов*. По Алисову, такой тип климата следует называть *субэкваториальным*.

Вместе с более или менее резкой сезонной сменой преобладающих воздушных течений происходит и смена тропического воздуха на экваториальный от зимы к лету. Температура воздуха в зоне тропических муссонов над океаном столь же высокая и имеет такую же малую годовую амплитуду, как и в экваториальном климате. Над сушей годовая амплитуда температуры больше и растет с географической широтой. Особенно это заметно на юге Азии, где тропическая муссонная циркуляция наиболее далеко распространяется на материк к северу.

В субэкваториальной зоне Б. П. Алисов выделяет четыре типа климата тропических муссонов:

- континентальных муссонов;
- океанических муссонов;
- муссонов западных берегов;
- муссонов восточных берегов.

Тип континентальных тропических муссонов. Наиболее характерной чертой этого типа климата на континентах является резкая разница между сухим и дождливым периодами. В течение зимы в этом типе климата господствуют континентальные тропические воздушные массы с высокими температурами и отсутствием осадков. Как правило, сухие тропические воздушные массы поступают с северо-восточным потоком воздуха. Летом с приходом летнего юго-западного муссона, несущего влажные экваториальные воздушные массы, начинается дождливый период, температура несколько снижается. Количество осадков может сильно изменяться в зависимости от удаления пункта от океана, от широты, продолжительности дождливого периода, условий орографии, вертикальной мощности экваториальной воздушной массы и других факторов. Так, в Нджамене (Чад, 12°08'с.ш., 15°02' в.д.) летний муссон, несущий дождь, длится с мая по октябрь. Средняя температура во время дождливого периода меняется от 32°С в мае (36 мм осадков) до 26°С в августе (257 мм осадков). В течение сухого сезона средняя температура меняется от 33°С в апреле, предшествующем летнему муссону, до 24°С в декабре и январе. Годовая амплитуда, таким образом, равна 9°С, а наибольшее снижение температуры во время летнего муссона составляет 7°С. Общее количество осадков, выпадающих во время летнего муссона, 646 мм. В Хартуме (Судан, 15°36'

с.ш., 32°33' в. д.) летний муссон, несущий дожди, длится также с мая по октябрь. Однако общее количество осадков всего 164 мм, и при годовой амплитуде температуры 11°С наибольшее снижение температуры в дождливом периоде составляет всего 4°С. По мере увеличения широты продолжительность осадков и их количество уменьшаются.

Таким образом, в типе континентальных тропических муссонов год резко разделяется на сухой (зимний) и дождливый (летний) периоды. Годовой ход температуры обнаруживает главный максимум температуры весной, главный минимум — зимой, вторичные максимум и минимум соответственно осенью и летом во время летнего муссона. Благодаря продолжительному сухому периоду типичным ландшафтом в этом типе климата является саванна, переходящая на обращенных к полюсам перифериях в степи и полупустыни.

Тип океанических тропических муссонов. В этом типе, как и в континентальном, имеет место сезонная смена воздушных масс. В зимние месяцы здесь преобладает морской тропический воздух, свойства которого, естественно, сильно отличаются от континентального, прежде всего по температуре и влажности. Вместе с тем морской тропический воздух мало отличается от экваториального, приходящего с летним муссоном. Для типа океанических муссонов характерны небольшие годовые (1–2°С) и суточные (2–3°С) амплитуды температуры воздуха. Среднемесячные температуры 24–28°С. Наиболее характерная особенность климата — отсутствие сухого периода в строгом смысле слова и большая продолжительность летнего дождливого периода. Зимний муссон северо-восточный, но так как он несет влажный морской тропический воздух, то и во время зимнего муссона выпадают дожди, однако количество их значительно меньше, чем во время летнего юго-восточного муссона, который приносит влажную экваториальную воздушную массу. Летний муссон длится с мая по ноябрь, а зимний — с декабря по апрель.

Тип тропических муссонов западных берегов. К нему относятся широко известные Индийский и Западноафриканский муссоны. Летний муссон связан с юго-западными воздушными течениями, зимний муссон — с северо-восточными.

Особенно резко выражен годовой ход осадков. Так, в Калькутте (Индия, 22,5° с.ш., 88,4° в.д.) при годовой сумме осадков 1588 мм с ноября по апрель включительно выпадает 141 мм, а за 4 месяца летнего муссона (с июня по сентябрь) — 1190 мм. В Черрапунджи в июле выпадает 2464 мм, а в декабре — только 9 мм. Таким образом, за 4 месяца господства летнего муссона в Индии выпадает 75% годовой суммы осадков. Те же закономерности обнаруживаются в этой зоне и

на других материках. В Конакри в декабре — марте выпадает 19 мм, а в июне — сентябре — 3692 мм. В Гоясе (Бразилия, 15,9° ю.ш., 50,1° з.д.) при годовой сумме осадков 1689 мм зимой (с мая по сентябрь) выпадает 82 мм, а летом (с ноября по март) — 1466 мм.

На величину и распределение осадков большое влияние оказывает орография западных берегов. Так, на высоких берегах и на склонах гор, обращенных к летнему муссону, количество осадков резко возрастает. В Африке, на побережье Гвинейского залива (Конакри, 9,1° с.ш., 13,4° з.д.), они почти достигают 4380 мм. В Черрапунджи (Ассам, Индия) под 25,3° с.ш. и 91,8° в.д. наблюдается максимальное количество осадков на земном шаре — 21020 мм. Однако это огромное количество осадков является результатом *местных орографических условий*. Осадки в Черрапунджи нерепрезентативны для всего окружающего района, где в общем выпадает в год около 5000 мм.

В климате тропических муссонов также ярко проявляется муссонный годовой ход температуры, максимум которой приходится на весну. Так, в Мадрасе (Индия 13,1° с.ш., 80,3° в.д.) в мае до начала муссона 33°C, в разгар муссона в июле 31,°C, а в январе 24°C; амплитуда около 8°C. В Нагпуре (21°06' с.ш., 79°03' в.д.) в мае температура 36°C, в июле и августе после установления летнего муссона 28–27°C, а в декабре она падает до 20°C.

Резко меняется по сезонам также абсолютная и относительная влажность воздуха (максимум летом) и облачность (резко выражены максимум летом и минимум зимой). Например, в *Калькутте* облачность составляет 84% в июле и 8% в январе. Можно сказать, что при летнем муссоне распространяются в сторону высоких широт условия экваториальной зоны, а при зимнем муссоне распространяются к низким широтам условия субтропического пояса высокого давления.

В связи с сухой зимой для климата тропических муссонов западных берегов особенно характерен *ландшафт саванн*, т. е. тропическая лесостепь. На востоке и в центральных районах Индии деревья даже сбрасывают листву в сухой зимний период.

В одном из районов зоны тропических муссонов наблюдаются самые высокие средние годовые температуры на земном шаре. На юго-западные берега Красного моря в Эритрею иногда попадает, переваливая Эфиопские горы, летний муссон из Южного полушария. Его температура дополнительно повышается в результате фёнового процесса, поэтому на побережье Эритреи наблюдаются очень высокие температуры воздуха. В Массаве (15,6° с.ш., 39,5° в.д.) средняя температура января и февраля 25–26°C, июля 35°C, а среднегодовая 30°C.

Тип тропических муссонов восточных берегов. Наиболее характерной отличительной особенностью этого типа является большая продолжительность дождливого периода, часто со смещением максимума осадков на конец лета и начало осени. Воздушные течения летнего муссона здесь юго-западные, южные и даже юго-восточные, зимнего — северо-восточные. Северо-восточные течения зимнего муссона до вступления на материк успевают пройти достаточно длинный путь над водной поверхностью Восточно-Китайского и Южно-Китайского морей и запада Тихого океана, поэтому зимний муссон здесь достаточно влажный. Так, в Хошимине (Вьетнам, 10° 49' с.ш., 106° 40' в.д.) летний муссон начинается в мае (осадков выпадает 196 мм) и кончается в ноябре (122 мм), причем основной максимум дождей приходится на сентябрь (292 мм), а вторичный максимум — на июнь (285 мм). Из 1806 мм, выпадающих за год, почти 93% приходится на дождливый период и 7% — на сухой. Максимум температуры падает на апрель (29°C), в дождливый период температура понижается с 28°C в мае до 26°C в октябре и затем не меняется в течение сухого сезона. По мере смещения на север продолжительность и количество осадков летнего муссона несколько уменьшаются. Так, в Ханое (Вьетнам, 21°02' с.ш., 105°52' в.д.) летний муссон начинается в мае, а заканчивается в октябре, а из 1682 мм годового количества осадков дожди летнего муссона составляют 86%. 14% приходится на период зимнего муссона.

Муссонный климат на тропических плато. Он не составляет отдельного типа климата. Основное деление года на дождливый и сухой сезоны сохраняется. Однако на температуру влияет высота места. Так, на высоком Эфиопском нагорье климат тропических муссонов более прохладный из-за большой высоты над уровнем моря. В Аддис-Абебе (9,0° с.ш., 38,2° в.д.) на высоте 2440 м температура самого теплого месяца (марта) 17,9°C, а самого холодного (декабря) 15°C. Годовая амплитуда, таким образом, всего 3°C, но абсолютные значения температуры понижены в сравнении с равнинной местностью. Суточная амплитуда температуры большая; иногда минимальная температура достигает -3°C. Зимой изредка выпадает снег.

Годовая сумма осадков в Аддис-Абебе 1246 мм. Дождливый период продолжается с июня по сентябрь, причем в августе выпадает около 300 мм, а в декабре — лишь 6 мм. Такой же прохладный муссонный климат с летними осадками наблюдается и на высоких плато Перу и Боливии (выше 2500 м).

Тропические климаты. Тропические климаты формируются в районах преобладания тропических воздушных масс. Известно, что

тропический воздух над океанами формируется в субтропических антициклонах. Над континентами районом его формирования являются пустыни и саванны тропического пояса. В Южном полушарии пояс тропических климатов лежит ближе к экватору, чем в Северном полушарии. Кроме того, над юго-восточной Азией субэкваториальный климат переходит в субтропический, минуя тропический климат. Для тропического пояса характерны высокие значения радиационного баланса: над океанами они составляют около $5000 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{год}$, а над материками — $2500 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{год}$. Над материками в этом поясе из-за крайней сухости малы затраты тепла на испарение. Поэтому, несмотря на большие значения эффективного излучения и большое альbedo, поверхность материков летом сильно прогревается и континентальный тропический воздух приобретает высокие температуры.

Б. П. Алисов различает следующие типы тропического климата:

- континентальный тропический климат;
- океанический тропический климат;
- климат восточной периферии океанических антициклонов;
- климат западной периферии океанических антициклонов.

Континентальный тропический климат. Этот климат наблюдается в Северной и Южной Африке, в Аравии, в большей части Австралии, в Мексике, в средней части Южной Америки, т. е. в тех районах по обе стороны от экватора, где нет смены муссонов, где круглый год преобладает тропический воздух. Режим ветра в таких континентальных районах не так характерен и устойчив, как в пассатах над океанами, так как эти районы могут находиться под влиянием не только антициклонов, но и размытых депрессий летом.

Указанные районы составляют *пояса тропических пустынь*, в которые входят Сахара, Аравийская пустыня, пустыни Австралии и др. Поэтому иногда континентальный тропический климат называют *климатом тропических пустынь*. Облачность и осадки здесь очень небольшие, радиационный баланс земной поверхности вследствие сухости воздуха и большого альbedo земной поверхности меньше, чем в экваториальном поясе. Однако температура воздуха очень высокая, так как малы затраты тепла на испарение. Лето исключительно жаркое, средняя температура самого теплого месяца не ниже 26°C , а местами почти 40°C . Именно в зоне тропических пустынь наблюдаются *самые высокие максимумы температуры на земном шаре* — около $57\text{--}58^\circ\text{C}$. Зима также теплая, с температурой самого холодного месяца $10\text{--}22^\circ\text{C}$.

В Асуане (АРЕ, $24,0^\circ$ с. ш., $32,9^\circ$ в. д.) средняя температура июня и июля $33\text{--}34^\circ\text{C}$, а января $15,7^\circ\text{C}$. В Алис-Спрингс (Австралия, $23,6$ ю.ш., $133,6^\circ$ в.д.) средняя температура января 28°C , а июля 12°C .

Годовые амплитуды, таким образом, значительны для тропического пояса — в среднем $15\text{--}20^{\circ}\text{C}$. Очень велики суточные колебания температуры, иногда достигающие 40°C .

Осадки выпадают редко, но возможны и сильные ливни (в Сахаре до 80 мм за сутки). Годовые суммы осадков в большинстве случаев меньше 250 мм, а местами меньше 100 мм. В Асуане отмечались периоды, когда дождя не выпадало несколько лет подряд. При слабых ветрах для тропических пустынь характерны пыльные вихри и даже песчаные бури (самумы), переносящие огромные количества песка. Они связаны с крайним перегреванием нижнего слоя воздуха.

Океанический тропический климат. Этот тип климата определяется свойствами морского тропического воздуха, формирующегося в тех широтах субтропических антициклонов, до которых внутритропическая зона конвергенции в своем сезонном смещении не доходит.

По обращенной к экватору периферии субтропических антициклонов здесь круглый год господствует устойчивый режим пассатов с характерными условиями погоды и климата. Сюда же можно отнести и внутренние части субтропических антициклонов, близкие к пассатным областям по условиям температуры и осадков. Так как океанический тропический климат лежит в области пассатов, то его иногда называют *пассатным климатом*.

Для океанического тропического климата характерны умеренно высокие температуры, возрастающие по направлению к экватору. В восточных частях океанов, где пассат течет из наиболее высоких широт с большими меридиональными составляющими скорости, направленными к экватору, температуры наиболее низкие. Средние температуры летних месяцев меняются с широтой в пассатной зоне от 20 до 27°C . Зимой в высокоширотных частях зоны пассатов температуры снижаются до $10\text{--}15^{\circ}\text{C}$. Следовательно, меридиональный градиент температуры в пассатах зимой выше, чем летом.

При направлении пассатов в нижних слоях с составляющей к экватору, т. е. против температурного градиента поверхности моря, в воздухе пассатов возникает сильно выраженная неустойчивая стратификация и развивается интенсивная конвекция. Однако наличие антициклонической пассатной инверсии на небольшой высоте не дает конвекции развиваться. Кучевые и слоисто-кучевые облака возникают в большом количестве, средняя облачность порядка 50% и более, меньше только над холодными водами у западных берегов континентов. Еще больше облачности на *пассатных фронтах* — в ложбинах, разделяющих субтропические антициклоны одного и того же полушария. Здесь небо часто бывает закрыто полностью.

Но больших осадков в пассатной зоне не бывает, за исключением тех островов, где им способствуют орографические условия. Так, на гористом острове Кауаи в Гавайском архипелаге (22° с.ш., 161° з.д., 1547 м), в пункте Лихуе ($22^{\circ} 59'$ с.ш., $159^{\circ} 21'$ з.д.), в среднем в год выпадает 1092 мм осадков. К этому приводит непрерывный подъем пассата по северо-восточным горным склонам. На подветренном склоне той же горы на острове Кауаи среднее годовое количество осадков всего 560 мм. В Хило (Гавайи, $19^{\circ} 43'$ с.ш., $155^{\circ} 04'$ з.д.) выпадает 3470 мм.

В открытом океане погода в зоне пассатов преимущественно сухая, так как облака не достигают уровня оледенения. Слабые осадки, связанные с коагуляцией капель в облаках, существенно не меняют этого положения. Характерной особенностью такого типа климата является спорадическое развитие тропических циклонов над океанами, исключая южную часть Атлантического и юго-восточную часть Тихого океана. Тропические циклоны вызывают штормовые ветры и штормовое волнение. Кроме того, с ними связаны и значительные осадки в этом в общем крайне сухом климате.

Климат восточной периферии океанических антициклонов. Иногда его также называют *климатом западных побережий материков*. На западных побережьях материков в течение года преобладают ветры пассатов северной четверти в Северном полушарии и южной четверти в Южном полушарии. В зоне пассатов температуры сравнительно низкие, так как воздух сюда быстро поступает из высоких широт по восточной периферии субтропических антициклонов и течет над холодными водами холодных океанических течений. Годовая амплитуда температуры мала, как и над океанами. Осадков очень мало (менее 100 мм в год) вследствие низких температур воды и низкой пассатной инверсии, но влажность высокая (80–90%) и часто возникают туманы. Это *климат прибрежных пустынь*, таких, как западное побережье Сахары, юг Калифорнии, пустыни Намиб (Южная Африка) и Атакама (Южная Америка). Например, в Свакопмунде, на побережье пустыни Намиб (Юго-Западная Африка, $22,7^{\circ}$ ю.ш., $14,5^{\circ}$ в.д.), средняя температура февраля 18°C , августа $12,1^{\circ}\text{C}$, выпадает 14 мм осадков в год.

Климат западной периферии океанических антициклонов. Иногда такой климат называют *климатом восточных побережий материков*. Этот тип климата очень сильно отличается как от климата восточной периферии океанических антициклонов, так и от континентального тропического климата. В течение всего года на восточных побережьях преобладает вынос морского тропического воздуха ветрами

пассатов. Пассаты на западной периферии субтропических антициклонов, проходя длинный путь над океанами, обогащаются влагой и приобретают составляющие, направленные к полюсам, т. е. становятся восток-юго-восточными в Северном полушарии и восток-северо-восточными в южном полушарии. Вследствие преобладания морского тропического воздуха во все сезоны года на восточных побережьях формируется теплый, влажный климат с большим количеством осадков. Климат восточных побережий тропических широт несколько напоминает экваториальный климат, но отличается от последнего большими годовыми амплитудами температуры воздуха. Так, в Рио-де-Жанейро (22,9° ю. ш., 43,2° з. д.) температура воздуха в январе 25,4°С, в июле 20°С, а годовая сумма осадков 1076 мм. В Таматаве (Мадагаскар, 18°07' ю.ш., 49°24' в.д.) температура воздуха летних месяцев (декабрь–февраль) 26°С, а зимних (июнь–август) 21°С, годовое количество осадков 3530 мм с максимумом 528 мм в марте и минимумом 91 мм в октябре. Здесь играют роль горные склоны, обращенные к пассатам южной части Индийского океана.

Субтропические климаты. В субтропических широтах, т.е. на широтах порядка 25–40°, *климатические условия определяются резкой сезонной сменой условий циркуляции и, следовательно, резкой сменой преобладающих воздушных масс.*

Летом зоны высокого давления и полярные фронты смешаются в более высокие широты. При этом субтропики захватываются тропическим воздухом из более низких широт или сами становятся очагами формирования масс тропического воздуха. Вследствие смещения субтропических антициклонов к высоким широтам давление в субтропиках над океанами летом повышено. Над сушей оно понижено, так как в связи с летним прогреванием суши над ней возникают области низкого давления, называемые *термическими депрессиями*.

Зимой полярные фронты смещаются к низким широтам и потому субтропики захватываются умеренным воздухом. При этом циклоническая деятельность распространяется над океаном в субтропики. Над материками давление в субтропиках зимой в среднем растет, так как зимние континентальные антициклоны распространяются и на субтропические широты холодных материков, хотя циклоническая деятельность периодически наблюдается и здесь. Отсюда и сезонные различия в режиме погоды и в климате субтропиков.

Различаются четыре основных варианта субтропических климатов: субтропический континентальный, океанический субтропический, субтропический западных берегов, или средиземноморский, субтропический восточных берегов, или муссонный.

Континентальный субтропический климат. Летом субтропики внутри материков находятся под воздействием размытых областей пониженного давления без фронтов, так называемых термических депрессий. В них формируются массы континентального тропического воздуха с высокой температурой, низким влагосодержанием и малой относительной влажностью. Погода здесь летом малооблачная, сухая и жаркая. Средние температуры летних месяцев близки к 30°C . Зимой на эти районы распространяется циклоническая деятельность, так как здесь часто формируются циклоны или проходят полярные фронты. Погода неустойчивая, с резкими сменами температуры и осадков. Годовое количество осадков не более 500 мм, а иногда и много меньше. Это зона степей, полупустынь и пустынь.

Например, в Тегеране ($35,7^{\circ}$ с.ш., $51,5^{\circ}$ в.д., высота 1160 мм) средняя температура июля 29°C , а января $2,6^{\circ}\text{C}$, в отдельные годы бывают и морозы до -20°C . Осадков выпадает за год 228 мм, из них с июля по сентябрь только по 1–2 мм в месяц, а с ноября по апрель — 199 мм (за все полугодие).

К зоне континентального субтропического климата относится и большая (южная) часть пустынь Туранской низменности, расположенной на территории Средней Азии. Здесь зимой господствует умеренный воздух, поэтому зимние температуры значительно ниже, чем в тропических пустынях; летом формируются массы континентального тропического воздуха с очень высокой температурой, низкой относительной влажностью, очень малой облачностью и большой запыленностью. Летом характерно обилие солнца, как и в тропических пустынях. Так, в Термезе в году 207 ясных дней и всего 37 дней пасмурных.

В Ташкенте ($41,3^{\circ}$ с.ш., $68,3^{\circ}$ в.д.) средняя температура июля 27°C , января -1°C , осадков 384 мм, причем на июнь–сентябрь из них приходится только 20 мм. Но в Ташкенте осадков еще сравнительно много. В большей части равнинной Средней Азии их выпадает в год от 100 до 200 мм. Например, в Байрам-Али ($37,36^{\circ}$ с. ш., $61,11^{\circ}$ в. д.) осадков всего 135 мм в год, причем в июле, августе и сентябре осадки вообще не выпадают. В отдельные летние дни температура в некоторых пунктах Туркмении повышается до 50°C . Зимой в Туранской низменности возможны значительные морозы (до -30°C и ниже) вследствие свободного проникновения холодных воздушных масс из Сибири и Арктики.

В Северной Америке континентальные субтропики защищены от притока влажных воздушных масс с запада и востока орографическими препятствиями; континентальность и засушливость климата выражены здесь очень резко (Мексика, Аризона, Восточная Колумбия,

Невада). Так, в Юме (32,7° с.ш., 114,6 з.д.) средняя температура июля 33°C, января 12°C (при среднем годовом минимуме температуры – 2°C), осадков выпадает всего 80 мм в год. Это зона пустынь. В глубокой впадине Долины Смерти в Калифорнии (36,5° с.ш., 117,5° з. д.) средняя температура июля 39°C, а абсолютный максимум температуры 57°C.

В Южной Америке, где размеры материка невелики и где сильны океанические влияния, летние температуры в этом типе климата ниже и осадки обильнее. Так, в Сан-Луисе (Аргентина, 33,3° ю.ш., 66,3 з.д.) средняя температура января 24°C, июня 9°C, а годовая сумма осадков 549 мм. В Африке и Австралии климатов такого типа нет.

Особую разновидность континентального субтропического климата представляет *климат высоких субтропических нагорий*. Он наблюдается на *высоких нагорьях Азии — Тибете и Памире*, на высотах 3500–4000 м. Климат резко континентальный, при этом лето сравнительно прохладное, а зима холодная. Осадков выпадает мало; это *климат высокой пустыни*. На станции Лех (Кашмир, 34,2° с. ш., 77,6° в. д., 3508 м) в июле средняя температура 17,4°C, в январе –7,6°C. Осадков всего 98 мм в год, причем 25 мм приходится на июль и август.

Однако характерные признаки континентального субтропического климата — *преобладание зимой умеренных воздушных масс, а летом тропических воздушных масс* — сохраняются и здесь.

На Памире, на станции Мургаб (38,2° с. ш., 62,0° в. д., 3650 м), средняя температура в июле 14°C, в январе –18°C. Зимой температуры достигают –50°C. Суточные амплитуды температуры очень большие. Осадки в центре и на востоке нагорья скудные — в Мургабе только 73 мм. Обильнее они на западе (Хорог, 286 мм), особенно в горах (Ледник Федченко, 1192 мм).

На юго-востоке Тибетского нагорья летние осадки обильные в связи с проникновением сюда индийского муссона. Так, в Лхасе (29,9° с. ш., 91,0° в. д., 3600 м) за год выпадает 790 мм, из них 462 мм за 5 месяцев (с мая по сентябрь). Бывают годы, когда осадков в Лхасе выпадает свыше 5000 мм, бывали и такие годы, когда при слабом муссоне осадков выпадало меньше 400 мм. Средняя температура в Лхасе меняется от 16°C в июне до –0,6°C в январе.

К востоку от Памира находится менее высокий район Синцзяна с высотами в среднем 1000–2000 м над уровнем моря. Со всех сторон, кроме востока, район окружен горами. Осадков здесь выпадает мало и ландшафт представлен пустыней с жарким летом и холодной зимой. В Кашгаре (39,5° с. ш., 76,1° в. д., 1230 м) средняя температура июля 27°C, января –6°C, годовое количество осадков 69 мм. В Урумчи

(43,9° с. ш., 87,6° в. д., 880 м) в июле 24°С, в январе –16°С, осадков — 285 мм.

Океанический субтропический климат. В субтропических широтах океанов летом преобладает режим антициклонов с малооблачной и сухой погодой, со слабыми ветрами, а зимой — циклоническая деятельность с дождями и сильными ветрами, часто со штормами. Годовые амплитуды температуры, конечно, меньше, чем в континентальном типе, в среднем около 10°С.

В восточных частях океанов лето сравнительно прохладное, так как сюда часто проникают воздушные течения из более высоких широт (по восточной периферии субтропических антициклонов) и здесь проходят холодные океанические течения. В западных частях океанов лето более теплое. Зимой, наоборот, в западные части океанов попадают холодные массы воздуха с материков (Азии, Северной Америки) и температуры здесь ниже, чем на востоке.

В центральных частях океанов Северного полушария средние температуры летних месяцев в субтропиках 15–25°С, зимних 5–15°С. В Южном полушарии зимние температуры выше, а летние ниже, а годовые амплитуды еще меньше.

Субтропический климат западных берегов (средиземноморский). Летом западные берега континентов в субтропиках находятся на восточной периферии субтропических антициклонов или в их отрогах. Преобладает ясная и сухая погода. Зимой здесь часто проходит или возникает полярный фронт с циклонической деятельностью на нем и с осадками. Таким образом, лето в средиземноморском климате достаточно жаркое и сухое, зима дождливая и мягкая. Ежегодно может выпадать снег, но без образования снежного покрова. Осадки в общем не очень большие. Малое количество осадков летом придает климату характер некоторой засушливости. Много осадков выпадает только на наветренных склонах гор, например на Адриатическом побережье Югославии.

Такой тип климата характерен прежде всего для района Средиземного моря. В Риме (41,9° с. ш., 12,5° в. д.), например, средняя температура июля 25°С, января 7°С; годовое количество осадков 882 мм, причем за 6 месяцев (с апреля по сентябрь) выпадает лишь 288 мм (в июле всего 20 мм), а за 6 месяцев зимнего полугодия — 594 мм. Приведенная сумма осадков в Риме, однако, слишком велика для типичного средиземноморского климата. В Афинах (38,0° с. ш., 23,7° в. д.), например, она всего 390 мм, что говорит о засушливости климата.

К субтропическому типу климата относится западное Закавказье, особенно Колхидская низменность, где сильное влияние на кли-

мат оказывает своеобразное распределение суши и моря в сочетании с орографией. Зима здесь самая теплая на всей территории Причерноморья, а лето не слишком жаркое, но очень душное вследствие большой влажности воздуха.

В Батуми (41,6° с. ш., 41,6° в. д.) средняя температура июля и августа 23°C, а января 7°C. Осадки в этом климате обильные — в Батуми выпадает за год 2560 мм. Максимум осадков приходится на осенние и зимние месяцы (в сентябре 320 мм), они обильны и летом. По типу растительности этот район близок к областям муссонного субтропического климата.

Средиземноморский тип климата наблюдается и за пределами Средиземноморья, там, где создается аналогичная циркуляционная обстановка. В частности, он существует на побережьях Калифорнии, Орегона и Вашингтона в Северной Америке, в среднем Чили, на юге Австралии, на крайнем юге Африки (Капский полуостров). Здесь средиземноморский климат мягче и годовая амплитуда температуры меньше. Так, в Сан-Франциско (37,8° с. ш., 122,4° з. д.), где очень сильно влияние холодного Калифорнийского течения, средняя температура сентября 16°C, января 10°C; годовая сумма осадков 522 мм, из которых 459 мм выпадают в холодное полугодие — с октября по март. В июле и августе осадков нет. В Кейптауне (Южная Африка, 33,9° ю. ш., 18,5° в. д.) средняя температура января и февраля 21°C, июля 13°C; годовая сумма осадков 615 мм, причем 484 мм из них выпадают в холодное полугодие — с апреля по сентябрь.

Ветры в средиземноморском климате обнаруживают ясную муссонную тенденцию. Но в климатологии принято относить к муссонным только климаты восточных берегов континентов, где максимум осадков приходится на лето.

Субтропический климат восточных берегов (муссонный). На восточных окраинах материков в субтропиках наблюдается муссонный тип климата. Зимой эти районы находятся под влиянием холодных северо-западных воздушных течений с материка; летом в юго-восточных потоках сюда приходит воздух с океана. *Годовой ход осадков противоположен средиземноморскому типу.* Зимой погода ясная и сухая; летом, напротив, обильны осадки, выпадающие в циклонах над материком, частью конвективные, частью фронтальные. Играет большую роль и орографическое усиление осадков на наветренных склонах.

Осадки обильные, и поэтому тип климата характеризуется богато развитыми лесами из широколиственных пород с вьющимися и лазающими растениями (лианы, плющи). Снег выпадает, но снежный

покров не удерживается. Например, в Пекине (39,9° с. ш., 116,5° в. д.) средняя температура июля 26°С, а января –5°С; годовая сумма осадков 612 мм, из них в июле выпадает 235 мм и в декабре 2 мм. В восточном Китае субтропическая муссонная циркуляция проникает еще дальше на юг. Она наблюдается, например, в Шанхае (31,2° с. ш., 121,4° в. д.), где летний муссон начинается в июне, а заканчивается в сентябре. Здесь из 1144 мм годовых осадков на летний муссон приходится только 52% (596 мм). Остальные 48% (548 мм) приходятся на зиму, весну и лето. Годовой ход температуры приобретает обычный для тропического пояса характер. В июле и августе температура около 27°С. Но зимний муссон, приходящий из высоких широт, снижает среднюю температуру января до 3°С. Годовая амплитуда при этом 24°С.

На востоке Северной Америки, в Вашингтоне (38,9° с. ш., 77,0° з. д.), средняя температура в июле 25°С, в январе 1°С; осадков выпадает 1043 мм, из них 110 мм в июле и 65 мм в ноябре. В Южной Америке такой тип климата есть на Ла-Плате. Буэнос-Айрес (34,6° ю. ш., 58,5° з. д.) имеет среднюю температуру января 23°С, июля 10°С; годовое количество осадков 1008 мм, из них 116 мм выпадает в марте и 60 мм в июле.

Климаты умеренных широт. В умеренных широтах наблюдаются большие сезонные различия в радиационных условиях. Летом радиационный баланс подстилающей поверхности велик и в районах с небольшой облачностью приближается к условиям тропических широт, зимой на материках он отрицательный.

В умеренных широтах интенсивна циклоническая деятельность на полярных и арктических фронтах, поэтому режим погоды здесь очень изменчив. Часты вторжения воздушных масс как из полярных, так и из субтропических широт, а следовательно, и резкие изменения температуры.

В Северном полушарии существуют большие различия в циркуляционных условиях на материках и океанах, обуславливающие резко выраженные типы морского и континентального климата. В преимущественно океаническом Южном полушарии континентальный тип климата в умеренных широтах практически отсутствует.

Весьма значительные различия климата существуют на западных и восточных окраинах материков умеренных широт. Климат западных берегов, подверженных преобладающему воздействию морских воздушных масс, является переходным от морского к континентальному; часто его называют просто морским. На восточных берегах наблюдается муссонный тип климата, особенно в Азии.

В умеренном поясе Б. П. Алисов выделяет следующие четыре типа климата: *континентальный, морской климат западных частей материков, муссонный климат восточных частей материков и океанический.*

Континентальный климат умеренных широт. Этот тип климата имеется на материках Евразии и Северной Америки. Он характеризуется теплым летом и холодной зимой с устойчивым снежным покровом. Годовая амплитуда температуры большая и растет с удалением в глубь материка. Условия увлажнения меняются в направлении как с юга на север, так и с запада на восток.

В южной части умеренных широт Евразии зимой преобладает высокое давление. На климатологических картах именно в этих широтах находится центр *зимнего Азиатского антициклона с отрогом*, направленным на южную часть Европы. Поэтому зимние осадки здесь небольшие и убывают в глубь материка. Снежный покров по этой причине невысокий, а в Забайкалье, вблизи центра антициклона, особенно мал, несмотря на очень суровую зиму.

Летом в южной части умеренных широт Евразии также нередки антициклоны уже субтропического типа, способствующие жаркой и сухой погоде. Летние осадки больше, но из-за высокой испаряемости при больших летних температурах все-таки невелики, поэтому увлажнение в южной части умеренных широт оказывается недостаточным. В общем, за год здесь выпадает 200–450 мм осадков. В результате, начиная от Молдовы, через Украину, южную часть европейской территории России и дальше за Урал, до Монголии включительно, тянутся *степи*, в которых летом нередко создаются засушливые условия.

В Прикаспийской низменности степи переходят в *полупустыню*, а за Уралом, в северной части Туранской низменности (Казахстан) — даже в *пустыню*, т. е. в области с постоянно сухим (аридным) климатом. В Херсоне (46,6° с. ш., 32,6° в. д.) средняя температура июля 23°C, января –4°C; годовая сумма осадков 380 мм. В Ахтубе (48,3° с. ш., 46,7° в. д.) в июле 25°C, в январе –9°C; осадков за год выпадает 240 мм. В Балхаше (46,9° с. ш., 75,0° в. д.) в июле 24°C, в январе –15°C; годовые осадки составляют 127 мм. Под одной и той же широтой с удалением на восток понижаются зимние температуры и убывают осадки, меняются ландшафты: от степи через полупустыню до пустыни. В более высоких широтах умеренного пояса Евразии лето менее жаркое, но все же очень теплое, зима более суровая (для каждой данной долготы), отмечаются большие годовые суммы осадков (300–600 мм). Континентальность также усиливается с запада на восток (главным образом за счет понижения температур зимы): возрастают годо-

вые амплитуды температуры и убывают осадки. Снежный покров здесь выше и лежит дольше. Это *зона смешанных или лиственных лесов*.

Еще севернее располагается *зона тайги*, которая тянется от Скандинавии до Тихого океана, с такими же закономерностями в изменении климата с запада на восток, но с большей суровостью зимы. Южная граница зоны тайги в направлении на восток смещается к более низким широтам. В Забайкалье климат тайги уже непосредственно граничит со степным климатом; зона лиственных лесов между тайгой и степью здесь исчезает. На север тайга и ее климат дальше всего заходят на Таймыре. Лето в зоне тайги такое же жаркое, как и в более низких широтах, но зима еще холоднее. Именно за счет *суровости зимы* климат в восточной части зоны тайги достигает наибольшей континентальности. Осадков выпадает столько же, сколько и в зоне лиственных лесов; увлажнение в целом достаточное, в Западной Сибири приводящее даже к заболачиванию. В Каргополе (61,5° с. ш., 38,9° в. д.) средняя температура в июле 17°C, в январе -12°; осадков за год выпадает 540 мм. В Енисейске (58,4° с. ш., 92,1° в. д.) в июле 18°C, в январе -22°C; осадков за год 460 мм. В Якутске (62,0° с. ш., 129,6° в. д.) в июле 19°C, в январе -44°C; осадков за год 190 мм. Именно в Якутии показатели континентальности климата достигают наибольших величин.

На материке Северной Америки обнаруживаются те же типы континентального климата умеренных широт. Они распределяются очень сложно, отчасти под влиянием орографии. На западе внутренней части материка, защищенном Скалистыми горами от воздушных масс с Тихого океана, *преобладают пустыни и степи*, на востоке — *лиственные леса*. Севернее большая часть Канады занята тайгой, которая особенно далеко на север заходит на Аляске. Соответственно этому распределяются и климатические условия.

Особую разновидность континентального климата представляет *климат горных районов в умеренных широтах*. В горных районах Тянь-Шаня осадки обильнее, чем в Туранской низменности и на Памире. В благоприятных условиях рельефа они могут превышать 2000 мм; с запада на восток осадки убывают. Температуры здесь, конечно, ниже, чем на низменности. Например, в Пржевальске (42,4° с. ш., 78,4° в. д., 1744 м) в июле 17°C, в январе -7,1°C.

В высокогорной области *Саян и Алтая* температурный режим очень разнообразен и зависит от высоты и рельефа. Осадки значительные на наветренных склонах (в Западном Алтае до 1500 мм и более) и небольшие на южных склонах и в замкнутых котловинах (на Алтае

менее 200 мм). В Саянах на западных и северо-западных склонах годовое количество осадков превышает 1000 мм. Поэтому на наветренных склонах накапливается большой снежный покров и снижается снеговая линия.

В *Северной Америке* очень большие количества осадков выпадают на наветренных склонах *Каскадных гор*, более 2000 мм в год. Максимум осадков в связи с усиленной циклонической деятельностью приходится на зиму, и снежный покров местами превышает 5 м. В расположенных восточнее *Скалистых горах* осадков меньше: на западных склонах до 1000 мм, в долинах местами только 150–200 мм. Средние температуры января во внутренних долинах и на плато порядка $-5...-10^{\circ}\text{C}$ и ниже. Очень резкие колебания температуры зимой нередко связаны с *чинуком (феном)* на западных склонах Скалистых гор. Отмечались такие случаи, как повышение температуры в январе при чинуке от -31 до 19°C , правда, за значительное время (несколько десятков часов). Лето сухое и нежаркое, но, конечно, температуры зависят и от широты, и от высоты над уровнем моря.

Особые условия климата *высоких степей и полупустынь* наблюдаются в *Монголии*. На высотах 700–1200 м и выше теплое лето и очень холодная и малоснежная зима; осадки вообще очень небольшие и выпадают преимущественно летом, так как зимой это район центральной части зимнего Азиатского антициклона. В Улан-Баторе ($47,9^{\circ}$ с. ш., $106,8^{\circ}$ в. д., 1309 м) средняя температура июля 17°C , января -28°C ; очень большие суточные амплитуды температуры. Осадки (243 мм в год) выпадают преимущественно с мая по сентябрь. В Джаргаланте (Кобдо) ($47,9^{\circ}$ с.ш., $91,6^{\circ}$ в.д., 1370 м) осадков еще меньше, около 122 мм, причем осадки типично летние, зима почти бесснежная.

Климат западных частей материков в умеренных широтах. В западных частях Евразии и Северной Америки в умеренных широтах резко преобладает перенос на материк морских воздушных масс и зимой, и летом. Поэтому здесь климат несет сильный отпечаток океанических влияний и является *морским климатом*. Он характеризуется не очень жарким летом и мягкой зимой без устойчивого снежного покрова, достаточным количеством осадков и относительно равномерным их распределением по сезонам. Это определяет ландшафт *широколиственных лесов и лугов*. Осадки резко увеличиваются на западных склонах гор.

В Северной Америке вследствие наличия Каскадных и Скалистых гор этот тип климата ограничивается сравнительно узкой прибрежной территорией. В Западной Европе он распространяется в глубь

материка с постепенным увеличением континентальности. Например, в Париже (48,8° с.ш., 2,5° в.д.) средняя температура июля 18°C, а января 3°C; осадков за год выпадает около 613 мм. В более высоких широтах, в Бергене (60,4° с.ш., 5,3° в.д.), в июле осадков 1730 мм — сказывается влияние орографии (Берген лежит к западу от Скандинавских гор, на побережье). За хребтом, внутри и на востоке полуострова, климат становится континентальным. В Стокгольме, например, в июле 16°C, в феврале -3°C, максимум осадков приходится на лето; по ландшафту это уже юг зоны тайги. В Европе к востоку от Берлина климат становится континентальным. В пределах России такой тип климата переходит в континентальный климат умеренных широт, описанный выше. Наибольшие количества осадков выпадают в этом типе климата в Европе на наветренных склонах гор. Выше указана большая сумма осадков для Бергена, но на некоторых станциях Альп выпадает и свыше 2500 мм в год.

Морской климат для запада Северной Америки характеризуют данные станции Ситка на Аляске (57,1° с.ш., 135,3° з.д.), где в августе 13°C, в январе 0°C; годовая сумма осадков 2343 мм. На склонах Каскадных гор выпадают еще большие суммы осадков — 3000–6000 мм. Такое огромное количество осадков связано с ярко выраженным влиянием топографии.

Климат восточных частей материков в умеренных широтах. На востоке Азии климат типично муссонный. Муссоны умеренных широт являются продолжением тропических и субтропических муссонов, выражены очень отчетливо и наблюдаются примерно до широты северного Сахалина. Юг Камчатки от них свободен, а над Охотским морем и над севером Камчатки обнаруживается лишь муссонная тенденция. Таким образом, умеренный муссонный климат наблюдается в Приморском крае, в северо-восточном Китае, в северной Японии и на Сахалине. Зимой окраина материка оказывается на периферии Азиатского антициклона и здесь преобладает перенос холодного воздуха из Восточной Сибири, поэтому зима малооблачная и сухая, со значительными холодами и малым количеством осадков. Летом над востоком Азии господствует циклоническая деятельность с обильными осадками. Примером могут служить данные для Хабаровска (48,5° с.ш., 135,0° в.д.), где средняя температура в июле 21°C, в январе -22°C и осадков 569 мм в год, из которых на зимнее полугодие (октябрь — март) приходится лишь 99 мм.

Сложнее обстоит дело в Японии, где и зимой достаточно часты циклоны с фронтальными осадками, которые еще усиливаются орографией. Летом, напротив, имеется относительный минимум осадков в

середине сезона в связи с отступлением циклонической деятельности к северу. В результате зима может оказаться не менее богатой осадками, чем лето. В Саппоро (43,1° с.ш., 141,4° в.д.) средняя температура в августе 21°C, в январе –6°C; годовые суммы осадков составляют 1078 мм, причем в холодное полугодие выпадает 560 мм, а в теплое — 518 мм.

В северных районах российского Приморья, где муссонный режим ветра выражен слабо или отсутствует, зима вследствие сильной циклонической деятельности мягче и распределение осадков в течение года равномерное. Так, на станции Ключи на Камчатке (56° с.ш., 160° в.д.) средняя температура в июле 15°C, в январе –17°C; осадков 562 мм в год, из них 314 мм приходится на зимнее полугодие.

На Атлантическом побережье Канады и Ньюфаундленда муссонная циркуляция выражена слабо или отсутствует. Зимы не так холодны, как на востоке Азии, а лето достаточно теплое. Например, в Галифаксе (44,6° с.ш., 63,6° з.д.) в июле и августе средняя температура 18°C, а в январе –4°C; осадков за год 1386 мм, причем распределение их по сезонам довольно равномерное.

В Южной Америке к климату восточной части материка в умеренных широтах можно отнести всю Патагонию, примерно от 38 до 52° ю.ш. и область от предгорьев Анд до Атлантического океана. Своеобразная географическая обстановка местности создает и своеобразный климат полупустыни в непосредственной близости к океану. Причина в том, что от влияния морских воздушных масс с Тихого океана Патагония закрыта Андами. В то же время холодные воздушные массы антарктического происхождения свободно проникают сюда с юга. Атлантический воздух, изредка вторгаясь в Патагонию, предварительно проходит над холодными водами Фолклендского течения, где становится устойчиво стратифицированным и потому также не дает больших осадков. В большей части Патагонии годовая сумма осадков 120–200 мм, причем в летние месяцы их совсем мало, не более 20–30 мм за три месяца. Средняя температура января от 20°C на севере до 10°C на юге, т. е. лето холоднее по сравнению с пустынями Северного полушария под теми же широтами. Средняя температура июля близка к 5°C, но на высоких плато понижается до –5°C; следовательно, зима значительно мягче, чем во внутритропических пустынях Северного полушария. На низком берегу Атлантического океана на юге Патагонии, в Санта-Крус (50,0° ю.ш., 68,5° з.д.), осадков выпадает только 171 мм в год, средняя температура января 15°C, а июня и июля 2°C.

Океанический климат в умеренных широтах. Атлантический и Тихий океаны занимают большие площади в умеренных широтах обо-

их полушарий, а Индийский океан — в умеренных широтах Южного полушария. Преобладающий западный перенос выражен над океанами лучше, чем над материками, особенно в Южном полушарии. Скорости ветра больше, чем над материками. В 40-х и 50-х широтах Южного полушария, между зоной субтропических антициклонов и субантарктическими широтами, где чаще всего проходят центры глубоких циклонов, средние скорости ветра 10–15 м/с. Штормы здесь часты и продолжительны; моряки недаром называли 40-е широты Южного полушария *ревущими*. Распределение температуры над океанами более зонально, чем над материками в тех же широтах, а различия между зимой и летом выражены слабее. В связи с холодным летом ландшафт тундры находится на океанических островах в таких низких широтах, в которых на материках тундры еще нет. Так, тундрой покрыты Алеутские и Командорские острова на широтах 55–52° с.ш.; в Южном полушарии тундрой покрыты Фолклендские острова (52° ю.ш.), остров Южная Георгия, Южные Оркнейские острова и др.

В Северном полушарии западные части океанов зимой заметно холоднее восточных из-за частых вторжений холодных воздушных масс с материков. Летом различия меньше. Облачность над океанами умеренных широт велика и осадки значительны, особенно в широтах субполярных, где наблюдаются наиболее глубокие циклоны.

В зоне между 40 и 60° с.ш. в обоих океанах Северного полушария средние температуры августа заключаются между 22 и 8°C. В феврале в Атлантическом океане — от 15 до –10°C, но в Тихом океане значительно ниже — от 10 до –10°C. В общем, разность температур между 40-й и 60-й широтами от зимы к лету убывает. Годовые амплитуды здесь порядка 10–15°C. В Южном полушарии средние температуры этих океанов в зоне между 40 и 60° ю.ш. в феврале от 15 до 0°C, в августе от 10 до –10°C. Преобладающие западные ветры здесь очень сильны и устойчивы, часты штормы.

Субполярный климат (субарктический и субантарктический климаты). В субарктическом (субантарктическом) поясе зимой преобладает арктический (антарктический) воздух, летом — воздух умеренных широт. *В субарктическом поясе различают два основных типа климата: континентальный и океанический.* Континентальный субарктический климат наблюдается главным образом в Северном полушарии, морской — в Южном.

По северным окраинам Евразии и Северной Америки в широтах, которые можно назвать уже субполярными, расположена *зона тундры*. Зимы здесь продолжительные и суровые, лето холодное и с заморозками. В Азии в этом типе климата располагаются полюсы хо-

лода Северного полушария (район Верхоянска и Оймякона). Средняя температура самого теплого месяца не выше 10–12°C; это тот предел, при котором могут произрастать деревья. Холодное лето и определяет ландшафт тундры. Осадков в тундре меньше, чем в зоне тайги, — менее 300 мм, а в Восточной Сибири, где в зону тундры реже попадают циклоны, — даже менее 100 мм.

Хотя осадков мало, облачность большая и дней с осадками много; следовательно, выпадают они в незначительных количествах вследствие малого влагосодержания воздуха при низких температурах. Максимум осадков приходится на лето. Как ни малы осадки, но при низких температурах они *превышают испаряемость*, поэтому в тундре наблюдается *избыточное увлажнение* и вследствие вечной мерзлоты *заболочивание*. В тундре более или менее выражен муссонный характер циркуляции атмосферы: летом преобладают ветры с составляющей, направленной на материк, зимой — с материка. В Салехарде (66,5° с.ш., 66,6° в.д.) средняя температура июля 14°C, января –25°C; осадков за год выпадает 418 мм.

Над океанами Южного полушария к югу от 60° ю.ш. до побережья Антарктиды субполярный климат характеризуется весьма однородным распределением температуры летом — на большей части акватории она близка к нулю. Но зимой температура быстро убывает и достигает у побережья –20°C и ниже. В этих широтах чаще всего проходят центры циклонов, поэтому облачность здесь очень большая; велика повторяемость осадков и туманов. Преобладающие западные ветры вблизи материка сменяются восточными.

Климат Арктики. Климат Арктического бассейна прежде всего определяется недостатком или полным отсутствием солнечной радиации зимой и очень большим притоком радиации летом. Годовой радиационный баланс поверхности арктических морей в общем положительный; отрицательный баланс только на плато Гренландии. Но все же летние температуры невысокие, потому что радиация затрачивается на таяние снега и льда, а температура поверхности и воздуха остается близкой к нулю. На тех островах и побережьях, где снег летом тает, она, конечно, выше.

К влиянию радиационных условий присоединяется сильное воздействие общей циркуляции атмосферы. В Арктическом бассейне во все сезоны года наблюдается интенсивная циклоническая деятельность. Циклоны возникают на арктических фронтах, а также проникают в Арктику из более низких широт, где они развиваются на полярных фронтах. Прежние представления о постоянном или хотя бы устойчивом антициклоне в Арктике оказались неправильными. Повы-

шенное давление преобладает, правда, весь год над высоким плато Гренландии. Но в остальной части Арктики давление меняется от месяца к месяцу существенно, и антициклонические системы обнаруживаются на средних картах на сравнительно небольших площадях в разных частях океана, а зимой еще над Аляской и над северо-востоком Азии. Облачность в Арктическом бассейне в общем большая и ветры сильнее.

Циклоническая деятельность, конечно, приводит к притоку в Арктический бассейн теплых воздушных масс с океанов умеренных широт (летом и с материков) и тем самым к смягчению климата Арктики. Средние месячные температуры в Арктическом бассейне от -40°C зимой до 0°C летом. Температуры января, февраля и марта близки между собой.

Наиболее теплая атлантико-европейская область Арктики, где в процессе циклонической деятельности происходят глубокие выносы теплого атлантического воздуха в высокие широты, особенно повышающие температуры зимой. Например, на севере Шпицбергена, в Грин-Харборе ($78,0^{\circ}$ с.ш., $14,2^{\circ}$ в.д.), средняя температура января -16°C , июля 5°C , годовая -8°C ; сумма осадков за год 320 мм. В других областях Арктики (кроме атлантико-европейской) средняя температура января всюду ниже -30°C . В западной части Баренцева моря циклоническая деятельность настолько интенсивна, что осадков за год выпадает около 500 мм. На восток количество осадков быстро убывает.

В азиатской (восточносибирской), канадской и тихоокеанской областях Арктики зима значительно холоднее, чем в атлантико-европейской области, но летом условия аналогичны. Форт-Росс ($72,0^{\circ}$ с.ш., $94,0^{\circ}$ з.д.) в июле имеет среднюю температуру 4°C , в феврале -33°C , а среднюю годовую -15°C . Осадков здесь 100–200 мм в год. На мысе Шалаурова ($73,0^{\circ}$ с.ш., $143,3^{\circ}$ в.д.) в июле 3°C , в феврале -31°C , средняя годовая -15°C ; осадков за год 140 мм. *В центре Арктического бассейна* средние температуры от -40°C , зимой до 0°C летом. Гренландия с ее большой высотой над уровнем моря и преобладающим антициклоническим режимом имеет особенно суровый континентальный климат. На плато, на станции Айсмитте ($70,9^{\circ}$ с.ш., $40,6^{\circ}$ з.д. 3300 м), средняя температуры июля -14°C , января -49°C , годовая -32°C . Абсолютный минимум температур здесь около -65°C .

Климат Антарктиды. Климат ледяного материка *самый суровый на земном шаре*. Средние годовые температуры снижаются здесь от -10°C на побережье, на широте полярного круга, до -50°C – -60°C в центральных районах материка. Среднее годовое количество осадков для всего материка около 120 мм.

Основную роль в суровости и сухости климата Антарктиды играет снежная поверхность материка, большая высота его над уровнем моря (в среднем около 3000 м, а в центре Восточной Антарктиды до 3500 м и более) и преобладающая антициклоническая циркуляция. Несмотря на очень большой летний приток солнечной радиации, высокое альbedo снежной поверхности и эффективное излучение приводят к тому, что годовой радиационный баланс *отрицателен на всем материке*, за исключением очень ограниченных площадей, открытых от льда, так называемых оазисов. Отрицательный радиационный баланс восполняется притоком тепла из атмосферы.

Циклоническая деятельность в Южном полушарии интенсивно разворачивается над океаном вокруг Антарктиды. На средних картах поверхности 700 гПа, которая лежит примерно на средней высоте материка, над Восточной Антарктидой во все месяцы года обнаруживается антициклон. Таким образом, режим высокого давления безусловно преобладает. Зимой в более высоких слоях происходит переход к околполярному циклоническому вихрю, как и в Северном полушарии.

Побережье Антарктиды представляет собой зону с умеренно влажным и сравнительно мягким климатом. Летом здесь максимальные температуры иногда поднимаются выше нуля, и интенсивно тает снег. Особенно характерны для очень многих районов побережья сильные *стоковые ветры* с высокого плато материка. Вместе с циклонами, проходящими вблизи материка, стоковые ветры приводят к тому, что даже средние скорости ветра в ряде мест побережья (например, на Берегу Правды, на Земле Адели) достигают 15–20 м/с. Преобладают восточные и северо-восточные направления. Осадков на побережье Восточной Антарктиды выпадает 400–500 мм, Западной — 600–700 мм. Средние температуры на станции Мирный (66,5° ю.ш., 93,0° в. д.) в декабре и январе –2°С, в августе и сентябре –18°С, средняя годовая температура –11°С; годовая сумма осадков 427 мм.

ГЛАВА 8. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

Достоверно доказано, что на протяжении геологической истории Земли (4,65 млрд лет) вместе со всей земной природой изменялись состав атмосферы, ее масса, изменялся и климат. По современным представлениям за этот период времени многократно изменялись очертания материков, конфигурация и высота горных систем, площадь суши и океана, происходили изменения светимости Солнца, колебания эксцентриситета земной орбиты и наклона оси вращения Земли к плоскости эклиптики, а также замедление скорости вращения Земли. Следовательно, неизбежно происходили изменения теплооборота, влагооборота и атмосферной циркуляции, а также географических факторов климата. Это и служило причиной его многократных изменений.

Временные масштабы возможных причин климатических изменений необычайно широки. Так, изменение светимости Солнца за пределами 1% солнечной постоянной, по-видимому, может происходить за 10^9 лет. Вариации орбитальных параметров, т. е. эксцентриситета орбиты Земли, прецессии равноденствия и изменения наклона оси вращения Земли к плоскости орбиты составляют соответственно 100000, 23 000 и 41 000 лет. Временные масштабы движений земной коры равны 10^5 – 10^9 лет. Образование стратосферного аэрозоля вследствие вулканических извержений может приводить к климатическим изменениям в самых широких пределах — от 10^6 до 10^8 лет. С другой стороны, внутренняя изменчивость климатической системы определяется различными механизмами прямых и обратных связей между составляющими системы: атмосферой, океаном, криосферой, поверхностью суши и биосферой, которые могут действовать во временных масштабах от 10 до 10^9 лет. Например, масштаб взаимодействия атмосферы и океана составляет от 10^0 до 10^2 лет. Таким образом, одно это перечисление показывает, что изменения климата могли происходить в любых геологических эпохах. Поэтому для их определения сейчас используются самые различные методы, и, конечно, в первую очередь методы, развитые в геологии, палеонтологии и геофизике.

8.1. Методы исследования климата прошлого

Известно, что 7/8 истории Земли занимает докембрий, т. е. период от 4,65 млрд лет до 570 млн лет назад. Показателями климатических изменений в докембрий являются чисто геологические данные. Так, для наиболее древних геологических времен климатическими по-

казателями являются почти исключительно осадочные породы. Знание химического состава, физических свойств, структуры и текстуры осадочных горных пород и особенностей их залегания позволяет в известной степени восстановить климатические условия во время их образования. Холодный климат характеризуется преобладанием продуктов физического выветривания над продуктами химического выветривания, т. е. преобладанием грубообломочных материалов в отложениях многолетнемерзлых грунтов, и особенно наличием ископаемых морен — тиллитов, известных с раннего протерозоя.

Важнейшим признаком сухих (аридных) периодов является усиленное отложение солей (особенно, если климат также и жаркий), осаждающихся из растворов в условиях сильного испарения. К ним можно отнести доломиты, ангидриты, гипсы, калийную и каменную соль. Об аридных условиях свидетельствуют также продукты выветривания, бедные кремнеземом и окрашенные оксидами железа, и лёсы. Пустыням прошлого, как и современным пустыням, были свойственны определенные явления выветривания, окремнения, переноса песка, дюнообразования. Признаки таких явлений можно установить и в геологических слоях.

К индикаторам теплого и влажного климата относятся продукты глубокого химического выветривания пород суши, такие, как бокситы, каолин, бескарбонатные (латеритные) красноцветы, некоторые алюминиевые, железные и марганцевые руды. Высокая влажность среды необходима и для образования каменных углей.

По мере перехода от древних эпох истории Земли к более поздним арсенал методов, позволяющих определять климатические условия, расширяются и сведения о господствовавшем в то время климате становятся более детальными. В фанерозое определенные суждения о климатических условиях можно сделать по палеонтологическим и палеоботаническим признакам. При этом исходят из предположения, что в прошлом существовали такие же зависимости флоры и фауны от климата, какие существуют и в настоящее время, а наиболее репрезентативными ископаемыми организмами являются те, которые при жизни больше зависели от окружающей среды. Поэтому растения, в общем, более показательны, чем животные, а из животных более показательны менее организованные виды. Наличие определенных видов растений, например таких, как веерные пальмы, может свидетельствовать о теплом климате. Богатство ископаемых видов растений или пресмыкающихся и их огромные размеры также являются признаками теплых климатов. Доказательным средством суждения о климате является спорово-пыльцевой анализ, который дает представление о расти-

тельном комплексе, господствовавшем в данной местности в далеком прошлом.

Очень важным количественным методом определения прошлых температурных условий — палеотемператур — является изотопный метод, позволяющий по отношению изотопов кислорода в карбонатных остатках ископаемого планктона определять температуру воды, в которой обитали эти живые организмы.

Существуют некоторые геологические признаки, позволяющие определить направления ветра и морских течений в минувшие эпохи, признаки гроз, сезонных изменений климата и др.

8.2. Климаты прошлого

Изменения климата в докембрии (4,65 млрд–570 млн лет назад). На самых первых этапах эволюции Земли после завершения образования планеты, разогревания ее недр, формирования ядра, что привело к активным проявлениям магматизма, в частности вулканизма, начались дегазация мантии и образование гидросферы и атмосферы. В архее Мировой океан, по-видимому, покрывал всю Землю или большую ее часть; атмосфера на первой стадии эволюции состояла из метана (CH_4) с добавлением водорода (H_2), азота (N_2) и аммиака (NH_3); кислорода (O_2) в атмосфере не было. Признаки широкого распространения оледенения в архейское время отсутствуют. Климат Земли характеризовался зональностью и был теплым. В позднем архее 2,7–2,9 млрд лет назад уже появились микроскопические одноклеточные водоросли, которые могли осуществлять фотосинтез органических веществ из диоксида углерода (углекислоты) и воды с выделением свободного кислорода. Этот кислород шел на окисление аммиака до молекулярного азота. Таким образом, в раннем протерозое 2,6–1,95 млрд лет назад началась вторая стадия эволюции атмосферы: основным компонентом атмосферы стал азот (N_2), а наиболее важными примесями — углекислый газ (CO_2) и аргон (Ar).

Около 1,8 млрд лет назад, когда скорость образования кислорода при фотосинтезе стала достаточно высокой и кислород перестал быть малой примесью в атмосфере, наступила третья стадия эволюции атмосферы. С начала этой стадии парциальное давление кислорода все время увеличивалось и постепенно достигло современного значения. Теплый климат в архее постепенно становился более холодным.

Имеются отчетливые доказательства, что в нижнем протерозое 2,5–2,6 млрд лет назад наблюдалось континентальное покровное Гуронское оледенение существовавшего в то время материка Мегатеи.

Центр оледенения находился примерно на палеошироте 60° , т. е. это был центр типичного ледникового покрова умеренных широт. О распространении этого оледенения пока нет данных, также не выяснено, было ли это оледенение материкового типа или эти ледники были связаны с процессами горообразования.

В течение длительного периода геологической истории, примерно от 2,1 *млрд лет* до 1,0 *млрд лет* назад, проявлений оледенений на Земле не обнаружено, можно предполагать, что в течение этого времени климат был теплым. Затем, в позднем протерозое — в верхнем рифее и венде (950–600 *млн лет* назад), — отмечены три покровных оледенения, разделенные межледниковыми периодами. Это так называемые *Гнейсёский*, *Стёртский* и *Варангский ледниковые периоды*, наблюдавшиеся около 950, 750 и 680–660 *млн лет* назад соответственно. Наступление ледниковых периодов, вероятно, стимулировалось вертикальными движениями земной коры, которые способствовали развитию горного оледенения, и горизонтальными движениями материков, в результате которых различные материки последовательно перемещались в высокие и умеренные широты. Однако прямой причиной каждого периода наступления льдов было глобальное похолодание.

Изменения климата в фанерозое 570 *млн лет* назад. Начало палеозоя (570 *млн лет* назад), т.е. кембрийский период, характеризовалось теплым климатом. Основные массы суши были сосредоточены в тропических и умеренных широтах; Южный и особенно Северный полюс омывались океаном, и это, по-видимому, препятствовало образованию льда. Похолодание климата, приведшее к новому крупному оледенению, отмечено около 450 *млн лет* назад в позднем ордовике. К этому времени на поверхности земного шара произошли значительные перемещения материковых плит: на западе существовали обособленные друг от друга древние аналоги Северной Америки и Евразии. На востоке материка объединились в суперконтинент, называемый *Гондваной*, в который входили устойчивые «блоки» Африки, Южной Америки, Индии, Антарктиды и Австралии. Позднеордовикский Южный полюс находился на месте нынешней Сахары. Здесь и развилось огромное покровное оледенение. Во время этого оледенения ледниковые щиты достигали 2 *км* толщины и покрывали до 30% поверхности материков. Оледенение было существенно асимметричным — оно захватывало Южное полушарие и располагалось на материке Гондвана и, возможно, распространялось также на шельфовые области.

К силуру, т. е. 440 *млн лет* назад, средняя температура Земли снова выросла примерно до 20°C . Это на 5°C выше современной тем-

пературы. Климат стал более теплым. Потепление продолжалось и в девоне (от 400 до 350 млн лет назад), когда средняя температура Земли достигла 25°C (на 10°C выше, чем сейчас). Во многих районах бурно развивалась растительность, климат был тропическим. Такие же условия сохранялись и в раннем карбоне: на планете господствовал влажный тропический климат, средняя температура Земли оставалась равной 25°C . Однако в течение каменноугольного периода происходило постепенное похолодание. Каменноугольный период, который охватывал интервал от 350 до 285 млн лет назад, был временем «сосредоточения» материков. В начале этого периода выделились три массива суши, на которых было представлено большинство климатических зон той эпохи. К середине пермского периода произошло объединение массивов суши Гондваны, Ангарии и Лавразии в единый суперконтинент — *Пангею*, простиравшийся от Северного до Южного полюса. Практически вся Антарктида, некоторые части Южной Америки, Южной Африки и Австралии находились южнее 55° ю.ш., т. е. в широтах, благоприятных для развития оледенения. В конце каменноугольного периода, примерно 300 млн лет назад, оледенение Гондваны — древних Южной Америки, Южной Африки, Австралии и Индии — достигло кульминации. В начале перми (около 280 млн лет назад) мощное покровное оледенение стало максимальным. Средняя температура Земли в начале перми упала до 8°C , т. е. на 7°C ниже, чем сейчас. В интервале между 310–270 млн лет назад покровные ледники распространялись до 35° ю.ш., их вертикальная мощность достигала 2 км, максимальная фаза оледенения длилась 40 млн лет. Глубокое похолодание климата имело существенное влияние на развитие растительного и животного мира. К концу пермского периода вымерло 75% семейств земноводных и свыше 80% пресмыкающихся, но определенные виды наземных папоротниковидных растений, напротив, сумели приспособиться к холодному умеренному климату.

В начале триасового периода (230 млн лет назад) все основные массивы суши были спаяны в единый суперконтинент — *Пангею*, две части которого — *Лавразия* на Севере и *Гондвана* на юге — омывались водами огромного океана *Тетис*. Впоследствии в юрском периоде Пангея начала распадаться. Открылся широкий пролив между южным суперконтинентом Гондваной и северным суперконтинентом Лавразией, часть которой оказалась затопленной. Гондвана тоже раскололась: Южная Америка и Африка отделились от Индии, Антарктиды и Австралии. Оба полюса — Северный и Южный — находились в океанических районах. В течение триасового периода происходило постепенное потепление, и юрский период, который начался 190 млн лет назад,

характеризовался теплым климатом на всем земном шаре. Средняя температура вновь достигла $24,5^{\circ}\text{C}$ (на 9°C выше, чем в настоящее время). Юрскому климату была свойственна существенная зональность, а в средних широтах как Северного, так и Южного полушарий имели место существенные сезонные колебания температуры. Никаких свидетельств широкого распространения оледенения в юрское время не установлено. Восточная Антарктида занимала наиболее северное положение, поэтому если следы юрского оледенения и существуют, их следует искать на территории, ныне занятой антарктическим ледниковым покровом. В меловой период, т. е. 135 млн лет назад, климатический оптимум продолжался, средняя температура земного шара была 25°C , т. е. на 10°C больше, чем сейчас. В Западной Европе средние годовые температуры в меловое время достигали $18\text{--}22^{\circ}\text{C}$ (на $8\text{--}10^{\circ}\text{C}$ больше, чем в настоящее время). Однако в течение мелового периода наблюдался определенный температурный цикл с амплитудой 5°C , который в верхнем мелу имел продолжительность 30 млн лет. В течение цикла температура менялась от 21 до 16°C . В целом меловой период был теплее современного, меридиональные градиенты температуры верхнего слоя моря были меньше, чем в настоящее время, но широтная зональность была отчетливой даже в самые теплые века мела.

В конце мелового периода происходит «великое вымирание» морской и наземной мезозойской флоры и фауны — погибли аммониты, белемниты, динозавры и значительная часть морского планктона. Причиной этой природной катастрофы, вероятно, было относительно кратковременное похолодание, вызванное выбросом в атмосферу огромного количества аэрозолей, которые уменьшили приток солнечной радиации к земной поверхности до значений, понизивших глобальную температуру на $2,9^{\circ}\text{C}$ относительно предшествующего времени и температуру морской воды в полярных районах до $7\text{--}8^{\circ}\text{C}$.

Относительно причины выброса аэрозолей в атмосферу существуют две точки зрения. Одни ученые считают, что выброс аэрозолей в атмосферу произошел в результате столкновения Земли с астероидом. Об этом свидетельствует прослойка в породах на границе между мезозоем и кайнозоем с повышенным содержанием иридия, который приносится на Землю из космоса. Другие связывают выброс аэрозолей в атмосферу с взрывным усилением в это время вулканизма, отмечая, что при извержениях наряду с пеплом и газами мог переноситься и иридий, который содержится в ультраосновных породах мантии. Как бы то ни было, но к концу мелового периода глобальная температура снова повысилась и превышала современную на $7\text{--}10^{\circ}\text{C}$.

Таким образом, на рубеже между мезозоем и кайнозоем климат Земли отличался мягкостью, был теплым и влажным, льдов в полярных районах не было, контраст между экватором и полюсами составлял $15\text{--}16^{\circ}\text{C}$, в то время как сейчас он меняется от 30°C летом до 60°C зимой.

Кайнозойская эра, которая началась 65 *млн лет* назад, вначале характеризовалась теплым климатом. В палеоцене сохранялись высокие температуры: средняя глобальная температура в это время превышала современную примерно на $8\text{--}9^{\circ}\text{C}$, средняя годовая температура на широте Лондона ($51,5^{\circ}$ с.ш.), например, была не менее 21°C (сейчас она равна 10°C), средний меридиональный градиент экватор — полюс был равен $15\text{--}17^{\circ}\text{C}$, т. е. примерно в два раза меньше, чем летом нашего времени.

Затем начиная с позднего эоцена (примерно 44 *млн лет* назад) началось устойчивое ступенеобразное понижение глобальной температуры. Уже к середине олигоцена (30–35 *млн лет* назад) температура поверхности воды в экваториальных широтах Тихого океана понизилась до $17\text{--}18^{\circ}\text{C}$, а придонных вод — до 5°C . В миоцене начиная с 23 *млн лет* назад началось потепление, которое достигло пика в период между 19,5 и 15,5 *млн лет* назад. Оно охватило все континенты. Средние годовые температуры, например в Центральной Европе, не опускались ниже $18\text{--}20^{\circ}\text{C}$, а годовые суммы осадков составляли не менее 1000 *мм*, в Западной Сибири среднегодовая температура воздуха не опускалась ниже $10\text{--}12^{\circ}\text{C}$, лета $18\text{--}20^{\circ}\text{C}$, осадки выпадали равномерно в течение года, и их сумма составляла 800–900 *мм*.

Новое резкое падение температуры началось с середины миоцена, примерно 15 *млн лет* назад. К концу этого периода температура придонных вод составляла 2°C . Она характеризует климатические условия в полярных широтах земного шара, поскольку придонные воды — это опустившиеся в полярных районах воды и растекшиеся затем по дну без изменения своей температуры. Примерно в это время началось оледенение Антарктиды сначала в горах, а 15 *млн лет* назад и на всей материке. Современная температура придонных вод в полярной области равна -1°C , а в районе экватора $1\text{--}2^{\circ}\text{C}$. Таким образом, тенденция к понижению температуры в течение кайнозойской эры от палеоцена к плиоцену, наблюдавшаяся в полярных районах, характеризует также условия на всем земном шаре. Причем, если до раннего плиоцена не обнаруживается больших колебаний средней температуры Земли, то начиная со среднего плиоцена фиксируются значительные колебания средних температур с амплитудой, достигающей 10°C в течение периодов, длящихся несколько десятков тысяч лет. Так, в начале плио-

цена 5,0 *млн лет* назад началось потепление, вызвавшее таяние ледникового щита Антарктиды и горных ледников Северного полушария. Это привело к мощной глобальной трансгрессии (4,7–4,4 *млн лет* назад), поднявшей уровень мирового океана на 100 м. Однако около 3,3–3,2 *млн лет* назад началось новое глобальное похолодание, которое характеризовалось резким возрастанием нестабильности климата. Похолодание привело к появлению ледниковых щитов в Северном полушарии, в частности, возникновению первого покровного оледенения в Северной Америке (2,8–2,4 *млн лет* назад), распространившегося до Великих озер, к росту континентальных ледниковых щитов в Антарктиде и резкому падению уровня Мирового океана. Понижение уровня океана привело к обнажению больших участков суши и, таким образом, к увеличению континентального климата, а также изменило условия водообмена между различными бассейнами и, вероятно, привело к потере связи между Тихим, Индийским и Атлантическим океанами в тропических широтах. Появление мощного ледникового покрова в Антарктиде привело к увеличению альбедо и уменьшению солнечной радиации, получаемой Землей, к охлаждению вод циркумполярного течения вокруг Антарктиды и, следовательно, понижению температуры придонных вод всего Мирового океана.

Северное полушарие оставалось безледным вплоть до начала плиоцена, хотя уже 9–10 *млн лет* назад оледенение начало развиваться сначала в виде локальных горных ледников на Аляске. В плиоцене началось оледенение Арктики, а 3 *млн лет* тому назад ледниковый покров Гренландии разросся до его современных размеров, что по времени совпадает с максимальным оледенением Антарктиды. В Арктическом бассейне также развивалось оледенение. Суровые климатические условия существовали в Арктике на протяжении последних 3 *млн лет*. Однако, по мнению одних ученых, Арктический бассейн замерз, по крайней мере, с середины плиоцена (3,5 *млн лет* назад), и с тех пор его состояние было относительно устойчивым: морские паковые льды покрывали его все время, колебалась только толщина ледового покрова. По мнению других ученых, сезонные льды в Арктике появились 4,5–5 *млн лет* назад, однако постоянный ледниковый покров установился в Арктическом бассейне только около 0,9 *млн лет* назад.

Каковы же возможные причины изменения климата за геологическую историю Земли? Однозначного ответа на этот вопрос в настоящее время нет. Однако существуют весьма обоснованные гипотезы о роли «парниковых» газов и в первую очередь углекислоты CO_2 в изменениях климата. Известно, что в период образования Земли яр-

кость Солнца составляла около 75% по сравнению с современной, но температура на планете была весьма высокая, и земля не была покрыта льдом. Этот «парадокс тусклого Солнца» объясняется очень большой концентрацией CO_2 и других парниковых газов в те времена. Меньшее количество приходящей солнечной радиации компенсировалось большим парниковым эффектом, благодаря которому в атмосфере накапливалось больше тепла. Несомненно также, что на климат влияло изменение конфигурации континентов; океаны в районе полюсов смягчали климат, а материки способствовали возникновению оледенения. Однако и тут влияние парникового эффекта, который создается концентрацией CO_2 , имело значение. Так, достоверно доказано, что перед пермским оледенением в карбоне концентрация CO_2 существенно снизилась, уменьшив парниковый эффект. Таким образом, Земля теряла больше энергии, и это, возможно, дало толчок похолоданию и образованию ледяных покровов на континенте Пангея. С другой стороны, потепление мелового периода — около 100 млн лет назад (при совершенно ином расположении континентов) — может объясняться более высокой концентрацией CO_2 . Несомненно, что на изменение климата влияли высота, конфигурация и расположение горных систем, а также вулканическая деятельность.

Изменения климата в плейстоцене. Плейстоцен (продолжительность $1,5 \pm 0,5$ млн лет) в течение долгого времени был синонимом «ледникового периода», поскольку считалось, что оледенение в Северном полушарии началось только в плейстоцене. Однако, как отмечено выше, постепенное похолодание в кайнозойской эре привело к обширным оледенениям в Северном полушарии, по крайней мере, в плиоцене, а в Южном полушарии оледенение Антарктиды началось еще раньше, в миоцене. Таким образом, в плейстоцен Земля вступила уже в фазе оледенения. Характерным для плейстоцена является последовательная смена ледниковых периодов и более теплых межледниковых.

Однако классические представления, полученные из геоморфологических наблюдений в Альпах, заключающиеся в том, что плейстоцен состоит из четырех ледниковых периодов (гюнц, миндель, рiss и вюрм) и трех межледниковий, оказались слишком упрощенными в свете накопленных к настоящему времени фактов. Применение изотопных, геохимических, биохронологических методов к анализу колонок бурения морского дна и ледниковых щитов Гренландии и Антарктиды дало более подробную информацию об изменениях температуры и, главное, позволило разработать кислородно-изотопную шкалу, которая дает детальную хронологию холодных и теплых условий, гос-

подствовавших во время формирования ископаемых биологических остатков в донных слоях. От них можно перейти к температурам, наблюдавшимся на земном шаре во время жизни этих животных. Таким образом, разрозненные свидетельства похолоданий и потеплений, морских трансгрессий и регрессий, которые были установлены на континентах, удалось выстроить в их временной последовательности. Самое важное открытие состоит в том, что возникновение обширных покровных оледенений может происходить за время порядка *10 тыс. лет*, а время их разрушения может быть еще меньше. При этом в период максимального развития лед занимал около 9% (по другим оценкам 14%) поверхности Земли, а его объем достигал $75 \cdot 10^6 \text{ км}^3$, понижение уровня Мирового океана составляло величину порядка 100 м, а понижение средней глобальной температуры — порядка 10°C . Чередование ледниковых периодов и межледниковий в плейстоцене с разной степенью детальности изучено в Альпах, Западной Европе, европейской части России, Западной Сибири и Северной Америке. Было сделано заключение, что наступление ледниковых периодов и межледниковий происходило синхронно на всем Северном полушарии. При этом на развитие ледникового покрова затрачивалось больше времени, чем на его исчезновение.

Плейстоцен начинается классическим оледенением Гюнц (Небраска) *1,2–1,0 млн лет* назад. Южная граница гюнцкого оледенения в Европе достигала 56°с.ш. , в Европейской части России — верховьев Оки, Волги и Дона. В Северной Америке развивалось небрасское оледенение, которое продвинулось южнее, до $40\text{--}41^\circ\text{с.ш.}$ На северо-востоке Азии в это время появляются типичные тундровые растения и животные, а в Казахстане обитали лесной слон, дикий осел, верблюд гигантский и другие млекопитающие степных ландшафтов.

Гюнцское похолодание закончилось гюнц-миндельским потеплением (*1,0–0,76 млн лет* назад), во время которого отмечалась трансгрессия в Средиземном, Черном и Беринговом морях. В Северо-Западной Европе во время этого межледниковья были распространены широколиственные леса. На Украине господствовала лесная и лесостепная растительность (орех, сумах), средняя годовая температура равнялась 9°C , зимы — около 0°C , лета — в пределах $22\text{--}24^\circ\text{C}$, количество осадков $800\text{--}1000 \text{ мм/год}$ на севере и $650\text{--}750 \text{ мм/год}$ на юге.

Далее наступило классическое оледенение Альп — миндель (примерно *790–580 тыс. лет* назад). Миндельское оледенение носило более сложный, чем представлялось ранее, характер. На протяжении этого похолодания происходили три следующих друг за другом оледенения, которые разделялись несколькими потеплениями. По мнению

многих специалистов, последний ледниковый надвиг, называемый Эльстер II, был самым максимальным за весь плейстоцен. В Западной Европе скандинавский ледовый щит распространялся далеко на юг, захватив Англию. На европейской части России ему соответствует Окское оледенение, южный край которого достигал устья Камы. На севере Западной Сибири летом температура воздуха во время Миндельского оледенения понижалась на $7-8^{\circ}\text{C}$ по сравнению с современной и тундра продвигалась до 50° с.ш. За Окским оледенением последовало Миндель-Рисское межледниковье (585–350 *тыс. лет* назад), продолжавшееся 235 *тыс. лет*. Это межледниковье состоит из двух крупных потеплений, разделенных небольшим похолоданием. Из них наиболее известны Лихвинское в Европейской России, Голштинское в Северо-Западной Европе и Ярмутское в Северной Америке. Лесная растительность во время Голштинского межледниковья в Западной Европе была представлена хвойно-широколиственными лесами (липа, тис, бук, падуб). Виноград распространился на Британские острова, Данию и Польшу, температура воздуха в этих районах была выше современной летом на $2-3^{\circ}\text{C}$, зимой — на $1-2^{\circ}\text{C}$. В центре России в это время господствовали широколиственные леса из граба и липы, встречались тис и грецкий орех, но произрастало также много хвойных деревьев. Многочисленные геологические и палеоботанические данные свидетельствуют, что Миндель-Рисское межледниковье и — особенно два его оптимума — лихвинский (голштинский) и глазовский (кромерский) — отличаются значительно большим увлажнением по сравнению с современными условиями во всей внетропической зоне Северного полушария. Исключение наблюдалось только в Большом бассейне США, где в это время происходила аридизация климата. Улучшение условий увлажнения способствовало повсеместному расширению площади, занятой лесами, и увеличению многообразия их состава. Таким образом, Миндель-Рисское межледниковье является одним из наиболее теплых, а возможно, и самым теплым временем плейстоцена.

Вслед за этим межледниковьем наступило новое похолодание, называемое «Рисский ледниковый период» (350–170 (130) *тыс. лет* назад). Оно характеризуется тремя надвигами ледниковых щитов, из которых максимальным был средний (Днепровское, одра, заале). В это время южный край Скандинавского ледникового щита в Западной Европе почти достиг границы предыдущего миндель-эльстерского оледенения, а на европейской части России и на Украине продвижение ледника на юг было максимальным: его язык в долине Днепра достигал 48° с.ш., язык в междуречье Волги и Дона — 50° с.ш.

Последняя стадия оледенения в Альпах была максимальной за весь плейстоцен, в то время как на европейской части России граница московского оледенения отступила на север и протягивалась от верховий Днепра к Верховьям Печоры. Последовавшее за Рисским ледниковым периодом Рисс-Вюрмское межледниковье (245–115 (117) *тыс. лет* назад) имело сложную структуру. Межледниковье с возрастом 180–230 *тыс. лет* состояло из двух периодов потеплений. Самое значительное потепление произошло в Эем-Микулинское межледниковье (125–115 *тыс. лет* назад). В Эем-Микулинское время климат Земли был значительно теплее современного. Наибольшее потепление наблюдалось в высоких широтах, а в тропиках температура была несколько ниже современной что, вероятно, связано со значительно большей облачностью и осадками в этих широтах. Повышение температуры и увеличение осадков привело к расширению зоны широколиственных лесов в умеренных широтах и распространению темнохвойных лесов в районы, занятые сейчас тундрой. Например, в районе С.-Петербурга в середине межледниковья росли теплолюбивые широколиственные леса, включавшие вяз, дуб, липу и даже граб; хвойных деревьев, особенно ели, было очень мало. Особенно заметным потепление климата было на европейской части России и в Западной Сибири. Пик межледниковья был достигнут 125 *тыс. лет* назад. В это время уровень Мирового океана располагался на 5–8 м выше современного, что может быть связано с исчезновением западно-антарктического ледникового покрова.

Последнее оледенение, названное на территории Западной Европы Вюрм-Висла, в нашей стране — валдайским и зырянским, а в Северной Америке — висконсинским, началось 115 *тыс. лет* назад. К этому моменту в Западном полушарии произошло разрастание Гренландского ледникового покрова, на полуострове Лабрадор развилось устойчивое ядро Лаврентийского ледника, который расширился примерно на 1000 км к югу и западу и сомкнулся с Кордильерским ледниковым покровом, лежавшим на горах западной Канады и Аляски. В Евразии началось образование и накопление льда над Скандинавским нагорьем. Похолодание прогрессивно развивалось, и через 10 *тыс. лет* Скандинавский ледяной щит достиг максимального развития: его мощность составляла 2,5 км. Распространение ледникового покрова на Западную Европу привело к исчезновению лесов в Англии, Нидерландах, Германии и на северо-западе европейской части России. Уровень Мирового океана понизился примерно на 60 м ниже современного положения в течение нескольких тысяч лет. В интервале между 115 и 80 *тыс. лет* назад на фоне общего похолодания климата в раннем Вюрме

выделятся два наиболее холодных ледниковых периода, которые разделялись двумя промежутками более мягкого климата. Во время потепления часть накопленного льда таяла и уровень Мирового океана повышался от 60 до 15 м ниже современного положения. В целом ранний вюрм продолжался с 115 до 80 *тыс. лет* назад и характеризовался образованием мощных ледниковых покровов как в Западной и Восточной Европе, так и в Сибири и Северной Америке.

Около 75 *тыс. лет* назад, в среднем вюрме, началась новая активная фаза оледенения, которое очень быстро достигло широкого распространения. В Европе Скандинавский ледниковый покров стал более мощным и распространился над горами Норвегии и Швеции. Однако похолодание климата не было устойчивым, на его фоне происходили короткопериодные потепления. Первое такое потепление произошло около 60 *тыс. лет* назад, когда среднеиюльская температура в Дании достигла 10–12°C. Второе потепление наступило около 40 *тыс. лет* назад, когда июльские температуры в Западной Европе поднялись до 15–17°C. Эти потепления проявлялись также в европейской части России и в Северной Америке, где на смену тундре пришли березовые и сосновые леса с примесью дуба, ясеня и вяза. Уровень Мирового океана во время потеплений удерживался примерно на 50 м ниже современного положения.

После максимального оледенения 21 *тыс. лет* назад в Евразии и Северной Америке началось постепенное отступление как Скандинавского, так и Северо-Американского ледниковых покровов. В течение плейстоцена на Земле ледниковые периоды сравнительно регулярно сменялись межледниковьями. Такие ледниковые и межледниковые циклы повторялись приблизительно каждые 100000 лет. Для объяснения этих изменений было предложено считать, что основным фактором, вызывающим смену ледниковых периодов межледниковыми, являются изменения радиационного баланса Земли, которые происходят из-за изменения орбитальных параметров планеты. В доказательство указывается на то, что периодичность изменения основных орбитальных параметров (приблизительно 100000, 41000, 23000) практически совпадает с изменениями параметров климата, которые следуют из анализа эмпирических данных, полученных по донным отложениям океана. Однако, несмотря на явную связь между изменениями параметров земной орбиты и изменениями климата, построенные сейчас математические модели не дают возможности воспроизвести климат ледниковый и межледниковый, если учитывать только орбитальные параметры. Это связано, по-видимому, с тем, что не учитывались различные обратные связи, существующие в климатической системе.

В другой теории показано, что если климатическая система состоит из атмосферы, океана и суши, то изменение орбитальных параметров может привести к небольшим колебаниям климата, при которых амплитуда изменений температуры планеты менее 1°C . Но как только на планете появляется оледенение, в климатической системе возникают собственные колебания, вызываемые воздействием изменения радиационного баланса Земли, происходящего из-за изменения орбитальных параметров. Из этой теории следует, что в теплую эпоху (межледниковье) интенсивность влагооборота максимальная. Вследствие этого увеличиваются размеры материкового оледенения. Оно сопровождается увеличением меридионального градиента экватор–полюс и интенсификацией атмосферной циркуляции, что усиливает воздухообмен. В результате значительной тепловой инерции океана и усиления воздухообмена влагооборот остается еще некоторое время достаточно интенсивным и поддерживает рост ледников. Однако перекачка воды из океана на ледники понижает уровень океана, уменьшает площадь испарения с океана и увеличивает площадь суши. Это уменьшает влагооборот. Максимум материкового оледенения достигается тогда, когда приток влаги к ледникам станет меньше, чем их таяние. Это пик ледникового периода. После этого ледники начинают отступать. В первое время кругооборот остается ослабленным и отступление продолжается. Начинаящееся потепление уменьшает контраст температуры экватор–полюс, что начинает ослаблять интенсивность циркуляции атмосферы и сохраняет влагооборот слабым. Таким образом площадь покровного оледенения уменьшается, а следовательно, увеличивается объем и уровень Мирового океана, уменьшается площадь суши. Это приводит к постепенному возрастанию влагооборота. Усилившийся перенос влаги в конце концов приводит к тому, что накопление осадков над ледниками станет превышать их таяние и начнется новый ледниковый период.

Таким образом, изменение климата в кайнозое и плейстоцене объясняется следующим образом. Постепенное уменьшение концентрации CO_2 в олигоцене и миоцене, расположение Антарктиды в районе Южного полюса, увеличение поверхности суши и ее высоты дали начало постепенному похолоданию климата, которое привело сначала к оледенению Антарктиды, а затем и полярных районов Северного полушария. Как только оледенение достигло критической величины, климатическая система атмосфера–океан–ледники–суша становится неустойчивой и под воздействием изменения радиационного баланса, связанного с орбитальными параметрами Земли, возникают большие колебания климата плейстоцена. Оценки изменений темпера-

туры во время ледниковых периодов и межледниковий хорошо согласуются.

Рассматривая плейстоцен (четвертичный период) в последовательности климатов, можно сказать, что это холодный период в истории Земли.

Изменения климата в голоцене. По решению VIII конгресса Международной ассоциации по изучению четвертичного периода нижней границей голоцена принято считать рубеж 10 *тыс. лет* назад. Промежуток времени между концом последнего Вюрмского оледенения (17 *тыс. лет* назад) и началом голоцена (10 *тыс. лет* назад) носит название «позднеледниковье». Повышение температуры, таяние ледников и разрушение ледниковых покровов началось 16000 лет назад. Это потепление климата имело глобальный характер. Оно сопровождалось деградацией вюрмских ледниковых покровов Европы и Северной Америки, но этот процесс не был монотонным. Позднеледниковье характеризовалось крайне неустойчивым климатом: потепления, которые называются раунис (Ra), бёллинг (Bб) и аллерёд (A1), прерывались пятью резкими и глубокими похолоданиями — порт-брюс, дриас I (13,2 *тыс. лет* назад), фьёрос-нева (12,8 *тыс. лет* назад), дриас II (12,2 *тыс. лет* назад) и наиболее сильным похолоданием дриас III около 10,8-10,5 *тыс. лет* назад. Во время потеплений бёллинг и аллерёд температура воздуха в умеренных широтах была близка к современной или даже несколько выше. В Западной Европе и на Таймыре восстанавливалась лесная растительность. Однако во время похолоданий и особенно во время дриас III ландшафты возвращались ко времени максимума вюрмского оледенения: на Северо-Западе Европы, в Британии и на севере Русской равнины леса деградировали и заменялись растительностью холодных степей и тундры. В Сибири в дриасе III древесная растительность отступала к югу на 700-800 км, а температура понижалась на 5–6°C по сравнению с современной. Похолодание носило глобальный характер, его следы отмечены в Южной Америке, Новой Зеландии и Антарктиде.

Новое глобальное потепление началось около 10,3–10,2 *тыс. лет* назад. Таким образом, голоцен начался интенсивным потеплением. В результате Скандинавский ледниковый покров исчез около 8,5 *тыс. лет* назад, а Северо-Американские покровы — около 6,5 *тыс. лет* до н. э. В бореальном периоде таежные леса продолжали оттеснять тундру к северу. За ними следовали широколиственные леса, которые заняли Южную и отчасти Северную Европу. Остатки Лаврентийского ледникового щита сохранялись на полуострове Унгава вплоть до 5,5 *тыс. лет* назад.

В бореальном периоде таежные леса продолжали оттеснять тундру к северу. За ними следовали широколиственные леса, которые заняли Южную и отчасти Среднюю Европу. Таким образом, бореальный период, положивший начало мегатермалу (9–5 *тыс. лет*), — это время относительно теплого климата, когда в высоких и умеренных широтах температура летом была на 2–3°C выше современной. Затем, около 6000 лет назад, начался так называемый климатический оптимум, который отождествляют с атлантическим периодом. В атлантическое время климат был теплее современного. На протяжении атлантического времени выделяются три наиболее теплых интервала (АТ₁, АТ₃, АТ₅), когда температура воздуха в высоких широтах была на 2–4°C выше современной, и три относительно холодных, во время которых отмечены подвижки горных ледников и древесная растительность отступала к югу. Наиболее изучено потепление АТ₅, которое известно как «климатический оптимум голоцена» (6,2–5,3 *тыс. лет* назад). В Европе растительность была богаче и содержала больше, чем сейчас, теплолюбивых видов; здесь растительные зоны продвинулись на север. Зона умеренных лесов продвинулась на север на 5° широты. Среднегодовая температура в Европе была на 2–3°C выше, чем теперь. В европейской части России все лесные зоны продвинулись на север на 300–400 км, а темнохвойные леса вышли на берега Баренцева моря. В Азии тайга достигала района мыса Челюскина. В тропической области климатический оптимум голоцена проявился увеличением влажности воздуха, количества осадков и небольшим повышением температуры. Сахара в то время была саванной; уровень озера Чад превышал современный на 40 м. Многочисленные признаки из других мест Северного и Южного полушарий свидетельствуют, что во время голоценового оптимума теплый и влажный климат господствовал на всем земном шаре.

8.3. Современное изменение климата

В первые столетия нашей эры увлажнение и температура были близки к современным. Однако приблизительно в IV–V вв. н. э. изменились условия, и до VIII в. в Европе климат был сухой и теплый. В это время началось сокращение площадей торфяников и понижение уровня озер. Период раннего средневековья (от VIII до XIV в.) называется *эпохой викингов*. В это время климат стал более мягким и теплым, резко уменьшилась ледовитость северных морей. В период между 800 и 1200 г. викинги могли плавать в широтах, где сейчас встречается плавучий лед. Они открыли и заселили Исландию и Гренландию, дос-

тигли Ньюфаундленда, беспрепятственно плавали на Шпицберген, торговали и совершали набеги на устье Северной Двины.

Период VIII–XIII вв. в Северной Америке также отличался весьма благоприятным теплым климатом — в районе Великих Озер появилось много поселений, жители которых занимались земледелием. Поэтому период VIII–XIII вв. получил название *малого климатического оптимума*.

В XIII–XIV вв. началось новое похолодание климата, постепенно увеличилась ледовитость северных морей, морские пути в Гренландию стали непроходимыми для утлых судов викингов. Ледники Гренландии начали наступать и уничтожать поселения викингов, которые к концу XIV и началу XV в. оказались стертыми с лица земли. В XIII–XIV вв. увеличилась и внутрисезонная изменчивость климата. Наметился переход к так называемому *малому ледниковому периоду*, который, по мнению одних, продолжался с XIV до середины XIX в., а по мнению других, с XVII до середины XIX в. Наиболее яркая черта малого ледникового периода — поведение горных ледников. Так, в XVI в. стало заметным наступление альпийских ледников, в конце XVI и в XVII в. наступление достигло максимума. Около 1700 г. отмечалось некоторое отступление альпийских ледников, но именно в это время развивалось наступление ледников в Исландии и Норвегии. Затем значительные наступления ледников около 1720 г. были отмечены в Альпах, Скандинавии, США и на Аляске. На Аляске ледники начали расширяться и спускаться с гор в долины еще в XIV в. Затем после некоторой стабилизации во второй половине XVI в. ледники Аляски продолжали наступать. В Северной Европе, Исландии и на Аляске особенно мощным было наступление в 1740–1750 гг. В течение 1760–1790 гг. продолжалось наступление альпийских ледников, максимум их распространения был в 1820 г., который был сходен с максимумом 1600 г. Новый глобальный максимум горного оледенения в Альпах, Исландии, Норвегии, Северной Америке, Британской Колумбии и Патагонских Андах Южной Америки был отмечен в 1850 г. 1850–1860 гг., он был последним глобальным наступлением горных ледников, и оно знаменовало конец малого ледникового периода.

Нужно заметить, что изменения климата как во время *малого климатического оптимума*, так и во время *малого ледникового периода* в разных районах Земли происходили несинхронно. Точные причины этих изменений неизвестны. Существует предположение, что малый ледниковый период связан с увеличением вулканических извержений, а также с уменьшением концентрации CO₂ в атмосфере в это время.

Изменение климата в период метеорологических наблюдений. О колебаниях климата в последней четверти XIX и в XX в. можно судить не только по косвенным данным, но и на основе обработки прямых метеорологических измерений. В настоящее время имеются многочисленные свидетельства того, что потепление, последовавшее за малым ледниковым периодом, продолжалось в конце XIX и первой половине XX в. Это подтверждает не только отступление горных ледников в Европе, Северной Америке и Азии, но и обработанные ряды метеорологических измерений за 100 лет. После 1940 г. и до середины 60-х гг. происходило похолодание, которое составило около $0,4^{\circ}\text{C}$, затем началось новое потепление, продолжающееся и в настоящее время. Наибольшие изменения среднегодовой температуры происходят в Арктике, здесь же наблюдается и наибольшая межгодовая изменчивость температуры. Наименьшие изменения и межгодовая изменчивость температуры наблюдаются в тропической зоне. Выводы, полученные на основе обработки наблюдений метеорологических станций Северного полушария, расположенных главным образом на материках, были подтверждены обработкой судовых наблюдений на всех океанах земного шара и наземных станций в Южном полушарии.

Температура во второй половине XIX в. была значительно ниже принятой нормы. Это конец малого ледникового периода. Затем в течение XX в. начался рост температуры. Однако он не был одинаковым: наибольшее потепление отмечалось с 1910 по 1945 г. и с 1976 по 2000 г., а в 1946–1975 гг. наблюдалось похолодание. В Северном полушарии и в тропиках температура менялась синхронно. Но в Южном полушарии рост температуры начался примерно на 20 лет позже. В целом, по оценке Межправительственной группы экспертов, по изменениям климата в течение XX в. глобальная температура воздуха увеличилась на $0,6 \pm 0,2^{\circ}\text{C}$. Они же установили, что минимальные значения температуры воздуха над сушей в 1950–2000 гг. увеличивались со скоростью примерно на $0,2^{\circ}\text{C}$ за десятилетие, а максимальные температуры — только на $0,1^{\circ}\text{C}$ за 10 лет. Кроме того, оказалось, что потепление в XX в. было наибольшим за последнее тысячелетие.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

- Алисов Б.П.* Климат СССР. М.: Изд-во Московского ун-та. 1956. 128 с.
- Атлас облаков.* Л.: Гидрометеиздат, 1978. 267 с.
- Атмосфера.* Справочник. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 509 с.
- Баранов А.М.* Облака и безопасность полетов. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 231 с.
- Берлянд Т.Г.* Тепловой баланс. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 265 с.
- Будыко М.И.* Тепловой баланс земной поверхности. Л.: Гидрометеиздат, 1959. 310 с.
- Будыко М.И.* Климат в прошлом и будущем. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 352 с.
- Волошина А.П., Евневич Т.В., Земцова А.И.* Руководство к лабораторным занятиям по метеорологии и климатологии / Под ред. С.П. Хромова. М.: Изд-во МГУ, 1975. 144 с.
- Воробьев В.И.* Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 616 с.
- Груза Г.В., Ранькова З.Я.* Структура и изменчивость наблюдаемого климата: Температура воздуха Северного полушария. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 71 с.
- Дроздов О.А.* Засухи и динамика увлажнения. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 96 с.
- Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В., Раевский А.Н., Смекалова Л.К., Школьный Е.П.* Климатология. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 568 с.
- Дубровина Л.С.* Облака и осадки по данным самолетного зондирования. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 216 с.
- Ермакова Л.Н.* Агрометеорология. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2004. 222 с.
- Ермакова Л.Н., Толмачева Н.И.* Основы метеорологии. Пермь: Изд-во Перм. ун-та. 2005. 180 с.
- Ермакова Л.Н., Толмачева Н.И.* Основы климатологии. Пермь: Изд-во Перм. ун-та. 2005. 128 с.
- Жаков С.И.* Общие закономерности режима тепла и увлажнения на территории СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 230 с.
- Зверев А.С.* Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 720 с.
- Кароль И.Л., Розанов В.В., Тимофеев Ю.М.* Газовые примеси в атмосфере. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 192 с.

Кароль И.Л. Введение в динамику климата Земли. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 215 с.

Качурин Л.Г. Методы метеорологических измерений. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 456 с.

Константинова А.Р. Вопросы теплового и водного баланса. Л.: Гидрометеоиздат, 1963. 296 с.

Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. СПб.: Гидрометеоиздат, 2000. 778 с.

Мейсон Б.Д. Физика облаков / Пер. с англ. Л.: Гидрометеоиздат, 1961. 542 с.

Монин А.С., Шишков Ю.А. История климата. Л.: Гидрометеоиздат, 1979. 408 с.

Мячкова Н.А. Климат СССР. М.: Изд-во Московского ун-та. 1983. 192 с.

Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Л.: Гидрометеоиздат, 1973. Вып. 4, ч. 3. 310 с.

Облака и облачная атмосфера: Справочник / Под ред. И.П. Мазина и А.Х. Хргиана. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 647 с.

Полтараус Б.В., Кислов А.В. Климатология. М.: Изд-во МГУ, 1986. 144с.

Программа исследования взаимодействия атмосферы и океана в целях изучения короткопериодных изменений климата (Программа «Разрезы») / Под ред. Г.И. Марчука. М., 1983. 57 с.

Риль Г.А. Климат и погода в тропиках. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 348 с.

Семенченко Б.А. Физическая метеорология. М.: Аспект Пресс, 2002. 415с.

Смит К. Основы прикладной метеорологии. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 424 с.

Толмачева Н.И., Ермакова Л.Н. Основы метеорологических наблюдений. Пермь: Изд-во Перм. ун-та. 2005. 260 с.

Толмачева Н.И., Шкляева Л.С. Космические методы экологического мониторинга. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2006. 296 с.

Хромов С.П., Мамонтова Л.И. Метеорологический словарь. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 568 с.

Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. М.: Изд-во МГУ, 2001. 527 с.

Хргиан А.Х. Физика атмосферы. М.: Изд-во МГУ, 1986. 328 с.

Шарова Л.Н. Средняя многолетняя температура воздуха по зарубежной территории и акватории Северного полушария. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 296с.

Учебное издание

***Людмила Николаевна Ермакова
Анна Гарниковна Тимофеева
Наталья Игоревна Толмачева***

**ОСНОВЫ
МЕТЕОРОЛОГИИ И КЛИМАТОЛОГИИ**

*Редактор А.Г. Тимофеева
Компьютерная верстка Н.И. Толмачевой*

Подписано в печать 25.06.2017. Формат 60х84 1/16.
Усл. печ. л. 19.3. Тираж 500 экз. Заказ 572

Редакционно-издательский совет
Института повышения квалификации Росгидромета

Издательство ООО «Андреевский издательский дом»