

Министерство образования и науки Республики Казахстан
Костанайский государственный университет имени А. Байтурсынова

М.А. Шепелев

УЧЕНИЕ ОБ АТМОСФЕРЕ

учебно-методическое пособие

Костанай, 2015

УДК 502.3
ББК 20.1
Ш 48

Рецензенты:

Ерниязова Гайша Мылтыкбаевна кандидат с.-х. наук, доцент кафедры сельскохозяйственных технологий Костанайского инженерно-экономического университета

Блисов Тулебай Матаевич, кандидат с.-х. наук, доцент кафедры экологии

Салатова Ольга Ивановна, кандидат биологических наук, доцент кафедры экологии.

Автор:

Шепелев Михаил Алексеевич, старший преподаватель

Шепелев М.А.

Ш 48 Учение об атмосфере (Курс лекций). Учебно-методическое пособие по специальности 5В060800 – Экология – Костанай, 2015. - 103 с.

М.А. Шепелев

В учебно-методическое пособие включен курс лекций по теме «Учение об атмосфере» дисциплины «Учение об атмосфере и гидросфере». Без атмосферы невозможна жизнь на нашей планете. Атмосфера является «кухней» погоды и климата на нашей Земле. Такие глобальные экологические проблемы современности, как парниковый эффект, уменьшение озонового слоя, кислотные дожди непосредственно связаны с атмосферой. Именно через атмосферу происходит перенос воды и выпадают осадки. Многие загрязняющие вещества переносятся через атмосферу и загрязняют почвы, верхние слои литосферы и гидросферу. Будущим экологам необходимо хорошо знать состав, свойства атмосферы, её влияние на климат планеты и на процессы загрязнения литосферы, почв и гидросферы. Данная дисциплина введена по просьбе работодателей.

Предназначено для студентов специальности экология.

УДК 502.3

ББК 20.1

Утверждено и рекомендовано к изданию Учебно-методическим советом Костанайского государственного университета имени А. Байтурсынова,

15 . 05 2015 г. протокол № 2

ISBN 978-601-7481-03-2

© Шепелев М.А., 2015

Содержание

Введение	5
1 Атмосфера, погода и климат	6
1.1 Атмосфера	6
1.2 Метеорология и климатология	7
1.3 Погода и климат	7
1.4 Связи атмосферы с Солнцем и земной поверхностью	8
1.5 Климатообразование	10
1.6 Наблюдение в метеорологии и применение карт	11
2 Воздух и атмосфера	15
2.1 Состав сухого воздуха у земной поверхности. Водяной пар в воздухе	15
2.2 Изменение состава воздуха с высотой. Распределение озона в атмосфере	17
2.3 Жидкие и твердые примеси к атмосферному воздуху. Дымка, облака, туманы	18
2.4 Ионы в атмосфере. Электрическое поле атмосферы	20
2.5 Атмосферное давление. Среднее распределение атмосферного давления с высотой	22
2.6 Общая масса атмосферы. Адиабатические изменения состояния в атмосфере	23
2.7 Вертикальное распределение температуры	24
3 Тепловой режим атмосферы	26
3.1 Причины изменений температуры воздуха. Тепловой баланс земной поверхности	26
3.2 Различия в тепловом режиме почвы и водоемов	29
3.3 Суточный и годовой ход температуры на поверхности почвы	30
3.4 Влияние почвенного покрова на температуру поверхности почвы. Распространение тепла в глубь почвы	31
3.5 Суточный и годовой ход температуры на поверхности водоемов и в верхних слоях воды	34
3.6 Измерение температуры воздуха. Суточный ход температуры воздуха у земной поверхности	34
3.7 Непериодические изменения температуры воздуха	37
4 Вода в атмосфере	40
4.1 Испарение и насыщение. Географическое распределение испаряемости и испарения	40
4.2 Характеристики влажности. Суточный и годовой ход упругости пара	42
4.3 Географическое распределение влажности воздуха. Конденсация в атмосфере. Ядра конденсации	44
4.4 Облака. Микроструктура и водность облаков. Международная классификация облаков	47
4.5 Описание основных родов облаков. Облака конвекции (кучевообразные). Облака восходящего скольжения (слоистообразные)	51
5 Радиация в атмосфере	58
5.1 О радиации вообще. Лучистое и тепловое равновесие Земли.....	58

5.2	Спектральный состав солнечной радиации. Интенсивность прямой солнечной радиации	61
5.3	Изменения солнечной радиации в атмосфере и на земной поверхности	63
5.4	Поглощение солнечной радиации в атмосфере. Рассеяние солнечной радиации в атмосфере	63
5.5	Явления, связанные с рассеянием радиации. Сумерки и заря. Видимость	65
5.6	Результаты измерений прямой солнечной радиации. Результаты измерений рассеянной радиации. Суммарная радиация	68
5.7	Отражение солнечной радиации. Поглощенная радиация. Альbedo Земли	70
5.8	Излучение земной поверхности. Встречное излучение. Эффективное излучение	71
5.9	Радиационный баланс земной поверхности. Излучение в мировое пространство	73
5.10	Методы измерения радиации. Распределение радиации «на границе атмосферы»	74
5.11	Зональное распределение солнечной радиации у земной поверхности	78
5.12	Географическое распределение суммарной радиации. Географическое распределение радиационного баланса	79
6	Климат	86
6.1	Основные факторы формирования климата	86
6.2	Климаты земли	93
6.3	Мезо- и микроклимат	97
	Список использованных источников	103

Введение

Целями изучения дисциплины учение об атмосфере и гидросфере являются:

- подготовка выпускников, овладевших основополагающими понятиями, категориями и теориями метеорологии, адекватно воспринимающих актуальные проблемы и направления дальнейшего прогресса системы географических наук;

- подготовка выпускников, овладевших умениями проникать в сущность гидрографических процессов и явлений, применять в деятельности по охране и рациональному использованию природных вод географические методы.

- основная цель гидрологии заключается в ознакомлении студентов с системой основных научных знаний в области гидрологии.

Задачами изучения дисциплины являются:

Обучение студентов использованию метеорологических методов и знаний в практической деятельности на основе знаний о климатологии как комплексной системной научной дисциплине;

Обучение студентов решению метеорологических проблем разного уровня, от глобальных до локальных, с целью прогнозирования устойчивого развития.

Практические задачи дисциплины состоят в следующем:

1. Дать представление о наиболее общих закономерностях процессов в атмосфере, показать взаимосвязь атмосферы с гидросферой, литосферой и биосферой. Познакомить студентов с основными закономерностями географического распределения атмосферных процессов в разных географических широтах и на разной высоте в разных слоях атмосферы, а также с их основными географическими особенностями.

2. Показать сущность основных атмосферных процессов в целом на планете и в разных широтах с позиций фундаментальных законов физики.

3. Дать представление об основных методах изучения атмосферных процессов.

4. Показать практическую важность изучения атмосферных и гидрологических процессов для экономики и для решения задач охраны природы.

1 Атмосфера, погода и климат

Цель: Научиться понимать что такое атмосфера, метеорология, климатология, погода и климат.

План:

1.1 Атмосфера

1.2 Метеорология и климатология

1.3 Погода и климат

1.4 Связи атмосферы с Солнцем и земной поверхностью

1.5 Климатообразование

1.6 Наблюдение в метеорологии и применение карт

1.1 Атмосфера

Земная поверхность окружена газовой, воздушной оболочкой — атмосферой, принимающей участие во вращении Земли. На дне атмосферы в основном протекает наша жизнь. Воздух, в отличие от воды, *сжимаем*. Поэтому, с высотой плотность его убывает, и атмосфера постепенно сходит на нет, без резкой границы. Половина всей массы атмосферы сосредоточена в нижних 5 км, три четверти — в нижних 10 км, девять десятых — в нижних 20 км. Но присутствие воздуха — чем выше, тем все более разреженного — обнаруживается до очень больших высот.

Полярные сияния указывают на наличие атмосферы на высотах до 1000 км и более. Атмосфера простирается, при все убывающей плотности, до высот более 20 тыс. км.

Атмосферные процессы вблизи земной поверхности и в нижних 10—20 км атмосферы особенно важны с практической точки зрения. Но и высшие слои атмосферы, отдаленные от земной поверхности на сотни и тысячи километров, в последнее время изучаются все более интенсивно и успешно, особенно с помощью геофизических ракет и спутников.

В этих слоях при поглощении ультрафиолетового и корпускулярного солнечного излучения происходят фотохимические реакции разложения газовых молекул на электрически заряженные атомы. Поэтому указанные слои сильно ионизированы и обладают очень большой электропроводностью. В них наблюдаются такие явления, как полярные сияния и постоянное свечение воздуха, создающее так называемый ночной свет неба; в них происходят также сложные микрофизические процессы, связанные с космическим излучением.

С недавних пор принято выделять учение о физических (и химических) процессах в высших слоях атмосферы в особую научную дисциплину, получившую название *аэрономии*. Эта наука уже не является частью метеорологии, а стоит, рядом с нею.

1.2 Метеорология и климатология

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

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

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

1.3 Погода и климат

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

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

Состояние атмосферы в *высших* слоях, являющееся предметом аэронамии, не входит в состав понятия погоды.

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

Климатом называют совокупность атмосферных условий, присущую данной местности в зависимости от ее географической обстановки. Под географической обстановкой подразумевается не только положение местности, т. е. широта, долгота и высота над уровнем моря, но и характер земной поверхности, орография, почвенный покров и пр. Атмосферные условия более или менее сильно меняются в годовом ходе — от зимы к лету и от лета к зиме.

Совокупность этих условий несколько меняется и от года к году. Но от одного многолетнего периода к другому совокупность атмосферных условий меняется лишь в самых ограниченных пределах, причем эти изменения имеют характер *колебаний* то в одном, то в другом направлении. Климат, таким образом, обладает *устойчивостью*. Поэтому климат и является *одной из физико-географических характеристик местности*, одной из составляющих географического ландшафта. А так как между атмосферными процессами и состоянием земной поверхности (включая и мировой океан) существуют тесные связи, то и климат связан с другими географическими характеристиками, с другими составляющими географического ландшафта.

1.4 Связи атмосферы с Солнцем и земной поверхностью

Атмосферные процессы связаны с влияниями, идущими как сверху, из космоса, так и снизу, от земной поверхности. Источником энергии атмосферных процессов в основном является *солнечная радиация (солнечное излучение)*, приходящая к Земле из мирового пространства. Именно лучистая энергия Солнца превращается в атмосфере и на земной поверхности в теплоту, энергию движения и другие виды энергии. Но солнечные лучи больше нагревают земную поверхность, чем непосредственно воздух, а уже *между земной поверхностью и атмосферой* происходит оживленный обмен тепла, а также и воды. Строение земной поверхности, ее рельеф имеют значение и для движений воздуха. С влияниями земной поверхности (нагревание, запыление) в определенной степени связаны и оптические свойства атмосферы, и ее электрическое состояние.

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

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

Теплооборот. Существует три основных цикла атмосферных процессов, определяющих климат. Это так называемые *климатообразующие процессы* —

теплооборот, влагооборот и атмосферная циркуляция.

Теплооборот, создающий тепловой режим атмосферы, состоит в следующем.

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

Радиация, прошедшая сквозь атмосферу (отчасти и рассеянная атмосферой), падая на земную поверхность, частично от нее отражается, но в большей части поглощается ею и нагревает верхние слои почвы и водоемов. Земная поверхность сама испускает невидимую *инфракрасную радиацию*, которая в большей части поглощается атмосферой и нагревает ее. Атмосфера, в свою очередь, излучает инфракрасную радиацию, большая часть которой поглощается земной поверхностью. В то же время земная и атмосферная радиация непрерывно уходит за пределы атмосферы вместе с отраженной солнечной радиацией, уравнивая приток солнечной радиации к Земле.

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

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

Влагооборот. Кроме теплооборота, между атмосферой и земной поверхностью происходит постоянный оборот воды, или *влагооборот*. С поверхности океанов и других водоемов, влажной почвы и растительности в атмосферу испаряется вода, на что затрачивается большое количество тепла из почвы и верхних слоев воды. *Водяной пар* — вода в газообразном состоянии — является важной составной частью атмосферного воздуха.

При существующих в атмосфере условиях водяной пар может испытывать и обратное преобразование: он конденсируется, сгущается, вследствие чего возникают *облака* и *туманы*. В процессе *конденсации* в атмосфере освобождаются большие количества скрытого тепла. Из облаков при определенных условиях выпадают *осадки*. Возвращаясь на земную

поверхность, осадки тем самым уравнивают испарение в целом для всего Земного шара.

Количество выпадающих осадков и его распределение по сезонам влияют на растительный покров и земледелие. От распределения и колебания количества осадков зависят также условия стока, режим рек, уровень озер и другие гидрологические явления. От большей или меньшей высоты снежного покрова зависят промерзание почвы и режим вечной мерзлоты.

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

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

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

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

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

1.5 Климатообразование

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

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

Климат испытывает существенные и даже коренные изменения на

протяжении геологических эпох. Эти изменения связаны с изменениями в строении земной поверхности и в составе атмосферы, а также с различными причинами астрономического характера. Таковы, например, изменения во вращении Земли вокруг Солнца, изменения плотности материи в межпланетном пространстве и пр., а также, и может быть в особенности, изменения в солнечной активности. Происходят и некоторые колебания климатических условий на протяжении тысячелетий и столетий и еще более коротких промежутков времени. Так, например, в большей части Земного шара, особенно в средних и высоких широтах, в первой половине текущего столетия замечено определенное потепление. Такие колебания климата в настоящее время связывают преимущественно (но не только) с изменениями *общей циркуляции атмосферы*, а эти последние — с колебаниями *солнечной активности*.

1.6 Наблюдение в метеорологии и применение карт

Метеорологические наблюдения — это измерения и качественные оценки метеорологических элементов. К метеорологическим элементам относятся в первую очередь температура и влажность воздуха, атмосферное давление, ветер, облачность, осадки, туманы, метели, грозы, видимость. 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 и т. п. В меньшем числе мест производятся еще наблюдения над солнечным и земным излучением и над атмосферным электричеством.

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

Атмосферные явления крупного масштаба, такие, как общая циркуляция атмосферы или теплооборот на больших пространствах, еще не могут быть существенно изменены вмешательством человека. Даже энергия термоядерных взрывов невелика по сравнению с энергией процессов циркуляции атмосферы, поскольку взрывы при большой их мощности весьма кратковременны. Изменения в физическом состоянии атмосферы, которые создаются термоядерными взрывами, оказываются ограниченными по распространению их влияния и недолговременными (речь идет о физических процессах, а не о заражении атмосферы радиоактивными продуктами распада). Поэтому метеорология, как и другие геофизические науки, должна прибегать к *наблюдениям, т. е. к измерениям и качественным оценкам процессов, протекающих в природной обстановке*. Непрерывно наблюдая за атмосферными процессами, человек является зрителем и регистратором тех грандиозных опытов, которые ставит сама природа, без его участия.

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

высших слоев атмосферы, которым можно дать название *аэрономических* наблюдений.

Наиболее полные и точные наблюдения производятся в метеорологических и аэрологических *обсерваториях*, имеющих во всех странах мира. Число таких обсерваторий, однако, невелико. Кроме того, даже самые точные наблюдения в немногочисленных пунктах не могут дать исчерпывающего представления обо всей жизни атмосферы, поскольку атмосферные процессы протекают в разной географической обстановке по-разному. Поэтому, кроме метеорологических обсерваторий, наблюдения над основными метеорологическими элементами ведутся еще на многих тысячах *метеорологических станций* и многих сотнях *аэрологических станций* по всему Земному шару.

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

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

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

Метеорологическая сеть. Для изучения географического распределения метеорологических элементов и сравнения состояния атмосферы (погоды и климата) в различных местах Земли необходимо, чтобы метеорологические станции в каждой стране и во всех странах мира вели наблюдения по возможности однотипными приборами, по единой методике, в определенные часы суток. Иными словами, станции в каждой стране и в мировом масштабе должны составлять единое целое — сеть метеорологических станций, *метеорологическую сеть*. В каждой стране, в том числе и в Казахстане, 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 народного хозяйства (например, станции на курортах, в хозяйствах, на транспорте и т. п.).

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

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

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

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

На метеорологических станциях основного типа регистрируются следующие метеорологические элементы.

Температура воздуха на высоте 2 м над земной поверхностью.

Атмосферное давление.

Влажность воздуха — упругость водяного пара в воздухе и относительная влажность.

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

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

Количество осадков, выпавших из облаков, их типы (дождь, морось, снег

и пр.).

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

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

Продолжительность солнечного сияния.

Температура на поверхности почвы и на нескольких глубинах в почве.

Состояние поверхности почвы.

Высота и плотность снежного покрова.

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

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

На *береговых* метеорологических станциях производятся также наблюдения над температурой воды и волнением водной поверхности. Программа наблюдений на *судах* отличается в деталях от наблюдений на сухопутных станциях. На большом числе *дополнительных* станций (постов) производятся наблюдения только над осадками и снежным покровом, так как для лучшего выяснения распределения этих 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 элементы наблюдаются в каждый срок наблюдений. Например, количество осадков измеряется четыре раза в сутки, высота снежного покрова — один раз в сутки, плотность снега — один раз в пять дней и т. д.

Контрольные вопросы:

- 1 Что такое атмосфера планет и атмосфера Земли?
- 2 Как изменяется плотность воздуха в атмосфере и до каких высот простирается атмосфера земли.
- 3 Дайте понятия метеорологии и климатологии.
- 4 Дайте определение погоды и метеорологическим элементам.
- 5 Раскройте сущность климата.
- 6 С какими влияниями связаны атмосферные процессы?
- 7 Раскройте сущность теплооборота.
- 8 Охарактеризуйте влагооборот.
- 9 Наблюдения в метеорологии.
- 10 Применение карт в метеорологии и климатологии.
- 11 Расскажите о метеорологической сети.
- 12 Длительность и непрерывность метеорологических и климатических наблюдений.
- 13 На метеорологических станциях основного типа регистрируются следующие метеорологические элементы:

2 Воздух и атмосфера

Цель: Изучить состав воздуха, его изменения с высотой, распределение озона в атмосфере, примеси, электрическое поле атмосферы, атмосферное давление.

План:

- 2.1 Состав сухого воздуха у земной поверхности. Водяной пар в воздухе
- 2.2 Изменение состава воздуха с высотой. Распределение озона в атмосфере
- 2.3 Жидкие и твердые примеси к атмосферному воздуху. Дымка, облака, туманы
- 2.4 Ионы в атмосфере. Электрическое поле атмосферы
- 2.5 Атмосферное давление. Среднее распределение атмосферного давления с высотой
- 2.6 Общая масса атмосферы. Адиабатические изменения состояния в атмосфере
- 2.7 Вертикальное распределение температуры

2.1 Состав сухого воздуха у земной поверхности. Водяной пар в воздухе

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

Атмосферный воздух у земной поверхности, как правило, является *влажным*. Это значит, что в его состав, вместе с другими газами, входит *водяной пар*, т.е. вода в газообразном состоянии. 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* воздухом. У земной поверхности сухой воздух в основном состоит из *азота* (78% по объему или 76% по массе) и *кислорода* (21% по объему или 23% по массе). Оба эти газа входят в состав воздуха у земной поверхности в виде двухатомных молекул (N_2 и O_2).

Оставшийся 1 % приходится почти целиком на *аргон* (Ar). Всего 0,03% остается на *углекислый газ* (CO_2). Многочисленные другие газы входят в состав воздуха в тысячных, миллионных и еще меньших долях процента. Это криптон, ксенон, неон, гелий, водород, озон, йод, радон, метан, аммиак, перекись водорода, закись азота и др.

Все перечисленные выше 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 возрасти в несколько раз — до 0,1—0,2%. Совершенно незначительно меняется процентное содержание азота и кислорода.

Водяной пар в воздухе. 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 условиях давления и температуры.

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.

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. Наконец, наличие водяного пара в атмосфере имеет важное значение для физиологических процессов.

2.2 Изменение состава воздуха с высотой. Распределение озона в атмосфере

Изменение состава воздуха с высотой. Процентное содержание составных частей *сухого* воздуха в нескольких нижних десятках километров (до 100—120 км) с высотой почти не меняется. Воздух, находящийся в постоянном движении, хорошо перемешивается по вертикали, и атмосферные газы не расслаиваются по плотности, как это было бы в условиях спокойной атмосферы (где доля более легких газов должна была бы возрасти с высотой).

Однако выше 100 км такое расслоение газов по плотности начинается и постепенно увеличивается с высотой. Примерно до высоты 200 км преобладающим газом атмосферы все-таки остается азот. Выше начинает преобладать кислород, причем кислород в *атомарном* состоянии: под действием ультрафиолетовой радиации Солнца его двухатомные молекулы разлагаются на заряженные атомы. Выше 1000 км атмосфера состоит главным образом из гелия и водорода, причем водород — также в атомарном состоянии, т. е. в виде заряженных атомов, — преобладает.

Процентное содержание *водяного пара* в воздухе меняется 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 уже 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.

Распределение озона в атмосфере. Изменение с высотой содержания *озона* в воздухе особенно интересно. У земной поверхности озон содержится в ничтожных количествах. С высотой содержание его возрастает, причем не только в процентном отношении, но и по абсолютным значениям. Максимальное содержание озона наблюдается на высотах 25—30 км; выше оно убывает и на высотах около 60 км сходит на нет.

Процесс образования озона из кислорода происходит в слоях от 60 до 15 км при поглощении кислородом ультрафиолетовой солнечной радиации. Часть двухатомных молекул кислорода разлагается на атомы, а атомы присоединяются к сохранившимся молекулам, образуя трехатомные молекулы озона. Одновременно происходит обратный процесс превращения озона в

кислород. В слое ниже 15 км озон заносится из вышележащих слоев при перемешивании воздуха.

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

2.3 Жидкие и твердые примеси к атмосферному воздуху. Дымка, облака, туманы

Жидкие и твердые примеси к атмосферному воздуху. Кроме перечисленных выше атмосферных газов, в воздух местами могут проникать *другие газы*, особенно соединения, возникающие при сгорании топлива (окислы серы, углерода, фосфора и др.). Наиболее заражается такими примесями воздух больших городов и промышленных районов.

В состав атмосферы входят также *твердые и жидкие частички*, взвешенные в атмосферном воздухе. Кроме *водяных капелек и кристаллов*, возникающих в атмосфере при конденсации водяного пара, это *пыль* почвенного и органического происхождения; *твердые частички дыма, сажи, пепла и капельки кислот*, попадающие в воздух при лесных пожарах, при сжигании топлива, при вулканических извержениях; *частички морской соли*, попадающие в воздух при разбрызгивании морской воды во время волнения (обычно, в силу своей гигроскопичности, это не твердые частички, а мельчайшие капельки насыщенного раствора соли в воде); *микроорганизмы* (бактерии); *пыльца, споры*; наконец, *космическая пыль*, попадающая в атмосферу (около миллиона тонн в год) из межпланетного пространства, а также возникающая при сгорании метеоров в атмосфере. Особое место среди атмосферных примесей занимают *продукты искусственного радиоактивного распада*, заражающие воздух при испытательных взрывах атомных и термоядерных бомб.

Небольшую часть перечисленных примесей составляет *крупная пыль*, с частичками радиусом более 5 мк. Почти 95% частичек имеет радиусы менее 5 мк и до сотых и тысячных долей микрона. Вследствие такой малости они могут длительное время удерживаться в атмосфере во взвешенном состоянии. Удаляются из атмосферы они главным образом при выпадении осадков, присоединяясь к капелькам и снежинкам. Имеется ряд методов и приборов для определения их содержания в воздухе.

Все эти так называемые, *аэрозольные примеси*, или *аэрозоли*, в

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

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

В общем, в атмосферном столбе над каждым квадратным сантиметром земной поверхности содержится 10^8 — 10^9 аэрозольных частичек. Общий их вес в атмосфере не менее 10^8 т. Это огромное число; но оно мало по сравнению со всей массой атмосферы, которая, как мы увидим дальше, определяется в $5 \cdot 10^{15}$ т.

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

От количества и рода аэрозольных примесей зависят явления поглощения и рассеяния радиации в атмосфере, т. е. ее большая или меньшая прозрачность для радиации. Наличие взвешенных 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. Об этом будет подробнее сказано в своем месте.

Аэрозольные примеси к воздуху 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. После падения Тунгусского метеорита в 1908 г. также наблюдалось помутнение воздуха на больших расстояниях. Радиоактивные продукты, попадающие в атмосферу при термоядерных взрывах, распространяются в высоких слоях атмосферы над огромными пространствами Земного шара.

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 микронов* (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 и пр.

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

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

2.4 Ионы в атмосфере. Электрическое поле атмосферы

Ионы в атмосфере. 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 — несколько сотен на один кубический сантиметр, тяжелых — от нескольких сотен до десятков тысяч на один кубический сантиметр.

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

С высотой содержание ионов увеличивается, особенно в слоях выше 80—100 км. Как говорилось выше, ионы являются здесь в основном заряженными атомами кислорода, гелия и водорода; в слоях от 100 до 200 км, правда, преобладают молекулярные ионы окиси азота (NO). Кроме того,

значительная часть ионов в высоких слоях представляет собой *свободные электроны*. Содержание ионов здесь измеряется сотнями тысяч и миллионами на один кубический сантиметр воздуха.

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

Электрическое поле атмосферы. Итак, в атмосфере всегда существуют подвижные электрические заряды, связанные с ионами, а также с элементами облаков и осадков. Заряды эти — обоих знаков, причем преобладают положительные, так что *суммарный заряд атмосферы — положительный*. При этом с высотой он растет. Сама земная поверхность также обладает электрическим зарядом, притом в сумме *отрицательным*.

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 в отсутствии облаков сверху вниз и измеряется изменением потенциала поля на единицу расстояния, т. е. в вольтах на метр (*в/м*).

В приземном слое атмосферы напряженность поля, в среднем для всего Земного шара, около 100 *в/м*.. В промышленных районах с сильно загрязненным воздухом она значительно больше. С высотой напряженность поля уменьшается: на высоте 10 км она всего около 5 *в/м*.. Выше 20 км напряженность поля очень мала; проводимость воздуха в этих слоях достаточна для выравнивания разностей потенциала. Напряженность электрического поля атмосферы испытывает изменения в суточном и годовом ходе, а также очень большие возмущения, связанные с развитием облаков, особенно кучево-дождевых (грозовых).

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

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

как в облаках, так и между облаками и землей. При напряженности поля, направленной вверх, молнии могут переносить к земной поверхности очень большие отрицательные заряды, которые и компенсируют потерю отрицательного заряда земной поверхностью в спокойную погоду.

2.5 Атмосферное давление. Среднее распределение атмосферного давления с высотой

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

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

Выделенный объем может быть сколь угодно малым и в пределе сводится к точке. Таким образом, в каждой точке атмосферы имеется определенная величина *атмосферного давления*, или *давления воздуха*.

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

Атмосферное давление можно выразить, например, в граммах или килограммах веса на один квадратный сантиметр или метр. *На уровне моря оно близко к одному килограмму на квадратный сантиметр*. В метеорологии его выражают, однако, в других единицах.

С давних пор принято выражать атмосферное давление в *миллиметрах ртутного столба*. Это значит, что давление атмосферы сравнивают с эквивалентным ему давлением столба ртути. Когда говорят, например, что атмосферное давление на земной поверхности в данном месте равно *750 мм*, это значит, что столб ртути высотой *750 мм* давил бы на земную поверхность так же, как давит воздух.

Выражение давления в миллиметрах ртутного столба появилось в метеорологии не случайно. Оно связано с устройством основного прибора для измерения атмосферного давления — *ртутного барометра*. В этом приборе, известном из элементарного курса физики, атмосферное давление как раз

уравновешивается давлением столба ртути; по изменениям высоты ртутного столба можно судить об изменениях атмосферного давления.

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

На уровне моря среднее атмосферное давление близко к 760 мм рт. ст.

В отдельных случаях давление может меняться на уровне моря в пределах 150 мм рт. ст. С высотой атмосферное давление быстро убывает, о чем будет подробнее сказано дальше.

Среднее распределение атмосферного давления с высотой.

Распределение атмосферного давления по высоте зависит от того, каково давление внизу и как распределяется температура воздуха с высотой. В многолетнем среднем для Европы давление на уровне моря равно 1014 мб, на высоте 5 км — 538 мб, 10 км — 262 мб, 15 км — 120 мб и 20 км — 56 мб. Эти значения подтверждают вывод, который можно сделать из барометрической формулы: *давление убывает примерно в геометрической прогрессии, когда высота возрастает в арифметической прогрессии*. На уровне 5 км давление почти вдвое ниже, чем на уровне моря, на уровне 10 км — почти в четыре раза, на уровне 15 км — почти в 8 раз и на уровне 20 км — в 18 раз (рис. 4). На высоте 100 км давление измеряется только долями миллибара.

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

2.6 Общая масса атмосферы. Адиабатические изменения состояния в атмосфере

Общая масса атмосферы. Знание атмосферного давления позволяет рассчитать *общую массу атмосферы*. Среднее атмосферное давление на уровне моря эквивалентно весу столба ртути высотой 760 мм. Масса ртутного столба высотой 760 мм над одним квадратным сантиметром земной поверхности составляет 1033,2 г; таков же будет вес этого столба ртути в граммах. Таков же, очевидно, будет и средний вес столба атмосферы над одним квадратным сантиметром поверхности на уровне моря. Зная площадь земной поверхности и превышение материков над уровнем моря, можно вычислить общий вес всей атмосферы. Пренебрегая изменениями силы тяжести с высотой, можно считать этот вес численно равным массе атмосферы.

Общая масса атмосферы составляет немного больше $5 \cdot 10^{21}$ г, или $5 \cdot 10^{15}$ т. Это примерно в миллион раз меньше, чем масса самого Земного шара. При этом половина всей массы атмосферы находится в нижних 5 км, три четверти

— в нижних 10 км и 95% — в нижних 20 км.

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

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

2.7 Вертикальное распределение температуры

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

Температура в *атмосферном столбе* может распределяться по высоте различным образом. Это распределение не подчинено никакой простой закономерности, и кривая, представляющая это распределение в более или менее толстом слое атмосферы, не является простой геометрической кривой. В некоторых случаях ее можно только приближенно приравнять такой кривой. Представление о распределении температуры с высотой дает *вертикальный градиент температуры* $-dT/dz$, т. е. изменение температуры в атмосфере на единицу высоты, обычно на 100 м. Так как перед производной ставится знак минус, то в обычном случае *падения* температуры с высотой, т. е. при отрицательном dT и положительном dz , градиент имеет *положительную* величину.

Вертикальный градиент температуры может меняться в довольно широких пределах. В нижних 10 км в умеренных широтах и в нижних 15 км в

тропиках он в среднем равен $0,6^{\circ}/100 \text{ м}$. В нижних сотнях метров над нагретой подстилающей поверхностью он может повышаться до $1^{\circ}/100 \text{ м}$ или немного больше, а в тонком приземном слое над перегретой почвой может быть во много раз больше. Бывают и такие случаи, когда температура воздуха с высотой не падает, а растет. Такое распределение температуры называют *инверсией температуры*, а вертикальный градиент температуры будет при этом, очевидно, отрицательным. Инверсии особенно часты по ночам в приземном слое, но встречаются на разных высотах и в свободной атмосфере. Если температура в воздушном слое не меняется с высотой, т. е. вертикальный градиент ее равен нулю, то такое состояние слоя называют *изотермией*. Выше 10—15 км и до высот около 50 км вертикальное распределение температуры даже в среднем является изотермическим или инверсионным.

Контрольные вопросы:

1. Каков состав сухого воздуха у земной поверхности?
2. Что вы знаете о водяном паре в воздухе?
3. Как изменяется состав воздуха с высотой?
4. Расскажите о распределении озона в атмосфере.
5. Какие жидкие и твердые примеси встречаются в атмосферном воздухе?
6. Что собой представляет дымка, облака, туманы?
7. Расскажите об ионах в атмосфере.
8. Что собой представляет электрическое поле атмосферы?
9. Что такое атмосферное давление?
10. Среднее распределение атмосферного давления с высотой.
11. Какова масса атмосферы?
12. Адиабатические изменения состояния в атмосфере.
13. Расскажите о вертикальном распределении температуры.

3 Тепловой режим атмосферы

Цель: Ознакомиться с тепловым режимом атмосферы, с изменением температуры атмосферного воздуха.

План:

- 3.1 Причины изменений температуры воздуха. Тепловой баланс земной поверхности
- 3.2 Различия в тепловом режиме почвы и водоемов
- 3.3 Суточный и годовой ход температуры на поверхности почвы
- 3.4 Влияние почвенного покрова на температуру поверхности почвы. Распространение тепла в глубь почвы
- 3.5 Суточный и годовой ход температуры на поверхности водоемов и в верхних слоях воды
- 3.6 Измерение температуры воздуха. Суточный ход температуры воздуха у земной поверхности
- 3.7 Непериодические изменения температуры воздуха

3.1 Причины изменений температуры воздуха. Тепловой баланс земной поверхности

Причины изменений температуры воздуха. 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.

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

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

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

Воздух, непосредственно соприкасающийся с земной поверхностью,

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

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

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

Но можно говорить не об индивидуальном количестве воздуха, а о некоторой точке внутри атмосферы с зафиксированными географическими координатами и с неизменной высотой над уровнем моря. Любую метеорологическую станцию, не меняющую своего положения на земной поверхности, можно рассматривать как такую точку. Температура в этой точке будет меняться не только в силу указанных индивидуальных изменений теплового состояния воздуха. Она будет меняться 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 — с притоком в данное место новых воздушных масс из других частей Земного шара, называют адвективными. Если в данное место притекает воздух с более высокой температурой, говорят об адвекции тепла; если с более низкой, — об адвекции холода.

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

остающемся в одной и той же массе воздуха, показывает индивидуальное изменение температуры в этой массе.

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

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

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

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

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

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

В любой промежуток времени от земной поверхности уходит вверх и вниз в совокупности такое же количество тепла, какое она за это время получает сверху и снизу. Если бы было иначе, не выполнялся бы закон сохранения энергии: следовало бы допустить, что на земной поверхности энергия возникает или исчезает. Однако возможно, что, например, вверх может уходить больше тепла, чем пришло сверху; в таком случае избыток отдачи тепла должен покрываться приходом тепла к поверхности из глубины почвы или воды.

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

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

сконденсировавшейся воды.

Тогда уравнение теплового баланса земной поверхности напишется так:

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

Можно еще сказать, что смысл уравнения состоит в том, что радиационный баланс на земной поверхности уравнивается нерадиационной передачей тепла.

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

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

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

3.2 Различия в тепловом режиме почвы и водоемов

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

емкость воды велика в сравнении с почвой, и одно и то же количество тепла нагревает массу воды до меньшей температуры, чем такую же массу почвы.

3.3 Суточный и годовой ход температуры на поверхности почвы

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

Итак, тепло, приходящее днем и летом на поверхность воды, проникает до значительной глубины и нагревает большую толщу воды. Температура верхнего слоя и самой поверхности воды повышается при этом мало. В почве же приходящее тепло распределяется в тонком верхнем слое, который, таким образом, сильно нагревается. Член A в уравнении теплового баланса (1) для воды гораздо больше, чем для почвы, а член P соответственно меньше.

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

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

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

В средних широтах за теплую половину года в почве накапливается 1,5—3 ккал тепла на каждый квадратный сантиметр поверхности. В холодное время почва отдает это тепло атмосфере. Величина $\pm 1,5—3$ ккал/см² в год составляет годовой теплооборот почвы. Под влиянием снежного покрова зимой и растительного летом годовой теплооборот почвы уменьшается; например, под Ленинградом на 30%. В тропиках годовой теплооборот меньше, чем в умеренных широтах, так как там меньше годовые различия в притоке солнечной радиации.

Годовой теплооборот больших водоемов примерно в 20 раз больше по сравнению с годовым теплооборотом почвы. Балтийское море отдает воздуху в холодное время 52 ккал/см² и столько же накапливает в теплое время года. Годовой теплооборот Черного моря ± 48 ккал/см², Женевского озера ± 35 ккал/см². В результате указанных различий температура воздуха над морем летом ниже, а зимой выше, чем над сушей.

3.4 Влияние почвенного покрова на температуру поверхности почвы. Распространение тепла в глубь почвы

Влияние почвенного покрова на температуру 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.

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

Затем температура на поверхности почвы растет до 13—14 часов, 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 и падает с 13—14 часов до утреннего минимума.

Суточный ход температуры на поверхности почвы изобразится на графике время — температура волнообразной кривой, более или менее напоминающей синусоиду. Высшая точка этой кривой характеризует максимум, низшая — минимум температуры (рис. 1).

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.

Максимальные температуры на поверхности почвы обычно *выше, чем в воздухе* на высоте метеорологической будки. Это понятно: днем солнечная радиация прежде всего нагревает почву, а уже от нее нагревается воздух.

В Московской области летом на поверхности обнаженной почвы наблюдаются температуры до $+55^{\circ}$, а в пустынях — даже до $+80^{\circ}$.

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. На снежной поверхности во внутренних районах Антарктиды даже средняя месячная температура в июне около -70° , а в отдельных случаях она может падать до -90° .

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

В отдельные дни суточные амплитуды, конечно, могут быть и выше и ниже многолетних средних значений в зависимости от ряда причин, прежде всего от облачности. В безоблачную погоду велика солнечная радиация днем и также велико эффективное излучение ночью. Поэтому суточный (дневной) максимум особенно высок, а суточный (ночной) минимум низок и, следовательно, суточная амплитуда велика. В облачную погоду дневной максимум понижен, ночной минимум повышен и суточная амплитуда уменьшена.

Сильные ночные заморозки на почве весной и осенью обычно наблюдаются при ясном небе, т. е. при большом эффективном излучении. Суточный ход температуры почвы зависит также от экспозиции склонов, т. е. от того, как ориентирован наклон данного участка земной поверхности по отношению к странам света. Ночное излучение одинаково на склонах любой ориентации; но дневное нагревание почвы, конечно, будет наибольшим на южных склонах и наименьшим на северных. Суточный ход температуры почвы зависит также от почвенного покрова.

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

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

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.

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, ее повышает. Совместное действие растительного покрова летом и снежного зимой уменьшает годовую амплитуду температуры на поверхности почвы; это уменьшение — порядка 10° в сравнении с обнаженной почвой.

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.

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 часа 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 прогрессии геометрической (второй закон Фурье). Так, если на поверхности суточная амплитуда равна 30° , а на глубине 20 см 5° , то на глубине 40 см она будет уже менее 1° .

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

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

Сроки наступления максимальных и минимальных температур как в суточном, так и в годовом ходе запаздывают с глубиной пропорционально ей (третий закон Фурье). Это понятно, так как требуется время для распространения тепла в глубину.

Суточные экстремумы на каждые 10 см глубины запаздывают на 2,5—3,5 часа (рис. 18). 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 $1: \sqrt{365}$. Это значит, что глубина, на которой затухают годовые колебания, в 19 раз больше, чем глубина, на которой затухают суточные колебания. И этот закон, так же, как и остальные законы Фурье, достаточно хорошо подтверждается наблюдениями.

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

С различиями в годовом ходе температуры на разных глубинах связано распределение температуры в почве по вертикали в разные сезоны. Именно, летом температура от поверхности почвы в глубину падает; зимой растет; весной она сначала растет, а потом убывает; осенью сначала убывает, а затем растет.

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

Выше было сказано об особенностях распространения тепла в водоеме в сравнении с почвой. Основное отличие заключается в том, что тепло в воде распространяется преимущественно путем турбулентности. Поэтому и нагревание, и охлаждение распространяется в водоемах на более толстый слой, чем в почве, и вдобавок обладающий большей теплоемкостью, чем почва. Вследствие этого изменения температуры на поверхности воды очень малы. Амплитуда их — порядка десятых долей градуса: около $0,1$ — $0,2^\circ$ в умеренных широтах, около $0,5^\circ$ в тропиках. Суточные колебания температуры воды на поверхности океана имеют максимум около 15—16 часов и минимум через 2—3 часа после восхода солнца.

Годовая амплитуда колебаний температуры на поверхности океана значительно больше, чем суточная. Но она меньше, чем годовая амплитуда на поверхности почвы. В тропиках она порядка 2 — 3° , под 40° с. ш. около 10° , а под 40° ю. ш. около 5° .

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

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

3.6 Измерение температуры воздуха. Суточный ход температуры воздуха у земной поверхности

Измерение температуры воздуха. Понятие температуры воздуха нуждается в некоторых пояснениях. В первую очередь речь идет о температуре воздуха у земной поверхности. Под этим понимается температура, измеренная в метеорологической будке, причем резервуары термометров помещаются на высоте 2 м над поверхностью почвы. Только при специальных исследованиях состояния приземного слоя воздуха термометры помещаются на различных уровнях — более низких и более высоких. На судах термометры также могут помещаться на других уровнях.

Будка нужна для того, чтобы защитить термометр от прямой солнечной радиации, а также от эффективного излучения земной поверхности и окружающих предметов (зданий, деревьев). Только в этом случае может произойти выравнивание температуры самого измерительного прибора —

термометра — с температурой окружающего воздуха. Термометр, открытый для солнечной радиации, будет нагреваться сильнее, чем окружающий воздух, и температуру, которую он будет показывать, нельзя отождествлять с температурой воздуха. Понятие о температуре «на солнце» не относится к истинной температуре воздуха и не имеет метеорологического значения.

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

При стандартных метеорологических наблюдениях применяют жидкостные термометры: для срочных наблюдений и для измерения максимальной температуры — ртутные, а для минимальной температуры — спиртовой.

Спиртовой термометр приходится применять и для срочных наблюдений при температурах ниже точки замерзания ртути (-40°).

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

Для непрерывной регистрации изменений температуры применяют самопишущие приборы разной конструкции — термографы. Деформация приемной части прибора, зависящая от изменений температуры, передается на пишущую часть, которая оставляет след на ленте, укрепленной на вращающемся барабане. Измерения температуры в высоких слоях атмосферы производятся при помощи автоматических приборов. В радиозондах зарегистрированные измерения передаются с помощью радиосигналов и принимаются приемной станцией на земной поверхности.

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 метеорологической будке меньше, чем на поверхности почвы, в среднем примерно на одну треть. Над поверхностью моря условия сложнее.

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

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

Но в отдельные дни суточный ход температуры воздуха может быть очень неправильным. Это зависит от изменений облачности, меняющихся радиационные условия на земной поверхности, а также от адвекции, т. е. от притока воздушных масс с другой температурой. В результате этих причин минимум температуры может сместиться даже на дневные часы, а максимум — на ночь. Суточный ход температуры может вообще исчезнуть или кривая суточного изменения примет сложную и неправильную форму. Иначе говоря, регулярный суточный ход перекрывается или маскируется непериодическими изменениями температуры.

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

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

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. Но суточная амплитуда температуры на поверхности почвы зависит в основном от облачности. Следовательно, и суточная амплитуда температуры воздуха тесно связана с облачностью: в ясную погоду она значительно больше, чем в пасмурную.

Суточная амплитуда температуры воздуха меняется еще по сезонам, по широте, а также в зависимости от характера почвы и рельефа местности. Зимой она меньше, чем летом, так же как и амплитуда температуры подстилающей поверхности. С увеличением широты суточная амплитуда температуры воздуха убывает, так как убывает полуденная высота солнца над горизонтом. Под широтами 20—30° на суше средняя за год суточная амплитуда температуры около 12°, под широтой 60° около 6°, под широтой 70° только 3°. В самых высоких широтах, где солнце не восходит или не заходит много дней подряд, регулярного суточного хода температуры нет вовсе.

Имеет значение и характер почвы и почвенного покрова. Чем больше суточная амплитуда температуры самой поверхности почвы, тем больше и суточная амплитуда температуры воздуха над нею. В степях и пустынях средняя суточная амплитуда достигает 15—20°, иногда 30°. Над обильным растительным покровом она меньше. На суточной амплитуде сказывается и близость водных бассейнов: в приморских местностях она понижена.

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. Причина заключается в том, что на выпуклых формах рельефа воздух имеет уменьшенную площадь соприкосновения с подстилающей поверхностью и быстро сносится с нее, заменяясь новыми массами воздуха. В вогнутых же формах рельефа воздух сильнее нагревается от поверхности и больше застаивается в дневные часы, а ночью сильнее охлаждается и стекает по склонам вниз. Но в узких ущельях, где и приток радиации, и эффективное излучение уменьшены, суточные амплитуды меньше, чем в широких долинах.

Понятно, что малые суточные амплитуды температуры на поверхности моря имеют следствием и малые суточные амплитуды температуры воздуха над морем. Однако эти последние все же выше, чем суточные амплитуды на самой поверхности моря. Суточные амплитуды на поверхности открытого океана измеряются лишь десятymi долями градуса; но в нижнем слое воздуха над океаном они доходят до $1 - 1,5^\circ$, 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.

3.7 Непериодические изменения температуры воздуха

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

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°, а в одном случае (в марте 1911 г.) на 20°. Холодные массы при этом обтекают горные массивы с запада. Легче и чаще холодный воздух проникает на юго-восток Азии, не встречая по пути значительных преград.

В Северной Америке нет горных хребтов, проходящих в широтном направлении. Поэтому холодные массы арктического воздуха могут беспрепятственно распространяться 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 температуре к воздушным массам тропиков и потому также называемые тропическим воздухом, формируются на юге самой Европы или попадают в Европу из Казахстана и Средней Азии. 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°, при летних вторжениях тропического воздуха распространяются до Крайнего Севера.

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

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

Перемещения воздушных масс, приводящие к адвективным изменениям температуры, связаны с циклонической деятельностью.

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.

Контрольные вопросы:

1. Каковы причины изменений температуры воздуха?
2. Тепловой баланс земной поверхности.
3. Каковы различия в тепловом режиме почвы и водоемов?
4. Как влияет почвенный покров на температуру поверхности почвы?
5. Что характерно для распространения тепла в глубь почвы?
6. Расскажите о суточном и годовом ходе температуры на поверхности водоемов и в верхних слоях воды.
7. Измерение температуры воздуха.
8. Суточный ход температуры воздуха у земной поверхности.
9. Расскажите о неперiodических изменениях температуры воздуха.

4 Вода в атмосфере

Цель: Ознакомиться с содержанием и изменением воды в атмосфере, с облаками, их классификацией и описанием.

План:

4.1 Испарение и насыщение. Географическое распределение испаряемости и испарения

4.2 Характеристики влажности. Суточный и годовой ход упругости пара

4.3 Географическое распределение влажности воздуха. Конденсация в атмосфере. Ядра конденсации

4.4 Облака. Микроструктура и водность облаков. Международная классификация облаков

4.5 Описание основных родов облаков. Облака конвекции (кучевообразные). Облака восходящего скольжения (слоистообразные)

4.1 Испарение и насыщение. Географическое распределение испаряемости и испарения

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

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

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. Упругость водяного пара в состоянии насыщения называют упругостью насыщения.

Упругость насыщения растет с температурой (рисунок 1). Это значит, что

при более высокой температуре воздух способен содержать больше водяного пара, чем при более низкой температуре. Зависимость упругости насыщения от температуры представлена на рис. 1. Например, при температуре 0° упругость насыщения равна 6,1 мб, при $+10^{\circ}$ — 12,3 мб, при $+20^{\circ}$ — 23,4 мб, при $+30^{\circ}$ — 42,4 мб. Таким образом, на каждые 10° температуры упругость насыщения и пропорциональное ей содержание насыщающего водяного пара в воздухе возрастают почти вдвое. При температуре $+30^{\circ}$ воздух может содержать водяного пара в состоянии насыщения в 7 раз больше, чем при температуре 0° .

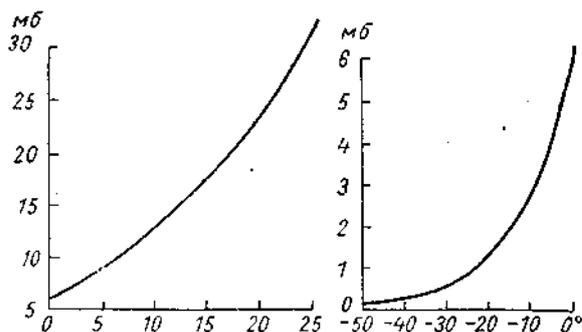


Рисунок 1- Упругость насыщения в зависимости от температуры

Капельки жидкой воды (облаков и туманов) часто находятся в атмосфере в переохлажденном состоянии. При температурах до -10° 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.

Географическое распределение испаряемости и испарения. Говоря о количестве воды, испаряющемся в той или иной местности, нужно различать фактическое испарение и возможное испарение, или испаряемость.

Испаряемостью называют максимально возможное испарение, не ограниченное запасами влаги. Таково испарение с чашки испарителя, куда регулярно добавляется вода. Испарение с поверхности водоема или избыточно увлажненной почвы также может быть 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 в этом районе, например,

Аральского моря, испаряется большое количество воды с единицы поверхности. Но поблизости, в пустынях, где осадки очень малы, фактическое испарение из иссушенной песчаной почвы также очень мало; испаряться нечему.

4.2 Характеристики влажности. Суточный и годовой ход упругости пара

Характеристики влажности. Влагосодержание воздуха, прежде всего, зависит от того, сколько водяного пара попадает в атмосферу путем испарения с земной поверхности в том же районе. Естественно, что над океанами оно больше, чем над материками, так как испарение с поверхности океана не ограничено запасами воды. В то же время в каждом месте влагосодержание зависит и от атмосферной циркуляции: воздушные течения приносят в данный район воздушные массы более влажные или более сухие из других областей Земли. Наконец, для каждой температуры существует состояние насыщения, т. е. существует некоторое предельное влагосодержание, которое не может быть превзойдено.

Для количественного выражения содержания водяного пара в атмосфере употребляют различные характеристики влажности воздуха. О двух из них было сказано в главе второй. Это, во-первых, упругость (давление) водяного пара e — основная и наиболее употребительная характеристика влагосодержания. Во-вторых, это относительная влажность r , т. е. процентное отношение фактической упругости пара к упругости насыщения при данной температуре:

$$r = \frac{e}{E} \cdot 100\% \quad (2)$$

Употребительной характеристикой является также абсолютная влажность, т. е. плотность водяного пара, выраженная в граммах на кубический метр.

Иногда абсолютной влажностью называют и упругость пара. Следует строго различать термины и называть абсолютной влажностью только плотность пара в граммах на кубический метр воздуха.

Обратим внимание, что абсолютная влажность меняется при адиабатических процессах. При расширении воздуха объем его увеличивается и то же количество водяного пара распределяется на больший объем; следовательно, плотность пара, т. е. абсолютная влажность, уменьшается. При сжатии воздуха, напротив, абсолютная влажность растет.

Суточный и годовой ход упругости пара. Абсолютное содержание водяного пара в воздухе можно охарактеризовать одной из указанных выше трех величин: упругостью пара, абсолютной влажностью, удельной влажностью. Здесь будет чаще всего говориться об упругости пара. Однако, зная упругость пара, а также температуру и давление воздуха, можно, согласно предыдущему, определить и две другие характеристики.

Влагосодержание воздуха у земной поверхности имеет суточный и годовой ход, в общем связанный с соответствующими периодическими изменениями температуры.

Суточный ход упругости 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 мб, осенью и зимой 1—2 мб.

Над морем и в приморских областях на суше упругость 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 упругость пара по большей части имеет двойной суточный ход.

Первый минимум наступает рано утром, вместе с минимумом температуры. Затем упругость пара быстро растет вместе с температурой часов до девяти утра. После этого упругость пара убывает часов до 15, когда наступает второй минимум. В сухих и жарких местностях этот дневной минимум является главным. Затем упругость пара снова растет до 21—22 часов, когда наступает второй максимум; после этого она 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 упругость пара у земной поверхности растет. Но около 8—10 часов в приземном слое уже устанавливается неустойчивая стратификация, и конвекция получает достаточное развитие. В процессе конвекции устанавливается перенос водяного пара в направлении его градиента, снизу вверх, что приводит к дневному падению влагосодержания у земной поверхности. В предвечерние 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 упругости пара.

Годовой ход упругости пара параллелен годовому ходу температуры: летом она больше, зимой меньше, что вполне понятно. Самый жаркий и самый холодный месяцы года обыкновенно являются и месяцами с наибольшей и наименьшей упругостью пара. Иногда экстремальные значения влагосодержания запаздывают на месяц относительно экстремумов температуры. В тех районах тропиков, где максимум температуры приходится до начала дождливого периода, максимум влагосодержания совпадает с началом дождей.

Годовая амплитуда упругости пара тем больше, чем больше годовая амплитуда температуры. Следовательно, в континентальном климате она больше, чем в морском. Еще больше она в муссонных областях, где существует резкая противоположность между сухой зимой и влажным летом. Над океанами и в морском климате на суше, особенно в экваториальных областях, годовая

амплитуда влагосодержания мала.

4.3 Географическое распределение влажности воздуха. Конденсация в атмосфере. Ядра конденсации

Географическое распределение влажности воздуха. Географическое распределение влагосодержания зависит: 1) от испарения в каждом данном районе; 2) от переноса влаги воздушными течениями из одних мест Земли в другие.

Испарение пропорционально дефициту влажности, а последний в общем тем больше, чем выше температура. Поэтому распределение влагосодержания (упругости пара, удельной или абсолютной влажности) в общем следует распределению температуры. Расположение изолиний влажности на климатологических картах близко к расположению изотерм.

Влагосодержание наибольшее у экватора, где многолетняя средняя месячная упругость пара выше 20 мб, а в ряде мест доходит в экстремальные месяцы до 30 мб. В отдельных случаях она выше 35 мб. Максимальным влагосодержанием на суше отличаются области экваториальных лесов.

Влагосодержание, как и температура, убывает с широтой. Кроме того, зимой оно, как и температура, понижено над материками в сравнении с океанами. Поэтому зимой изолинии упругости пара или абсолютной влажности, подобно изотермам, прогнуты над материками в направлении к экватору. Над очень холодными внутренними районами Центральной и Восточной Азии возникает даже область особенно низкой упругости пара с замкнутыми изолиниями. В районе якутского полюса холода упругость пара меньше 0,1 мб; еще ниже влажность во внутренней Антарктиде.

Однако летом соответствие между температурой и влагосодержанием меньше. Температуры внутри материков летом высоки, но фактическое испарение ограничено запасами влаги, и водяного пара поступает в воздух не больше, чем над океанами, а то и меньше. Стало быть, и упругость пара над материками не увеличена в сравнении с океанами, несмотря на более высокую температуру. Поэтому, в отличие от изотерм, изолинии упругости пара летом не выгибаются над материками к высоким широтам, а проходят близко к широтным кругам. Пустыни, такие, как Сахара или пустыни Средней и Центральной Азии, являются даже областями пониженной упругости пара с замкнутыми изолиниями.

В материковых областях с преобладающим круглый год переносом воздуха с океана, например в Западной Европе, влагосодержание достаточно высоко и близко к океаническому и зимой, и летом. В муссонных областях, таких, как юг и восток Азии, где воздушные течения направлены летом с моря и зимой с суши, Влагосодержание велико летом и мало зимой.

В среднем годовом для всей Земли абсолютная влажность у земной поверхности составляет 11 г/м³. Это значит, что плотность водяного пара составляет всего 1% общей плотности воздуха у земной поверхности.

Относительная влажность, как мы знаем, зависит от влагосодержания и

температуры воздуха. Она всегда высока в экваториальной зоне, где влагосодержание воздуха очень велико, а температура не слишком высока вследствие большой облачности. Здесь относительная влажность в среднем годовом доходит до 85% и более. Относительная влажность всегда высока и в Северном Ледовитом океане, на севере Атлантического и Тихого океанов, в антарктических водах. Она достигает здесь таких же или почти таких же высоких значений, как и в экваториальной зоне. Однако причина высокой относительной влажности здесь уже другая. Влагосодержание воздуха в высоких широтах мало, но зато и температура воздуха также низка, особенно зимой.

Сходные условия создаются зимой над холодными материками средних и высоких широт, например в Сибири, где относительная влажность в зимние месяцы в среднем достигает 75—80%.

Над большей частью Европы, особенно над ее северо-западом, зимой она в среднем 80—85%. Зимние температуры в Европе не так низки, как в полярных областях или в Сибири, но влагосодержание здесь больше.

Летом к районам с особенно высокой относительной влажностью (75-80%) присоединяется еще Индия, где в это время господствует океанический юго-западный муссон.

Очень низкая относительная влажность (до 50% и ниже) наблюдается круглый год в субтропических и тропических пустынях: в Сахаре, Аравии, Мексике, в пустынях Южной Америки, Южной Африки, Австралии, где при высоких температурах воздух содержит мало влаги. Низка она также и в Монголии, где летом очень высокие температуры, а зимой очень малое влагосодержание.

Конденсация в атмосфере. Конденсация — переход воды из газообразного в жидкое состояние — происходит в атмосфере в виде образования мельчайших капелек, диаметром порядка нескольких микронов. 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 насыщающим. 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. Такое расширение происходит преимущественно при подъеме воздуха.

Пока воздух не насыщен, он охлаждается адиабатически на один градус

на каждые 100 м подъема. Таким образом, для воздуха, не очень далекого от насыщения, вполне достаточно подняться вверх на несколько сотен метров, в крайнем случае на одну-две тысячи метров, чтобы в нем началась конденсация.

Механизмы такого подъема воздуха различны. Воздух может подниматься в процессе турбулентности в виде неупорядоченных вихрей. Он может подниматься в более или менее сильных восходящих токах конвекции. Может происходить и подъем больших количеств 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. При образовании туманов главной причиной охлаждения воздуха является уже не адиабатический подъем, а отдача тепла из воздуха к земной поверхности. В атмосферных условиях происходит не только образование капелек, но и сублимация — образование кристаллов, переход водяного пара в твердое состояние. 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.).

Термин конденсация часто, даже обычно, применяется в широком смысле, к конденсации и сублимации вместе.

Ядра конденсации. 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. Аэрозольные примеси к воздуху в значительной части могут служить и ядрами конденсации.

Важнейшими ядрами являются частички растворимых гигроскопических солей, особенно морской соли, которая всегда обнаруживается в воде осадков. 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 микрона; встречаются, правда, и гигантские ядра, размерами свыше одного микрона. 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 кислота, серная кислота, сульфат аммония и пр. В промышленных центрах в атмосфере содержится особенно большое число таких ядер конденсации. По-видимому, роль ядер конденсации играют 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 ядра конденсации считаются только сотнями.

Однако облачные капельки возникают в действительных атмосферных условиях не на всех, а только на наиболее крупных ядрах. Конденсация на остальных, более мелких ядрах может быть получена в искусственных условиях, при более или менее значительном перенасыщении воздуха.

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. Возможно, что замерзание капелек стимулируется наличием особых ядер замерзания, химическая природа и механизм действия которых еще недостаточно ясны.

4.4 Облака. Микроструктура и водность облаков. Международная классификация облаков

Облака. В результате конденсации внутри атмосферы возникают скопления продуктов конденсации — капелек и кристаллов. Их называют облаками. Размеры облачных элементов — капелек и кристаллов — настолько малы, что их вес уравнивается силой трения еще тогда, когда они имеют очень малую скорость, падения. Установившаяся скорость падения капелек получается равной лишь долям сантиметра в секунду. Скорость падения

кристаллов еще меньше. Это относится к неподвижному воздуху. Но турбулентное движение воздуха приводит к тому, что столь малые капельки и кристаллы вовсе не выпадают, а длительное время остаются взвешенными в воздухе, смещаясь то вниз, то вверх вместе с элементами турбулентности.

Облака переносятся воздушными течениями. Если относительная влажность в воздухе, содержащем облака, убывает, то облака испаряются. При определенных условиях часть облачных элементов укрупняется и утяжеляется настолько, что выпадает из облака в виде осадков. Таким путем вода возвращается из атмосферы на земную поверхность.

При конденсации непосредственно у земной поверхности скопления продуктов конденсации называют туманами. Принципиальной разницы в строении облаков и туманов нет. В горах возможны и такие случаи, когда облако возникает на самом горном склоне. Для наблюдателя, смотрящего снизу, из долины, явление представится облаком; для наблюдателя на самом склоне — туманом.

Отдельные облака существуют подчас очень короткое время. Например, индивидуальное существование кучевых облаков иногда исчисляется всего 10—15 минутами. 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 (испарения; часто неправильно говорят — таяния). 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. 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° (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 — -50° , имеют, как правило, чисто кристаллическое строение.

Размеры облачных капель варьируют в широких пределах, от долей микрона до сотен микронов. 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 мк. Однако при таянии кристаллов и при взаимном слиянии капелек в облаках могут получаться капли радиусом до 100—200 мк. При таких размерах капли начинают выпадать из облака в виде мороси или дождя. Радиус капель дождя может достигать и тысяч микронов, т. е. нескольких миллиметров.

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 мк. 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 на кубический сантиметр в нижней тропосфере до единиц на кубический сантиметр в высоких слоях тропосферы. Содержание кристаллов в облаках еще меньше — порядка 0,1 на один кубический сантиметр.

Водностью облаков называют содержание в них воды в жидком или твердом виде.

Хотя количество капелек или кристаллов в единице объема облачного воздуха значительно, элементы эти 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.

Это и понятно, если вспомнить, что 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.

Международная классификация облаков. Формы облаков в тропосфере очень разнообразны. Однако их можно свести к относительно небольшому числу основных типов. Первая классификация облаков была предложена более полутора столетия тому назад (Л. Говардом в Англии). В конце XIX века 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; различаются также промежуточные формы.

Мы перечислим здесь только десять основных родов облаков (кроме русских названий, приводятся также международные латинские названия и их сокращения, которые следует запомнить):

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).

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 эти облака 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) кучевых и кучево-дождевых облаков

обычно находятся в нижнем ярусе, но их вершины часто проникают в средний, а иногда и в верхний ярус.

4.5 Описание основных родов облаков. Облака конвекции (кучевообразные). Облака восходящего скольжения (слоистообразные)

Описание основных родов облаков. В описаниях, кроме внешнего вида облаков, кратко остановимся и на их микроструктуре.

1—3. Перистые, перисто-кучевые и перисто-слоистые облака верхнего яруса — самые высокие облака тропосферы. 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 выглядят как отдельные нити, гряды или полосы волокнистой структуры. Перисто-кучевые облака 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 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 светил с радиусами 22° и 46° или различные комбинации светлых дуг. Эти явления создаются преломлением света в ледяных кристаллах облаков и отражением света от их граней.

4. Высоко-кучевые облака в среднем ярусе представляют собой облачные пласты или гряды белого или серого цвета (или одновременно обоих). Они достаточно тонки, но все же более или менее затеняют солнце. Эти пласты или гряды состоят из плоских валов, дисков, пластин, часто расположенных рядами. Кажущаяся ширина этих элементов в облаках на небесном своде $1—5^\circ$. 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 также указывает на строение высоко-кучевых облаков из очень мелких однородных капелек. При низких температурах они переохлаждены.

5. Высоко-слоистые облака 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.

6. Слоисто-дождевые облака 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.

7. Слоисто-кучевые облака в нижнем ярусе представляют собой гряды или слои серых или беловатых облаков, почти всегда имеющие 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.

8. Слоистые облака 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 представляются в виде разорванных клочьев; тогда их называют разорванно-слоистыми.

9. Кучевые облака — 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 клубообразный 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. Облака часто 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 водность облаков велика, из них вследствие взаимного слияния капель могут выпадать небольшие дожди.

10. Кучево-дождевые облака 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 перистообразную 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, которые будут подробнее рассмотрены в последующем. 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).

Облака конвекции (кучевообразные). Различия в структуре и во внешнем виде облаков объясняются различиями в условиях их возникновения (рисунок 2). Поэтому облака можно разделить на несколько генетических типов.

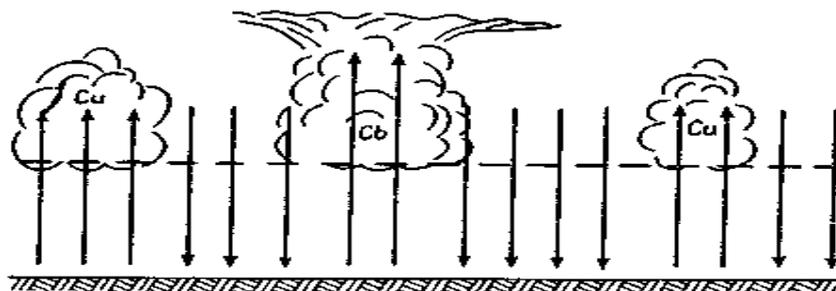


Рисунок 2- Схема возникновения облаков конвекции

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

В неустойчивых воздушных массах (холодных, а летом над сушей также и местных) облакообразование связано с сильно развитой конвекцией при неустойчивой стратификации. В результате адиабатического охлаждения воздуха в восходящих токах и возникают облака конвекции (рис. 1). 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.

Процессы образования определяют и характерный внешний вид облаков, позволяющий назвать их кучевообразными. По международной классификации это прежде всего кучевые облака, которые при последующем развитии могут превратиться в кучево-дождевые. Превращение заключается в появлении ледяных кристаллов в верхних частях облаков, или, как говорят, в оледенении

вершин облаков. Внешне это выражается в потере клубообразного характера вершин, в появлении в них волокнистой структуры. Именно этот процесс приводит к выпадению ливневых осадков из кучево-дождевых облаков, тогда как кучевые облака, как правило, осадков не дают.

Кучево-дождевые облака даже в умеренных широтах могут в отдельных случаях достигать высоты 13 км и проникать в стратосферу. В тропиках они могут развиваться по вертикали даже выше 15 км. Поперечники кучево-дождевых облаков достигают 15—20 км; при этом облака состоят из отдельных ячеек, существование которых кратковременно: 20—30 минут.

Для сильного развития облаков конвекции очень важно, чтобы воздушная масса до значительной высоты обладала неустойчивостью стратификации. Это значит, что вертикальные градиенты температуры в ней до уровня конденсации (т. е. до уровня, где начинается облакообразование) должны быть выше сухоадиабатического или по крайней мере близкими к нему, а над уровнем конденсации — выше влажноадиабатического.

Температуры на уровне оледенения около -8 — -12° или еще ниже. До достижения этого уровня облако сохраняет капельную структуру, остается кучевым.

Слои с инверсиями температуры или даже с малыми вертикальными градиентами температуры задерживают распространение конвекции. Они так и называются задерживающими слоями. Когда кучевые облака в своем росте в высоту доходят до такого слоя, их дальнейшее развитие прекращается. Если же слой инверсии лежит низко, он может помешать и самому образованию облаков.

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 прогреваемой днем поверхностью почвы. В таких случаях облакообразование имеет особенно ярко выраженный суточный ход: облака получают наибольшее развитие в послеполуденные часы (часто с грозами, иногда с градом) и исчезают ночью. Менее резок, но все же существует суточный ход облаков конвекции в холодных массах.

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

Облака восходящего скольжения (слоистообразные). 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 захватывающее сотни километров. В основной своей части они имеют вид мощных облачных слоев, почему и называются слоистообразными (не смешивать со слоистыми облаками по международной классификации). Фронт отделяет пологий клин холодного воздуха от лежащего рядом с ним и над ним более теплого воздуха (рисунок 3). При этом, как правило, развивается восходящее движение теплого воздуха по холодному

клину.

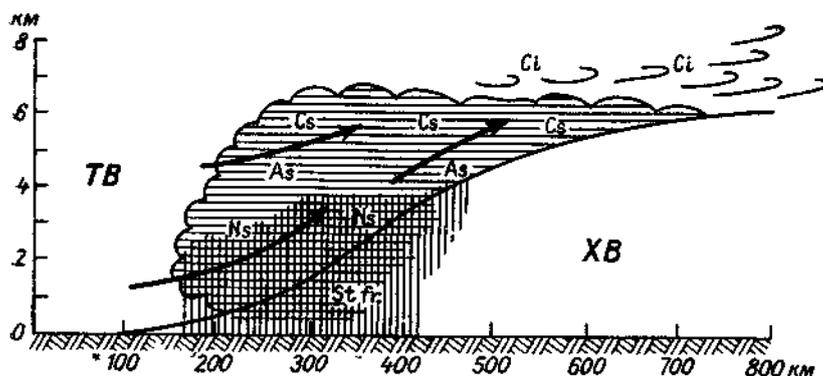


Рисунок 3- Схема возникновения облаков восходящего скольжения

Так как поверхность фронта очень пологая (тангенс ее угла наклона всего 0,01 или меньше), то в основном движение теплого воздуха представляет собой горизонтальный перенос. Но все же к этому горизонтальному переносу присоединяется небольшая вертикальная составляющая, порядка сантиметров или долей сантиметра в секунду, и это чрезвычайно важно. Медленное всплывание 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. Самая мощная часть системы вблизи линии фронта представляет собой слоисто- дождевые облака в несколько километров толщиной, например между уровнями 1—2 и 6—8 км. Дальше от линии фронта облака переходят в менее мощные высоко-слоистые, еще дальше — в перисто-слоистые, перед которыми наблюдаются гряды перистых уже на расстоянии многих сотен километров от линии фронта (рис. 5).

Осадки из высоко-слоистых облаков не достигают земной поверхности, по крайней мере летом. Но из слоисто-дождевых облаков выпадают обложные осадки полосой, ширина которой 200—300 км и более. Вместе с перемещением фронта перемещаются и связанные с ним облака и осадки. Появление на западном или южном горизонте вытянутых (сходящихся в перспективе) полос перистых облаков часто является предзнаменованием приближения теплого фронта с последующей более или менее мощной облачностью и осадками.

В случае холодного фронта получается, по существу, такая же облачная система. Отличие ее состоит в том, что облачная система холодного фронта более узкая, а в передней (наиболее мощной) части имеет характер кучево-дождевых облаков с ливневыми осадками, так как подъем теплого воздуха имеет здесь более бурный характер, чем в случае теплого фронта.

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, ее суточный и годовой ход. Степень покрытия небесного свода облаками называют облачностью. Облачность выражается в десятых долях покрытия неба. При облаках, полностью закрывающих небо, облачность обозначается числом 10, при совершенно ясном небе — числом 0. При выводе средних величин можно давать и десятые доли единицы. Так, например, 5,7 означает, что облака покрывают 57% небосвода.

Для службы погоды существует особый код облачности, где все степени покрытия неба укладываются в рубрики от 0 до 8, а цифрой 9 обозначаются условия, когда облачность нельзя видеть из-за темноты, тумана, пыльной бури и т. п.

Облачность обычно определяется наблюдателем на глаз. Но существуют для этого и приборы в виде выпуклого полусферического зеркала, отражающего весь небосвод и фотографируемого сверху, либо в виде фотокамеры с аналогичным объективом.

Принято по отдельности оценивать общее количество облаков (общую облачность) и количество нижних облаков (нижнюю облачность). Это существенно потому, что высокие, а отчасти и средние облака меньше затевают солнечный свет и менее важны в практическом отношении (для авиации, например). Дальше речь будет идти только об общей облачности.

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

Суточный ход облачности сложен и в большой степени зависит от родов облаков. Слоистые и слоисто-кучевые облака, связанные с выхолаживанием воздуха от земной поверхности и со сравнительно слабым турбулентным переносом водяного пара вверх, имеют максимум ночью и утром. Кучевообразные облака, связанные с неустойчивостью стратификации и хорошо выраженной конвекцией, напротив, возникают преимущественно в дневные часы и исчезают 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 (рис. 3). В тропиках весь год преобладает послеполуденный максимум, так как там важнейшим облакообразующим процессом является конвекция.

Для примера укажем, что в Вене в среднем за весь год максимумы облачности приходятся на 8 и 14 часов, а минимумы — на 12 и 22 часа. Полная амплитуда суточного хода в Вене 0,8, т. е. меньше одной десятой покрытия неба. В характерном морском климате она еще меньше.

На высокогорных станциях, особенно летом, минимум наблюдается ночью, когда облака располагаются низко, а максимум — после полудня, при развитии конвекции.

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. Европе максимум приходится на зиму, когда наиболее развита циклоническая деятельность с ее фронтальной облачностью, а минимум — на весну или лето, когда преобладают облака конвекции.

В Восточной Сибири и в Забайкалье, где зимой господствуют антициклоны, максимум приходится на лето или осень, а минимум — на зиму.

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.

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.

В тропиках, в областях пассатов, максимум облачности приходится на лето, а минимум на зиму.

Контрольные вопросы:

1. Что вы знаете об испарении и насыщении?
2. Географическое распределение испаряемости и испарения.
3. Опишите характеристики влажности.
4. Суточный и годовой ход упругости пара.
5. Расскажите о географическом распределении влажности воздуха.
6. Конденсация в атмосфере.
7. Расскажите о ядрах конденсации.
8. Облака.
9. Микроструктура и водность облаков.
10. Охарактеризуйте международную классификацию облаков.
11. Опишите основные рода облаков.
12. Что собой представляют облака конвекции (кучевообразные)?
13. Расскажите об облаках восходящего скольжения (слоистообразные).
14. Облачность, ее суточный и годовой ход.

5 Радиация в атмосфере

Цель: Ознакомиться с явлениями радиации в атмосфере.

План:

- 5.1 О радиации вообще. Лучистое и тепловое равновесие Земли.
- 5.2 Спектральный состав солнечной радиации. Интенсивность прямой солнечной радиации
- 5.3 Изменения солнечной радиации в атмосфере и на земной поверхности
- 5.4 Поглощение солнечной радиации в атмосфере. Рассеяние солнечной радиации в атмосфере
- 5.5 Явления, связанные с рассеянием радиации. Сумерки и заря.
Видимость
- 5.6 Результаты измерений прямой солнечной радиации. Результаты измерений рассеянной радиации. Суммарная радиация
- 5.7 Отражение солнечной радиации. Поглощенная радиация. Альbedo Земли
- 5.8 Излучение земной поверхности. Встречное излучение. Эффективное излучение
- 5.9 Радиационный баланс земной поверхности. Излучение в мировое пространство
- 5.10 Методы измерения радиации. Распределение радиации «на границе атмосферы»
- 5.11 Зональное распределение солнечной радиации у земной поверхности
- 5.12 Географическое распределение суммарной радиации. Географическое распределение радиационного баланса

5.1 О радиации вообще. Лучистое и тепловое равновесие Земли.

О радиации вообще. Электромагнитная радиация, в дальнейшем называемая здесь просто радиацией или излучением, есть форма материи, отличная от вещества. Частным случаем ее является видимый свет; но к ней относятся также и невоспринимаемые глазом гамма-лучи, рентгеновы, ультрафиолетовые, инфракрасные лучи, радиоволны.

Радиация распространяется по всем направлениям от источника радиации, излучателя, в виде электромагнитных волн со скоростью, очень близкой к 300 000 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 микронов до тысячных долей микрона, т. е. от десятых до миллионных долей миллиметра. Еще короче волны рентгенова излучения и гамма-излучения, не являющихся температурными (они связаны с внутриядерными процессами).

Длины волн радиации измеряют с большой точностью, и потому удобно выражать их в единицах значительно меньших, чем микрон. Это *миллимикрон* (*ммк*) — тысячная доля микрона и *ангстрем* (*А*) — десятитысячная доля микрона. Например, длину волны $0,5937 \text{ мк}$ можно еще написать: $593,7 \text{ ммк}$ или 5937 А .

Температурную радиацию с длинами волн от $0,002$ до $0,4 \text{ мк}$ называют ультрафиолетовой. Она невидима, т. е. не воспринимается глазом. Радиация от $0,40$ до $0,75 \text{ мк}$ — это видимый свет, воспринимаемый глазом. Свет с длиной волны около $0,40 \text{ мк}$ — фиолетовый, с длиной волны около $0,75 \text{ мк}$ — красный. На промежуточные длины волн приходится свет всех цветов спектра. Радиация с длинами волн больше $0,75 \text{ мк}$ и до нескольких сотен микронов 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 мк* . Она включает, кроме видимого света, еще ближайшую к нему по длинам волн ультрафиолетовую и инфракрасную радиацию. Солнечная радиация на 99% является такой коротковолновой радиацией. *К длинноволновой радиации относят радиацию земной поверхности и атмосферы с длинами волн от 4 до $100\text{--}120 \text{ мк}$* .

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 его радиацию и само излучает

максимум радиации, возможный при данной температуре. Однако с определенными поправками они применимы ко всем вообще телам.

Некоторые вещества в особом состоянии излучают радиацию в большем количестве и в другом диапазоне длин волн, чем это следует по их температуре. Таким образом, возможно, например, 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, между прочим, полярные сияния и свечение ночного неба.

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

Ниже 90 км корпускулярная радиация в атмосферу почти не проникает.

Дальше в этой главе говорится исключительно о температурной радиации.

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

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

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

Опыт показывает, что средние годовые температуры земной поверхности и атмосферы в любой точке Земли мало меняются от года к году. За историческое время в этих весьма ограниченных изменениях, по-видимому, не было никакой определенной направленности; были лишь колебания около средних значений. Таким образом, если рассматривать Землю за более или менее длительные многолетние промежутки времени, то можно сказать, что она находится в

тепловом равновесии: приход тепла уравнивается его потерей. Но так как Земля (с атмосферой) получает тепло, поглощая солнечную радиацию, и теряет тепло путем собственного излучения, то можно заключить, что она находится и в лучистом равновесии: приток радиации к ней уравнивается отдачей радиации в мировое пространство.

5.2 Спектральный состав солнечной радиации. Интенсивность прямой солнечной радиации

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

Видимый свет занимает узкий интервал длин волн, всего от 0,40 до 0,75 мк. Однако в этом интервале заключается почти половина всей солнечной лучистой энергии (46%). Почти столько же (47%) приходится на инфракрасные лучи, а остальные 7% — на ультрафиолетовые.

Распределение энергии в спектре солнечной радиации до поступления ее в атмосферу можно приближенно найти путем экстраполяции результатов наземных наблюдений. В последнее время важные результаты получены также с помощью ракет и спутников (рисунок 4).

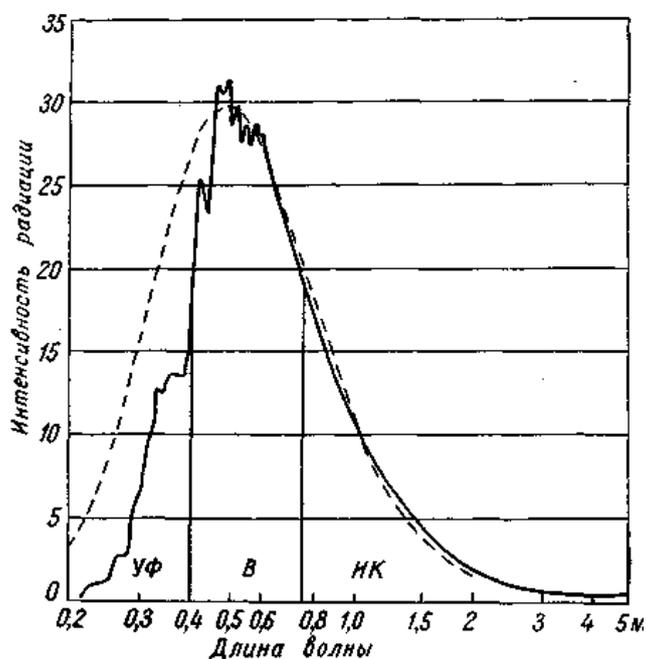


Рисунок 4- Распределение лучистой энергии в спектре солнечной радиации до поступления в атмосферу (сплошная линия) и в спектре абсолютно черного тела при температуре 6000° (прерывистая линия). Области спектра: УФ — ультрафиолетовая, В — видимая, ИК — инфракрасная. Интенсивность радиации дана в 10^{-3} кал/см² мин. для интервала длин волн 0,01 мк.

Это распределение (рисунок 5) достаточно близко к теоретически полученному распределению энергии в спектре абсолютно черного тела при температуре 6000° . Максимум лучистой энергии приходится при этом в солнечном спектре, как и в спектре абсолютно черного тела, на волны с длинами около $0,47 \text{ мк}$, т. е. на зелено-голубые лучи видимой части спектра. Однако в ультрафиолетовой части солнечного спектра энергия существенно меньше, чем в ультрафиолетовой части спектра абсолютно черного тела при температуре 6000° К .

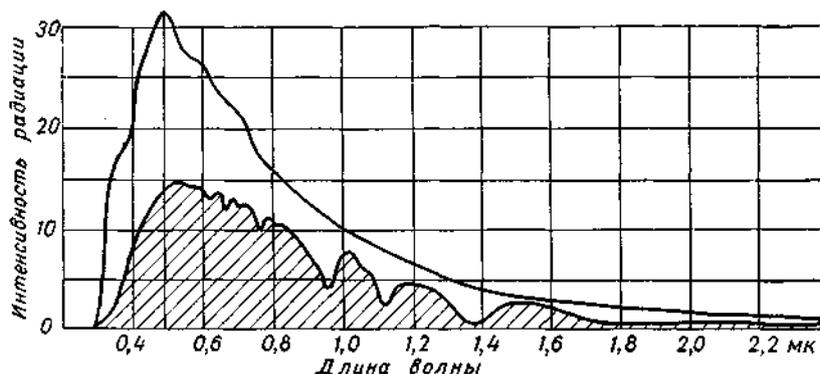


Рисунок 5- Распределение лучистой энергии в спектре солнечной радиации на границе атмосферы (верхняя кривая) и у земной поверхности (нижняя кривая) при высоте солнца 35° . Интенсивность радиации дана в $10^{-3} \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$ для интервала длин волн $0,01 \text{ мк}$.

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

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

Приток прямой солнечной радиации на земную поверхность или на любой вышележащий уровень в атмосфере характеризуется *интенсивностью радиации I* , т. е. количеством лучистой энергии, поступающим за единицу времени (одну минуту) на единицу площади (один квадратный сантиметр), перпендикулярной к солнечным лучам. Эту величину называют еще потоком радиации, а также плотностью потока радиации. Мы сохраним здесь традиционное для нее в метеорологии и более удобное название интенсивности радиации.

Приток прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность часто называют инсоляцией, хотя этот термин применяется и в более общем

значении.

Все виды энергии взаимно эквивалентны. Поэтому лучистую энергию можно выразить в единицах любого вида энергии, например в тепловых или механических. Естественно выражать ее в тепловых единицах, потому что измерительные приборы основаны на тепловом действии радиации: лучистая энергия, почти полностью поглощаемая в приборе, переходит в тепло, которое и измеряется. Таким образом, интенсивность прямой солнечной радиации будет выражаться *в калориях на квадратный сантиметр в минуту (кал/см²мин)*. Интенсивность радиации для определенной длины волны λ (вернее, для узкого участка спектра около длины волны λ) будет дальше обозначаться I_λ . Калория на квадратный сантиметр (кал/см²) носит еще название ланглей.

5.3 Изменения солнечной радиации в атмосфере и на земной поверхности

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

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

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

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 $1,5 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$. В горах, на высотах порядка 4-5 км, наблюдалась интенсивность до $1,7 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$ и более. По мере приближения солнца к горизонту и увеличения толщи воздуха, проходимой солнечными лучами, интенсивность прямой радиации все более убывает.

5.4 Поглощение солнечной радиации в атмосфере. Рассеяние солнечной радиации в атмосфере

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

Азот поглощает радиацию только очень малых длин волн в ультрафиолетовой части спектра. Энергия солнечной радиации в этом участке спектра совершенно ничтожна, и потому поглощение азотом практически не отражается на 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. 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 мк.*

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, т. е. облака и твердые частички, взвешенные в атмосфере.

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

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

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

Около 25% энергии общего потока солнечной радиации превращается в атмосфере в рассеянную радиацию. Правда, значительная доля рассеянной радиации ($\frac{2}{3}$ ее) также приходит к земной поверхности. Но это будет уже особый вид радиации, существенно отличный от прямой радиации.

Во-первых, рассеянная радиация приходит к земной поверхности не от солнечного диска, а от всего небесного свода. Поэтому приходится измерять ее приток на горизонтальную поверхность. Интенсивностью рассеянной радиации мы будем называть ее приток в калориях на один квадратный сантиметр горизонтальной поверхности в минуту.

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

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

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

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

5.5 Явления, связанные с рассеянием радиации. Сумерки и заря.

Видимость

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. 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 помутняющих примесей более крупных размеров, чем молекулы воздуха, тем больше доля длинноволновых лучей в спектре солнечной радиации и тем белесоватее становится окраска небесного свода.

Частицами тумана, облаков и крупной пыли, диаметром больше 1,2 мк, 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 поэтому же белыми.

Рассеяние меняет окраску прямого солнечного света. Вследствие рассеяния особенно понижается энергия наиболее коротковолновых солнечных лучей видимой части спектра — синих и фиолетовых; поэтому «ущелеший» 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. В 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 белее прямого солнечного света.

Сумерки и заря. 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.

Так называемые *астрономические сумерки* продолжаются вечером до тех пор, пока солнце не зайдет под горизонт на 18° ; к этому моменту становится настолько темно, что различимы самые слабые звезды. Утренние сумерки начинаются с момента, когда солнце имеет такое же положение под горизонтом. Первая, часть вечерних 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 под горизонт вовсе или опускаться очень неглубоко. Если солнце опускается под горизонт менее

чем на 18° , то полной темноты вообще не наступает и вечерние сумерки сливаются с утренними. Это явление называют *белыми ночами*.

Сумерки сопровождаются красивыми, иногда очень эффектными изменениями окраски небесного свода в стороне солнца. Эти изменения начинаются еще до захода или продолжаются после восхода солнца. Они имеют довольно закономерный характер и носят название *зари*. Характерные цвета зари — пурпурный и желтый; но интенсивность и разнообразие цветовых оттенков зари 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.

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

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

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

В очень чистом воздухе, например арктического происхождения, дальность видимости может достигать сотен километров.

Рассеяние света в таком воздухе производится преимущественно молекулами атмосферных газов. В воздухе, содержащем много пыли или продуктов конденсации, дальность видимости может понижаться до 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.

5.6 Результаты измерений прямой солнечной радиации. Результаты измерений рассеянной радиации. Суммарная радиация

Результаты измерений прямой солнечной радиации. При неизменной прозрачности атмосферы интенсивность прямой солнечной радиации зависит от оптической массы атмосферы, т. е. в конечном счете от высоты солнца. Поэтому в течение дня солнечная радиация должна сначала быстро, потом медленнее нарастать от восхода солнца до полудня и сначала медленно, потом быстро убывать от полудня до захода солнца.

Но прозрачность атмосферы в течение дня меняется в некоторых пределах. Поэтому кривая дневного хода радиации даже в совершенно безоблачный день обнаруживает некоторые неправильности.

Однако в средних выводах нерегулярности отдельных суточных кривых сглаживаются, и изменение радиации в течение дня представляется более равномерным. Приводим для примера осредненный за 20-летний период дневной ход интенсивности прямой солнечной радиации в Павловске (под Ленинградом) в январе и в июле (рисунок 6). На рисунке приведен также дневной ход инсоляции *горизонтальной* поверхности.

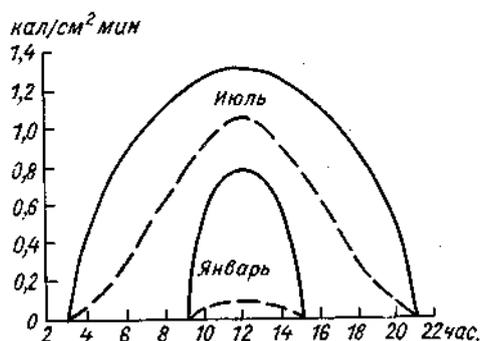


Рисунок 6- Дневной ход интенсивности прямой солнечной радиации в Павловске в январе и в июле.

Сплошные линии — на поверхность, перпендикулярную к лучам, прерывистые линии — на горизонтальную поверхность.

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

Средняя полуденная интенсивность в Павловске в декабре 0,79, в апреле и в мае 1,26, в июне 1,21 и в июле 1,22 *ккал/см² мин*. Влияние поглощения водяным паром на интенсивность прямой радиации хорошо видно на примере

Павловска. При одной и той же высоте солнца над горизонтом (30°) интенсивность радиации так убывает с возрастанием абсолютной влажности a (в граммах на кубический метр воздуха):

$a \text{ г/м}^3$	2,8	4,8	6,4	8,7	11,6
$I \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$	1,35	1,25	1,15	1,05	0,95

Максимальные значения интенсивности прямой радиации для некоторых пунктов СНГ таковы (в $\text{кал/см}^2 \text{ мин}$): Бухта Тикси 1,30, Павловск 1,43, Иркутск 1,47, Москва 1,48, Курск 1,51, Тбилиси 1,51, Владивосток 1,46, Ташкент 1,52.

Из этих данных видно, что максимальные значения интенсивности радиации очень мало растут с убыванием географической широты, несмотря на рост высоты солнца. Это объясняется увеличением влагосодержания, а отчасти и запылением воздуха в южных широтах. На экваторе максимальные значения радиации не очень превышают летние максимумы умеренных широт. В сухом воздухе субтропических пустынь (Сахара) наблюдались, однако, значения до $1,58 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$.

С высотой над уровнем моря максимальные значения радиации возрастают вследствие уменьшения оптической массы атмосферы при той же высоте солнца. На каждые 100 м высоты интенсивность радиации в тропосфере увеличивается на $0,01\text{--}0,02 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$. Мы уже говорили, что максимальные значения интенсивности радиации, наблюдающиеся в горах, достигают $1,7 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$ и более.

Результаты измерений рассеянной радиации. Интенсивность *рассеянной* радиации, измеряемая, как сказано выше, 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, т. е. увеличение числа помутняющих частиц в атмосфере, не уменьшает, а *увеличивает* рассеянную радиацию. Кроме того, рассеянная радиация в очень широких пределах меняется в зависимости от облачности; радиация, отраженная облаками, также частично рассеивается, в связи с чем общая 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 $0,1 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$. Облачность увеличивает эту величину в 3—4 раза.

В Павловске полуденное значение интенсивности рассеянной радиации 1 июня в среднем составляет $0,25 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$, а 1 декабря при низком солнце — только $0,04 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$. Максимальная интенсивность рассеянной радиации в Павловске $0,69 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$. В Арктике, при сравнительно тонких облаках и снежном покрове, рассеянная радиация летом может достигать $1 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$. 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.

Суммарная радиация. *Всю солнечную радиацию, приходящую к земной поверхности, прямую и рассеянную вместе, называют суммарной радиацией.* Под интенсивностью суммарной радиации будем понимать приток ее энергии за одну минуту на один квадратный сантиметр горизонтальной поверхности, помещенной под открытым небом и незатененной от прямых солнечных лучей.

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

Полуденные значения суммарной радиации в летние месяцы под Москвой при безоблачном небе в среднем $1,12 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$, при солнце и облаках $1,15$, при сплошной облачности $0,37 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$.

5.7 Отражение солнечной радиации. Поглощенная радиация.

Альbedo Земли

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 альbedo поверхности.* Это отношение выражается в процентах.

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

Альbedo поверхности почвы в общем заключается в пределах 10-30%; в случае влажного чернозема оно снижается до 5%, а в случае сухого светлого песка может повышаться до 40%. С возрастанием влажности почвы альbedo снижается. Альbedo растительного покрова — леса, луга, поля — заключается в пределах 10—25%. Для свежеснеженного снега альbedo 80—90%, для давно лежащего снега — около 50% и ниже. Альbedo гладкой водной поверхности для прямой радиации меняется от нескольких процентов при высоком солнце

до 70% при низком солнце; оно зависит также от волнения. Для рассеянной радиации альbedo водных поверхностей 5—10%. В среднем альbedo поверхности мирового океана 5—20%. Альbedo верхней поверхности облаков — от нескольких процентов до 70—80% в зависимости от типа и мощности облачного покрова; в среднем же оно 50-60%. Приведенные числа относятся к отражению солнечной радиации не только видимой, но во всем ее спектре. Кроме того, фотометрическими средствами измеряют альbedo только для видимой радиации, которое, конечно, может несколько отличаться по величине от альbedo для всего потока радиации.

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 альbedo Земли или просто альbedo Земли.*

Планетарное альbedo Земли оценивается в 35-40%; по-видимому, оно ближе к 35%. Основную часть планетарного альbedo Земли составляет отражение солнечной радиации облаками.

5.8 Излучение земной поверхности. Встречное излучение. Эффективное излучение

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

Абсолютные температуры земной поверхности заключаются между 180 и 350°. При таких температурах испускаемая радиация практически заключается в пределах 4-120 мк, а максимум ее энергии приходится на длины волн 10-15 мк. 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*; встречным потому, что оно направлено навстречу собственному излучению земной поверхности. Земная поверхность поглощает это встречное излучение почти целиком (на 90-99%). 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 (на каждый квадратный сантиметр площади горизонтальной земной поверхности в одну минуту) порядка 0,3—0,4 кал, на горных станциях — порядка 0,1—0,2 кал. 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 0,5—0,6 $\text{кал}/\text{см}^2 \text{ мин}$ в среднем годовом, а к полярным широтам убывает до 0,3 $\text{кал}/\text{см}^2 \text{ мин}$.

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 мк , за исключением интервала между 8,5 и 11 мк . При среднем содержании водяного пара в атмосфере радиация с длинами волн от 5,5 до 7,0 мк и более поглощается почти полностью, радиация других длин волн — частично, и только в интервале 8,5—11 мк земное излучение проходит сквозь атмосферу в мировое пространство.

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

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*.

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

Интенсивность эффективного излучения в ясные ночи составляет около 0,10—0,15 $\text{кал}/\text{см}^2 \text{ мин}$ на равнинных станциях умеренных широт и до 0,20 $\text{кал}/\text{см}^2 \text{ мин}$ на высокогорных станциях (где встречное излучение меньше). С возрастанием облачности, увеличивающей встречное излучение, эффективное излучение убывает. В облачную погоду оно гораздо меньше, чем в ясную; стало быть, меньше и ночное охлаждение земной поверхности.

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

В общем 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.

5.9 Радиационный баланс земной поверхности. Излучение в мировое пространство

Радиационный баланс земной поверхности. Разность между поглощенной радиацией и эффективным излучением

$$R = (I \sin h + i)(1 - A) - E_e \quad (3)$$

называют *радиационным балансом земной поверхности*. Другое ее название — остаточная радиация.

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

Средние полуденные значения радиационного баланса в Ленинграде летом при облачности менее 7/10 покрытия неба — около 0,7—0,8 кал/см² мин. При облачности от 7/10 до полной наблюдаются и очень высокие (до 1,0 кал/см² мин), и очень низкие (до 0,1 кал/см² мин) значения.

Излучение в мировое пространство. Излучение земной поверхности в большей части поглощается в атмосфере и лишь в интервале длин волн 8,5—11 мк проходит сквозь атмосферу в мировое пространство. Это уходящее вовне количество составляет *всего около 10 единиц*, если принять приток солнечной радиации на границу атмосферы за 100 единиц. Но, кроме того, *сама*

атмосфера излучает в мировое пространство около 55 единиц, т. е. в несколько раз больше, чем земная поверхность.

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

Длинноволновое излучение земной поверхности и атмосферы, уходящее в космос, называется уходящей радиацией. Оно составляет около 65 единиц, если за 100 единиц принять приток солнечной радиации в атмосферу. Вместе с отраженной и рассеянной коротковолновой солнечной радиацией, выходящей за пределы атмосферы в количестве около 35 единиц (см. в параграфе 17 о планетарном альбедо Земли), эта уходящая радиация компенсирует приток солнечной радиации к Земле. *Таким образом, Земля вместе с атмосферой теряет столько же радиации, сколько и получает, т. е. находится в состоянии лучистого (радиационного) равновесия.*

5.10 Методы измерения радиации. Распределение радиации «на границе атмосферы»

Методы измерения радиации. Для измерения интенсивности прямой и рассеянной солнечной радиации и эффективного излучения (а также альбедо, освещенности и пр.) существует много приборов как с визуальными отсчетами, так и с автоматической регистрацией. Ограничимся здесь указанием на общие принципы их построения.

Приборы для измерения прямой солнечной радиации называют *пиргелиометрами* и *актинометрами*, для измерения рассеянной радиации — *пиранометрами*, для измерения эффективного излучения — *пиргеометрами*, для измерения радиационного баланса — *балансомерами*. Названия самопишущих приборов оканчиваются на «граф» (актинограф, пиранограф).

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

В компенсационном пиргелиометре Ангстрема зачерненная металлическая пластинка выставляется на солнце, а другая такая же пластинка оставляется в тени. Между пластинками возникает разность температур. Эта разность температур передается спаям термоэлемента, приклеенным (с изоляцией) к пластинкам, и тем самым возбуждает термоэлектрический ток.

Через затененную пластинку пропускается ток от батареи, пока пластинка не нагреется до той же температуры, до которой нагрелась солнечными лучами первая пластинка; тогда термоэлектрический ток исчезает. По силе пропущенного «компенсирующего» тока можно определить с помощью закона Джоуля—Ленца количество тепла, полученное второй пластинкой. Оно равно количеству тепла, полученному от солнца первой пластинкой. Отсюда можно определить интенсивность солнечной радиации. Есть и другие типы пиргелиометров.

В биметаллическом актинометре Михельсона применяется маленькая и тонкая биметаллическая пластинка, например из меди и платины. Нагреваясь под действием радиации, она изгибается вследствие различия коэффициентов расширения металлов. По величине этого изгиба заключают об интенсивности радиации. Для этого прибор нужно проградуировать путем сравнения с абсолютным пиргелиометром, например Ангстрема, т. е. найти его переводный множитель. Применяя фильтры из цветного стекла, можно измерять интенсивность радиации в различных участках спектра.

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

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

В пиргеометре используется то обстоятельство, что эффективное излучение блестящих (никелированных) металлических пластинок очень мало по сравнению с излучением зачерненных пластинок. Когда прибор выставляют ночью под открытым небом, зачерненные пластинки в нем принимают более низкую температуру, чем блестящие. По этой разности температур (точнее, по силе возбужденного ею термоэлектрического тока или же компенсационным методом, как в пиргелиометре Ангстрема) определяют эффективное излучение черных пластинок, которое отождествляют с эффективным излучением земной поверхности.

Радиационный баланс определяется балансомером, в котором одна

зачерненная приемная пластинка направлена вверх, к небу, а другая — вниз, к земной поверхности. Разница в нагревании пластинок позволяет определить величину радиационного баланса. Ночью она равна величине эффективного излучения.

Для автоматической регистрации измерений термоэлектрический ток, возникающий в актинометре, пиранометре, пиргеометре, подают на самопишущий гальванометр (гальванограф). Изменения силы тока, таким образом, записываются на движущейся бумажной ленте. При этом актинометр должен автоматически вращаться так, чтобы его приемная часть следовала за солнцем, а пиранометр должен быть всегда затенен от прямой радиации особой кольцевой защитой.

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

Из параграфа 5 нам известно, как меняется в течение года солнечная постоянная и, стало быть, количество радиации, приходящее к Земле. Если определять солнечную постоянную для фактического расстояния Земли от Солнца, то при среднем годовом значении $1,98 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$ она будет равна $2,05 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$ в январе и $1,91 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$ в июле.

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

Количество радиации, получаемое за сутки на границе атмосферы, зависит от времени года и широты места. Под каждой широтой время года определяет продолжительность дневной части суток и, стало быть, продолжительность притока радиации. Но под разными широтами продолжительность дневной части суток в одно и то же время разная. По-разному меняется она и в течение года (рисунок 7).

На полюсе солнце летом не заходит вовсе, а зимой не восходит в течение 6 месяцев. Между полюсом и полярным кругом солнце летом не заходит, а зимой не восходит в течение периода от полугода до одних суток. На экваторе дневная часть суток всегда продолжается 12 часов. От полярного круга до экватора дневное время суток летом убывает и зимой возрастает.

Но приток солнечной радиации на горизонтальную поверхность зависит не только от продолжительности дня, а еще и от высоты солнца. Количество радиации, приходящее на границе атмосферы на единицу горизонтальной поверхности, пропорционально синусу высоты солнца. А высота солнца не

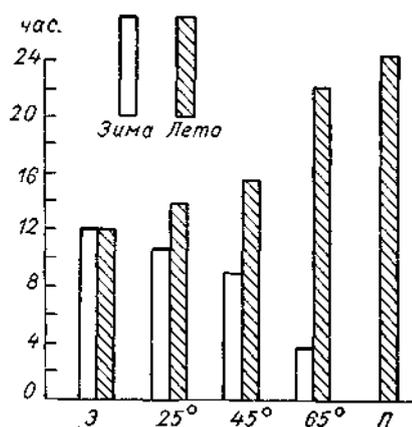


Рисунок 7- Продолжительность дневной части суток в самый короткий зимний и в самый длинный летний день под разными широтами

только меняется в каждом месте в течение дня, но зависит и от времени года. Максимальная (в полдень) высота солнца в день летнего солнцестояния равна $90^\circ - \varphi + 23,5^\circ$, где φ — широта места. Наименьшая высота солнца — в день зимнего солнцестояния: $90^\circ - \varphi - 23,5^\circ$; в дни равноденствий высота солнца равна $90^\circ - \varphi$. Таким образом, высота солнца на экваторе меняется в течение года от 90 до $66,5^\circ$, на тропиках — от 90 до 43° , на полярных кругах — от 47 до 0° и на полюсах от $23,5$ до 0° .

Итак, шарообразность Земли и наклон плоскости экватора к плоскости эклиптики ($23,5^\circ$) создают сложное распределение притока радиации по широтам на границе атмосферы и его изменения в течение года. Поскольку это распределение зависит лишь от астрономических факторов, его можно рассчитать по точным формулам (здесь они не приводятся), приняв известную величину солнечной постоянной. На основании таких расчетов на рис. 15 представлен приход радиации в северном полушарии на границе атмосферы в *килограмм-калориях* на каждый квадратный сантиметр горизонтальной поверхности за год и за каждое полугодие. Из рисунка 8 видно, что за год количество приходящей солнечной радиации меняется от 318 ккал на экваторе до 133 ккал на полюсе.

Зимой приток радиации очень быстро убывает от экватора к полюсу, летом — гораздо медленнее. При этом максимум летом наблюдается на тропике, а от тропика к экватору приток радиации несколько убывает. Малая разница в притоке радиации между тропическими и полярными широтами летом объясняется тем, что хотя высоты солнца в полярных широтах летом ниже, чем в тропиках, но зато велика продолжительность дня. В день летнего солнцестояния полюс поэтому получал бы в отсутствии атмосферы больше радиации, чем экватор. Однако у земной поверхности в результате ослабления радиации атмосферой, отражения ее облачностью и пр. летний приток радиации в полярных широтах существенно меньше, чем в более низких широтах.

Расчеты показывают, что на верхней границе атмосферы вне тропиков имеется в годовом ходе один максимум радиации, приходящийся на время летнего солнцестояния, и один минимум, приходящийся на время зимнего

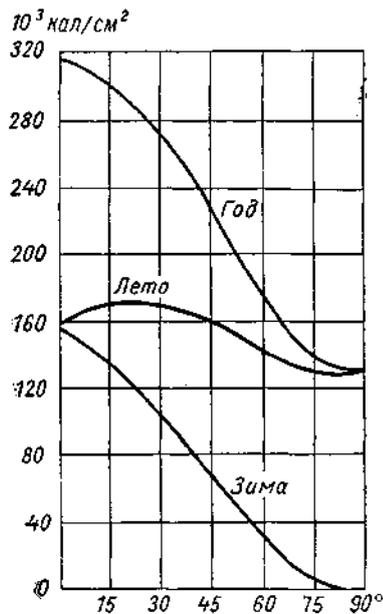


Рисунок 8- Приток солнечной радиации на горизонтальную поверхность в отсутствии атмосферы (в $ккал/см^2$) в зимнее и летнее полугодия и за весь год в зависимости от географической широты

солнцестояния. Но между тропиками приток радиации имеет два максимума в году, приходящиеся на те сроки, когда солнце достигает наибольшей полуденной высоты. На экваторе это будет в дни равноденствий, в других внутритропических широтах — после весеннего и перед осенним равноденствием, отодвигаясь тем больше от сроков равноденствий, чем больше широта. Амплитуда годового хода на экваторе мала, внутри тропиков невелика; в умеренных и высоких широтах она значительно больше.

5.11 Зональное распределение солнечной радиации у земной поверхности

Мы проанализировали распределение радиации на границе атмосферы. До земной поверхности она доходит ослабленной атмосферным поглощением и рассеянием. Кроме того, в атмосфере всегда есть облака, и прямая солнечная радиация часто вообще не достигает земной поверхности, поглощаясь, рассеиваясь и отражаясь обратно облаками. Облачность может уменьшать приток прямой радиации в широких пределах. Например, в Ташкенте, в зоне пустыни, в малооблачном августе теряется вследствие наличия облаков всего 20% прямой солнечной радиации. Но во Владивостоке с его муссонным климатом потеря прямой радиации вследствие облачности летом составляет 75%. В Ленинграде, даже в среднем за год, облака не пропускают к земной поверхности 65% прямой радиации.

Итак, действительные количества прямой солнечной радиации, достигающие земной поверхности в течение того или иного времени, будут значительно меньше, чем количества, рассчитанные для границы атмосферы. Распределение же их по Земному шару будет более сложным, так как степень

прозрачности атмосферы и условия облачности весьма изменчивы в зависимости от географической обстановки.

В качестве второго приближения к действительным условиям можно принять среднее распределение солнечной радиации у земной поверхности по широтным зонам, как это сделано для северного полушария в приведенной таблице. Из таблицы можно видеть, что прямая радиация у земной поверхности весьма значительно уменьшена на пути сквозь атмосферу. При этом наибольший приток прямой радиации летом не в полярных широтах, как на границе атмосферы, а под $30\text{—}40^\circ$ широты. В полярных широтах слишком велико ослабление радиации вследствие небольших высот солнца. Весной и осенью максимум прямой радиации не у экватора, как на границе атмосферы, а на $10\text{—}20^\circ$ весной и на $20\text{—}30^\circ$ осенью: у экватора слишком велика облачность. Только зимой данного полушария приэкваториальная зона получает радиации на земную поверхность, так же как и на верхнюю границу атмосферы, больше, чем все другие зоны.

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

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

5.12 Географическое распределение суммарной радиации. Географическое распределение радиационного баланса

Географическое распределение суммарной радиации. Итак, рассмотрим распределение годовых и месячных количеств (сумм) *суммарной* радиации по Земному шару. Мы видим, что оно не вполне зонально: *изолинии* (т. е. линии равных величин) радиации на картах не совпадают с широтными кругами. Отклонения эти объясняются тем, что на распределение радиации по Земному шару оказывают влияние прозрачность атмосферы и облачность.

Годовые количества суммарной радиации (рисунок 9) составляют в тропических и субтропических широтах свыше 140 ккал/см^2 . Они особенно велики в малооблачных субтропических пустынях, а в северной Африке достигают $200\text{—}220 \text{ ккал/см}^2$. Зато над приэкваториальными лесными областями с их большой облачностью (над бассейнами Амазонки и Конго, над Индонезией) они снижены до $100\text{—}120 \text{ ккал/см}^2$. К более высоким широтам обоих полушарий годовые количества суммарной радиации убывают, достигая под 60° широты $60\text{—}80 \text{ ккал/см}^2$. Но затем они снова растут — мало в северном полушарии, но весьма значительно над малооблачной и снежной Антарктидой,

где в глубине материка они достигают 120—130 ккал/см^2 , т. е. величин, близких к тропическим и превышающих экваториальные.

Над океанами суммы радиации ниже, чем над сушей.

В *декабре* (рисунок 10) наибольшие суммы радиации, до 20—22 ккал/см^2 и даже выше, в пустынях южного полушария. Но в облачных районах у экватора они снижены до 8—12 ккал/см^2 . В зимнем северном полушарии радиация быстро убывает на север; к северу от 50-й параллели она менее 2 ккал/см^2 и несколько севернее полярного круга равна нулю. В летнем южном полушарии она убывает к югу до 10 ккал/см^2 и ниже в широтах 50—60°. Но затем она растет — до 20 ккал/см^2 у берегов Антарктиды и свыше 30 ккал/см^2 внутри Антарктиды, где она, таким образом, больше, чем летом в тропиках.

В *июне* (рисунок 11) наивысшие суммы радиации, свыше 22 ккал/см^2 , над северо-восточной Африкой, Аравией, Иранским нагорьем. До 20 ккал/см^2 и выше они в Средней Азии; значительно меньше, до 14 ккал/см^2 , в тропических частях материков южного полушария. В облачных приэкваториальных областях они, как и в декабре, снижены до 8—12 ккал/см^2 . В летнем северном полушарии суммы радиации убывают от субтропиков к северу медленно, а севернее 50° с. ш. возрастают, достигая 20 ккал/см^2 и более в Арктическом бассейне. В зимнем южном полушарии они быстро убывают к югу, до нуля за южным полярным кругом.

В *СНГ* годовые величины суммарной радиации меняются от 60 ккал/см^2 на Северной Земле до 160 ккал/см^2 на юге Туранской низменности и на Памире. Под одной и той же широтой они больше на Азиатской территории СССР, чем на Европейской (вследствие меньшей облачности), и особенно велики в малооблачной Средней Азии. Однако на Дальнем Востоке, где летом большая облачность, они уменьшены.

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

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

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

Вблизи экватора, при большой влажности и облачности, эффективное излучение около 30 ккал/см^2 в год на суше, как и на море. В направлении к высоким широтам оно растет, достигая под 60-й параллелью примерно 40—50 ккал/см^2 в год над океанами. На суше оно больше, особенно в сухих,

малооблачных и жарких тропических пустынях, где достигает 80 ккал/см^2 в год.

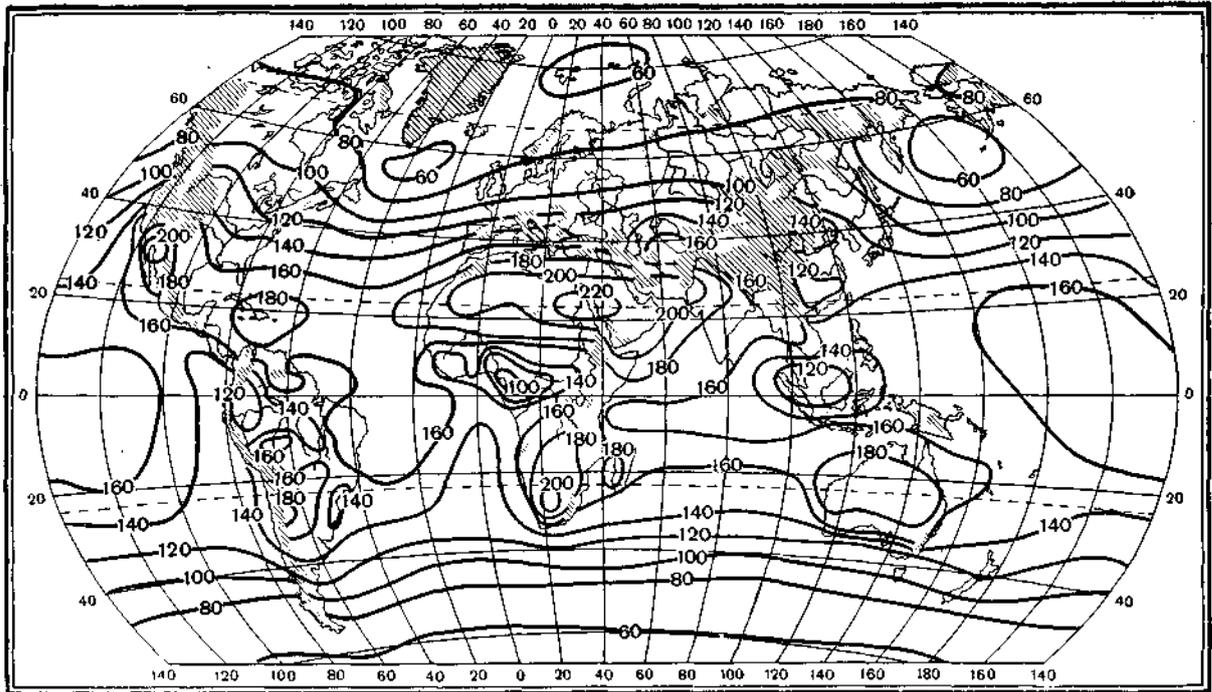


Рисунок 9- Суммарная радиация, год (в $\text{kcal/см}^2 \text{ год}$).

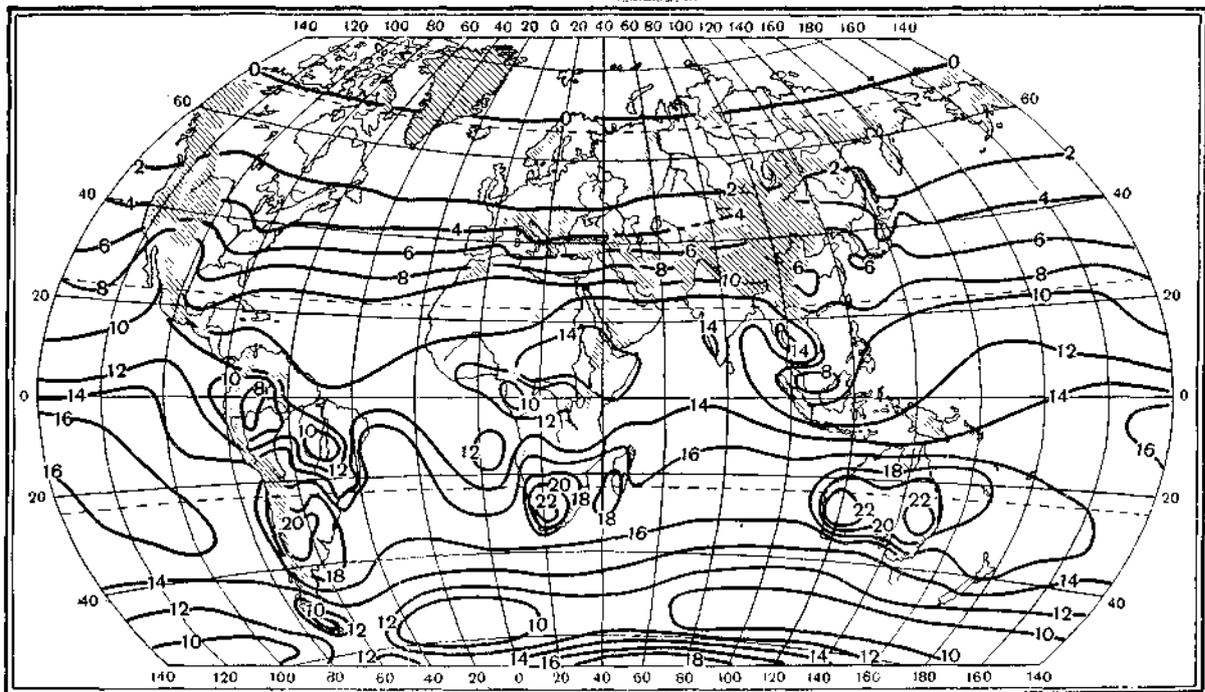


Рисунок 10- Суммарная радиация, декабрь (в $\text{kcal/см}^2 \text{ мес}$)

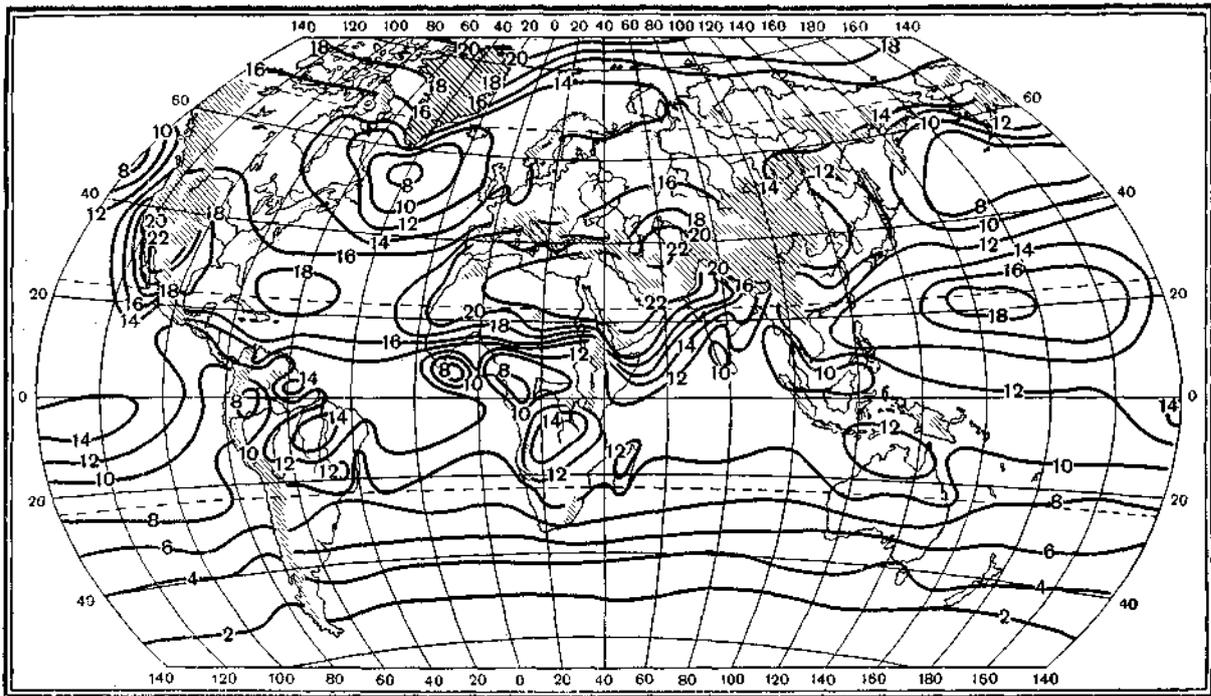


Рисунок 11- Суммарная радиация, июнь (в ккал/см² мес)

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

Таким образом, хотя для *земной поверхности* не существует равновесия в получении и отдаче радиации, но существует *тепловое равновесие*: приток тепла к земной поверхности как радиационными, так и нерадиационными путями равен его отдаче теми же способами.

Около 60-й параллели в обоих полушариях годовой радиационный баланс равен 20—30 ккал/см² (рисунок 12). Отсюда к более высоким широтам он уменьшается и на материке Антарктиды отрицателен: от —5 до —10 ккал/см². К низким широтам он возрастает: между 40° с. ш. и 40° ю. ш. годовые величины баланса свыше 60 ккал/см², а между 20° с. ш. и 20° ю. ш. — свыше 100 ккал/см². На океанах радиационный баланс больше, чем на суше в тех же широтах, так как океаны поглощают радиацию больше. Существенные отклонения от зонального распределения имеются еще в пустынях, где баланс понижен (в Сахаре, например, до 60 ккал/см²) вследствие большого

эффективного излучения в сухом и малооблачном воздухе. Баланс понижен также, но в меньшей мере, в районах с муссонным климатом, где в теплое время года облачность увеличена и, стало быть, поглощенная радиация уменьшена по сравнению с другими районами под той же широтой.

В *декабре* (рисунок 13) радиационный баланс отрицателен в значительной части зимнего северного полушария: нулевая изолиния проходит немного южнее 40° с. ш.

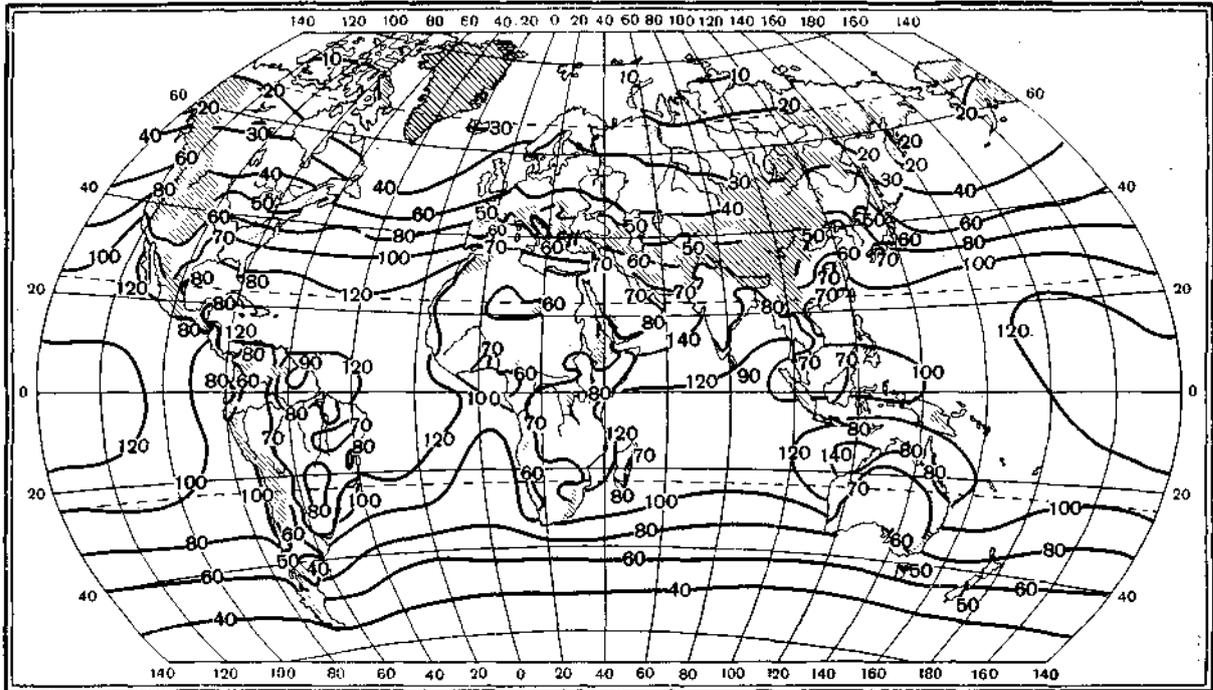


Рисунок 12- Радиационный баланс земной поверхности, год (в $\text{ккал}/\text{см}^2 \text{ год}$).

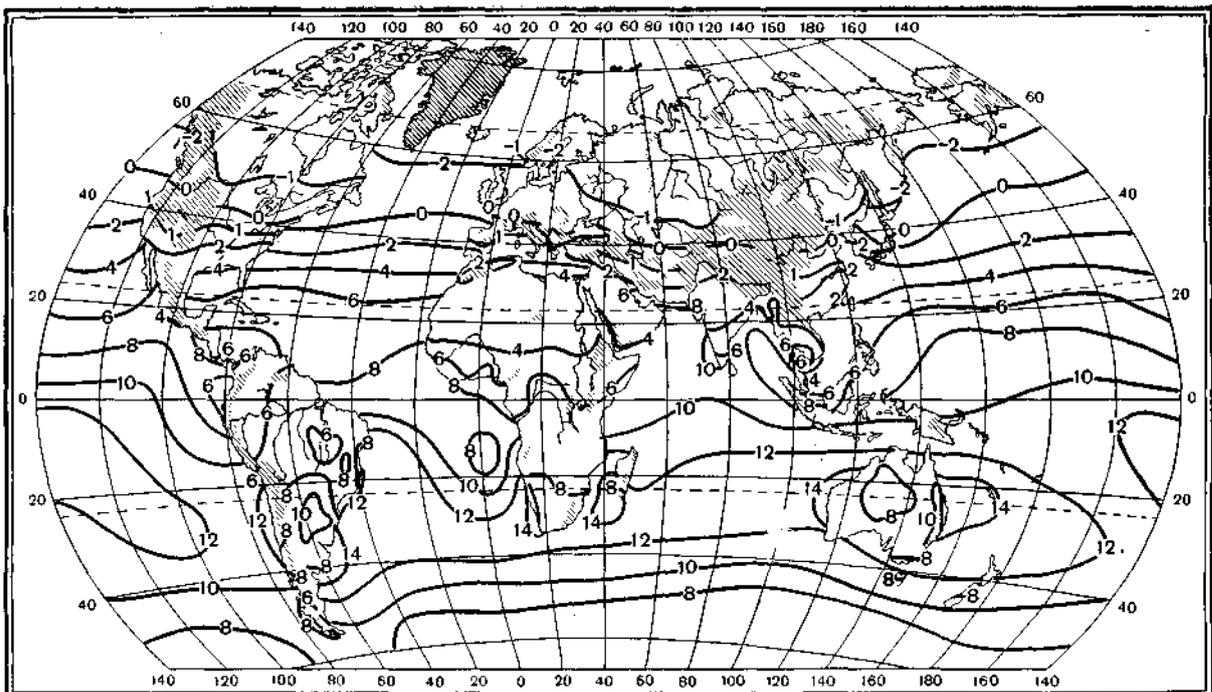


Рисунок 13- Радиационный баланс земной поверхности, декабрь (в $\text{ккал}/\text{см}^2 \text{ мес}$).

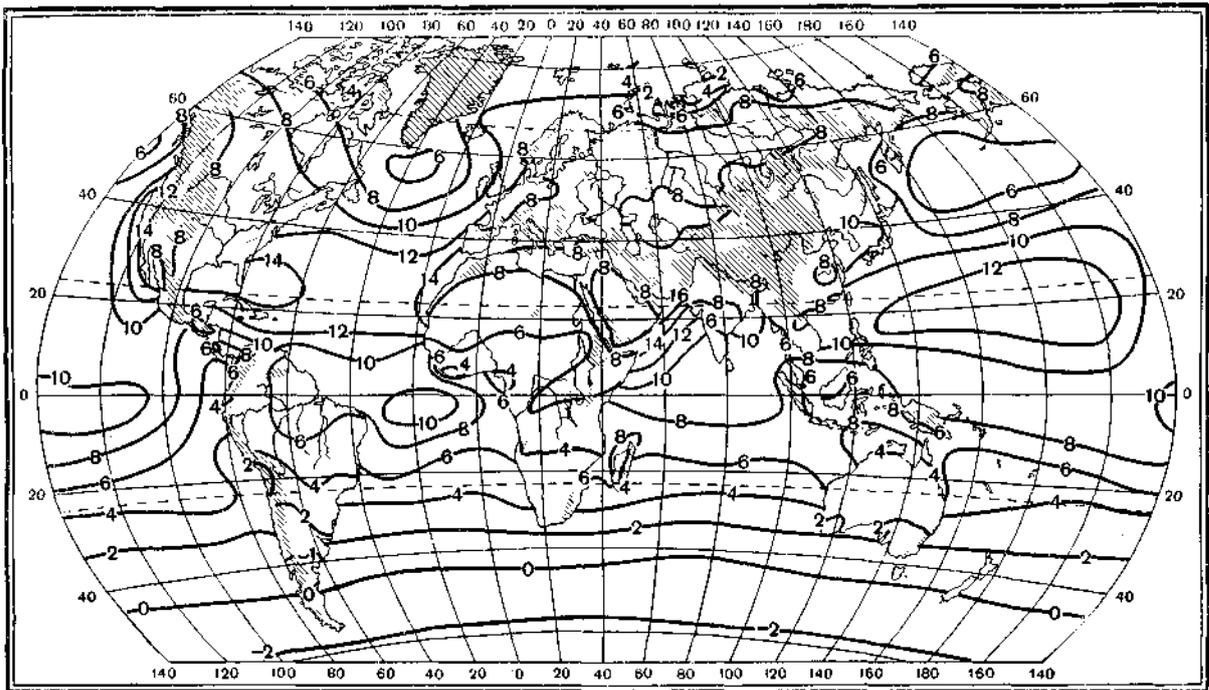


Рисунок 14- Радиационный баланс земной поверхности, июнь (в kcal/cm^2 мес).

К северу от этой широты баланс становится отрицательным и в Арктике достигает $-4 \text{ kcal}/\text{cm}^2$ и ниже. Южнее 40° с. ш. он возрастает до $10-14 \text{ kcal}/\text{cm}^2$ на южном тропике, откуда убывает до $4-5 \text{ kcal}/\text{cm}^2$ в прибрежных районах Антарктиды.

В июне (рисунок 14) радиационный баланс во всем северном полушарии положителен. Под $60-65^\circ$ с. ш. он в общем больше $8 \text{ kcal}/\text{cm}^2$. С уменьшением широты он возрастает, но медленно. По обе стороны от северного тропика он достигает максимума: $12-14 \text{ kcal}/\text{cm}^2$ и выше, а на севере Аравийского моря $16 \text{ kcal}/\text{cm}^2$ и выше. Баланс остается положительным до 40° ю. ш. Южнее он переходит к отрицательным значениям и у берегов Антарктиды снижается до $1-2 \text{ kcal}/\text{cm}^2$.

В СНГ годовой радиационный баланс на суше в северных широтах порядка $10 \text{ kcal}/\text{cm}^2$, а на юге — до $50 \text{ kcal}/\text{cm}^2$.

Контрольные вопросы:

1. Расскажите о радиации вообще.
2. Лучистое и тепловое равновесие Земли.
3. Что собой представляет спектральный состав солнечной радиации?
4. Интенсивность прямой солнечной радиации.
5. Изменения солнечной радиации в атмосфере и на земной поверхности.
6. Как происходит поглощение солнечной радиации в атмосфере?
7. Рассеяние солнечной радиации в атмосфере.
8. Явления, связанные с рассеянием радиации.
9. Что такое сумерки и заря?
10. Что такое видимость?

11. Результаты измерений прямой солнечной радиации
12. Результаты измерений рассеянной радиации.
13. Расскажите о отражении солнечной радиации. Поглощенной радиации и Альбедо Земли.
14. Расскажите об излучении земной поверхности.
15. Что такое встречное излучение?
16. Расскажите об эффективном излучении.
17. Радиационный баланс земной поверхности.
18. Излучение в мировое пространство.
19. Какие вы знаете методы измерения радиации?
20. Распределение радиации «на границе атмосферы».
21. Зональное распределение солнечной радиации у земной поверхности.
22. Географическое распределение суммарной радиации.
23. Географическое распределение радиационного баланса.

6 Климат

Цель: Изучить основные факторы формирования климата, климаты земли, мезо- и микроклиматы.

План:

6.1 Основные факторы формирования климата

6.2 Климаты земли

6.3 Мезо- и микроклимат

6.1 Основные факторы формирования климата

Климатическая система, глобальный и локальный климат

Климатическая система - атмосфера, гидросфера, литосфера, криосфера и биосфера.

Глобальный климат - статистическая совокупность состояний, проходимых климатической системой за периоды времени в несколько десятилетий.

Физические процессы, определяющие внешние воздействия на климатическую систему, а также основные взаимодействия между звеньями климатической системы называют климатообразующими факторами.

Компоненты климатической системы и различные процессы, влияющие на формирование и изменения климата, делят на внешние и внутренние (рисунок 15).

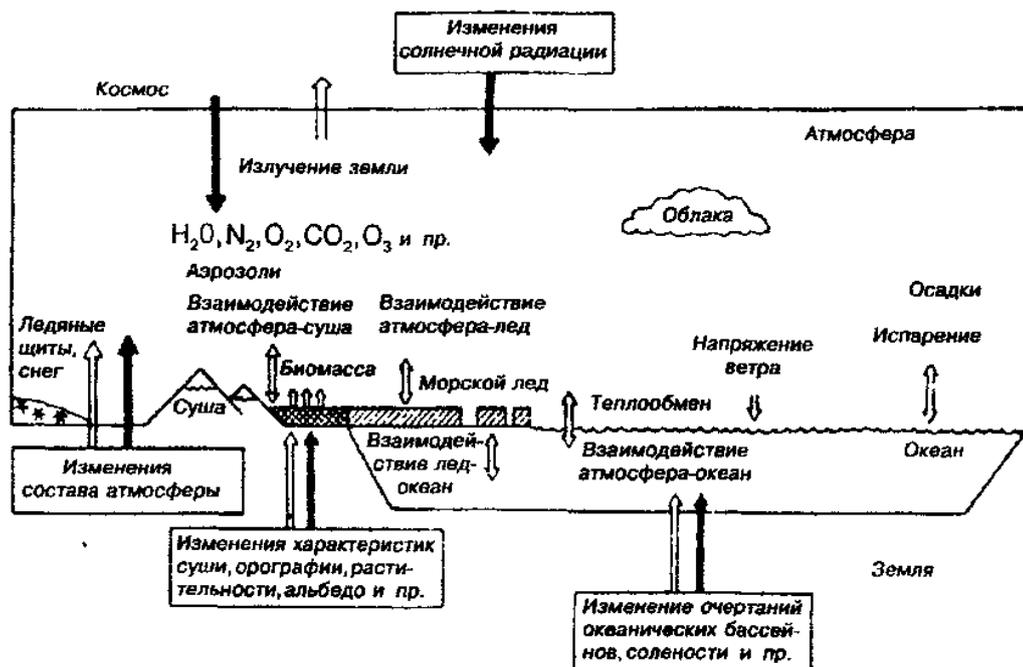


Рисунок 15- Компоненты климатической системы атмосфера - океан – поверхность

К внешним процессам относят: приток солнечной радиации, изменения состава атмосферы, вызванные процессами в литосфере и притоком аэрозолей и газов из космоса; изменения очертаний океанов, суши, орографии, растительности.

К внутренним процессам относят: взаимодействия атмосферы с океаном, с поверхностью суши и льдом (теплообмен, испарение, осадки), взаимодействие лед-океан, изменение газового и аэрозольного состава атмосферы, облачность, снежный и растительный покров, рельеф и очертания материков.

Сопоставление внешних и внутренних процессов показывает, что часть из них присутствует в обоих факторах. Это объясняется тем, что разделение на внешние и внутренние процессы зависит от периода времени, за который рассматривается состояние климатической системы. При совокупности состояний климатической системы за 1000 лет влияние очертания материков и крупномасштабной орографии на атмосферу можно рассматривать как внешний процесс, а при масштабе времени 100 млн. лет это влияние необходимо отнести к внутреннему процессу.

В конечном итоге глобальный климат формируется процессами, происходящими в климатической системе. В современной теории климата в качестве внутренней климатической системы рассматривается совокупность двух ее подсистем - атмосферы и океана. Другие составляющие климатической системы считаются внешними.

Наконец, в качестве внутренней климатической системы можно рассматривать только атмосферу. Тогда внешними климатообразующими факторами следует считать характеристики, определяющие особенности энергетического взаимодействия между атмосферой и другими компонентами климатической системы, распределение на поверхности Земли океанов и материков, особенности рельефа земной поверхности, а внутренними климатообразующими факторами - общую циркуляцию атмосферы и влагооборот.

Состоянию глобального климата соответствуют свои закономерности в теплообороте, влагообороте и атмосферной циркуляции. Эти климатообразующие факторы определяют многолетний режим метеорологических величин и явлений погоды.

Распределение метеорологических величин в пространстве и во времени определяет распределение локальных климатов на земном шаре.

Локальный климат - совокупность атмосферных условий за многолетний период, характерный для данной местности в зависимости от ее географического положения.

Теплооборот, влагооборот и атмосферная циркуляция как климатообразующие факторы

В атмосферных условиях теплооборот характеризует сложные процессы получения, передачи, переноса и потери тепла в системе Земля - атмосфера. Прямая солнечная радиация, прошедшая через атмосферу, и рассеянная радиация, частично от нее отражаются, но в большей части поглощаются ею и

нагревают верхние слои почвы и водоемов. Земная поверхность испускает невидимую инфракрасную радиацию, которую в большей части поглощает атмосфера и нагревается. Атмосфера излучает инфракрасную радиацию, большую часть которой поглощает земная поверхность. Одновременно земная и атмосферная радиации непрерывно излучаются в мировое пространство и вместе с отраженной солнечной радиацией уравнивают приток солнечной радиации к Земле. Часть лучистой энергии идет на нагревание земной поверхности и атмосферы.

Кроме теплообмена путем излучения, между земной поверхностью и атмосферой происходит обмен теплом путем теплопроводности. В передаче тепла внутри атмосферы важную роль играет перемешивание воздуха в вертикальном направлении. Значительная часть тепла, поступающего на земную поверхность, затрачивается на нагревание воды. При конденсации водяного пара в атмосфере выделяется тепло, которое идет на нагревание воздуха. Существенным процессом в теплообороте является горизонтальный перенос тепла воздушными течениями.

Температура воздуха имеет суточный и годовой ход в зависимости от притока солнечной радиации по широтам, распределения суши и моря, которые имеют различные условия поглощения радиации и соответственно по-разному нагреваются, а также горизонтального переноса воздуха с океана на сушу и с суши на океан.

Между атмосферой и земной поверхностью происходит постоянный влагооборот. С водной поверхности, почвы, растительности в атмосферу испаряется вода, на что затрачивается большое количество тепла из почвы и верхних слоев воды. В реальных условиях в атмосфере водяной пар конденсируется, вследствие этого возникают облака и туманы. Осадки, выпадающие из облаков, уравнивают испарение в целом для всего земного шара. Количество осадков и распределение их в пространстве и во времени определяют особенности растительного покрова и земледелия. От распределения количества осадков, их изменчивости, зависит гидрологический режим водоемов. Промерзание почвы, режим многолетней мерзлоты обусловлены высотой снежного покрова.

Неравномерное распределение тепла в атмосфере приводит к неравномерному распределению атмосферного давления, и как следствие движению воздуха. На характер движения воздуха относительно земной поверхности большое влияние оказывает суточное вращение Земли. В пограничном слое атмосферы на движение воздуха влияет трение.

Совокупность основных воздушных течений, которые реализуют горизонтальный и вертикальный обмен масс воздуха, - общая циркуляция атмосферы. Ее проявление в первую очередь зависит от постоянно возникающих в атмосфере волн и вихрей, перемещающихся с различной скоростью. Это образование атмосферных возмущений - циклонов и антициклонов - характерная черта атмосферной циркуляции. Общая циркуляция атмосферы является одной из характеристик состояния климатической системы. С перемещениями воздуха связаны основные изменения

погоды.

Состояние глобальной климатической системы определяет характер климатообразующих процессов - атмосферной циркуляции, теплооборота и влагооборота, проявляющихся в различных географических регионах. В связи с этим типы локальных климатов зависят от широты, распределения суши и моря, орографии, почвы, растительного и снежного покрова, океанических течений.

Влияние географической широты на климат

Географическая широта определяет зональность в распределении элементов климата. Солнечная радиация поступает на верхнюю границу атмосферы в зависимости от географической широты, которая определяет полуденную высоту Солнца и продолжительность облучения. Поглощенная радиация распределяется сложнее, так как зависит от облачности, альbedo земной поверхности, степени прозрачности воздуха.

Зональность лежит и в основе распределения температуры воздуха, которое зависит не только от поглощенной радиации, но и от циркуляционных условий. Зональность в распределении температуры приводит к зональности других метеорологических величин климата.

Влияние географической широты на распределение метеорологических величин становится заметнее с высотой, когда ослабевает влияние других факторов климата, связанных с земной поверхностью.

Изменение климата с высотой

Атмосферное давление с высотой падает, солнечная радиация и эффективное излучение возрастают, температура, удельная влажность убывают. Ветер достаточно сложно меняется по скорости и направлению.

Такие изменения происходят в свободной атмосфере над равнинной местностью, с большими или меньшими возмущениями (связанными с близостью земной поверхности) они происходят и в горах. В горах намечаются и характерные изменения с высотой облачности и осадков. Осадки, как правило, сначала возрастают с высотой местности, но, начиная с некоторого уровня, убывают. В результате в горах создается высотная климатическая зональность.

Климатические условия могут сильно различаться в зависимости от высоты места. При этом изменения с высотой намного больше, чем изменения с широтой - в горизонтальном направлении.

Высотная климатическая зональность определяется тем, что в горах изменение метеорологических величин с высотой создает быстрое изменение всего комплекса климатических условий. Образуются лежащие одна над другой климатические зоны (или пояса) с соответствующим изменением растительности. Смена высотных климатических зон напоминает смену климатических зон в широтном направлении. Разница, однако, в том, что для изменений, которые в горизонтальном направлении происходят на протяжении тысяч километров, в горах нужно изменение высоты только на километры. Типы растительности в горах сменяются в следующем порядке. Сначала идут лиственные леса. В сухих климатах они начинаются не от подножия гор, а с

некоторой высоты, где температура падает, а осадки возрастают настолько, что становится возможным произрастание древесной растительности. Затем идут хвойные леса, кустарники, альпийская растительность из трав и стелющихся кустарников. За снеговой линией следует зона постоянного снега и льда

Верхняя граница леса в районах с сухим континентальным климатом поднимается выше, чем в районах с влажным океаническим климатом. На экваторе она достигает 3800 м, а в сухих районах субтропиков - выше 4500 м. От умеренных широт к полярным граница леса быстро снижается в связи с тем, что произрастание леса ограничено средней июльской температурой. Смена высотных климатических зон в горах за полярным кругом сводится к смене зоны тундры на зону постоянного мороза.

Влияние распределения моря и суши на климат

Распределение суши и моря определяет деление типов климата на морской и континентальный. Зональность климатических характеристик оказывается возмущенной или перекрытой влиянием неравномерного распределения суши и моря. В Южном полушарии, где океаническая поверхность преобладает, а распределение суши более симметрично относительно полюса, чем в Северном, зональность в распределении температуры, давления, ветра выражена лучше.

Центры действия атмосферы на многолетних средних картах давления обнаруживают явную связь с распределением суши и моря: субтропические зоны высокого давления разрываются над материками летом; в умеренных широтах над материками выражено преобладание высокого давления зимой и низкого давления летом. Это усложняет систему атмосферной циркуляции, а значит, и распределение климатических условий на Земле.

Положение места относительно береговой линии существенно влияет на режим температуры, влажности, облачности, осадков, определяя степень континентальности климата.

Аридность климата, индексы увлажнения. Орфография и климат

Географическая зональность растительности хорошо увязывается с климатом. Метеорологические показатели (температура воздуха, осадки) определяют развитие органической жизни. Районирование растительности на земном шаре в связи с климатом выполнено в ботанической классификации.

Количество выпадающих осадков не является надежным критерием условий увлажнения почвы.

Суммы осадков Прикаспийской низменности и тундры одинаковые. В первом случае недостаток увлажнения, а во втором создается избыточное увлажнение и заболачивание. Для оценки увлажнения необходимо учитывать не только выпадающие осадки, но и испарение. Условия увлажнения характеризуются отношением суммы осадков R к испаряемости E_0 за тот же период. Такое отношение $K = R/E_0$ называют коэффициентом увлажнения. Коэффициент K показывает, в какой доле выпадающие осадки могут возместить потерю влаги. Запас влаги увеличивается (избыточное увлажнение), если осадки больше испаряемости. Почва теряет влагу (увлажнение недостаточное), если осадки меньше испаряемости.

Орфография и климат. На климатические условия в горах влияет высота местности над уровнем моря, высота и направление горных хребтов, экспозиция склонов, направление преобладающих ветров, ширина долин, крутизна склонов.

Воздушные течения могут задерживаться и отклоняться хребтами. В узких проходах между хребтами скорость воздушных течений меняется. В горах возникают местные системы циркуляции - горно-долинные и ледниковые ветры.

Над склонами, по-разному экспонированными, создается различный режим температуры. Формы рельефа оказывают влияние на суточный ход температуры. Задерживая перенос масс холодного или теплого воздуха, горы создают резкие разделы в распределении температуры на больших географических пространствах.

В связи с перетеканием воздушных течений через хребты на наветренных склонах гор увеличиваются облачность и осадки. На подветренных склонах возникают фены с повышением температуры и уменьшением влажности. Над горами возникают волновые возмущения воздушных течений и особые формы облаков. Над нагретыми склонами гор также увеличивается конвекция и, следовательно, облакообразование. Все это отражается в многолетнем режиме климата горных районов.

Океанические течения и климат

Океанические течения создают особенно резкие различия в температурном режиме поверхности моря и тем самым влияют на распределение температуры воздуха и на атмосферную циркуляцию. Устойчивость океанических течений приводит к тому, что их влияние на атмосферу имеет климатическое значение. Гребень изотерм на картах средней температуры наглядно показывает тепляющее влияние Гольфстрима на климат восточной части Северной Атлантики и Западной Европы.

Холодные океанические течения также обнаруживаются на средних картах температуры воздуха соответствующими возмущениями в конфигурации изотерм - языками холода, направленными к низким широтам.

Над районами холодных течений увеличивается повторяемость туманов, в частности у Ньюфаундленда, где воздух может переходить с теплых вод Гольфстрима на холодные воды Лабрадорского течения. Над холодными водами в пассатной зоне ликвидируется конвекция и резко уменьшается облачность. Это, в свою очередь, является фактором, поддерживающим существование так называемых прибрежных пустынь.

Влияние снежного и растительного покрова на климат

Снежный (ледяной) покров уменьшает потерю тепла почвой и колебания ее температуры. Поверхность покрова отражает солнечную радиацию днем и охлаждается излучением ночью, поэтому она понижает температуру приземного слоя воздуха. Весной на таяние снежного покрова тратится большое количество тепла, которое берется из атмосферы: таким образом, температура воздуха над тающим снежным покровом остается близкой к нулю. Над снежным покровом наблюдаются инверсии температуры: зимой -

связанные с радиационным выхолаживанием, весной - с таянием снега. Над постоянным снежным покровом полярных областей даже летом отмечаются инверсии или изотермии. Таяние снежного покрова обогащает почву влагой и имеет большое значение для климатического режима теплого времени года. Большое альbedo снежного покрова приводит к усилению рассеянной радиации и увеличению суммарной радиации и освещенности.

Густой травяной покров уменьшает суточную амплитуду температуры почвы и снижает ее среднюю температуру. Следовательно, он уменьшает суточную амплитуду температуры воздуха. Более сложное влияние на климат имеет лес, который может увеличивать над собой количество осадков, вследствие шероховатости подстилающей поверхности.

Однако влияние растительного покрова имеет в основном микроклиматическое значение, распространяясь преимущественно на приземный слой воздуха и на небольших площадях.

Принципы классификации климатов и генетическая классификация климатов Б.П.Алисова

Для анализа закономерностей формирования климатов в рамках глобальной системы и решения практических задач необходимо знать распределение климатических величин по земному шару или району, а также климатического комплекса в целом.

В зависимости от задачи исследования существуют различные подходы к классификации климатов. Если это делается для целей анализа происхождения самого климата или для увязки с комплексом природных условий (ландшафтно-географических зон), то такое разделение климатов называется климатической классификацией, а если для прикладных целей (обслуживание сельского хозяйства, строительства, транспорта) - климатическим районированием.

Классификации климатов и районирования многочисленны и определяются различными задачами. Существуют классификации, увязывающие с климатом распространение растительности, почв, речной сети, рельефа в целом или изучающие закономерности формирования из локальных климатов глобальной климатической системы.

Современные классификации и районирования не ограничиваются разделением климатов, они также выявляют их систему, тем самым обращая внимание и на их сходство.

Генетическая классификация климатов Б.П.Алисова

В основу генетической классификации климатов положено деление земной поверхности на климатические зоны и области в соответствии с условиями общей циркуляции атмосферы, выражающимися в преобладании воздушных масс определенного географического типа, в течение года или в один из двух основных сезонов. Кроме сезонности условий циркуляции, в каждой зоне выделяются две разновидности: климат низин и климат высокогорий. Это дает основание на увязку циркуляционных границ с ландшафтными.

В реальных условиях ситуация сложнее. Циркуляционные процессы определяют в низких широтах увлажнение, а термические условия мало

различаются, и поэтому границы климатов по Алисову хорошо совпадают с ландшафтными зонами. В умеренных широтах увлажнение также определяется атмосферной циркуляцией. При определении климатических границ учтено удаление различных частей материка от океана.

Значительно сложнее ситуация с термическими границами в теплую половину года, которая во внетропической зоне сильно зависит от радиационных условий.

Б.П.Алисов выделяет семь главных климатических (циркуляционных) зон: экваториальная, две тропические, две умеренные, арктическая и антарктическая. Каждая зона характеризуется постоянным преобладанием воздушных масс географического типа, одноименного с зоной. Затем различаются промежуточные зоны: две зоны экваториальных муссонов с зимним преобладанием тропического и летним экваториального воздуха, две субтропические с зимним преобладанием полярного и летним тропического воздуха, субарктическая с зимним преобладанием арктического воздуха и летним - воздуха умеренных широт.

6.2 Климаты земли

Климаты экваториального пояса

Количество суммарной солнечной радиации — $140-150 \text{ ккал/см}^2$ в год. Радиационный баланс на материке — 80 ккал/см^2 в год, на Океане — $100-120 \text{ ккал/см}^2$ в год. Преобладают пониженное давление, слабые, неустойчивые ветры, благоприятствующие развитию термической конвекции.

Испарение одинаково велико как над Океаном, так и над материком, покрытым густой растительностью. Абсолютная влажность воздуха более 30 г/ж^3 над сушей, относительная влажность — 70% даже в наиболее сухих местах. Среднемесячная температура воздуха колеблется от 24 до 28° . Количество осадков почти всюду превышает возможное испарение и достигает в среднем 2000 мм в год. Наибольшее количество осадков приходится в общем на периоды равноденствия, но эта закономерность не везде выдерживается.

Континентальный и океанский типы экваториального климата различаются очень мало. В высокогорном экваториальном климате температура несколько ниже, количество осадков меньше (в связи с уменьшением с высотой влагосодержания). На высоте 4500 м лежит граница пояса вечных снегов.

Климаты субэкваториальных поясов (поясов тропических муссонов)

Этот климат складывается как бы из двух климатических режимов: в летнем полушарии экваториальный муссон направляется от экватора и приносит влагу; в зимнем полушарии муссон дует к экватору от тропиков, влажность воздуха при этом падает.

Континентальный субэкваториальный климат формируется на всех континентах. Граница экваториальных муссонов во внутренних частях континентов лежит в среднем около 18° с. ш. Особенно далеко от экватора граница заходит в Азии (Индостан, Индокитай).

Континентальный субэкваториальный климат характеризуется влажным

летом, сухой зимой и засушливой жаркой весной. На равнинах по мере удаления от экватора количество осадков уменьшается. Годовой ход температуры имеет два минимума (зимой и летом) и два максимума (весной и осенью). Некоторое понижение температуры летом вызывается воздействием экваториального воздуха, который в это время холоднее тропического на несколько (до 5) градусов. Количество осадков редко превышает 2000 мм в год.

В горных районах температура с высотой понижается, но характер годового хода метеорологических элементов сохраняется. На склонах, принимающих на себя экваториальные муссоны, количество осадков очень резко увеличивается, достигая предельного количества.

Океанский субэкваториальный климат наблюдается на всех океанах в северном полушарии, в южном — над Индийским и западными частями Тихого и Атлантического океанов. Граница его распространения лежит в среднем около 12° широты. Вблизи этой границы чаще возникают тропические циклоны.

Лето в океанском субэкваториальном климате более влажное и более (на 2-3°) теплое, чем зима. От континентальной разновидности этого климата он отличается большей влажностью воздуха и менее высокой температурой.

Климаты тропических поясов

Годовое количество суммарной радиации вследствие малой облачности в тропическом поясе больше, чем в экваториальном: на материке — 180-200 ккал/см² в год, на Океане — 160 ккал/см² в год. Однако, в связи с тем что эффективное излучение тоже очень велико, радиационный баланс составляет всего 60 ккал/см² в год на материке и 80-100 ккал/см² в год на Океане.

В антициклонах над океанами и в барических депрессиях термического происхождения над материками формируется тропический воздух, отличающийся от воздуха на экваторе меньшей влажностью. Для континентального тропического воздуха это объясняется очень малым испарением, для морского — устойчивой стратификацией пассатов (пассатной инверсией), мешающей вертикальному обмену и переносу влаги в более высокие слои тропосферы.

Континентальный тропический климат очень сухой и жаркий, с большими суточными амплитудами колебания температуры воздуха (до 40°). Средняя годовая амплитуда температуры воздуха около 20°. Относительная влажность летом около 30%. Этот климат характерен для внутриматериковых пустынь тропического пояса.

С высотой температура воздуха падает, количество осадков возрастает. Снеговая линия располагается примерно на высоте 5300 м, в особо защищенных областях поднимаясь до 6000 м.

Океанский тропический климат сходен с экваториальным, так как суточные и годовые амплитуды колебания температуры над Океаном сравнительно невелики, отличается от экваториального меньшей облачностью и устойчивыми ветрами.

Тропический климат западных побережий континентов очень своеобразен. Он характеризуется сравнительно низкой температурой воздуха

(18-20°) и малым количеством осадков (менее 100 мм в год) при большой влажности воздуха (80-90%). Это климат прибрежных пустынь (Западная Сахара, Намиб, Атакама, Калифорнийская).

На формирование климата западного побережья материков в тропическом поясе оказывают влияние холодные течения и приток воздуха в восточной части субтропического максимума (антициклона) со стороны умеренных широт, усиливающие инверсию, существующую в пассатах. В результате граница температурной инверсии располагается ниже границы конденсации и конвекция не развивается, а следовательно, не образуются облака и не выпадают осадки. Годовой ход температуры такой же, как в океанском типе. Очень часты туманы, развиты бризы.

С высотой температура воздуха сначала несколько возрастает (так как влияние холодного течения уменьшается), затем понижается; количество осадков не увеличивается.

Тропический климат восточных побережий континентов отличается от климата западных побережий более высокой температурой и большим количеством осадков. Благодаря влиянию теплого течения и воздуха, приносимого в западной части антициклона от экватора, пассатная инверсия ослаблена и не препятствует конвекции.

В горах на наветренных склонах осадков больше, но с высотой их количество не возрастает, так как пассаты влажны только в нижнем слое. На подветренных склонах осадков мало.

Климаты субтропических поясов

Зимой радиационный режим и характер циркуляции складываются почти так же, как и в умеренном поясе, летом — так же, как и в тропическом поясе.

По сравнению с тропическим поясом годовое количество солнечной радиации уменьшается примерно на 20%, ее сезонные колебания делаются более заметными.

Летом над океанами хорошо выражены антициклоны, над материками — области пониженного давления. Зимой в субтропическом поясе преобладает циклоническая деятельность.

Континентальный субтропический климат. Лето жаркое, сухое. Средняя температура летних месяцев 30° и выше, максимальная более 50°. Зима относительно холодная, с осадками. Годовое количество осадков около 500 мм, а на наветренных склонах гор — в четыре-пять раз больше. Зимой выпадает снег, но устойчивый снежный покров не образуется.

С высотой количество осадков увеличивается. Температура воздуха понижается, и выше 2000 м над уровнем моря зимой короткое время сохраняется снежный покров.

Океанский субтропический климат отличается от континентального субтропического более равномерным годовым ходом температуры воздуха. Средняя температура наиболее теплого месяца около 20°, наиболее холодного около 12°.

Субтропический климат западных побережий материков (средиземноморский). Лето нежаркое, сухое. Зима относительно теплая,

дождливая. Летом побережье попадает под влияние восточной периферии субтропического антициклона. Зимой здесь господствует циклоническая деятельность.

Субтропический климат восточных побережий имеет муссонный характер. Зима сравнительно с другими климатами этого пояса холодная и сухая, лето жаркое и влажное. Этот климат хорошо выражен только в северном полушарии, и особенно на восточном побережье Азии.

Климаты умеренных поясов

Радиационный баланс в среднем за год в два раза меньше, чем в тропическом поясе, что в значительной степени зависит от облачности. При этом летом он немногим отличается от радиационного баланса тропического пояса, зимой же на материке радиационный баланс отрицательный. Развитие циклонической деятельности обеспечивает меридиональный перенос воздуха. Осадки связаны в основном с прохождением циклонов.

Континентальный умеренный климат — климат материков северного полушария. Лето теплое (может быть жарким), зима холодная с устойчивым снежным покровом.

Радиационный баланс в среднем за год 20-30 ккал/см², в летние месяцы он мало отличается от тропического (6 ккал/см² в мес.), а в зимние составляет отрицательную величину (-1 ккал/см² в мес.).

Летом над материками происходит интенсивная трансформация воздушных масс, приходящих с океанов и с севера. Воздух нагревается, дополнительно увлажняется за счет влаги, испарившейся с поверхности материка. Зимой воздух охлаждается в антициклонах. Температура падает ниже — 30°. Осадков больше летом, но длительная трансформация воздуха может привести к засухе.

В горах летом значительно холоднее, чем на равнине, а зимой на равнине (в результате вхождения холодных масс воздуха) часто холоднее, чем в горах. На склонах гор, особенно на западных, обращенных навстречу господствующим ветрам, осадков больше, чем на равнине.

Океанский умеренный климат. Радиационный баланс поверхности океанов в среднем за год в 1,5 раза больше, чем на материках. Теплые течения приносят в умеренные широты почти столько же тепла, сколько обеспечивает радиационный баланс. Около 2/3 тепла тратится на испарение, остальное идет на нагревание атмосферы (турбулентный теплообмен) зимой.

Зима над океанами значительно теплее, чем над материками, лето прохладнее. Весь год развита циклоническая деятельность.

Умеренный климат западных побережий материков формируется под воздействием западного переноса воздуха с Океана на материк; отличается от континентального меньшими годовыми колебаниями температуры. Осадки выпадают довольно равномерно во все сезоны.

Умеренный климат восточных побережий материков обусловлен перемещением воздуха летом с Океана на материк, зимой — с материка на Океан. Лето дождливое, зима сухая, холодная. Холодные течения понижают летнюю температуру воздуха, весной и в начале лета они способствуют образованию

туманов.

Климаты субарктического и субантарктического поясов.

Континентальный субарктический климат формируется только в северном полушарии. Радиационный баланс $10-12 \text{ ккал/см}^2$ в год. Лето относительно теплое, короткое, зима суровая. Годовая амплитуда колебания температуры очень велика. Осадков мало (менее 200 мм в год). Летом преобладают ветры северных направлений. Приходящий с севера и трансформирующийся над материком воздух приближается по своим качествам к арктическому.

В горах зимой наблюдается мощная инверсия. Очень велики различия между летней и зимней температурами в понижениях рельефа, где обмен воздуха ослаблен.

Океанский субарктический и субантарктический климат не имеет резких различий между температурой зимы и лета. Годовая амплитуда температуры не больше 20° . Весь год развита циклоническая деятельность.

Климаты арктического и антарктического поясов.

Радиационный баланс за год в среднем близок к нулю. Снежный покров не стаивает весь год. Большая отражательная способность снега приводит к тому, что даже летом радиационный баланс очень мал. Так, на ст. Пионерская (70° ю. ш.) при суммарной радиации в декабре 24 ккал/см^2 в мес. радиационный баланс на поверхности снега меньше 2 ккал.

Преобладание антициклонической погоды способствует постоянному охлаждению воздуха в центральных районах Арктики и Антарктики. Осадков мало. Однако осадки и конденсация влаги на холодной поверхности снега вместе превышают испарение.

Континентальный полярный климат хорошо выражен в южном полушарии. Характеризуется очень суровой зимой и холодным летом. Отрицательную среднюю температуру имеют все месяцы. Отмечена минимальная температура $-88,3^\circ$.

Океанский полярный климат — климат северных полярных областей, формирующийся над поверхностью Океана, покрытого льдом. В приходе тепла зимой заметную роль играет тепло океанских вод, проникающее через лед. С октября по апрель радиационный баланс отрицательный, с мая по сентябрь — положительный.

Средняя температура января в центре Арктики (-40°) выше, чем на северо-востоке Азии. Летом в результате потери большого количества тепла на таяние снега и льда и на испарение температура около 0° . Погода летом преимущественно пасмурная. Осадков мало (около 100 мм в год).

6.3 Мезо- и микроклимат

Мезоклимат. Климат большого города

Город представляет протяженную мезонеоднородность. Он создает свой местный климат, а на отдельных его улицах и площадях создаются микроклиматические условия, определяемые городской застройкой, покрытием

улиц, распределением зеленых насаждений, водоемов.

Солнечная радиация в условиях больших промышленных городов оказывается пониженной вследствие уменьшения прозрачности из-за дыма и пыли. За счет увеличения мутности атмосферы в среднем может теряться до 20% солнечной радиации, особенно сильно ослабляется приход ультрафиолетовой радиации. Одновременно в городе к рассеянной радиации добавляется отраженная стенами и мостовыми.

На территории города вследствие загрязнения воздушного бассейна снижено эффективное излучение и ночное выхолаживание. Изменение радиационного баланса, дополнительное поступление тепла в атмосферу за счет сжигания топлива и малый расход тепла на испарение приводят к более высоким температурам внутри города по сравнению с окрестностями.

Над городом существует "остров тепла". Интенсивность и размеры острова тепла изменяются во времени и пространстве под влиянием фоновых метеорологических условий и местных особенностей города.

В городе различия в нагреве освещенных и затененных частей улиц и дворов определяют местную циркуляцию воздуха. Восходящие движения формируются над поверхностью освещенных стен, а нисходящие - над затененными стенами. Наличие в городах водоемов способствует развитию дневной местной циркуляции от водоема к городским участкам, а ночью наоборот.

Ветровой режим крупных городов характеризуется снижением скорости ветра в городе по сравнению с пригородом. В некоторых случаях в городе возможно усиление скорости ветра: при направлениях ветра, совпадающих с направлением улицы, ограниченной многоэтажными зданиями.

Исследования грозовой деятельности в различных районах показали, что средняя суммарная продолжительность всех гроз за год в городе в 1,5-2,5 раза меньше, чем в его окрестностях.

Микроклимат как явление приземного слоя атмосферы

Местные особенности климата, обусловленные неоднородностью строения подстилающей поверхности и существенно меняющиеся на небольших расстояниях, называют микроклиматом.

Поверхность, воспринимающую и отдающую энергию, являющуюся источником температурных колебаний прилегающих слоев воздуха и почвы. Процессы поглощения и излучения радиации, испарения и теплообмена происходят не только на поверхности, но всегда охватывают слой различной толщины. Выделяют также деятельный слой земной поверхности, в котором практически полностью усваивается вся поглощенная радиация.

В географическом районе с одним и тем же типом климата могут наблюдаться различные варианты микроклимата: леса, поляны, холмов, долин, озер, болот, города.

Наряду с понятием "микроклимат" существует понятие "мезоклимат" как промежуточное звено между макроклиматом и микроклиматом.

Мезоклиматические особенности формируются под действием как макромасштабных, так и мезомасштабных неоднородностей достаточно

большой площади. К макромасштабным неоднородностям относятся горный рельеф, океаны, моря, а мезомасштабные характеризуют холмистый рельеф, реки, озера, пестроту почвенно-растительного покрова, большие города.

Существующие в природе микронеоднородности подстилающей поверхности (бугры, кочки, борозды) также влияют на метеорологический режим самого нижнего припочвенного слоя воздуха и верхних слоев почвы. Такие вариации метеорежима предложено именовать наноклиматическими. Различия эти могут быть существенными, и их необходимо принимать во внимание при исследовании роста и развития растительности, животного мира. Выполненные разработки показали, что изменения климатических характеристик при наличии микроклиматической неоднородности на близких расстояниях могут быть сильнее, чем при переходе из одной климатической зоны в другую.

Микроклиматы водоемов и прибрежных территорий

Вследствие различий в соотношении между составляющими радиационного и теплового балансов водной поверхности и суши создается местная циркуляция (бризы), наиболее четко выраженная в теплое время года в прибрежной полосе, размеры которой зависят от площади водоемов и контрастов в температуре поверхности суши и водоема, а также от строения окружающей территории. Днем над нагретой сушей конвективные потоки поднимаются вверх, а на смену им с водоемов в нижнем слое приходит более холодный воздух, возникает дневная ветвь бризовой циркуляции. Ночью, когда суша становится холоднее водных масс, возникает обратная циркуляция. Бризы помимо морских побережий наблюдаются на больших и малых водоемах и на больших реках (например, на Волге). Чем меньше водоем, тем меньше скорости бриза, его горизонтальная и вертикальная мощность. Особенности орографии прибрежных территорий влияют на проникновение бриза в глубь суши. Наиболее благоприятные условия создаются для его распространения на плоских побережьях, где он проникает на десятки километров. При нахождении вблизи береговой линии горных препятствий проникновение бризов в глубь территории ограничено.

Скорость ветра над водоемами всегда больше, чем над прилегающими участками суши, вследствие их малой шероховатости. Различия в шероховатости воды и суши приводят к тому, что воздушные потоки, встречая меньшее сопротивление движению над водой при ветре, дующем под углом к суше, имеют тенденцию обтекать береговую линию со стороны моря. Встречая на пути мысы, особенно гористые, ветер частично обтекает, а частично переваливает через них и резко усиливается, поэтому на мысах нередко можно наблюдать скорости ветра большие, чем над открытым морем.

Водоемы оказывают большое влияние на продолжительность безморозного периода. В долинах больших рек, на берегах озер, водоемов длительность безморозного периода увеличивается на 10-20 дней (таблица 1). В тех случаях, когда расположение водоемов в понижениях сочетается с влиянием вогнутых форм рельефа, влияние водоема на термический режим оказывается более значительным.

Влияние рельефа на микроклимат

Неровности поверхности с разностями высот порядка сотен или десятков метров влияют на мезо- и микроклимат в основном также, как и крупномасштабный рельеф на общие условия климата. Основная роль в микроклимате пересеченной местности принадлежит экспозиции, т.е. ориентации склонов относительно стран света, а также формам рельефа. Неравномерное распределение солнечной радиации по склонам разной крутизны и ориентации является одной из основных причин возникновения термических различий подстилающей поверхности в условиях изрезанного рельефа.

Наиболее высокие температуры почвы, как показывают наблюдения, отмечаются на юго-западных склонах. Различия в нагревании почвы на склонах различной экспозиции сказываются и на распределении температуры воздуха, что может отразиться на характере растительности.

Разность температур на южных и северных склонах холмов в ясную погоду днем может достигать у земной поверхности несколько градусов, но на высоте 2 м она обычно составляет всего несколько десятых долей градуса. В пасмурную погоду, естественно, различия в температуре на склонах сглаживаются.

Таблица 1- Время начала и конца заморозков в различных условиях рельефа

Местоположение	Изменение средних дат заморозков (дни) по сравнению с ровным открытым местом		Длительность безморозного периода, дни
	весна	осень	
Вершины и верхние части склонов	+10	+10	+20
Долины глубиной от 50 до 100 м	-5	-10	-15
Котловины и низины	-11	-14	-25

Примечание: знак "плюс" означает увеличение длительности безморозного периода, знак "минус" - уменьшение его длительности.

Увеличение колебаний температуры в вогнутых формах рельефа и ее уменьшение на вершинах холмов четко проявляются не только в условиях макрорельефа, но и микрорельефа. Особенно велики различия в минимальных температурах. Разности абсолютных минимумов могут достигать 15⁰С на высоте метеорологической будки. Это объясняется стоком холодного воздуха по склону местности и ослабленным обменом воздуха в низинах. Влияние рельефа, наиболее четко проявляющееся в распределении минимальных температур, сказывается и на длительности безморозного периода.

Интенсивность заморозков также находится в сильной зависимости от

формы рельефа. Это влияние проявляется даже при самых малых разностях высот. Разницы температур почвы и прилегающих слоев воздуха на грядках и между грядками могут достигать нескольких градусов.

На количество осадков и их перераспределение оказывают влияние расчлененность рельефа, экспозиция склонов относительно влагонесущего потока, высота возвышенностей, их горизонтальная протяженность.

Непреднамеренные воздействия человека на климат

Воздействие человека на климат проявляется в процессе динамичного развития производственной деятельности. Изменения в природной среде (вырубка лесов, распашка земель, мелиорация) приводят к уменьшениям радиационного, влажностного, ветрового режима. В конечном итоге атмосферная циркуляция распространяет эти изменения и за пределы района, где производится воздействие.

Преобразования в окружающей природе (насаждение и вырубка лесов, осушение болот, создание водоемов, городская застройка) обуславливают изменения микроклимата и климата. Леса существенно меняют ветровой режим, распределение снежного покрова и промерзание почвы, увеличивают количество осадков, радиационный баланс и испарение. Внутри древесных насаждений складывается режим, улучшающий климатические условия произрастания растительности в засушливых областях.

В городах зеленые насаждения уменьшают интенсивность солнечной радиации у Земли, повышают влажность, сокращают дневные и вечерние температуры и запыленность воздуха. Вырубка лесов на склонах возвышенностей приводит к смыву почвы. При вырубке лесов меняется альbedo системы Земля-атмосфера на 1 %, глобальная температура понизится на 2⁰С. В настоящее время температура у Земли за счет вырубленных лесов понизилась на 0,6⁰С.

Известно, что удвоение концентрации CO₂ в атмосфере повышает температуру воздуха на 3⁰С. Количество CO₂, которое может выделиться при разложении древесины, повысит температуру на 0,7⁰С, что компенсирует понижение температуры, обусловленное ростом альbedo.

Перспективы изменения климата в результате антропогенных воздействий

Антропогенное увеличение углекислого газа, метана, закиси азота, тропосферного озона, хлорфторуглеродов приводит к изменению климата. Величина выброса CO₂ в атмосферу зависит от сжигания ископаемого топлива, которое удовлетворяет 80% мировой потребности и, следовательно, зависит от технологии получения энергии. Концентрация двуокиси углерода в атмосфере изменилась от 315 млн⁻¹ в 1958 г. до 343 млн⁻¹ в 1984 г.

Содержание озона в атмосфере уменьшилось примерно на 1%, но в тропосфере наблюдается увеличение в среднем на 10% вследствие деятельности человека. Увеличение концентрации тропосферного озона к 2050 г. ожидается еще на 10%. Средние годовые значения находятся в пределах 25-35 млрд⁻¹. Опасной для здоровья человека и растений является концентрация 60 млрд⁻¹ и более. Содержание метана составляет 1,7 млн⁻¹ и растет со скоростью около 1% в год.

По предварительным оценкам к 2050 г содержание метана увеличится на 20-50%. Метан в химических реакциях в атмосфере ведет к образованию окиси углерода и озона в тропосфере.

Современная концентрация N_2O составляет 310 млрд^{-1} , тренд около $0,3\%$ в год. Суммарная концентрация хлорфторуглеродов порядка 2 млрд^{-1} . Вклад этих веществ в величину парникового эффекта около 24% . Изменение климата в XXI в. в значительной степени будет определяться темпами роста парниковых газов.

Контрольные вопросы:

1. Климатическая система, глобальный и локальный климат.
2. Теплооборот, влагооборот и атмосферная циркуляция как климатообразующие факторы.
3. Какое влияние оказывают географические широты на климат?
4. Как изменяется климат с высотой?
5. Влияние распределения моря и суши на климат.
6. Аридность климата, индексы увлажнения. Орфография и климат.
7. Океанические течения и климат. Влияние снежного и растительного покрова на климат.
8. Принципы классификации климатов и генетическая классификация климатов Б.П.Алисова.
9. Генетическая классификация климатов Б.П.Алисова.
10. Опишите климаты экваториального пояса.
11. Опишите климаты субэкваториальных поясов (поясов тропических муссонов).
12. Опишите климаты тропических поясов.
13. Опишите климаты умеренных поясов.
14. Опишите климаты субарктического и субантарктического поясов.
15. Опишите климаты арктического и антарктического поясов.
16. Мезоклимат. Климат большого города.
17. Микроклимат как явление приземного слоя атмосферы.
18. Микроклиматы водоемов и прибрежных территорий.
19. В чём проявляется влияние рельефа на микроклимат?
20. Непреднамеренные воздействия человека на климат.
21. Перспективы изменения климата в результате антропогенных воздействий.

Список использованных источников

1. Данилов, А.Д. Атмосферный озон – сенсация и реальность / А.Д. Данилов, И.Л. Кароль. –Л. : Гидрометеоиздат, 2001. –120 с.
2. Исаев, А.А. Экологическая климатология. – М.: Научный мир, 2003. – 472 с.
3. Котляков, В.М. Мир снега и льда. – М.: Наука. 2004. – 286 с.
4. Метеорология и климатология: Учебное пособие [Текст]/ Г.И. Пиловец. - М.: НИЦ Инфра-М; Мн.: Нов. знание, 2013. - 399 с.
5. Метрология: учебник [Электронный ресурс] / А.А. Брюховец, О.Ф. Вячеславова, Д.Д. Грибанов и др.; Под общ. ред. С.А. Зайцева. - М.: Форум, 2009. - 464 с. (<http://www.znanium.com/bookread.php?book=163438>)
6. Учение об атмосфере и гидросфере / http://atlas.herzen.spb.ru/disc_annotation.php?disc_id=6201, 2014 г.
7. Хромов, С.П. Метеорология и климатология / С.П. Хромов, М.А. Петросянц. – М: Изд-во МГУ; Изд-во Наука, 2006. – 582 с.