

**МИНИСТЕРСТВО СЕЛЬСКОГО ХОЗЯЙСТВА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**
Федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение высшего профессионального образования
**«КУБАНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ АГРАРНЫЙ
УНИВЕРСИТЕТ»**

Факультет экологии

УЧЕНИЕ ОБ АТМОСФЕРЕ

Учебно-методическое пособие
для выполнения практических занятий
по направлению подготовки 05.03.06 Экология и природо-
пользование (квалификация (степень) бакалавр)

Краснодар

2016

УДК 504.3 (075)

ББК 20.1

С 84

Рецензенты:

Елисеева Н.В. – доктор географических наук, профессор
(ИМСИТ)

Елецкий Б.Д. – доктор биологических наук, профессор
(КубГУ)

Стрельников В. В. Учение об атмосфере: учеб.-метод. пособие для выполнения практических занятий / В.В. Стрельников, Е.В. Суркова, А.Г. Сухомлинова, И.В. Хмара. – Краснодар: Изд-во КубГАУ, 2016. – 54 с.

Учебно-методическое пособие составлено по программе практических занятий курса «Учение об атмосфере».

В каждой главе приводятся задачи и краткий пояснительный текст. В приложениях дается основной справочный материал.

Структура практикума отражает последовательность изложения материала, принятую в учебной программе. Учебно-методическое пособие отвечает основным положениям соответствующей ФГОС ВО по направлению подготовки 05.03.06 Экология и природопользование (квалификация (степень) бакалавр).

Печатается по решению методической комиссии экологического факультета КГАУ, протокол № 6 от «25» января 2016 г.

© Кафедра прикладной экологии, 2016

© ФГБОУ ВПО «Кубанский
государственный аграрный
университет, 2016

ВВЕДЕНИЕ

Учебно-методическое пособие предназначено для работы в группах первого курса факультета экологии и рассчитано на 34 часов (17 практических занятия).

Цель учебно-методического пособия – закрепление лекционного материала, а также систематизация и углубление знаний об атмосфере, происходящих в ней физических и химических процессов, формирующих климат Земли и его изменение.

Решение задач и анализ полученных результатов, выполнение практических упражнений, ответы на дополнительные вопросы способствуют лучшему усвоению и закреплению теоретического материала по курсу «Учение об атмосфере».

Для решения задач применение знаний по математике и физике предполагается в объеме, полученными в средней школе. Единицы физических величин, используемые в методическом указании, соответствуют Международной системе единиц (СИ).

СОДЕРЖАНИЕ

	С.
ВВЕДЕНИЕ.....	2
Тема 1 ОПРЕДЕЛЕНИЕ НАУКИ «МЕТЕОРОЛОГИЯ» И ЕЕ РАЗДЕЛА «КЛИМАТОЛОГИЯ»	
Практическое занятие №1. Основные термины и понятия.....	5
Тема 2. ВОЗДУХ И АТМОСФЕРА	
Практическое занятие №2. Атмосферное давление. Поправки к отсчетам барометров.....	7
Практическое занятие №3. Температура воздуха, температурные шкалы.....	11
Практическое занятие №4. Характеристики влажности воздуха и связь между ними.....	12
Практическое занятие №5. Плотность воздуха.....	16
Практическое занятие №6. Изменение атмосферного давления с высотой.....	18
Практическое занятие №7. Распределение температуры воздуха по высоте. Изменение влажности воздуха с высотой.....	21
Тема 3. РАДИАЦИЯ В АТМОСФЕРЕ	
Практическое занятие №8. Солнечная постоянная. Законы теплового излучения.....	24
Практическое занятие №9. Рассеянная и суммарная радиация.....	26
Практическое занятие №10. Отражение солнечной радиации. Альbedo различных поверхностей.....	28
Практическое занятие №11. Излучение земной поверхности.....	29
Практическое занятие №12. Радиационный баланс земной поверхности.....	31
Тема 4. БАРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ И ВЕТЕР	
Практическое занятие №13. Горизонтальный градиент давления. Распределение температуры воздуха по	33

горизонтали.....	
Тема 5. ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРЫ	
Практическое занятие №14. Теплофизические свойства почвы и воды.....	35
Тема 6. ВОДА В АТМОСФЕРЕ	
Практическое занятие №15. Испарение и насыщение.....	37
Тема 7. КЛИМАТООБРАЗОВАНИЕ	
Практическое занятие №16. Климатическая система Земли.....	41
Тема 8. КЛИМАТЫ ЗЕМЛИ	
Практическое занятие №17. Климатические зоны земного шара.....	44
ПРИЛОЖЕНИЯ.....	46
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ.....	54

Тема 1. Определение науки «метеорология» и ее раздела «климатология»

Практическое занятие №1. Основные термины и понятия

Задание. Изучите основные термины и понятия метеорологии.

Метеорология – это наука об атмосфере, о ее составе, строении, свойствах и протекающих в ней физических и химических процессах.

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

Метеорологические величины – количественные характеристики состояния атмосферы. К ним относятся: температура и влажность воздуха, атмосферное давление, скорость и направление ветра, количество и интенсивность осадков, количество и высота облаков, количество лучистой энергии.

Метеорологические (атмосферные) явления – качественные характеристики состояния атмосферы. К ним относятся: дождь, снег, роса, иней, туман, метели, пыльные бури, грозы, шквал, смерч и др. – не подлежат измерению, а определяются визуально. Например, туман с дальностью видимости 100, 200, 500 м.

Метеорологическая информация – сведения о фактическом состоянии атмосферы, о явлениях, происходивших в ней в прошлом и предсказание того, что будет в будущем.

Метеорологические наблюдения – это измерения метеорологических величин, а также регистрация атмосферных явлений.

Метеорологические наблюдения состояния атмосферы вне приземного слоя и до высот около 40 км, носят название **аэрологических** наблюдений. Наблюдения состояния высоких слоев атмосферы (более 100 км.) – **аэрономическими** наблюдениями.

Погода – совокупность метеорологических величин и явлений на данный момент времени и в данном месте.

Макроклимат – климат, формирующийся на больших пространствах, с размерами материков и океанов.

Мезоклимат – климат отдельных видов местности на достаточно больших площадях (лес, крупное озеро, заболоченная местность, город и др.) Местный климат выделяется на фоне общих климатических условий данной физико-географической зоны.

Микроклимат – климат, создающийся на небольших площадях под влиянием местных факторов. Микроклиматические особенности зависят от неоднородности свойств подстилающей поверхности, рельефа, экспозиции (ориентации склона относительно стран света) и поэтому проявляются в приземном слое воздуха и с высотой сглаживаются.

Метеорологические станции – специальные учреждения, проводящие метеорологические наблюдения по определенной, единой программе по несколько раз за день.

Метеорологические посты – аналогичные учреждения, но количество снимаемых показателей гораздо меньше (прежде всего, количество осадков и состояние снежного покрова).

Метеорологическая сеть – система метеостанций и метеопостов, работающая в едином режиме (с одинаковыми приборами, по унифицированным методикам и программам).

Градиент – это изменение какой-либо величины, приходящееся на единицу расстояния. В метеорологии он

используется для характеристики интенсивности изменения метеорологических величин в пространстве.

Адвекция – перенос воздуха и его свойств, характеризующих метеорологическими величинами и явлениями, в горизонтальном направлении.

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

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

Тема 2. Воздух и атмосфера

Практическое занятие №2. Атмосферное давление. Поправки к отсчетам барометров

Задание 1. Абсолютный максимум атмосферного давления на земном шаре, равный 1083,8 гПа (приведен к уровню моря), зарегистрирован на станции Агата, а абсолютный минимум давления, равный 877 гПа, – в тайфуне над Тихим океаном. На сколько отличалось атмосферное давление от стандартного в обоих случаях?

Задание 2. В Улан-Удэ среднее годовое атмосферное давление (приведенное к уровню моря) составляет 1020,9 гПа. На сколько отличается указанное давление от нормального?

Задание 3. На метеорологической станции, расположенной на широте 50° и высоте 150 м, отсчет по барометру равнялся 1009,8 гПа, исправленный отсчет термометра при барометре составлял $20,0^\circ\text{C}$,

инструментальная поправка барометра равнялась 0,2 гПа. Определить атмосферное давление на метеорологической станции.

Задание 4. На высокогорной станции Бермамыт (широта $43^{\circ}42'$, высота 2586 м) показание барометра 725 гПа, термометр при барометре показывал $18,5^{\circ}\text{C}$. Вычислить поправки на температуру и силу тяжести в зависимости от широты и высоты места над уровнем моря.

Всякий газ производит давление на ограничивающие его стенки, т. е. действует на эти стенки с какой-то силой давления, направленной перпендикулярно (нормально) к стенке.

Числовое значение (модуль) этой силы F , отнесенной к S , и называют **давлением**. Следовательно, давление есть сила, приходящаяся на единицу площади, направленная перпендикулярно к ней:

$$p = \frac{F}{S} \quad (2.1)$$

Единицей давления воздуха служит паскаль (Па), равный силе 1 ньютон (Н), действующей на площадь 1 м^2 . ($1\text{ Па} = 1\text{ Н/м}^2$). В Международной системе единиц (СИ) давление измеряют в гектопаскалях ($1\text{ гПа} = 10^2\text{ Па}$) с точностью до десятых долей. В метеорологии так же используется единица давления называемаяся миллибаром (мбар), которая представляет давление силой в 10^3 дин, приходящееся на 1 см^2 ; $1\text{ мбар} = 1\text{ гПа}$. Применяется и внесистемная единица – миллиметр ртутного столба (мм рт. ст.): $1\text{ мм рт. ст.} = 1,33\text{ гПа}$; $1\text{ гПа} = 0,75\text{ мм рт. ст.}$

За **стандартное атмосферное давление** на уровне моря принимается давление, равное 1013,25 гПа

За **нормальное атмосферное давление** принято давление воздуха на уровне моря на широте 45° с.ш. при температуре 0 °С, которое принимают равное 1000 гПа.

С высотой атмосферное давление быстро убывает. Атмосферное давление в каждой точке земной поверхности не остается постоянным.

Основным прибором для измерения атмосферного давления служит ртутный барометр. В приборе атмосферное давление уравнивается давлением столба ртути; давление столба ртути создается весом столба ртути, приходящимся на площадь основания столба, т.е. на единицу площади, следовательно, атмосферное давление – это вес столба воздуха, приходящийся на единицу площади, т.е. на 1 м², по изменениям высоты ртутного столба можно судить об изменениях атмосферного давления. Другие приборы измерения атмосферного давления (анероиды, барографы, метеорографы, радиозонды и др.) основаны на определении деформаций упругой пустой внутри металлической коробки, которые происходят при изменениях внешнего давления на нее. Приборы этого типа нужно тарировать (градуировать) по показаниям ртутного барометра.

Для сравнимости наблюдений за давлением при различных температурах показания барометров приводят к 0 °С, с этой целью вводят, так называемую **температурную поправку**, которая находится с помощью специальных таблиц, вычисленных на основании следующей формулы:

$$H_0 = H_t - 0,000163H_t t, \quad (2.2)$$

где H_0 и H_t – высоты ртутного столба при температуре 0 °С и t °С;

Показания барометров зависят также от силы тяже-

сти, которая изменяется в зависимости от широты и высоты места наблюдений. В метеорологии принято приводить показания барометра к показаниям на широте 45° . Это делается по следующей формуле:

$$H_{45} = H_\varphi (1 - 0,0026 \cos 2\varphi), \quad (2.3)$$

где H_{45} и H_φ – высоты ртутного столба в барометре на широтах 45 и φ .

Пользуясь формулой (2.3), можно определить **поправку на силу тяжести в зависимости от широты места**. Если барометр расположен на широте больше 45° , поправка вводится с плюсом, если меньше 45° – с минусом.

Поправка на силу тяжести в зависимости от высоты места наблюдений вычисляется по формуле:

$$H_0 = H_h (1 - 0,000000314h), \quad (2.4)$$

где H_0 и H_h – показания барометра на уровне моря и на высоте h .

Если станция находится выше уровня моря, поправка будет отрицательная, а если ниже – положительная. Формула (2.4) пригодна для вычисления поправки в отдельных точках в свободной атмосфере. Если станция находится на горе, то пользуются другой формулой:

$$H_0 = H_h (1 - 0,000000196h) \quad (2.5)$$

На метеорологической станции барометр находится постоянно на одном месте, поэтому **инструментальная поправка объединяется с поправкой на силу тяжести**. Эта комплексная поправка называется **постоянной**.

Таким образом, наблюдателю приходится вводить к

отсчетам барометра постоянную поправку и поправку па температуру.

Практическое занятие №3. Температура воздуха, температурные шкалы

Задание 1. Перевести 25,3; $-57,5$; 47,2; $-22,8$ °C в градусы Кельвина и Фаренгейта.

Задание 2. Перевести 225,2; 124,4; 10,8; 138,7 °F в градусы Цельсия.

Воздух, как и всякое тело, всегда имеет температуру, отличную от абсолютного нуля. Температура воздуха в каждой точке атмосферы непрерывно меняется с изменением времени. Кроме того, в разных местах Земли в одно и то же время она также различна.

У земной поверхности температура воздуха меняется в широких пределах: наиболее высокое значение температуры, измеренное до сих пор, в тропических пустынях – немного ниже 60 °C, а самое низкое значение температуры воздуха, наблюдавшееся на советской станции Восток в Антарктиде, около -90 °C. Таким образом, размах значений температуры у земной поверхности на земном шаре равен 150 °C. Температура воздуха, а также почвы и воды в метеорологии в большинстве стран измеряется в единицах СИ, т.е. в градусах Международной температурной шкалы, или шкалы Цельсия (°C). Ноль этой шкалы приходится на температуру, при которой тает лед, а 100 °C – на температуру кипения воды (и то в другое при давлении – 1013 гПа). Широко распространена абсолютная шкала температур, или шкала Кельвина. Ноль этой шкалы соответствует полному прекращению теплового хаотического движения молекул, т.е. самой низкой температуре. По

шкале Цельсия это будет $-273,15\text{ }^{\circ}\text{C}$ (на практике за абсолютный ноль нередко принимают $-273\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Единица абсолютной шкалы, называемая Кельвином (К), равна единице шкалы Цельсия: $1\text{ К} = 1\text{ }^{\circ}\text{C}$. По абсолютной шкале температура может быть только положительной, т.е. выше абсолютного нуля.

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

$$T = t + 273,15 \quad (2.6)$$

В США, Англии и некоторых странах бывшей Британской империи до сих пор используется температурная шкала Фаренгейта.

За ноль в этой шкале принята температура смеси снега и нашатыря, а за $100\text{ }^{\circ}\text{F}$ – нормальная температура человеческого тела. По шкале Фаренгейта $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ соответствует плюс $32\text{ }^{\circ}\text{F}$, а $100\text{ }^{\circ}\text{C}$ – плюс $212\text{ }^{\circ}\text{F}$. Отсюда $1\text{ }^{\circ}\text{C} = (9/5)\text{ }^{\circ}\text{F}$, $1\text{ }^{\circ}\text{F} = (5/9)\text{ }^{\circ}\text{C}$. $0\text{ }^{\circ}\text{F}$ соответствует примерно $-17,8\text{ }^{\circ}\text{C}$. Переход от шкалы Фаренгейта к шкале Цельсия и наоборот осуществляется по формулам:

$$t, \text{ }^{\circ}\text{C} = (5/9) \cdot (t, \text{ }^{\circ}\text{F} - 32), \quad (2.7)$$

$$t, \text{ }^{\circ}\text{F} = (9/5) \cdot t \text{ }^{\circ}\text{C} + 32 \quad (2.8)$$

Практическое занятие №4. Характеристики влажности воздуха и связь между ними

Задание 1. Определить дефицит насыщения водяного пара при температуре $-18,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ и парциальном давлении 110 Па .

Задание 2. Массовая доля водяного пара $6,5\text{ }%$ при

температуре $2,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ и атмосферном давлении 997 гПа . Насколько должна повыситься температура воздуха при неизменном давлении, чтобы водяной пар достиг состояния насыщения?

Задание 3. Температура воздуха 300 К при относительной влажности воздуха 30% . Определить точку росы.

Задание 4. Пользуясь данными приложения Б, построить графики годового хода парциального давления водяного пара и относительной влажности воздуха для заданного пункта.

Задание 5. Пользуясь данными приложения Б, построить графики суточного хода парциального давления водяного пара и относительной влажности воздуха для заданного пункта и месяцев (январь, июль).

В атмосферу непрерывно поступает водяной пар, образующийся в результате испарения с поверхности воды, почвы, испарения растениями (транспирация). При конденсации водяного пара и выпадении осадков вода покидает атмосферу.

В среднем на любой момент времени в атмосфере содержится 12900 км^3 воды, что составляет $0,001\%$ от всего количества воды на Земле, но в 6 раз больше воды, содержащейся в руслах рек мира. В атмосфере вода содержится в газообразном (водяной пар), капельножидком и твердом (кристаллики льда) состояниях.

Содержание водяного пара в воздухе называют **влажностью воздуха**. Мерой влажности являются парциальное давление водяного пара и относительная влажность. В метеорологии для оценки содержания водяного пара в воздухе используются характеристики влажности воздуха.

Парциальное давление (упругость) водяного пара (e) – это давление, которое имел бы водяной пар, если бы он один занимал объем газовой смеси при той же темпера-

туре (т.е. это фактическое давление водяного пара в воздухе). Парциальное давление пара в СИ выражают в гектопаскалях (1 гПа = 1мб).

Давление насыщенного водяного пара (E) – давление водяного пара в состоянии насыщения. Это максимальное давление водяного пара, возможное при данной температуре. Оно определяется эмпирической формулой Магнуса:

$$E = E_0 \cdot 10^{\frac{at}{b+t}}, \quad (2.9)$$

где $E_0 = 6,107$ гПа – давление насыщенного пара при температуре $t = 0$ °С.

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

При положительных температурах E над плоскостью поверхности дистиллированной воды зависит только от температуры, а при отрицательных температурах оно зависит еще от фазового состояния испаряющей среды. Для вычисления E над плоской поверхностью дистиллированной воды и чистого льда служат формулы, которые табулированы, так что практически E определяют по таблицам (приложение А).

Дефицит насыщения (d) – недостаток водяного пара до насыщенного состояния, т.е. разность между давлением насыщенного водяного пара и упругостью водяного пара, определяется по формуле:

$$d = E - e \quad (2.10)$$

Если воздух содержит водяного пара меньше, чем нужно для насыщения его при данной температуре, можно

определить, насколько воздух близок к состоянию насыщения. Для этого вычисляют **относительную влажность**.

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

$$f = \frac{e}{E} \times 100\% \quad (2.11)$$

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

Абсолютная влажность воздуха (a) – это количество водяного пара в граммах, содержащегося в одном кубическом метре воздуха. Абсолютная влажность и парциальное давление водяного пара связаны соотношениями:

$$a = 217 \frac{e}{T}, \quad (2.12)$$

(здесь e – в гПа, T – температура в кельвинах) или:

$$a = \frac{0,8e}{1 + \alpha T}, \quad (2.13)$$

(здесь e – в гПа, T – в градусах Цельсия, $\alpha = 1/273$).

Массовая доля водяного пара (удельная влажность) (s) – отношение массы водяного пара к массе влажного воздуха, выражается в промилле (‰):

$$s = 622 \frac{e}{p}, \quad (2.14)$$

где p – давление, Па.

Отношение смеси (r) – отношение массы водяного пара к массе сухого воздуха, содержащегося в данном объеме:

$$r = 622 \frac{e}{p - e} \quad (2.15)$$

Точка росы (t_d) – температура, при которой водяной пар, содержащийся в воздухе, достигает состояния насыщения при данном атмосферном давлении.

Определяется точка росы по значению парциального давления водяного пара (приложение А).

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

$$D = t - t_d \quad (2.16)$$

Практическое занятие №5. Плотность воздуха

Задание 1. Определить плотность сухого воздуха при атмосферном давлении 970 гПа и температуре $-73,2$ °С

Задание 2. Какова плотность воздуха при температуре 300 К, атмосферном давлении 1000 гПа и парциальном давлении водяного пара 10,3 гПа?

Задание 3. Определить виртуальную температуру, если атмосферное давление 900 гПа, температура воздуха 250 К, относительная влажность 50 %.

Задание 4. Определить виртуальную температуру воздуха при температуре 262 К, атмосферном давлении $7,2 \cdot 10^4$ Па, если дефицит насыщения составляет 33 Па.

Задание 5. Какую температуру должен иметь сухой воздух, чтобы его плотность равнялась плотности влажного воздуха, имеющего температуру 7 °С при атмосферном давлении 1000 гПа и парциальном давлении водяного пара

5 гПа?

Плотность (ρ) – это масса в единице объема. В метеорологии плотность воздуха не измеряется, она вычисляется с помощью уравнения состояния газов по измеренным значениям давления (p , Па) и температуры (T , К). Зная удельную газовую постоянную (R) сухого воздуха, равную $287,05 \text{ м}^2/(\text{с}^2 \text{ К})$, **плотность сухого воздуха** вычислить легко из уравнения состояния Менделеева-Клапейрона:

$$\rho = \frac{p}{RT}, \quad (2.17)$$

Плотность влажного воздуха определяется:

$$\rho = \frac{p}{RT} \left(1 - 0,378 \frac{e}{p}\right), \quad (2.18)$$

где e – парциальное давление водяного пара, Па;

Виртуальной температурой (T_B) называется такая температура, которую должен иметь сухой воздух, чтобы его плотность была равна плотности влажного воздуха при том же давлении. Виртуальная температура определяется по формуле:

$$T_B = T \left(1 + 0,378 \frac{e}{p}\right) \quad (2.19)$$

Используя виртуальную температуру, к влажному воздуху можно применять уравнение состояния и другие соотношения, справедливые для сухого воздуха. Таким образом, формула **плотности влажного воздуха** примет вид:

$$\rho = \frac{p}{RT_B} \quad (2.20)$$

Практическое занятие №6. Изменение атмосферного давления с высотой

Задание 1. В двух пунктах, расположенных на широте 30° в горной местности, отмечались следующие значения метеорологических величин: в первом – давление 1030 гПа, температура $23,3^\circ\text{C}$, парциальное давление водяного пара 12,7 гПа; во втором – давление 950 гПа, температура $16,7^\circ\text{C}$, парциальное давление водяного пара 7,3 гПа. Каково превышение одного пункта над другим?

Задание 2. На уровне моря давление 1010 гПа, температура 25°C . Определить высоту станции над уровнем моря, если атмосферное давление на ней 950 гПа и вертикальный градиент температуры $\gamma = 0^\circ\text{C}/100\text{ м}$.

Задание 3. Каково атмосферное давление и температура воздуха на вершине горного перевала высотой 400 м, если н. у. м. давление стандартное, температура $18,5^\circ\text{C}$, а вертикальный градиент температуры $0,5^\circ\text{C}/100\text{ м}$.

Чтобы получить представление о действительном крупномасштабном распределении давления на больших территориях, нужно исключить влияние различных высот метеорологических станций, которое отражается на величине давления. Зная давление на некоторой станции, расположенной на высоте z_{cm} над уровнем моря, и температуру t_{cm} , на этой станции, вычисляют сначала воображаемую среднюю температуру между температурами на рассматриваемой станции и на уровне моря (в действительности атмосферного столба между станцией и уровнем моря, конечно, нет). Для уровня станции берется фактическая температура, а для уровня моря – вычисленная температура. При вычислении используется известный факт, что в среднем приземная температура падает на $0,5^\circ\text{C}$ на каждые 100 м поднятия. Следовательно, если от уровня станции z_{cm} спускаться к уровню моря, температура будет возрастать

на $0,5 \text{ }^\circ\text{C}$ на каждые 100 м, т.е.:

$$t_{y.m} = t_{cm} + 0,5 \cdot 10^{-2} \cdot z_{cm}, \quad (2.21)$$

где z_{cm} – высота станции, м.

За среднюю температуру воображаемого столба воздуха принимается среднее арифметическое t_{cm} и $t_{y.m}$:

$$t_m = \frac{(t_{cm} + t_{y.m})}{2} \quad (2.22)$$

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

$$p_{y.m} = p_{cm} \exp \frac{gz_{cm}}{RT_m}, \quad (2.23)$$

где $T_m = 273^\circ + t_m$

Быстрые подсчеты, связанные с изменением давления с высотой, можно сделать с помощью, так называемой **барической ступени**.

Напишем основное уравнение статики:

$$\Delta p = -g\rho\Delta z, \quad (2.24)$$

где Δp – изменение давления при изменении высоты на Δz ;

ρ – средняя плотность воздуха в слое Δz ;

g – ускорение свободного падения ($g = 9,806$).

Барометрическая формула Лапласа является одним из интегралов основного уравнения статики. Она имеет вид:

$$z_2 - z_1 = B(1 + \alpha t) \left(1 + 0,378 \frac{e}{p}\right) (1 + 0,0026 \cos 2\varphi) \times$$

$$(1 + \beta z) \lg \frac{p_1}{p_2}, \quad (2.25)$$

где B – барометрическая постоянная, равная 18400 м;

$\alpha = 1/273$ – термический коэффициент объемного расширения газа;

p_1 и p_2 – давление на уровнях z_1 и z_2 ;

$z = \frac{z_1 + z_2}{2}$ – высота над уровнем моря середины рассматриваемого слоя;

t , e и p – средние по высоте значения температуры ($^{\circ}\text{C}$), парциального давления водяного пара и атмосферного давления в рассматриваемом слое;

φ – широта места;

β – коэффициент, равный $3,14 \cdot 10^{-7} \text{ м}^{-1}$ для свободной атмосферы и $1,96 \cdot 10^{-7} \text{ м}^{-1}$ для горных местностей;

$(1 + 0,378 \frac{e}{p})$ – множитель, учитывает влажность воздуха;

$(1 + 0,0026 \cos 2\varphi)$ и $(1 + \beta z)$ – множители, характеризуют зависимость ускорения свободного падения от широты и высоты места над уровнем моря.

На практике часто пользуются сокращенной барометрической формулой:

$$z_2 - z_1 = B(1 + \alpha t) \lg \frac{p_1}{p_2} \quad (2.26)$$

Если в слое атмосферы между уровнями z_1 и z_2 температура не изменяется с высотой, то формула (2.26) характеризует изотермическую атмосферу. При известных значениях температуры на уровнях z_1 и z_2 определяют среднюю температуру слоя.

Вертикальный градиент давления (G_1) – изменение давления при перемещении на единицу высоты. Его получают из основного уравнения статики, разделив обе его части на Δz :

$$G_1 = \frac{gP}{RT_m} \quad (2.27)$$

Вертикальный градиент давления обычно выражают в гПа/100 м.

Барическая ступень h – высота, на которую нужно подняться или опуститься, чтобы давление изменилось на 1 гПа. Барическая ступень (м/гПа) – величина, обратная вертикальному градиенту давления:

$$h = \frac{RT}{gP} \approx \frac{8000}{P}(1 + \alpha t) \quad (2.28)$$

Практическое занятие №7. Распределение температуры воздуха по высоте. Изменение влажности воздуха с высотой

Задание 1. На высоте 100 м температура воздуха 20 °С, а на высоте 700 м она равна 17 °С. Определить вертикальный градиент температуры?

Задание 2. На уровне моря температура 15 °С, вертикальный градиент температуры 0,6 °С/100 м. Определить температуру на высоте 500 м?

Задание 3. У поверхности земли температура воздуха 3,6 °С, а на высоте 2000 м над земной поверхностью она равна –4,4 °С. Определить вертикальный градиент температуры.

Задание 4. На высоте 650 м отмечалась температура воздуха 24,5 °С при вертикальном градиенте температуры, равном 0,6 °С/100. Привести температуру к уровню моря.

Задание 5. У поверхности земли относительная влажность воздуха составляет 70 % при температуре 20 °С. Какова относительная влажность на высоте 2000 м, если вертикальный градиент температуры равен 0,5 °С/100 м?

Задание 6. На уровне моря дефицит насыщения равен 5 гПа при температуре 288,4 К. Определить дефицит насыщения на уровне 1000 м, если вертикальный градиент температуры равен 0,6 °С/100 м.

Задание 7. У подножия горного перевала высотой 1500 м отмечена температура воздуха 293 К при относительной влажности 40 %. Определить абсолютную влажность воздуха на вершине перевала при условии, что вертикальный градиент температуры равен 0,5 °С/100 м?

Вертикальным градиентом температуры воздуха (γ) называется ее изменение на каждые 100 м высоты:

$$\gamma = -\frac{\Delta T}{\Delta z} \cdot 100, \quad (2.29)$$

Здесь $\Delta T = T_B - T_H$, где T_B – температура на верхнем уровне z_B и T_H – температура на нижнем уровне z_H . Тогда:

$$\gamma = \frac{T_H - T_B}{z_B - z_H} \cdot 100, \quad (2.30)$$

где z_B и z_H – высоты, м;

γ – температуры воздуха, °С/100 м (или в К/100 м).

Зная вертикальный градиент температуры, легко определить температуру на любом уровне z , если известна температура T_0 на нижнем уровне:

$$T_z = T_0 - \gamma z \quad (2.31)$$

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

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

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

Убывание парциального давления водяного пара с высотой выражается эмпирическими формулами.

Для горных местностей выведена формула:

$$e_z = e_0 \cdot 10^{-z/6300}, \quad (2.32)$$

где e_0 , e_z – парциальное давление водяного пара на уровне моря и на высоте z .

Для свободной атмосферы по аэрологическим данным:

$$e_z = e_0 \cdot 10^{-z/5000} \quad (2.33)$$

Тема 3 Радиация в атмосфере

Практическое занятие №8. Солнечная постоянная. Законы теплового излучения

Задание 1. Определить излучательную способность абсолютно черного тела, температура которого равна $7,2$ °С.

Задание 2. Максимум энергии в солнечном спектре приходится на длину волны $0,47$ мкм. Вычислить температуру Солнца, если считать, что оно излучает, как абсолютно черное тело.

Задание 3. Средняя температура земной поверхности 15 °С. Предположив, что Земля излучает, как абсолютно черное тело, вычислить поток земного излучения и определить, на какую длину волны приходится максимум этого излучения.

Задание 4. На сколько изменится излучательная способность чернозема, если его нагреть от 0 до 80 °С.

Лучистая энергия Солнца количественно характеризуется потоком солнечной радиации, называемым также **энергетической освещенностью**.

Поток солнечной радиации – это количество лучистой энергии, проходящей в единицу времени через единицу поверхности. Поток прямой солнечной радиации (в виде пучка параллельных лучей) через поверхность, пер-

пендикулярную к лучам, обозначается через S . Единица потока солнечной радиации кВт/м^2 . Количество тепла (сумму тепла) солнечной радиации, получаемого данной поверхностью за то или иное время, выражают в Дж/м^2 .

Поток солнечной радиации на верхней границе атмосферы через поверхность, перпендикулярную лучам, при среднем расстоянии Земли от Солнца ($\bar{R} = 149 \cdot 10^6 \text{ км}$) называется **солнечной постоянной** $S_0^* = 1,38 \text{ кВт/м}^2$.

Поток солнечной радиации на верхней границе атмосферы S_0 для любого дня, т. е. при любом расстоянии R между Землей и Солнцем, связан с солнечной постоянной S_0^* соотношением $\frac{S_0^*}{S_0} = \frac{R^2}{R^2}$

В метеорологии и при изучении солнечной радиации, земного и атмосферного излучения применяют законы теплового излучения.

Закон Стефана–Больцмана. Поток излучения (называемый также излучательной способностью) черного тела пропорционален четвертой степени его температуры:

$$E_{a.c.m} = \sigma T^4, \quad (3.1)$$

где постоянная $\sigma = 5,7 \cdot 10^{-11} \text{ кВт/(м}^2 \text{ К}^4)$.

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

$$E_s = \delta \sigma T^4, \quad (3.2)$$

Значения δ для некоторых естественных поверхностей даны в приложении В.

Закон Вина. Длина волны, соответствующая максимальной энергии излучения черного тела, обратно пропорциональна абсолютной температуре:

$$\lambda_m = \frac{2898}{T}, \quad (3.3)$$

где λ_m – длина волны, мкм;

T – температура, К.

Соотношения (3.1) и (3.3) позволяют вычислить температуру поверхности по известному излучению и, наоборот, по известной температуре определить излучение и длину волны, на которую приходится максимальная энергия.

Практическое занятие №9. Рассеянная и суммарная радиация

Задание 1. Определить, во сколько раз синие лучи рассеиваются в атмосфере больше, чем желтые, вследствие молекулярного рассеивания.

Задание 2. Приняв за единицу коэффициент рассеяния для красных лучей, рассчитать для всех основных цветов солнечного спектра относительные коэффициенты рассеяния. Построить график зависимости величины K от длины волны.

Задание 3. Определить суммарную радиацию, если известно, что при данной прозрачности воздуха и при высоте Солнца 55° поток солнечной радиации равен $0,94 \text{ кВт/м}^2$, а поток рассеянной радиации составляет 12 % потока прямой (S).

Задание 4. Поток солнечной радиации равен $0,71 \text{ кВт/м}^2$. Поток рассеянной радиации составляет 9 % солнечной постоянной. Вычислить суммарную радиацию, если измерения проводились при высоте Солнца 40° .

Прямая солнечная радиация на пути сквозь атмосферу ослабляется не только поглощением, но и путем рассеяния, причем ослабляется более значительно.

Рассеяние – это фундаментальное физическое явление взаимодействия света с веществом.

Часть солнечной радиации, поступающей к земной поверхности со всех точек небесного свода после рассеяния атмосферными газами и аэрозолями, называется **рассеянной радиацией (D)**, которая измеряется в кВт/м^2 .

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

Рассеяние солнечной радиации газовой средой характеризуется объемным коэффициентом рассеяния K , показывающим, какая часть прямой радиации рассеивается единичным объемом газа. Рассеяние молекулами атмосферных газов (молекулярное рассеяние) по **закону Рэлея** обратно пропорционально четвертой степени длины волны рассеиваемой радиации:

$$K = \frac{C}{\lambda^4}, \quad (3.4)$$

где C – коэффициент, зависящий от природы газа и его плотности.

Фиолетовые лучи с $\lambda = 0,4$ мкм рассеиваются больше, чем красные с $\lambda = 0,8$ мкм в $0,8^4/0,4^4=2^4=16$ раз.

Длины волн, соответствующие лучам разного цвета, даны в приложении Г.

Сумма прямой и рассеянной радиации называется **суммарной солнечной радиацией (Q)**:

$$Q = S' + D, \quad (3.5)$$

Практическое занятие №10. Отражение солнечной радиации. Альbedo различных поверхностей

Задание 1. Вычислить количество тепла, поглощенного за 1 ч поверхностями (1 м^2) зеленой травы и влажного чернозема, если суммарная радиация в течение этого часа была $0,84 \text{ кВт/м}^2$.

Задание 2. При $h_{\odot} = 35^\circ$ поток солнечной радиации $S = 0,93$, а поток рассеянной радиации $D = 0,15 \text{ кВт/м}^2$. Определить, какое количество тепла поглощают поверхности сухой травы и сухого чернозема.

Задание 3. Вычислить сумму поглощенной радиации сухой глинистой почвой, если $S = 0,72$, $D = 0,07$, $Q_{\text{отр}} = 0,14 \text{ кВт/м}^2$, а $h_{\odot} = 45^\circ$. Как изменится коэффициент поглощения этой почвы, если она увлажнится?

Задание 4. Сколько тепла получают поверхности озера и песчаного берега (песок желтый) при высоте солнца 40° , если поток солнечной радиации $0,79 \text{ кВт/м}^2$ и рассеянная радиация $0,20 \text{ кВт/м}^2$.

Падая на земную поверхность, суммарная радиация в большей своей части поглощается в верхнем тонком слое почвы или в более толстом слое воды и переходит в тепло, а частично отражается. Величина отражения солнечной радиации земной поверхностью зависит от характера этой поверхности.

Отношение потока коротковолновой радиации (Q_{omp}), отраженной данной поверхностью, к суммарной радиации (Q), падающей на эту поверхность, называется **альбедо (A) данной поверхности**. Альбедо выражают в долях единицы с точностью до 0,01 или в процентах:

$$A = Q_{omp} / Q \quad (3.6)$$

В приложении Д даны значения альбедо различных естественных поверхностей. Альбедо водной поверхности зависит от угла падения солнечных лучей и, следовательно, от высоты Солнца. Эта зависимость дана в приложении Е.

Величина $(1 - A)$ представляет собой **коэффициент поглощения** коротковолновой радиации данной поверхностью. Он показывает, какая доля падающей на эту поверхность коротковолновой радиации поглощается ею. Поглощенная деятельным слоем часть суммарной радиации равна:

$$Q_{noz} = Q(1 - A) \quad (3.7)$$

Практическое занятие №11. Излучение земной поверхности

Задание 1. Вычислить излучение почвы (чернозем) и поверхности воды при температуре 18,5 °С.

Задание 2. Пиргеометром измерено эффективное излучение его поверхности, равное 0,12 кВт/м². Температура прибора 16 °С. Чему равно встречное излучение атмосферы? Излучающую поверхность пиргеометра можно считать абсолютно черной.

Задание 3. Эффективное излучение пиргеометра 0,20

кВт/м². Температура прибора 21,2 °С. Вычислить встречное излучение атмосферы.

Задание 4. Вычислить эффективное излучение поверхности водного бассейна, если температура воздуха 22,3 °С, температура поверхностного слоя воды 15,4 °С, парциальное давление водяного пара 17 гПа.

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

Собственное излучения поверхности земли (деятельного слоя) определяется по закону температурного излучения Стефана–Больцмана.

При +15 °С, или 288 К, E_s равно $3,73 \cdot 10^2$ Вт/м². Столь большая отдача радиации с земной поверхности приводила бы к быстрому ее охлаждению, если бы этому не препятствовал **обратный процесс** – поглощение солнечной и атмосферной радиации земной поверхностью. Абсолютные температуры земной поверхности заключаются между 190 и 350 К.

При таких температурах испускаемая радиация практически имеет длины волн в пределах 4 – 120 мкм, а максимум ее энергии приходится на 10 – 15 мкм. Следовательно, вся эта **радиация инфракрасная**, не воспринимается глазом.

Атмосфера также излучает длинноволновую радиацию, часть которой уходит вверх в мировое пространство и называется **уходящим излучением**, а другая часть – вниз к земной поверхности называется **встречным излучением** (E_a) атмосферы. Таким образом, земная поверхность (деятельный слой), излучая определенное количество длинноволновой радиации (E_s), поглощает часть (δ) встречного излучения атмосферы.

Разность между собственным излучением земной поверхности и встречным излучением атмосферы называют **эффективным излучением** E_e :

$$E_e = E_s - \delta E_a \quad (3.9)$$

Эффективное излучение представляет собой чистую потерю лучистой энергии, а следовательно, и тепла с земной поверхностью ночью. Оно измеряется специальными приборами – **пиргеометрами**. Днем эффективное излучение перекрывается или частично компенсируется поглощенной солнечной радиацией. Поэтому земная поверхность днем теплее, чем ночью, но и эффективное излучение днем больше.

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

Излучение атмосферы зависит не только от ее температуры, но и от содержания в ней водяного пара и может быть вычислено по формуле Брента:

$$E_a = \sigma T_a^4 (0,61 + 0,05\sqrt{e}), \quad (3.10)$$

где T_a – температура воздуха, К;

e – парциальное давление водяного пара, гПа;

0,61 и 0,05 – постоянные коэффициенты, найденные эмпирическим путем Т.Г. Берлянд и М.Е. Берляндом.

Практическое занятие №12. Радиационный баланс земной поверхности

Задание 1. Вычислить баланс коротковолновой радиации, если при высоте Солнца 38° актинометрические измерения показали следующие результаты: $S = 0,96$ кВт/м²,

$D = 0,10 \text{ кВт/м}^2, Q_{omp} = 0,14 \text{ кВт/м}^2.$

Задание 2. Вычислить баланс длинноволновой радиации, если $S = 0,84 \text{ кВт/м}^2, D = 0,11 \text{ кВт/м}^2, Q_{omp} = 0,12 \text{ кВт/м}^2, B = 0,53 \text{ кВт/м}^2.$ Измерения проводились при высоте Солнца $52^\circ.$

Задание 3. Вычислить радиационный баланс поверхности сухой травы 6 января, если коэффициент прозрачности $0,70,$ температуре воздуха $11,8 \text{ }^\circ\text{C},$ температура почвы $20,1 \text{ }^\circ\text{C},$ облачность отсутствует, высота Солнца $58^\circ,$ рассеянная радиация составляет 16% прямой, альbedo данной поверхности равно $19,0 \%,$ парциальное давление водяного пара $10 \text{ гПа}.$

Разность между поглощенной радиацией и эффективным излучением называют **радиационным балансом земной поверхности,** который определяется по формуле:

$$B = (S \sinh_{\ominus} + D)(1 - A) - E_e, \quad (3.11)$$

где первое слагаемое правой части уравнения представляет собой баланс коротковолновой радиации B_{κ} (поглощенная радиация), а вторая часть – баланс длинноволновой радиации (эффективное излучение с обратным знаком). Радиационный баланс можно представить как сумму балансов **коротковолновой радиации:** $B_{\kappa} = S' + D - Q_{omp}$ и **длинноволновой радиации** $B_{\delta} = \delta E_a - E_s = -E_e$

Радиационный баланс можно измерить балансомером или вычислить, зная измеренные значения составляющих его потоков S', D, Q_{omp} и $E_e.$ В случае отсутствия тех или иных измерений баланс может быть вычислен по формулам. В ночные часы, когда суммарная радиация отсутствует, отрицательный радиационный баланс равен эффективному излучению и поэтому меняется в течении ночи мало, если только условия облачности остаются одинаковыми.

Радиационный баланс переходит от ночных отрица-

тельных значений к дневным положительным после восхода Солнца при высоте его $10 - 15^\circ$. От положительных значений к отрицательным он переходит перед закатом Солнца при той же его высоте над горизонтом.

При наличии снежного покрова радиационный баланс переходит к положительным значениям только при высоте Солнца около $20 - 25^\circ$, так как при большом альбедо снега поглощение им суммарной радиации мало. Днем радиационный баланс растет с увеличением высоты Солнца и убывает с ее уменьшением.

Тема 4 Барическое поле и ветер

Практическое занятие №13. Горизонтальный градиент давления. Распределение температуры воздуха по горизонтали

Задание 1. На синоптической карте расстояние между двумя соседними изобарами в направлении нормали к ним составляет 250 км. Определить величину градиента давления.

Задание 2. В центре антициклона атмосферное давление 1040,5 гПа, а на расстоянии 610,5 км от его центра в направлении нормали к изобарам давление 1037,8 гПа. Определить горизонтальный градиент давления.

Задание 3. Каково среднее значение горизонтального градиента давления в циклоне с изобарами в виде концентрических окружностей с наибольшим диаметром, равным 1000 км, если в центре циклона давление 980,6 гПа, а на периферии 997,1 гПа?

Горизонтальным градиентом давления (G_2) называется величина, характеризующая изменение давления

(Δp) в горизонтальном направлении по нормали (n) к изобарам:

$$G_2 = -\frac{\Delta p}{\Delta n}, \quad (4.1)$$

где Δn – расстояние между точками.

Изобара – линия, соединяющая точки с одинаковым давлением на уровне моря (или на какой-либо поверхности уровня). Изобары на синоптических картах проводятся через 5 гПа.

В системе СИ единицей горизонтального градиента давления служит Па/м. На практике G_2 выражают в гПа/100 км.

Распределение температуры воздуха по горизонтали на обширных территориях или на всем земном шаре можно представить с помощью карт, на которых проведены изотермы. Для сравнимости наблюдений, выполненных в различных пунктах, измеренную температуру приводят к уровню моря. При этом вертикальный градиент температуры в слое от уровня моря до уровня станции принимают, как правило, равным **0,5 °С/100 м**.

Характеристикой изменения температуры по горизонтали служит **горизонтальный градиент температуры** (Γ) – разность температур в двух точках, находящихся на нормали к изотермам и удаленных на расстояние 100 км друг от друга.

Горизонтальный градиент температуры рассчитывается по формуле:

$$\Gamma = \frac{\Delta T}{\Delta n} \cdot 100, \quad (4.2)$$

где ΔT – разность температур (°С) в точках, находящихся на расстоянии Δn (км) по нормали к изотермам.

Тема 5 Тепловой режим атмосферы

Практическое занятие №14. Теплофизические свойства почвы и воды

Задание 1. Суточная амплитуда колебаний температуры составляет $11,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ на глубине 10 см и $3,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ на глубине 25 см. Найти коэффициент температуропроводности в слое почвы.

Задание 2. Масса пробы чернозема суглинистого до просушивания была 72 г, после просушивания 67 г. Объем пробы 30 см^3 . Определить объемную теплоемкость почвы до и после просушивания. Как влияет теплоемкость почвы на ее нагрев и охлаждение?

Задание 3. Как изменится объемная теплоемкость супесчаного чернозема, если его влажность до дождя составляла 10 %, а после дождя 40 %? В каком случае чернозем нагревается больше при одинаковом потоке тепла, до или после дождя? Плотность чернозема $0,94 \cdot 10^3\text{ кг/м}^3$.

Удельная теплоемкость c – количество тепла, необходимое для нагревания 1 кг вещества на 1 К (Дж/кг·К).

Объемная теплоемкость $c_{об}$ – количество тепла, необходимое для нагревания 1 м^3 вещества на 1 К (Дж/м³·К).

Объемную теплоемкость можно выразить через удельную:

$$c_{об} = c \cdot \rho, \quad (5.1)$$

где ρ – плотность вещества, кг/м³.

Объемную теплоемкость влажной почвы определяют по формуле:

$$c_{об.вл.} = c_{сх} \rho + c_v \rho \omega, \quad (5.2)$$

где ρ – плотность сухой почвы, кг/м³;

$c_{\text{сх}}$ – удельная теплоемкость сухой почвы, Дж/кг·К;

c_e – удельная теплоемкость воды, Дж/кг·К;

ω – массовая доля влаги в почве, в долях единицы.

Удельная теплоемкость сухой почвы приведена в приложении Ж.

На метеостанциях объемная теплоемкость определяется по декадам и месяцам, для чего используют средние декадные и среднее месячные значения массовой доли влаги в почве.

Одной из характеристик теплопроводности служит **коэффициент теплопроводности λ** , численно равный потоку тепла, протекающему за 1 с через 1 м² поверхности при градиенте температуры 1 К/м, единицей коэффициента теплопроводности служит Вт/(м·К). Значения коэффициента теплопроводности приведены в таблице.

Таблица – Значения коэффициента теплопроводности некоторых сред

Среда	λ , Вт/(м·К)
Гранит	4,2
Глина влажная	2,1
Песок сухой	1,0
Вода неподвижная	0,5
Воздух неподвижный	0,021
Лед	2,034

Коэффициент температуропроводности k – отношение коэффициента теплопроводности к объемной теплоемкости:

$$k = \lambda / c_{об} \quad (5.3)$$

Коэффициент температуропроводности можно определить по убыванию амплитуды колебаний температуры

почвы или водоема с глубиной по формуле:

$$k = \frac{0,6(z_2 - z_1)^2}{T_k \left(\log \frac{A_2}{A_1}\right)^2}, \quad (5.4)$$

где k – коэффициент температуропроводности слоя почвы между глубинами z_1 и z_2 , м²/с;

T_k – период колебаний, ч;

A_1 и A_2 – амплитуды колебаний температуры на глубинах z_1 и z_2 .

Тема 6. Вода в атмосфере

Практическое занятие №15. Испарение и насыщение

Задание 1. Какое количество тепла выделится при конденсации 1 кг водяного пара при температуре 12 °С?

Задание 2. При температуре 22 °С воздух находится в состоянии насыщения. Сколько сконденсируется водяного пара, если температура воздуха понизится до 14 °С.

Задание 3. Две насыщенные равные массы воздуха, имеющие температуру $t_1 = 12$ °С и $t_2 = 23$ °С, смешиваются. Каков будет в результате смешения избыток водяного пара сверх насыщения при температуре смеси?

Задание 4. Две насыщенные массы воздуха смешиваются. Температура холодной массы 6 °С, теплой 24 °С. Сколько граммов воды выделится из 1 кг смешанного воздуха? Какова температура смеси при стандартном давлении?

Водяной пар непрерывно поступает в атмосферу вследствие испарения с поверхностей водоемов и почвы и вследствие транспирации (испарение растительностью). Испарение в отличие от транспирации называют еще

физическим испарением, а испарение и транспирацию вместе – **суммарным испарением**.

Суть процесса испарения заключается в отрыве отдельных молекул воды от водной поверхности или от влажной почвы и переходе в воздух в качестве молекул водяного пара. В воздухе они быстро распространяются вверх и в стороны от источника испарения отчасти вследствие собственного движения молекул и главным образом вместе с воздухом. В первом случае процесс распространения молекул газа на возможно большее пространство называется **молекулярной диффузией**. К молекулярной диффузии в атмосфере присоединяется значительно более интенсивное распространение водяного пара вместе с воздухом: в горизонтальном направлении с ветром, т.е. с общим переносом воздуха, а в вертикальном направлении путем турбулентной диффузии, т.е. вместе с турбулентными вихрями, всегда возникающими в движущемся воздухе.

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

Парциальное давление водяного пара в состоянии насыщения называют **давлением насыщенного водяного пара**.

Давление насыщенного водяного пара растет с температурой. При более высокой температуре воздух способен содержать больше водяного пара, чем при более низкой.

Капли жидкой воды (облаков и туманов) часто находятся в атмосфере в переохлажденном состоянии. При температурах до минус 10 °С состояние переохлаждения в атмосфере обычно, и лишь при более низких температурах часть капель замерзает. Поэтому в атмосфере жидкая вода и лед часто находятся в непосредственной близости.

При отрицательных температурах давление насыщенного водяного пара по отношению к ледяным кристаллам меньше, чем по отношению к переохлажденным каплям.

Например при температуре минус 10 °С над переохлажденной водой давление насыщенного водяного пара 2,85 гПа, а над льдом 2,60 гПа. Различие в давлении насыщенного водяного пара над водой и льдом объясняется тем, что силы сцепления между молекулами льда больше, чем между молекулами воды. Поэтому состояние насыщения, т.е. состояние подвижного равновесия между потерей и приходом молекул, наступает для льда при меньшем содержании водяного пара в окружающем воздухе, чем для жидкой воды.

Для выпуклых поверхностей, какими являются поверхности капель, давление насыщенного водяного пара больше, чем для плоской поверхности воды. Это объясняется тем, что на выпуклой поверхности силы сцепления между молекулами меньше, чем на плоской поверхности. Для крупных капель это превышение незначительно. Например, для капель радиусом 10^{-7} см (10^{-3} мкм) для насыщения нужно втрое большее давление водяного пара в воздухе, чем для плоской водной поверхности.

Следовательно, в воздухе, который насыщен по отношению к плоской водной поверхности, такие мелкие капли существовать не могут: для них воздух ненасыщенный, и они быстро испаряются.

Если в воде растворены соли, то давление насыщенного водяного пара для раствора солей меньше, чем для пресной воды, и тем меньше, чем больше концентрация солей. Поэтому над морской водой насыщение устанавливается при давлении пара меньшем, чем над пресной водой, примерно на 2 %. Давление насыщения понижается, следовательно, и для капель, содержащих растворенный хлористый натрий и другие соли морской воды. А капли облаков действительно эти соли содержат, поскольку образуются на солевых ядрах конденсации.

При переходе водяного пара в жидкое состояние (воду) выделяется скрытая теплота конденсации, которая с повышением температуры несколько уменьшается. Для вычисления удельной теплоты конденсации применяется эмпирическая формула:

$$L = 2500 - 2,5t, \quad (6.1)$$

где L – удельная теплота конденсации, кДж/кг;

t – температура воздуха, °С.

При конденсации водяного пара выделившаяся скрытая теплота идет на нагревание воздуха, в результате чего его температура повышается.

При радиационном охлаждении земной поверхности охлаждается и прилегающий к ней слой воздуха, что часто приводит к конденсации водяного пара. Допустим, что воздух при температуре t_1 насыщен водяным паром, причем абсолютная влажность равна a_1 г/м³. Если воздух охлаждается до температуры t_2 при неизменном давлении, то конденсируется количество водяного пара $\Delta a = a_1 - a_2$, где a_2 – абсолютная влажность насыщенного воздуха при температуре t_2 .

Конденсация водяного пара может произойти при

смешении двух насыщенных или близких к состоянию насыщения, но имеющих различную температуру масс воздуха.

Тема 7. Климатообразование

Практическое занятие №16. Климатическая система Земли

Задание 1. Изучите климатическую систему Земли.

Задание 2. Заполните недостающие элементы на рисунке 1.

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

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

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

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

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

Криосфера покрывает до 10 % поверхности планеты и представлена ледниками, морскими льдинами, снежным покровом. Для нее характерны большая отражательная способность и низкая теплопроводность. Основная масса ледников сосредоточена в Антарктиде (до 90 % по площади), на Арктику приходится 6 %, на горные ледники континентов – 2 %.

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

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.

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.

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

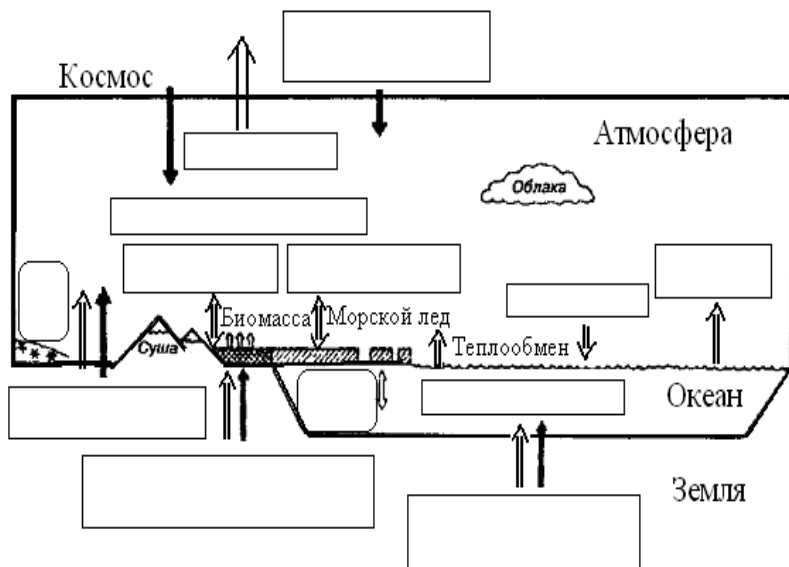


Рисунок 1. Компоненты климатической системы атмосферы

ра – океан – поверхность снега, льда и суши – биомасса (схема); зачерненные стрелки – внешние процессы, светлые стрелки – внутренние процессы, приводящие к изменениям климата.

Тема 8 Климаты Земли

Практическое занятие №17. Климатические зоны земного шара

Задание. На рисунке 2 обозначить и подписать климатические зоны (семь основных) земного шара по Б.П. Алисову.

На поверхности земного шара наблюдается разнообразие климатов. Существуют различные классификации, приводящие климаты земного шара в определенную систему и дающие границы распространения отдельных видов климата.

Классификации климатов Б.П. Алисова и Л.С. Берга имеют сходство – климатические зоны по Алисову преимущественно соответствуют определенным зонам по Бергу (несколько меньше соответствие климатических зон в умеренных широтах). Вместе с тем классификация климатов Алисова распространяется на сушу и океаны, классификация Берга в основном относится к суше.

Б.П. Алисов предложил выделять климатические зоны и области исходя из условий общей циркуляции атмосферы. Семь основных климатических зон – экваториальную, две тропические, две умеренные и две полярные (по одной в каждом полушарии) – он выделяет как зоны, в которых климатообразование круглый год происходит под преобладающим воздействием воздушных масс только одного типа: экваториального, тропического, умеренного и арктического (в южном полушарии антарктического) воздуха.

Между ними имеется шесть переходных зон (по три в одном полушарии), в которых происходит сезонная смена преобладающих воздушных масс. Это две субэкваториальные зоны или **зоны тропических (экваториальных) муссонов**, в которых летом преобладает экваториальный, а зимой тропический воздух; две **субтропические зоны**, в которых летом преобладает тропический, а зимой умеренный воздух; **субарктическая и субантарктическая зоны**, в которых летом преобладает умеренный, а зимой арктический или антарктический воздух.

Границы зон определяются по среднему положению климатологических фронтов. Так, тропическая зона находится между летним положением тропического фронта и зимнем положением полярного фронта. Поэтому она круглый год будет занята преимущественно тропическим воздухом. Субтропическая зона находится между зимним и летним положением полярного фронта, поэтому зимой она будет находиться под преобладающим действием умеренного воздуха, а летом – тропического. Аналогично определяются границы других зон.

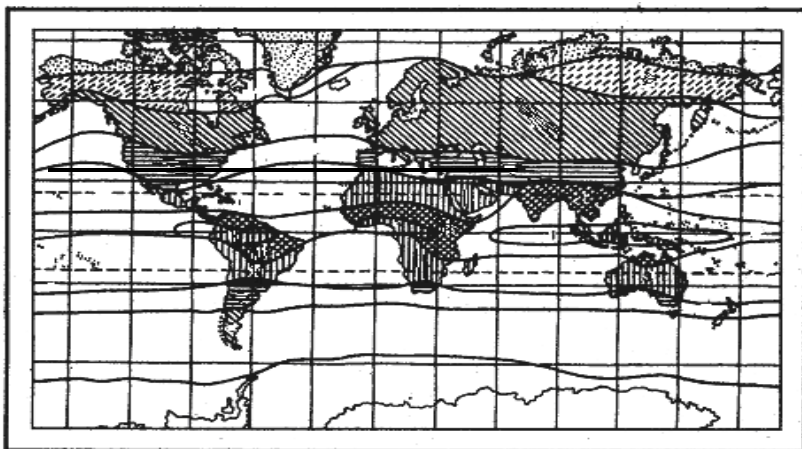


Рисунок 2. Климатические зоны земного шара по Б.П. Алисову.

ПРИЛОЖЕНИЯ

ПРИЛОЖЕНИЕ А

Давление насыщенного водяного пара, E (гПа)

Продолжение приложения А

ПРИЛОЖЕНИЕ Б

Средние месячные величины парциального давления
(e , гПа) и относительной влажности воздуха (f , %)

Продолжение приложения Б

ПРИЛОЖЕНИЕ В

Относительная излучательная способность (δ)
некоторых естественных поверхностей

ПРИЛОЖЕНИЕ Г

Длина волн (мкм), соответствующая различным цветам

ПРИЛОЖЕНИЕ Д

Альbedo различных видов подстилающей поверхности

ПРИЛОЖЕНИЕ Е

Зависимость альbedo водной поверхности от высоты
Солнца

ПРИЛОЖЕНИЕ Ж

Удельная теплоемкость сухих почв (c , Дж/кг·К)

ПРИЛОЖЕНИЕ И

Поток солнечной радиации на верхней границе
атмосферы (S_0 , кВт/м²)

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агроклиматический справочник Краснодарского края. – Краснодар, 1989. – 170 с.
2. Алисов Б.П., Полтараус Б.В. Климатология. 2-е изд., перераб. – М.: МГУ, 1974. – 300 с.
3. Берг Л.С. Основы климатологии. 2-е изд., перераб. и доп. – Л.: Гос. учебно-педагог. изд-во Наркомпроса РСФСР, Ленинградское отд., 1938. – 456 с.
4. Борисенков Е.П. Краткий климатический справочник по странам мира. – Л.: Гидрометиздат, 1984. – 240 с.
5. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометиздат, 1991. – 661 с.
6. Гуральник И.И., Ларин В.В., Мамиконова С.В. Сборник задач и упражнений по метеорологии. 3-е изд., перераб. и доп. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 191 с.
7. Моргунов В.К. Основы метеорологии, климатологии. Метеорологические приборы и методы наблюдений. – Ростов н/Д.: изд-во Феникс. – Новосибирск: Сибирское соглашение, 2005. – 331 с.
8. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. 6-е изд., перераб. и доп. – М.: МГУ изд-во КолосС, 2004. – 569 с.