Учреждение образования
«Брестский государственный технический университет»
Факультет инженерных систем и экологии
Кафедра природообустройства

СОГЛАСОВАНО
Заведующий кафедрой
природообустройства
_____ В.В.Мороз
«25» 06 2025 г.

СОГЛАСОВАНО
Декан факультета
инженерных систем и экологии
_____ О.П.Мешик
«25» 06 2025 г.

ЭЛЕКТРОННЫЙ УЧЕБНО-МЕТОДИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС ПО УЧЕБНОЙ ДИСЦИПЛИНЕ «ОСНОВЫ МЕТЕОРОЛОГИИ И КЛИМАТОЛОГИИ»

для специальности:
6-05-0521-02 «Природоохранная деятельность»

Составитель: Протасевич А.С., старший преподаватель

Рассмотрено и утверждено на заседании Научно-методического Совета университета 26.06.2025 г., протокол № 4

рег. № УМК 24/25-321

Пояснительная записка

Актуальность изучения дисциплины

Природоохранная деятельность регулирует хозяйственную и иную виды деятельности в области снижения и ликвидации отрицательного антропогенного воздействия на природную среду, сохранения, улучшения и рационального использования природно-ресурсного потенциала.

Цель и задачи дисциплины

Цель преподавания дисциплины «Основы метеорологии и климатологии» заключается в профессиональной подготовке высококвалифицированных специалистов, способных применять современные методы расчета при прогнозировании атмосферных явлений и пользоваться современными программными комплексами для ЭВМ с целью наблюдения и прогнозирования различных атмосферных явлений.

Задачи изучения дисциплины:

- сформировать и освоить базовый понятийно-терминологический аппарат.
- изучить строение, физический и химический состав атмосферы.
- изучить физико-географические закономерности формирования метеорологических величин и характеристик климата земного шара.
- сформировать современное представление о климате, климатических системах и условиях ее формирования.

Электронный учебно-методический комплекс (ЭУМК) объединяет структурные элементы учебно-методического обеспечения образовательного процесса, и представляет собой сборник материалов теоретического и практического характера для организации работы студентов специальности 6-05-0521-02 «Природоохранная деятельность» дневной формы получения образования по изучению дисциплины «Основы метеорологии и климатологии».

ЭУМК разработан на основании Положения об учебно-методическом комплексе на уровне высшего образования, утвержденного Постановлением Министерства образования Республики Беларусь от 26 июля 2011 г., № 167, и предназначен для реализации требований учебной программы по учебной дисциплине «Основы метеорологии и климатологии» для специальности 6-05-0521-02 «Природоохранная деятельность». ЭУМК разработан в полном соответствии с утвержденной учебной программой по учебной дисциплине государственного компонента (модуль «Стандартизация, нормирование, сертификация») учреждения высшего образования «Основы метеорологии и климатологии».

Цели ЭУМК:

- обеспечение качественного методического сопровождения процесса обучения;
- организация эффективной самостоятельной работы студентов.

Содержание и объем ЭУМК полностью соответствуют образовательному стандарту высшего образования специальности 6-05-0521-02 «Природоохранная деятельность», а также учебно-программной документации образовательных программ высшего образования. Материал

представлен на требуемом методическом уровне и адаптирован к современным образовательным технологиям.

Структура электронного учебно-методического комплекса по дисциплине «Основы метеорологии и климатологии»:

Теоретический раздел ЭУМК содержит материалы для теоретического изучения учебной дисциплины и представлен конспектом лекций.

Практический раздел ЭУМК содержит материалы для проведения практических учебных занятий.

Раздел контроля знаний ЭУМК содержит примерный перечень вопросов, выносимых на зачет, позволяющих определить соответствие результатов учебной деятельности обучающихся требованиям образовательных стандартов высшего образования и учебно-программной документации образовательных программ высшего образования.

Вспомогательный раздел включает учебную программу по дисциплине «Основы метеорологии и климатологии».

Рекомендации по организации работы с ЭУМК:

- лекции проводятся с использованием представленных в ЭУМК теоретических материалов, часть материала представляется с использованием персонального компьютера и мультимедийного проектора; при подготовке к зачету студенты могут использовать конспект лекций;

- практические занятия проводятся с использованием учебного пособия «Метеорология и климатология» для студентов специальности Природоохранная деятельность;

- зачет проводиться в виде теста. Вопросы к зачету приведены в разделе контроля знаний.

ЭУМК способствует успешному усвоению студентами учебного материала, дает возможность планировать и осуществлять самостоятельную работу студентов, обеспечивает рациональное распределение учебного времени по темам учебной дисциплины и совершенствование методики проведения занятий.

ПЕРЕЧЕНЬ МАТЕРИАЛОВ В КОМПЛЕКСЕ

1. Теоретический раздел

Конспект лекций по дисциплине «Основы метеорологии и климатологии»

Лекция № 1 Введение. Предмет, задачи

Лекция № 2 Строение атмосферы. Химический состав и физические процессы

Лекция № 3 Радиационный режим атмосферы и подстилающей поверхности

Лекция № 4 Тепловой режим атмосферы и подстилающей поверхности

Лекция № 5 Водный режим атмосферы

Лекция № 6 Барическое поле и ветер

Лекция № 7 Климатообразование

Лекция № 8 Атмосферная циркуляция

Лекция № 9 Классификация климатов

Лекция № 10 Изменение климата

2. Практический раздел

Практическая работа № 1 Сроки наблюдений на метеостанциях.

Практическая работа № 2 Атмосфера. Состав и строение

Практическая работа № 3 Солнечная радиация. Радиационный баланс.

Практическая работа № 4 Температура деятельной поверхности. Температура воздуха.

Практическая работа № 5 Испарение. Испаряемость

Практическая работа № 6 Влажность воздуха. Географическое распределение осадков

Практическая работа № 7 Давление атмосферы. Ветер.

Практическая работа № 8 Климат. Классификация климатов. Климат Беларуси

3 Раздел контроля знаний

Перечень вопросов к экзамену по дисциплине «Основы метеорологии и климатологии»

4 Вспомогательный раздел

Учебная программа по дисциплине «Основы метеорологии и климатологии» для студентов специальности 6-05-0521-02 «Природоохранная деятельность»

1 Теоретический раздел
Конспект лекций по дисциплине «Правовые основы охраны окружающей среды»

Лекция № 1

Тема: «Введение. Предмет и задачи»

План:

1. Метеорология как наука. Предмет и задачи
2. Климатология как наука. Предмет и задачи
3. Методы, применяемые в метеорологии и климатологии
4. История развития метеорологии и климатологии

1. Метеорология как наука. Предмет и задачи

Метеорология – от греч. meteora – нечто в небе, небесное явление и logos – слово, учение, наука.

Современному содержанию науки об атмосфере более соответствовал бы термин «аэрология» (aeros – атмосфера, воздух).

Метеорология – наука об атмосфере, ее строении, свойствах и протекающих в ней физических процессах; одна из геофизических наук (до середины XVIII в. включала климатологию).

Метеорология – наука о физических процессах и явлениях в атмосфере Земли в их взаимодействии с земной поверхностью и космической средой.

Изучает:

- гидрометеоры (дождь, снег, град);
- воздушные метеоры (ветер, пыльные бури);
- литометеоры (пыль, пыльца);
- светящиеся метеоры (радуга, миражи);
- огненные метеоры (молния).

Структура метеорологии:

- Физика атмосферы;
- Аэрология (учение о методах изучения свободной атмосферы – до высоты 40 км);
- Аэрономия (физические и химические процессы в верхних слоях атмосферы, начиная с мезосферы или ионосферы). В настоящее время отдельная наука;
- Синоптическая метеорология (учение о макромасштабных процессах и о предсказании погоды на основе их исследования);
- Динамическая метеорология (изучение атмосферных движений и связанных с ними преобразований энергии);
- Актинометрия (учение о солнечном, земном и атмосферном излучении в условиях атмосферы);
- Атмосферная оптика (учение об оптических явлениях в атмосфере, вызываемых рассеянием, преломлением и дифракцией света);
- Атмосферное электричество;
- Прикладная метеорология (авиационная, медицинская, сельскохозяйственная, лесная и пр.). Использует информацию о погоде при решении оперативных задач промышленности, транспорта, с/х с целью оптимизировать деловые операции.

Задачи:

- изучение состава и строения атмосферы;
- изучение теплооборота и теплового режима в атмосфере и на земной поверхности;
- изучение влагооборота и фазовых преобразований воды в атмосфере во взаимодействии с земной поверхностью;
- изучение атмосферных движений – общей циркуляции атмосферы, частей ее механизма и местных циркуляций;
- изучение электрического поля атмосферы;
- изучение оптических и акустических явлений в атмосфере;
- активное воздействие на атмосферу;
- построение физико-математических теорий атмосферных процессов, имеющих конечной целью прогноз атмосферных явлений.

2. Климатология как наука. Предмет и задачи

Климатология (от греч. klima – наклон и logos – слово, учение, наука) – наука, посвященная изучению статистического режима состояния атмосферы (климата) и его колебаний, как в пространстве, так и во времени, проявляющихся в совокупности погодных условий за многолетний период. Наука географического цикла.

Климатология занимается не только описанием климата, но и исследованием его физических основ, а также многочисленными практическими приложениями знаний о климате.

Климатология связана с астрономией Солнечной системы, океанографией, географией, геологией, геофизикой, биологией, медициной, математикой и др.

Структура климатологии:

- общая климатология;
- климатография – учение о климатических условиях различных мест земного шара;
- динамическая климатология (изучает физические законы, определяющие климат);
- учение о методах климатологической обработки метеорологических наблюдений;
- статистическая климатология (расчет вероятности возможных экстремальных условий);
- прикладная климатология:
- биоклиматология (учение о влиянии климата на живые организмы);
- сельскохозяйственная климатология;
- медицинская климатология;

Задачи климатологии:

- выяснение генезиса формирования климата (климатообразования) в результате климатообразующих процессов и под влиянием географических факторов климата;
- описание климатов различных областей земного шара, их классификация и изучение распространения;

- изучение климатов исторического и геологического прошлого (палеоклиматология);

прогноз изменений климата;

- установление закономерностей формирования микроклимата и его классификация;

- создание моделей изменения климата в будущем.

3. Методы, применяемые в метеорологии и климатологии

Наблюдения (прямые, косвенные), т.е. измерение и качественная оценка процессов, протекающих в природной обстановке.

Эксперимент применяется в ограниченных пределах. Например: опыт осаждения облаков, рассеивание туманов, насаждение лесополос, создание водохранилищ, орошение местности.

Статистический анализ применяется широко, получают средние многолетние значения (показателей) метеорологических величин, средние из ежегодных отклонений от средних многолетних величин, повторяемость тех или иных явлений, средние и крайние сроки наступления явлений.

Физико-математический анализ создание дифференцированных уравнений, описывающих атмосферные процессы.

Моделирование, в т. ч. с использованием ЭВМ. Создание климатических моделей – модель общей циркуляции атмосферы (МОЦА) и др.

Картографический – составление и анализ синоптических и климатических карт.

4. История развития метеорологии и климатологии

Метеорологические наблюдения – это измерения и качественные оценки метеорологических элементов и явлений. Во всех странах мира метеостанции ведут наблюдения по единой программе и с помощью однотипных приборов.

Попытки регулярных метеонаблюдений делались в древности в Китае, Индии, Средиземноморье.

Первым научным трактатом в этой области знания является «Метеорологика» – один из физических трактатов Аристотеля, снискавший ему славу «отца метеорологии». Написанная 2300 лет назад, «Метеорологика» ценна и жива для нас и сегодня, поскольку характеризует и состояние античной науки в годе ее расцвета, и круг ее знаний, и пути их накопления.

Первые эксперименты проводились в древней Греции. Во II веке до н.э. Герон Александрийский доказал, что воздух при нагревании расширяется. Существовали зачаточные научные представления об атмосферных процессах и климате.

В средние века – наблюдения и регистрация наиболее выдающихся явлений в атмосфере.

Современная научная метеорология ведет начало с XVII в., когда были заложены основы физики, частью которой на первых порах являлась метеорология.

Галилеем и его учениками были изобретены термометр, барометр, дождемер, появилась возможность инструментальных наблюдений. В это же время появились первые метеорологические теории.

К середине XVIII столетия М. В. Ломоносов уже считал метеорологию самостоятельной наукой со своими методами и задачами, из которых главной, по его мнению, было «предзнанне погод»; он создал первую теорию атмосферного электричества, построил метеорологические приборы, высказал ряд важных соображений о климате и о возможности научного предсказания погоды.

Во второй половине XVIII в. создана в Европе на добровольной основе сеть из 39 метеорологических станций (в том числе три в России — С.-Петербург, Москва, Пышменский завод), укомплектованных единообразными проградуированными приборами. Сеть функционировала 12 лет. Результаты наблюдений были опубликованы. Они стимулировали дальнейшее развитие метеорологических исследований.

Ведение метеорологических наблюдений на территории Беларуси также имеет давнюю историю. Первые эпизодические наблюдения в Беларуси проводились еще в начале XIX в. Первые метеорологические наблюдения начали проводить на станциях в Могилеве (1808), Витебске (1810), Бресте (1834), Бобруйске (1836), Горках (1841), Свислочи (1846), Минске (1849).

В настоящее время основой гидрометеорологической службы Беларуси является государственная сеть гидрометеорологических наблюдений, включающая в себя 191 гидрометеорологический объект:

- 6 областных центров по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (филиалы Белгидромета);
- 3 межрайонных центра по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды;
- 67 метеорологических станций;
- 7 авиационных метеорологических станций гражданских;
- 5 агрометеорологических станций;
- 3 гидрологических станций;
- 1 болотную станцию;
- 1 станцию фонового мониторинга;
- 114 гидрологических постов.

Радиозондирование атмосферы проводят аэрологические станции в Минске, Бресте и Гомеле.

Основными целями деятельности гидрометеорологической службы Беларуси были и остались:

- проведение регулярных наблюдений за состоянием окружающей среды, сбор информации, её анализ и обобщение;
- составление гидрометеорологических прогнозов, предоставление информации о фактических и ожидаемых погодных условиях, предупреждений об опасных гидрометеорологических явлениях;
- обеспечение оперативного реагирования при возникновении аварий или инцидентов, связанных с загрязнением окружающей среды
- ведение климатического кадастра, водного кадастра;

- изучение особенностей климатических, агрометеорологических, гидрологических условий на территории Республики Беларусь, проведение анализа региональных изменений климата;

- обеспечение в установленном порядке государственных органов, иных организаций, отраслей экономики и населения всеми видами гидрометеорологической и радиационно-экологической информацией;

- участие в межгосударственном обмене информацией о состоянии окружающей среды в соответствии с рекомендациями ВМО и ЮНЕСКО.

В рамках международного сотрудничества специалисты гидрометеорологической службы Беларуси принимают участие в различных международных проектах (например, Baltic Earth, BALTRAD).

Метеорологические наблюдения проводятся на метеостанциях.

Метеорологическая станция – это учреждение для производства метеонаблюдений на месте, выбранном с учетом определенных требований в отношении рельефа местности, близости зданий и населенных пунктов.

Метеорологические станции в РБ делятся на 3 разряда.

Метеорологические станции I разряда имеют наиболее полную программу наблюдений: производят и обрабатывают наблюдения; осуществляют техническое руководство работой прикрепленных к ней метеорологических станций II и III разрядов и метеопостов; производят снабжение заинтересованных организаций, предприятий и учреждений сведениями о метеоусловиях и материалами по климату.

Метеорологические станции II разряда проводят круглосуточные наблюдения по полной программе во все сроки (кроме актинометрических, аэрологических и атмосферно-электрических наблюдений), обрабатывают их, передают информацию по результатам наблюдений на стации I разряда по линии связи.

Метеорологические станции III разряда выполняют наблюдения по сокращенной программе и в меньшее число сроков.

Метеорологическая станция состоит из метеоплощадки квадратной формы (26×26 м), одна сторона которой ориентирована в направлении север-юг. На метеостанции расположены основные приборы для метеонаблюдений в соответствии с планом (рисунок 1) и отапливаемого здания, где устанавливаются барометры и барографы, содержится запасной инвентарь и ведется обработка наблюдений. Мачты с ветроизмерительными приборами, а также гололедный станок устанавливаются в северной части площадки; психрометрическая будка и будка для самописцев, а также осадкомер и плювиограф размещаются в середине площадки; южная часть площадки отводится для наблюдений за температурой почвы.

Метеорологическая станция оборудуется стандартной для данной сети аппаратурой, с помощью которой производятся наблюдения в установленные сроки и в определенной последовательности.

Для измерения метеовеличин применяют метеоприборы – механические средства.

К метеоприборам предъявляют ряд требований:

- точность, надежность, простота в эксплуатации;

- правильная экспозиция (дождемер, ведро которого имеет диаметр 25,4 см, характеризует осадки, выпадающие на территории радиусом более 8 км);

- доступность и преобразование информации (фактор времени);
- однотипность.

Метеоприборы устанавливают на метеоплощадке станции под открытым небом, за исключением барометров, которые помещают в здании станции. Приборы для измерения температуры и влажности воздуха защищают от действия прямой солнечной радиации, осадков и ветра (они устанавливаются в метеобудке). Самопишущие приборы нередко конструируют так, что приемная часть размещается на площадке, а пишущая – в здании.

С 1 июня 2013 г. Республиканский гидрометеоцентр при составлении прогноза погоды начал применять шкалу цветовых кодов (уровней) опасности:

- зеленый уровень – опасных и неблагоприятных явлений погоды не ожидается;
- желтый – погодные условия потенциально опасны – возможны осадки, грозы, возрастание порывов ветра, высокие или низкие температуры и др.;
- оранжевый – погодные условия представляют реальную опасность – шквалы, ливни, грозы, град, жара, морозы, снегопады, метели и пр.;
- красный уровень – погодные условия очень опасны – ураган, проливные дожди, очень сильные снегопады, крупный град, чрезвычайная пожарная опасность и др., которые могут вызвать серьезный материальный ущерб, человеческие жертвы.

На всех станциях проводятся наблюдения за основными метеорологическими элементами:

- температура воздуха,
- температура на поверхности почвы,
- влажность воздуха,
- влажность почвы,
- атмосферное давление;
- ветер;
- облачность;
- количество осадков, их характер, длительность, интенсивность.

Для перехода от одной системы исчисления времени к другой используют следующие соотношения:

360^{o} – 24 часа,
15^{o} – 1 час (60 минут),
1^{o} – 4 минуты,
$1'$ – 4 секунды,
$1''$ – 0,07 секунды.

Вернуться к оглавлению

Лекция № 2

Тема: «Строение атмосферы. Химический состав, физические процессы»

План:

1. Строение и состав атмосферы Земли.
2. Эволюция атмосферы.

1. Строение и состав атмосферы Земли

Атмосфера – воздушная оболочка Земли, удерживаемая силой притяжения и участвующая во вращении планеты. Она состоит из смеси газов, называемой воздухом.

Является предметом изучения метеорологии.

Строение атмосферы

Экзосфера – сфера рассеяния (от греч. ekso – снаружи, вне+ сфера) – атмосферный слой с высоты более 800–1000 км. Скорости движения частиц газов, особенно легких, здесь очень велики.

Ионосфера (греч. ion – идущий + сфера) характеризуется очень сильной степенью ионизации воздуха. Содержание ионов здесь во много раз больше, чем в нижележащих слоях, несмотря на сильную разреженность воздуха.

Термосфера (греч. therme – тепло + сфера) простирается от уровня 80 км до верхней границы атмосферы.

Характеризуется очень высокими температурами. Воздух в термосфере чрезвычайно разрежен. Его плотность составляет 10-11–10-13 кг/м^3, но и при такой малой плотности каждый см^3 воздуха на высоте 300 км содержит около 1 млрд. (109) молекул или атомов, а на высоте 600 км – свыше 10 млн. (107). Температура быстро растет с высотой, и на высоте 200-300 км температура составляет 1500ºС.

Мезосфера, примерно до высоты 85–95 (80–85) км. Во всей мезосфере температура убывает с высотой от уровня 55 км до мезопаузы, где наблюдается минимум температур (до -90ºС). Вследствие быстрого падения температуры с высотой в мезосфере сильно развита турбулентность. На высотах, близких к верхней границе мезосферы (82–85 км) образуются особого рода облака, также освещаемые Солнцем в ночной период – серебристые

Озона в стратосфере даже по абсолютным значениям больше, чем в тропосфере, а на высотах 25–35 км наблюдается максимальная концентрация озона. Таким образом, стратосфера более или менее совпадает с озоносферой.

Стратосфера (лат. stratum – слой + сфера). Название этого слоя отражает прежнее представление о единственности слоя, лежащего вне тропосферы. В нижней стратосфере преобладают западные ветры, в верхней – восточные.

Тропосфера (гр. tropos – поворот + сфера) нижняя, основная часть атмосферы, особенно подверженная воздействию со стороны земной поверхности. Температура убывает с высотой со средним вертикальным градиентом 0,65ºС/100м, хотя и встречаются неглубокие инверсии. Тропосфера простирается от поверхности Земли

до высоты 10–12 км в умеренных широтах, до 8–10 км в полярных и до 16–18 км в тропических.

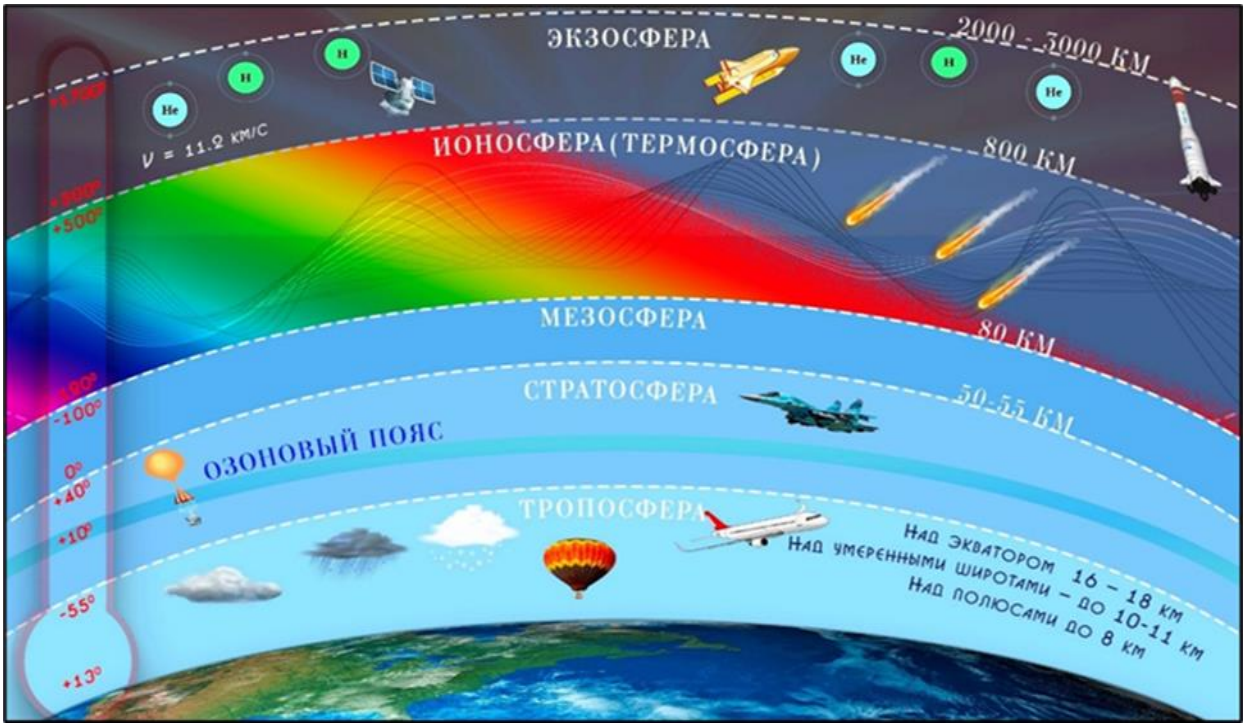


Рисунок 2.1 – Строение атмосферы

По распределению температуры с высотой выделяются следующие основные слои:

- Тропосфера (до 9-17 км) – тропопауза;
- Стратосфера (до 50-55 км) – стратопауза;
- Мезосфера (до 80-85 км) – мезопауза;
- Термосфера (выше 85 км).

По физико-химическим процессам выделяются:

- Озоносфера (10-50 км);
- Нейтросфера (от земли до 70-80 км);
- Ионосфера (выше 70-80 км);
- Хемосфера (от стратосферы до нижней части термосферы).

По кинетическим процессам выделяются:

- Экзосфера (выше 600-1000 км);
- Земная корона (выше 2000 км).

По составу выделяются:

- Гомосфера (до 90-100 км);
- Гетеросфера (выше 90-100 км).

С высотой состав атмосферного воздуха меняется мало.

С высоты около 100 км, наряду с молекулярным кислородом и азотом появляется и атомарный в результате фотодиссоциации (химическая реакция, при которой химические соединения разлагаются под действием фотонов электромагнитного излучения) молекул, и начинается гравитационное разделение газов. Начиная с высот

несколько меньше 100 км, часть молекул и атомов атмосферных газов, в особенности кислорода и водорода, является ионизированный, т.е. несет электрические заряды.

Выше 300 км в атмосфере преобладает атомарный кислород.

Выше 1000 км – гелий и затем атомарный водород.

Атмосфера поглощает и рассеивает солнечную радиацию, поглощает инфракрасную радиацию земной поверхности и обменивается теплом с земной поверхностью путем теплопроводности и фазовых переходов воды. В самой атмосфере тепло распространяется преимущественно с помощью турбулентного обмена, радиационных процессов и фазовых переходов воды.

Между подстилающей поверхностью и атмосферой происходит непрерывный круговорот воды, причем в атмосфере водяной пар конденсируется, возникают туманы и облака, из последних могут выпадать осадки.

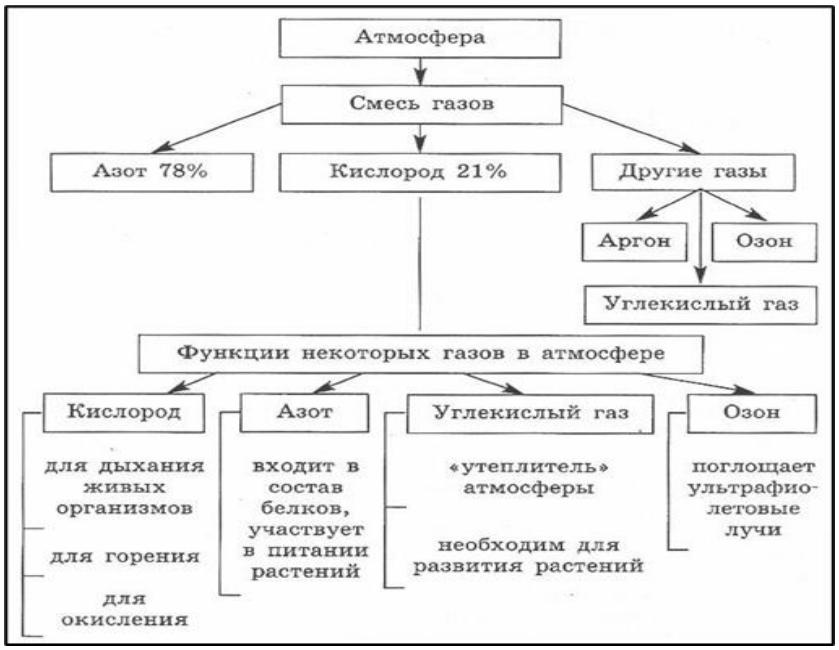


Рисунок 2.2 – Состав атмосферы

С высотой состав атмосферного воздуха меняется мало.

С высоты около 100 км, наряду с молекулярным кислородом и азотом появляется и атомарный в результате фотодиссоциации (химическая реакция, при которой химические соединения разлагаются под действием фотонов электромагнитного излучения) молекул, и начинается гравитационное разделение газов. Начиная с высот несколько меньше 100 км, часть молекул и атомов атмосферных газов, в особенности кислорода и водорода, является ионизированный, т.е. несет электрические заряды.

Выше 300 км в атмосфере преобладает атомарный кислород.

Выше 1000 км – гелий и затем атомарный водород.

Атмосфера поглощает и рассеивает солнечную радиацию, поглощает инфракрасную радиацию земной поверхности и обменивается теплом с земной поверхностью путем теплопроводности и фазовых переходов воды. В самой

атмосфере тепло распространяется преимущественно с помощью турбулентного обмена, радиационных процессов и фазовых переходов воды.

Между подстилающей поверхностью и атмосферой происходит непрерывный круговорот воды, причем в атмосфере водяной пар конденсируется, возникают туманы и облака, из последних могут выпадать осадки.

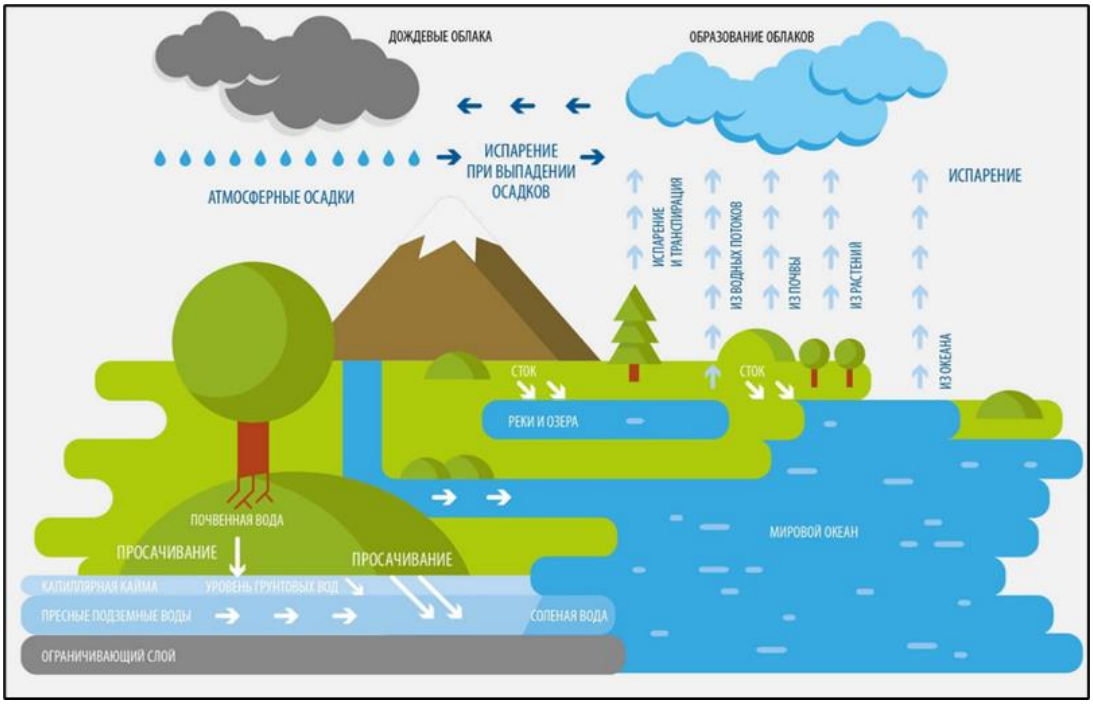


Рисунок 2.3 – Круговорот воды в природе

2. Эволюция атмосферы

Эволюция атмосферы – это изменение со временем химического состава и полной массы атмосферы Земли.

Возникновение жизни на Земле, непрерывное существование животных в течение, по крайней мере, последних 600 млн. лет, следы взаимодействия атмосферы с породами земной коры в древних осадочных отложениях, состав вулканических газов, эмиссия которых происходила в течение всех геологических эпох – все это позволяет проследить за эволюцией химического состава атмосферы.

Благодаря таким ученым, как А.П. Виноградов и Г. Юри в настоящее время имеется логичная и четкая схема образования атмосферы на Земле. Согласно таким представлениям, атмосфера и гидросфера образовались вследствие дегазации лав, выплавившихся из верхней мантии (астеносферы) Земли при вулканических процессах, которые развились уже в первые 0,5–1 млрд. лет существования Земли в результате разогревания ее недр при гравитационном сжатии и за счет распада радиоактивных изотопов.

В истории земной атмосферы можно выделить 3 стадии

Таблица 2.1 – Состав атмосферы на трех стадиях развития

Составляющие	Стадия		
	1	2	3
Основные газы P > 10-2 атм.	CH_4	N_2	N_2 O_2
Малые примеси 10-2 > P > 10-6	N_2, H_2, H_2O, H_2S, NH_3, Ar	O_2, H_2O, Ar, CO_2	
Газы, содержащиеся в виде следов 10-6 > P > 10-9	He	He, Ne, CH_4 NH_3, SO_2, H_2S	He, Ne, CH_4, Kr
	На первой стадии атмосфера была **восстановительной.** Вулканические газы привели к образованию атмосферы, состоящей из метана с небольшими добавками H_2, N_2 и NH_3.	На второй стадии основной составляющей был азот, а CO_2 и Ar являлись наиболее важными примесями.	Третья стадия началась около 1,8 млрд. лет тому назад, когда скорость образования O_2 при фотосинтезе стала высокой и O_2 перестала быть малой примесью. С начала 3 стадии парциальное давление O_2 стало увеличиваться и достигло современного значения. Возможно, этот переход не был монотонным, т.е. имели место колебания массы атмосферного O_2. В течение этого времени парциальное давление N2, Ne, Ar, Kr, Xe увеличилось, а парциальное давление, He и CO_2 оставалось приблизительно постоянным.

Первичная атмосфера Земли. Восстановительная.

В состав первичной атмосферы Земли на протопланетной стадии развития Земли (более 4,2 млрд л. н.) входили преимущественно метан, аммиак и углекислый газ. Затем в результате дегазации мантии Земли и непрерывных процессов выветривания на поверхности земли, состав первичной атмосферы Земли обогатился парами воды, соединениями углерода (CO_2, CO) и серы, а также сильными галогенными кислотами (HCI, HF, HI) и борной кислотой. Первичная атмосфера была очень тонкая.

Учитывая сказанное, можно принять, что первичная атмосфера Земли действительно состояла из инертных и благородных газов. Так, из-за малого времени «убегания» гелия из земной атмосферы – порядка 106 лет – его парциальное давление в первичной атмосфере Земли за время ее формирования, около 108 лет, успевало прийти в равновесие и поэтому было не выше

современного. Не должно было существовать тогда в атмосфере и заметного количества 40Ar – продукта распада радиоактивного калия 40К. Учитывая это, можно ожидать, что парциальное давление благородных газов в первичной атмосфере Земли не превышало 2·10–5 атм.

Определить парциальные давления остальных компонентов первичной атмосферы (N_2, H_2O, CO_2 и CO) значительно сложнее, так как для этого необходимо знать сорбционную и реакционную способность газов на реголите ультраосновного состава, к тому же еще содержащего свободные металлы (Fe, Ni, Co, Cr и др.). Однако можно ожидать, что и их давление, кроме инертного азота, не превышало 10–4 атм. По нашим приблизительным оценкам, основанным на определении средней температуры Земли на уровне океана во время развития Гуронского оледенения раннего протерозоя (1988), в первичной атмосфере азота содержалось около 0,6–0,7 атм.

Основная же масса углекислого газа, сейчас почти полностью связанного в горных породах и органическом веществе, и азота, безусловно, были дегазированы из мантии. Но необратимая дегазация земного вещества могла начаться лишь после того, как температура в недрах Земли поднялась до уровня частичного плавления силикатов и в мантии возникли первые конвективные течения, т.е. фактически только после возникновения у Земли астеносферы и подъема через образовавшиеся трещины на земную 275 поверхность расплавов мантийного вещества. Как мы уже отмечали, судя по возрастам самых древних пород земной коры и началу базальтового вулканизма на Луне, событие это произошло где-то около 4,0 млрд лет назад.

В древней атмосфере свободный кислород отсутствовал. Наличие свободного кислорода на Земле можно считать некоторой аномалией. Породы, расположенные на несколько десятков сантиметров ниже земной поверхности, не находятся в равновесии со свободным кислородом и при вступлении в контакт окисляются (образование красных минералов – гидратированных окислов Fe_3+).

Атмосферный кислород производился в течение всего геологического времени за счет непрерывного процесса фотосинтеза:

$6CO_2 + 6H_2O = C_6H_{12}O_6 + 6O_2\uparrow$

Эта реакция идет и в обратном направлении.

Почти весь произведенный при фотосинтезе кислород за определенное время расходуется на окисление биомассы, при чем наибольший остаток неизрасходованного кислорода может привести к образованию большого количества свободного кислорода в атмосфере.

Из-за недостатка свободного кислорода в атмосфере, отсутствовал озон, и тонкая первичная атмосфера пропускало жесткое излучение Солнца до поверхности суши и океана.

Деятельность фотосинтезирующих сине-зеленых, бактерий, водорослей, а затем и сухопутных растений привела в конце концов к образованию на Земле кислородсодержащей атмосферы – этого геохимического чуда, не имеющего аналогов на других планетах Солнечной системы.

После диффузии в верхние слои атмосферы кислород стал защищать нижние слои и поверхность самой Земли от опасного рентгеновского и ультрафиолетового излучения.

Наличие свободного кислорода дало возможность для следующего крупного шага в эволюции жизни – появления организмов, потребляющих кислород, – животных. Несомненное становление многоклеточных морских животных дотируется началом верхнего рифея (1 млрд. лет). В венде (600 млн. лет) обнаружено не менее 20 родов животных.

Вторичная атмосфера Земли. Окислительная.

В дальнейшем первичная атмосфера стала трансформироваться во вторичную. Это произошло в результате тех же процессов выветривания, происходивших на поверхности земли, вулканической и солнечной активности, а также вследствие жизнедеятельности цианобактерий и сине-зеленых водорослей.

Результатом трансформации стало разложение метана на водород и углекислоту, аммиака – на азот и водород. В атмосфере Земли стали накапливаться углекислый газ и азот.

Сине-зеленые водоросли посредством фотосинтеза стали вырабатывать кислород, который практически весь тратился на окисление других газов и горных пород. В результате этого аммиак окислился до молекулярного азота, метан и оксид углерода – до углекислоты, сера и сероводород – до SO2 и SO3 (таблица 2.2).

Таким образом, атмосфера из восстановительной постепенно превратилась в окислительную.

Таблица 2.2 – Состав первичной и современной атмосферы Земли

Газы	Состав земной атмосферы	
	Первичная атмосфера, %	Современная атмосферы, %
Азот N_2	1,5	78
Кислород O_2	0	21
Озон O_3	-	10^{-5}
Углекислый газ CO_2	98	0,03
Оксид углерода CO	-	10^{-4}
Водяной пар	0,4	0,1
Аргон Ar	0,19	0,93

В современной атмосфере присутствует гелий, который образовывается в результате радиоактивного распада тория, урана и радия. Так как в ходе радиоактивного распада не образуется электрический заряд и не исчезает, то на каждую альфа-частицу приходится по два электрона. Она соединяется с ними. В результате слияния образуются нейтральные атомы гелия.

Значительная часть гелия содержится в минералах, которые рассеяны в толщине горных пород и очень медленно улетучивается в атмосферу. Небольшое количество гелия из-за диффузии поднимается наверх в экзосферу. А так как от Земли идет постоянный приток, то объем этого газа в атмосфере остается неизменным.

Вернуться к оглавлению

Лекция № 3

Тема: «Радиационный режим атмосферы и подстилающей поверхности»

План:

1. Радиация. Солнечная радиация
2. Спектральный состав солнечной радиации
3. Изменения солнечной радиации в атмосфере и на земной поверхности
4. Радиационный баланс
5. Географическое распределение солнечной радиации и радиационного баланса земной поверхности

1. Радиация. Солнечная радиация

Радиация (лат. Radiatio – излучение) – форма материи, отличная от вещества.

Солнечная радиация – электромагнитная радиация Солнца, распространяющаяся в пространстве в виде электромагнитных волн со скоростью почти 300 000 км*с проникающая в земную атмосферу.

Радиация делится на два вида: прямую солнечную радиацию и рассеянную солнечную радиацию.

Прямая солнечная радиация (I (I', S)) – это радиация, доходящая до места наблюдений в виде пучка параллельных лучей, исходящих непосредственно от солнечного диска, приходит к земной поверхности в ясный безоблачный день в виде солнечного тепла и света.

Рассеянная солнечная радиация (i (D)) – это радиация, претерпевшая рассеяние в атмосфере, в пасмурный день солнца на небе не видно, но зато мягко освещается весь небесный свод.

Совокупность прямой и рассеянной солнечной радиации, поступающей в естественных условиях на горизонтальную земную поверхность, дает нам суммарную солнечную радиацию (Q (I^s)).

Суммарная солнечная радиация делится на два вида: поглощенную и отраженную.

Поглощенная солнечная радиация – это часть суммарной солнечной радиации, поглощенная земной поверхностью.

Отраженная солнечная радиация – это часть суммарной радиации, теряемая земной поверхностью в результате отражения.

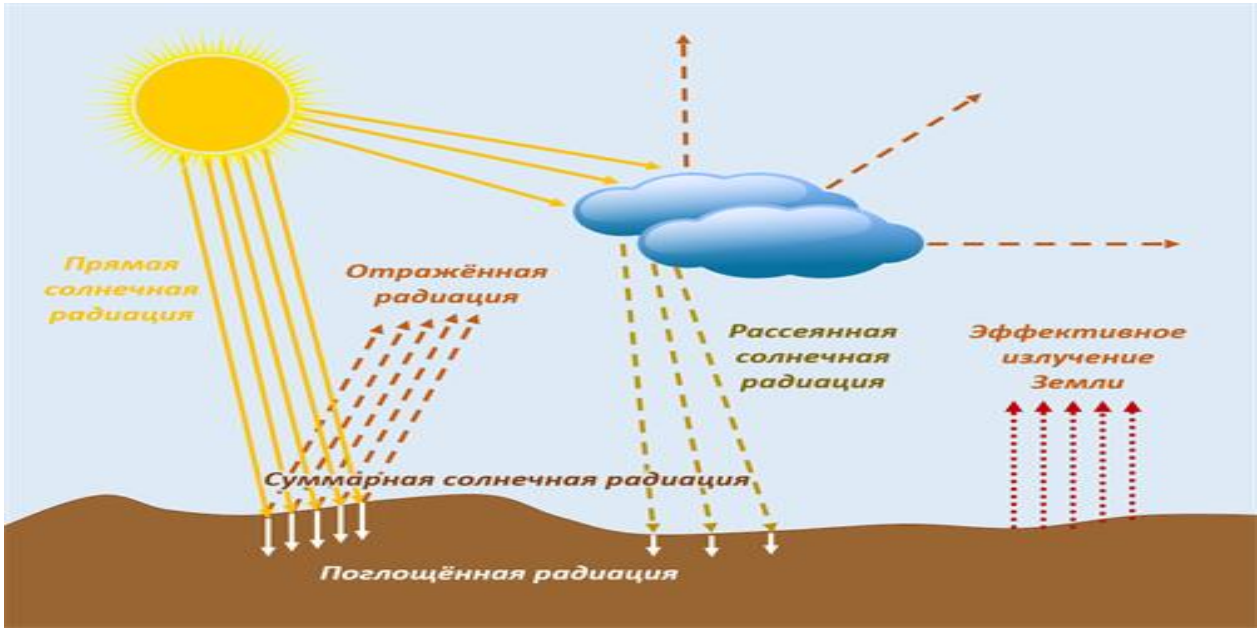


Рисунок 3.1 – Солнечная радиация

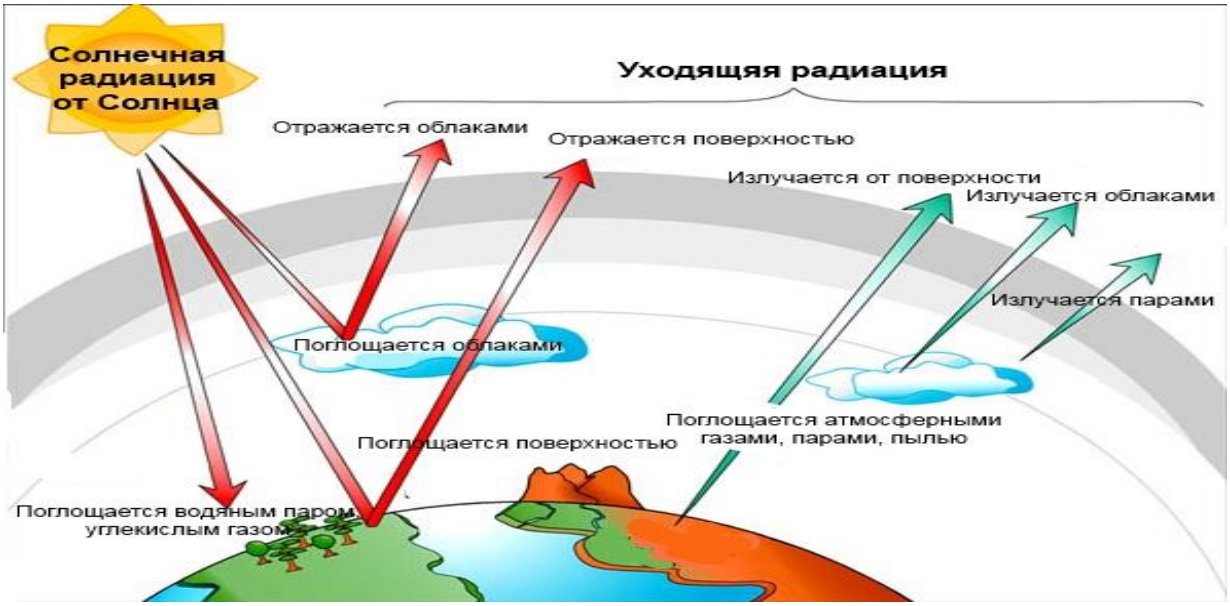


Рисунок 3.2 – Распределение солнечной радиации

2. Спектральный состав в солнечной радиации

Солнце излучает электромагнитные волны разной длины.

Одни из них представляют собой свет; другие – инфракрасные лучи, несущие тепло; третьи – целый ряд лучей, невидимых человеческим глазом: гамма-лучи, рентгеновские, ультрафиолетовые и радиоволны.

Земная атмосфера лучше всего пропускает видимый свет и радиоволны коротковолнового диапазона, а губительные для жизни ультрафиолетовые, рентгеновские и гамма-лучи поглощаются атмосферой.

На (коротковолновую часть излучения) интервал длин волн между 0,1 и 4 мкм приходится 99% всей энергии солнечной радиации. Всего 1% остается на радиацию с меньшими и большими длинами волн, вплоть до рентгеновских лучей и радиоволн.

Видимый свет занимает узкий интервал длин волн, всего от 0,39 до 0,76 мкм. Однако в этом интервале заключается почти половина всей солнечной лучистой энергии (47%). Почти столько же (44%) приходится на ИК лучи, а остальные 9% – на УФ.

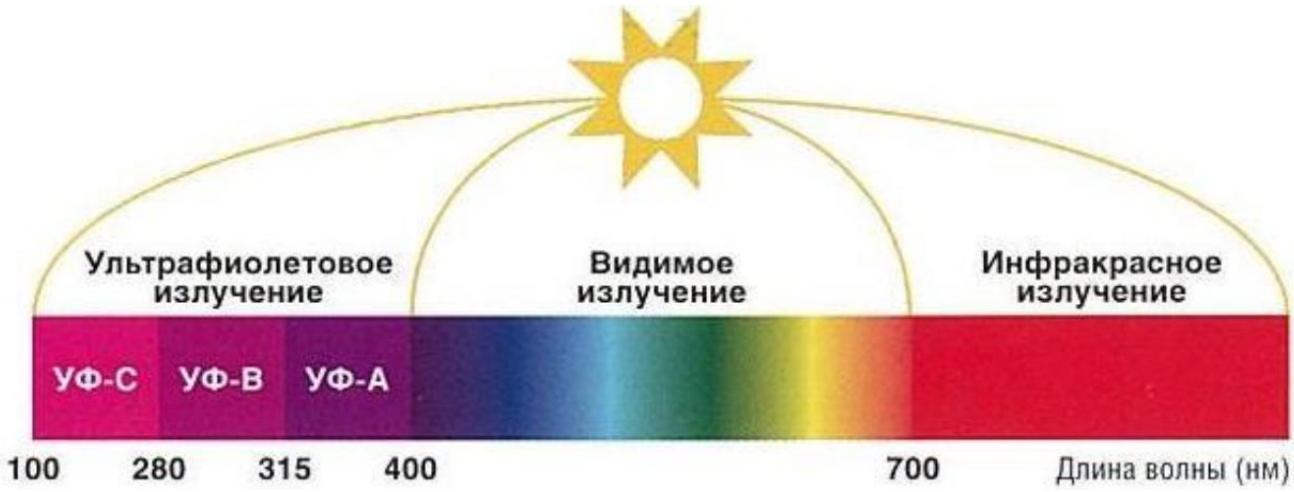


Рисунок 3.3 – Спектральный состав солнечной радиации

Метеорология в основном имеет дело с тепловой радиацией, которая поступает от Солнца.

Вид радиации:

1) ультрафиолетовая – невидимая радиация с длиной волн от 0,01 до 0,39 мкм;
2) видимый свет – длина волны от 0,40 до 0,76 мкм;
3) инфракрасная – невидимая радиация с длиной волн более 0,76 мкм до нескольких сотен мкм.

Коротковолновая – радиация с длиной волн от 0,01 до 4 мкм, это часть ультрафиолетовой и инфракрасной радиации, а также видимый свет.

Длинноволновая – радиация, излучаемая земной поверхностью и атмосферой с длиной волн от 4 до 100 мкм.

Часть солнечной радиации – это видимый свет, поэтому солнце – это еще и источник света.

Лучистая энергия Солнца превращается в тепло частично в атмосфере, но главным образом на земной поверхности, от которой нагревается воздух.

Нагретая земная поверхность и атмосфера излучают инфракрасную радиацию.

Земля находится в лучистом равновесии: приток коротковолновой радиации уравновешивается отдачей длинноволновой радиации в мировое пространство.

Максимальный поток радиации приходится на площадку, расположенную перпендикулярно солнечным лучам (рисунок 3.4). На горизонтальную площадку будет падать меньшее количество энергии, равное произведению интенсивности

прямой солнечной радиации на перпендикулярную поверхность на синус угла падения солнечных лучей h_0:

$$I = I' \times \sin(h_0)$$

I' – количество тепла, получаемого перпендикулярной к лучу поверхностью;

h_0 – высота Солнца, т.е. угол, образованный солнечным лучом с горизонтальной поверхностью.

Поток прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность называют инсоляцией.

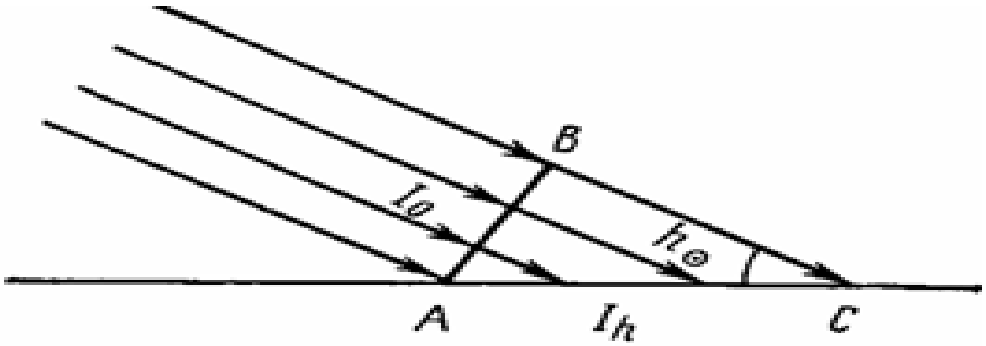


Рисунок 3.4 – Поступление прямой солнечной радиации на перпендикулярную поверхность (АВ) и горизонтальную (АС) по отношению к солнечным лучам поверхности

Количественной мерой солнечной радиации, поступающей на некоторую поверхность, служит энергетическая освещенность (плотность потока радиации) – количество лучистой энергии, падающей на единицу площади в единицу времени. Измеряется в [Вт/м^2], т.е. на 1 м^2 в секунду поступает 1 Дж (или 1 кДж) лучистой энергии.

Солнечная постоянная – суммарный поток солнечного излучения, проходящий за единицу времени через единичную площадку, ориентированную перпендикулярно потоку, на расстоянии одной астрономической единицы от Солнца вне земной атмосферы.

По данным внеатмосферных измерений солнечная постоянная составляет 1367 Вт/м² (1,367 кВт/м^2), или 1,959 кал/(см²·мин) (по международному соглашению 1958 г.). Такой бы она была у поверхности, если бы атмосфера была абсолютно прозрачной.

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 (рисунок 3.5).

Поглощение и рассеивание радиации в атмосфере

Проходя через земную атмосферу, солнечная радиация ослабляется вследствие поглощения и рассеяния атмосферными газами и аэрозолями; изменяется и ее спектральный состав.

Поглощение радиации избирательное: разные газы поглощают радиацию в разных участках спектра и в разной степени, т.е. величина поглощения зависит от конкретного газа. Например, кислород – в двух узких участках видимой и УФ части спектра. Углекислый газ поглощает в ИК части (λ от 7до 15 мкм).

Рисунок 3.5 – Потоки радиации в атмосфере

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 изменяется от точки к точке. Такой оптически неоднородной средой является атмосферный воздух, содержащий мельчайшие частицы жидких и твердых примесей – капли, 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 примесями в атмосфере, солнечные лучи теряют прямолинейное направление распространения, рассеиваются. Радиация распространяется от рассеивающих частиц, таким образом, как если бы они сами были источниками радиации. Около 26% общего потока солнечной радиации превращается в атмосфере в рассеянную радиацию.

Отличия рассеянной солнечной радиации от прямой:

1) рассеянная радиация приходит к земной поверхности не от солнечного диска, а от всего небесного свода. Поэтому необходимо измерять ее поток на горизонтальную поверхность. Он также измеряется в кВт/м^2.

2) рассеянная радиация отличается от прямой по спектральному составу. Лучи различных длин волн рассеиваются в разной степени. Соотношение энергии лучей разных длин волн в рассеянной радиации изменено в пользу более коротковолновых тучей. При этом, чем меньше размеры рассеивающих частиц, тем сильнее рассеиваются коротковолновые лучи в сравнении с длинноволновыми.

Научное объяснение голубого цвета неба было дано в работах английского физика лорда Рэлея в 1871 г. По закону Рэлея, в воздухе, где рассеяние производится только молекулами газов (размеры которых более чем в 10 раз меньше длин волн света), рассеяние обратно пропорционально четвертой степени длины волны рассеиваемых лучей.

$$\mathbf{i}_\lambda = \frac{a}{\lambda^4} I_\lambda$$

где I_λ – спектральная плотность прямой радиации с длиной волны λ, i_λ – спектральная плотность рассеянной радиации с той же длиной волны, а – коэффициент пропорциональности.

Суточный и годовой ход прямой и рассеянной солнечной радиации

В течение суток поток прямой солнечной радиации *I′* возрастает от восхода Солнца до полудня и убывает после полудня.

Интенсивность рассеянной солнечной радиации *i* зависит от:

- прозрачности атмосферы: уменьшение прозрачности увеличивает количество рассеянной радиации;
- от облачности: отраженная облаками радиация тоже рассеивается;
- от характера земной поверхности: отражение снеговым покровом также увеличивает рассеянную радиацию.

Энергетическая освещенность прямой солнечной радиацией зависит от высоты места наблюдения над уровнем моря: в тропосфере на каждые 100 м высоты поток I' увеличивается на 0,007-0,014 КВт/м^2. Максимум потока радиации наблюдается в Сахаре (1,1 кВт/м^2), в горах освещенность достигает 1,2 кВт/м^2.

Рисунок 3.6 – Ход солнечной радиации

Суммарная солнечная радиация

Суммарная радиация частично поглощается земной поверхностью, нагревая ее, а частично отражается от нее.

Особенно сильно отражает радиацию снег (до 90%), слабее – песок (35%), трава (20%), еще слабее – чернозем (4%). Способность поверхности отражать солнечные лучи называется альбедо. Поглощенная радиация нагревает почву, растительный покров, верхние слои воды.

Вся солнечная радиация, приходящая к земной поверхности, складывается из прямой и рассеянной солнечной радиации:

$$I_s = I * \sinh_0 + i$$

По поверхности планеты суммарная радиация распределяется не строго зонально: в разных местах под одной и той же широтой она бывает неодинакова.

Интенсивность суммарной радиации при ясном небе в г. Минске минимальна в декабре (0,20 КВт/м^2). Постепенно увеличиваясь, достигает максимума в июне (0,86 КВт/м^2), затем вновь уменьшается. При средней величине облачности энергетическая освещенность суммарной радиации уменьшается и составляет в декабре 0,08 КВт/м^2, в июне – 0,61 КВт/м^2.

Средняя глубина океана – 3,8 км. Свет может проникать только на глубину около 100 м, и потому большая часть нашей планеты находится в постоянной темноте.

Альбедо (А) – отношение количества отраженной радиации к общему количеству радиации, падающей на данную поверхность. Выражается в процентах или долях единицы (30% – 0,30).

Альбедо поверхности Земли зависит от цвета и характера конкретной поверхности.

Таблица 4.1 – Альбедо разных типов деятельного слоя

Поверхность	Альбедо, %	Поверхность	Альбедо, %
Торфяник сухой	10	Лес еловый	9-12
Торфяник влажный	8	Лес сосновый	15
Глина сухая	23	Дубовый и березовый лес	17-20
Глина влажная	16	Рожь и пшеница в разных фазах развития	10-25
Песок желтый	35	Снег сухой и чистый	85-90
Песок белый	35-40	Снег влажный чистый	55-60
Зеленая трава	26	Снег грязный	30-40
Сухая трава	19	Вода	5-10

Альбедо имеет суточный ход:

- в ясную погоду альбедо уменьшается при увеличении высоты Солнца,
- в пасмурные дни, когда нет определенного направления распространения солнечной радиации, суточный ход альбедо практически отсутствует.

Таким образом, альбедо имеет:

- суточный ход, зависит от степени увлажнения и характера поверхности,
- может изменяться от сезона к сезону и от одного дня к другому, но средние месячные значения альбедо в бесснежный период достаточно устойчивы,
- в месяцы со снежным покровом значения альбедо изменяются достаточно сильно. Это связано с неустойчивостью снежного покрова (появлением, таянием, загрязнением, увлажнением и др.).

Итак, из общего потока суммарной радиации, отражается от земной поверхности часть его, количество отраженной радиации можно выразить как:

$$(I * \sinh0 + i) * A$$

Остальная часть радиации, равная

$$(I * \sinh0 + i) * (A\text{-}1)$$

поглощается земной поверхностью и идет на нагревание почвы и воды. Эта часть радиации называется поглощенной радиацией.

Отношение уходящей в космос отраженной и рассеянной солнечной радиации к общему количеству солнечной радиации, поступающей к атмосфере, называется альбедо Земли или планетарным альбедо Земли.

Излучение земной поверхности

Излучение земной поверхности называется собственным излучением земной поверхности (Е).

Земная поверхность, поглощая солнечную радиацию, нагревается. А всякое тело, температура которого выше 0К, излучает радиацию. Поток излучаемой энергии можно рассчитать по закону Стефана-Больцмана:

$$E = \sigma * T^4$$

где σ =5,7·10-8 Вт/(м2 К4) – постоянная Стефана-Больцмана излучаемая телом энергия пропорциональная четвертой степени абсолютной температуры излучателя.

Испускаемая земной поверхностью радиация имеет длины волн от 4 до 120 мкм, а максимум энергии приходится на 10-15 мкм.

Собственное излучение земной поверхности поступает в атмосферу и практически полностью ей поглощаются. Основные поглотители: H_2O, CO_2, O_3.

Около 70% радиации, излучаемое атмосферой, поступает к земной поверхности, а остальная уходит в мировое пространство.

Атмосферная радиация, приходящая к земной поверхности, называется встречным излучением E_a (встречное – направленное навстречу собственному излучению земной поверхности).

Эффективное излучение

Разность между собственным излучением и встречным называется эффективным излучением Ее:

$$E_e = E_s - E_a$$

Эффективное излучение (E_e) – чистая потеря лучистой энергии (тепла) с земной поверхности. Оно имеет место и днем, и ночью. Но днем оно компенсируется поглощенной солнечной радиацией (полностью или частично). В ясные дни оно больше, чем в облачные, так как облачность увеличивает встречное излучение Еа.

Главные закономерности:

- Годовая сумма всегда положительная;
- Сезонные изменения;
- Возрастание при переходе с суши на океан.

4. Радиационный баланс

Радиационный баланс атмосферы – это алгебраическая сумма потоков радиации, поглощаемой и излучаемой атмосферой.

$$R_a = E_0 + I_a - E_\infty$$

где E_0 – излучение земной поверхности; E_∞ – уходящая радиация земной поверхности и атмосферы; I_a – солнечная радиация, поглощенная атмосферой.

Приходной частью радиационного баланса атмосферы является поглощенная атмосферой прямая и рассеянная солнечная радиация и длинноволновое излучение земной поверхности. Расходная часть состоит из собственного излучения атмосферы к земной поверхности (встречное излучение) и в мировое пространство (уходящая длинноволновая радиация).

Радиационный баланс земной поверхности.

Разность между поглощенной суммарной солнечной радиацией и эффективным излучением земной поверхности:

$$R = (I * \sinh_0 + i) * (1 - A) - E_{еф}$$

R – радиационный баланс, *I* – прямая радиация, *S* - рассеянная радиация, *A* – альбедо, *Еэф* – эффективного длинноволновое излучение. Прямая и рассеянная радиация (*I* + *S*) образуют суммарную радиацию (*Q*).

Поэтому радиационный баланс можно записать так: $R = Q\ (1 - A) - E_{эф}$.

Выражается в ккал на 1 см^2 горизонтальной поверхности в 1 с, измеряется балансомером. Средние климатологические величины радиационного баланса земной поверхности рассчитываются с помощью эмпирических формул по данным метеонаблюдений.

Радиационный баланс системы «Земля -атмосфера»

Вертикального столба проходящего через всю толщу атмосферы) – алгебраическая сумма потоков радиации, входящих в земную атмосферу из мирового пространства, и уходящих из нее обратно.

$$R_s = I_0 - I_\infty - E_\infty \text{ или } R_s = I_0 * (1 - A_s) - E_\infty$$

где I_0 – приток солнечной радиации на границе атмосферы; I_∞ – отраженная и рассеянная коротковолновая солнечная радиация; E_∞ – уходящая длинноволновая радиация земной поверхности и атмосферы; A_s – планетарное альбедо (31-35%).

Оценка составляющих радиационного баланса разными исследователями несколько расходятся. Принимая приток солнечной радиации на границе атмосферы за 100%, приближенно получают I∞ = 35% и E∞ = 65%.

Для земли в целом радиационный баланс близок к нулю и за многолетний период не отличается существенно от нуля т.е. Земля находится в состоянии лучистого равновесия.

5. Географическое распределение солнечной радиации и радиационного баланса земной поверхности

Солярный климат – распределение солнечной радиации на верхней границе атмосферы.

Количество радиации зависит от солнечной постоянной (1367 Вт/м² (1,367 кВт/м^2), или 1,959 кал/(см²·мин)).

Солнечная постоянная – суммарный поток солнечного излучения, проходящий за единицу времени через единичную площадку, ориентированную перпендикулярно потоку, на расстоянии одной астрономической единицы от Солнца вне земной атмосферы. Такой бы она была у поверхности, если бы атмосфера была абсолютно прозрачной.

- Широта места определяет продолжительность дневной части суток, которая также изменяется в течение года.

- Широта места определяет высоту солнца над горизонтом, которая изменяется в течение суток и в течение года.

Полуденная высота солнца может быть рассчитана по формуле:

$$H = 90^o - \varphi \pm \varphi_z$$

где φ – широта данной точки, φ_z – широта параллели, под которой солнце в данный день в зените.

В зимнее время поток радиации быстро убывает от тропика к полюсу, а также несколько убывает по направлению к экватору.

Летом это убывание не столько значительно (причина – длина дня).

Вне тропиков годовой ход солнечной радиации имеет 1 максимум (22.06) и 1 минимум (22.12). Между тропиками – 2 максимума (21.03 и 23.09).

Годовые значения солнечной радиации

В летнее время наибольший поток радиации не в полярных широтах, а под 30-40º широты, весной и осенью не у экватора, а на 10-20° широты весной и 20-30º осенью:

- годовые количества суммарной солнечной радиации Is в низких широтах достигают максимальных значений в тропических широтах (Сахара, Аравия),

- экваториальные районы из-за большой облачности и влажности получают тепла несколько меньше,

- от тропических широт к умеренным поток суммарной солнечной радиации уменьшается,

- начиная с 60° широты суммы суммарной солнечной радиации вновь растут, при этом над Антарктидой больше, чем над Арктикой),

- над областью южного полюса они достигают значений, превышающих экваториальные.,

- над океанами суммы радиации меньше, чем над сушей.

Географическое распределение радиационного баланса

В целом распределение радиационного баланса, как и суммарной радиации, носит зонально-региональный характер: выделяются экваториальные, тропические, умеренные и полярные пояса, которые делятся на регионы (океанические и материковые).

Для всей земли, кроме полярных областей, радиационный баланс земной поверхности за год положительный. Избыток тепла идет на нагревание и движение воздуха, испарение, биологические процессы.

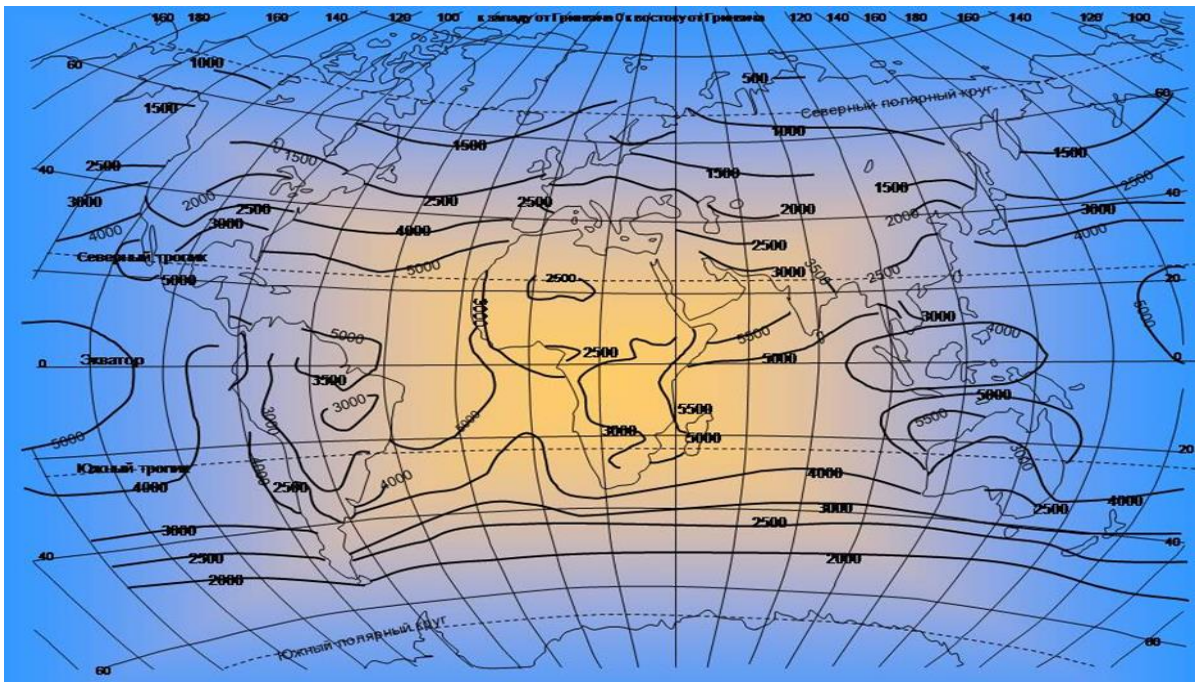


Рисунок 3.7 – Радиационный баланс земной поверхности за год

Сезонные изменения радиационного баланса

Осенью уменьшается приток солнечной радиации, поэтому и температура воздуха по сравнению с летом понижается в среднем на 6-8^{o} С.

Величина радиационного (солнечного) баланса, равного разности между приходом и расходом солнечной радиации, осенью уменьшается и во второй половине октября становится отрицательной.

Количество осадков в осенние месяцы, по сравнению с летними, убывает.

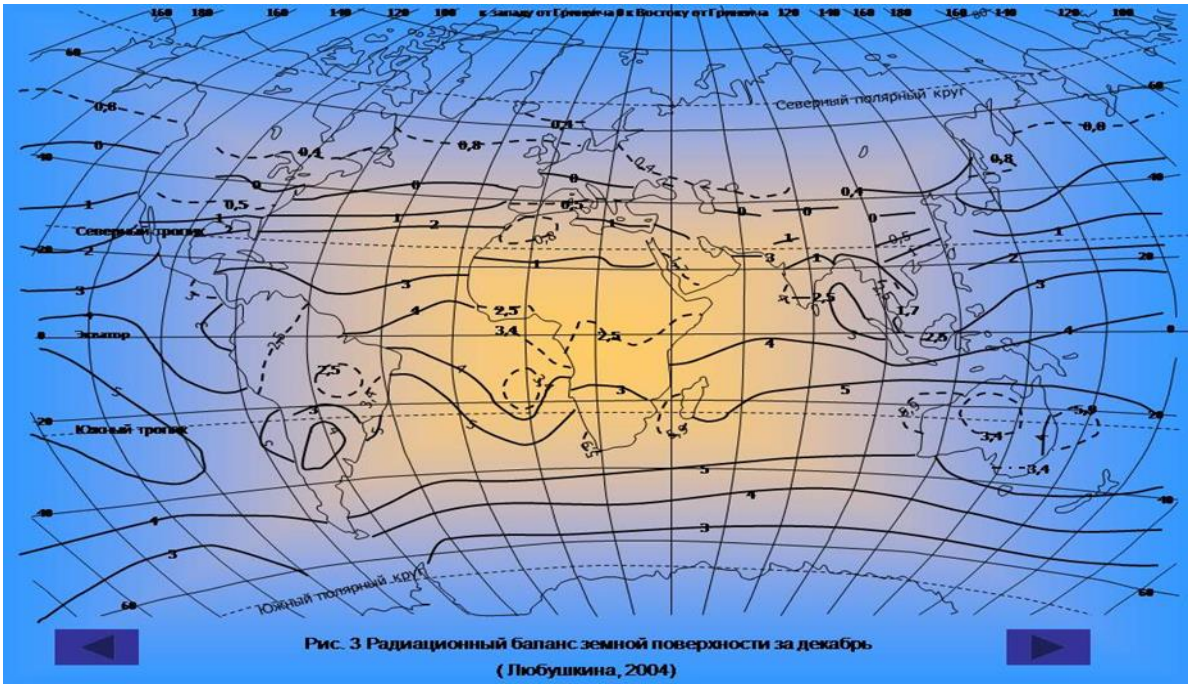


Рисунок 3.8 – Радиационный баланс земной поверхности за декабрь

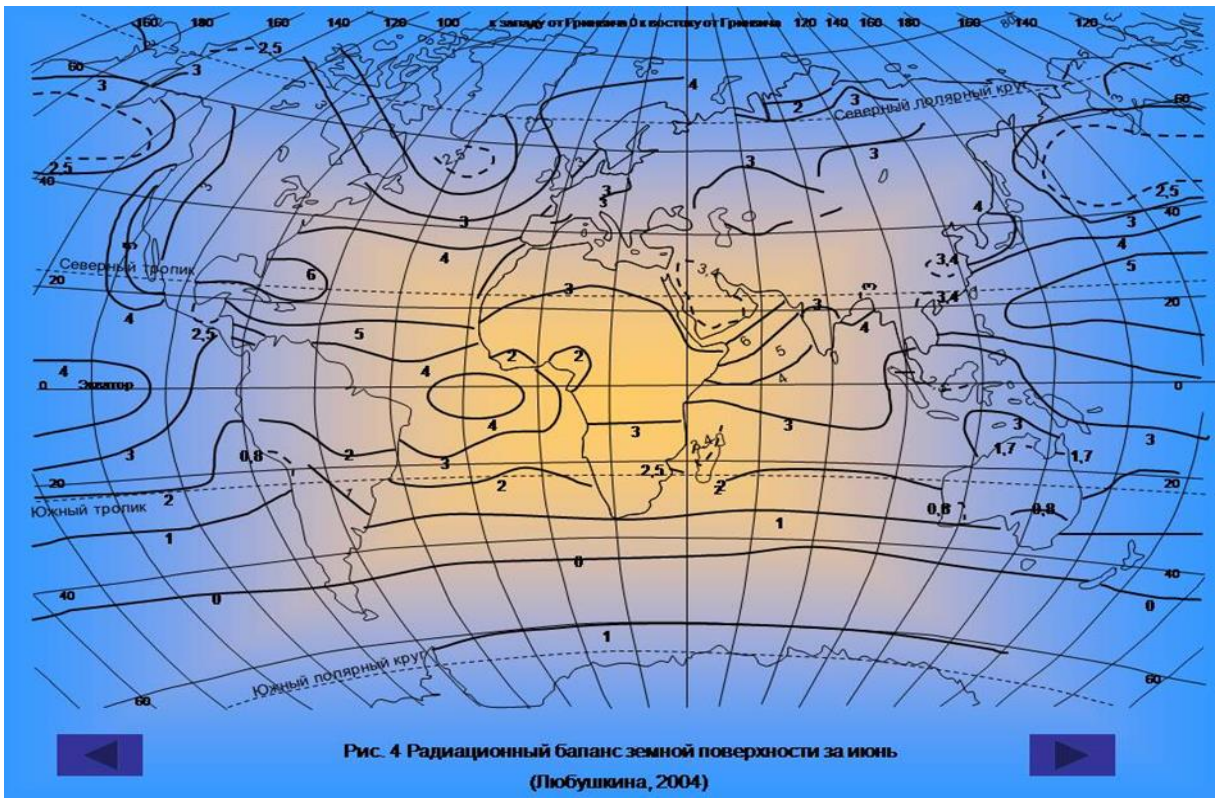


Рисунок 3.9 – Радиационный баланс земной поверхности за июнь

Вернуться к оглавлению

Лекция № 4

Тема: «Тепловой режим атмосферы и подстилающей поверхности»

План:

1. Тепловой режим атмосферы
2. Тепловой баланс земной поверхности
3. Тепловой баланс системы «земля-атмосфера»
4. Географическое распределение отдельных составляющих теплового баланса
5. Температура воздуха
6. Температура поверхности почвы и водоемов
7. Географическое распределение температуры воздуха у земной поверхности

1. Тепловой режим атмосферы

Солнечная радиация является основным источником энергии для самых разнообразных процессов и явлений, совершающихся на Земле и в атмосфере. Солнечное тепло обусловливает жизнедеятельность животных и живых организмов. Физические и химические процессы, происходящие на суше, в океане и атмосфере, полностью определяются количеством солнечной радиации. Количество солнечной энергии, поступающей на поверхность земли, зависит ряда причин.

Рисунок 5.1 – Причины изменения температуры воздуха

Теплообмен с земной поверхностью

Тонкая пленка воздуха, непосредственно соприкасающегося с земной поверхностью, обменивается с нею теплом вследствие молекулярной теплопроводности.

Внутри атмосферы действует другая, более эффективная передача тепла – путем турбулентной теплопроводности.

Турбулентность – явление, заключающееся в том, что при увеличении скорости течения жидкости или газа в среде самопроизвольно образуются многочисленные нелинейные волны.

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. Этот процесс поддерживает разность температур между воздухом и поверхностью и, следовательно, процесс передачи тепла от воздуха к поверхности. Охлаждение воздуха непосредственно над земной поверхностью будет не так велико, как было бы при отсутствии турбулентной теплопроводности, но оно распространяется на более мощный слой атмосферы. В результате потеря тепла земной поверхностью оказывается больше, чем она была бы в отсутствие турбулентности.

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

Адиабатические изменения температуры воздуха

Поднимающийся воздух независимо от способа подъема (конвекция, восходящее скольжение), попадая из большего давления в меньшее, расширяется, производит работу, на которую затрачивает внутреннюю, энергию, и его температура понижается. Опускающийся воздух, наоборот, сжимается, затраченная на расширение энергия освобождается, и температура воздуха возрастает.

Сухой или ненасыщенный водой воздух, поднимаясь, охлаждается почти на 1° (0,98°) на каждые 100 м подъема (сухоадиабатический градиент). Воздух, насыщенный водой, охлаждается при подъеме на 100 м менее чем на 1°, т.к. в нем происходит конденсация, сопровождающаяся выделением энергии. Величина охлаждения насыщенного воздуха при его подъеме на 100м (влажно-адиабатический градиент) псевдоадиабатическим.

Зависимость влажно-адиабатического градиента (ВАГ) от температуры воздуха и давления:

- чем больше температура воздуха, тем больше паров воды он может содержать и тем больше тепла выделяется при его конденсации. Поэтому ВАГ в теплом воздухе меньше, чем в холодном.
- чем меньше давление воздуха, тем меньше его плотность и, следовательно, освободившаяся теплота идет на нагревание меньшего количества воздуха (массы). Поэтому ВАГ с уменьшением давления также уменьшается.

Адвекция воздушных масс

Перераспределение тепла происходит также в результате адвекции (горизонтального переноса воздушных масс воздушными течениями).

Изменения температуры, связанные с адвекцией, называют адвективными. Если в данное место притекает воздух с более высокой температурой, говорят об адвекции тепла; если с более низкой – об адвекции холода.

Различают индивидуальные и локальные (местные) изменения температуры.

Индивидуальными называют изменения температуры, происходящие в определенном количестве воздуха, сохраняющего свою целостность в процессе движения. Эти изменения происходят вследствие указанных выше процессов. Они характеризуют изменения теплового состояния данного количества воздуха.

Локальными называют изменения температуры в некоторой точке внутри атмосферы с зафиксированными географическими координатами и с неизменной высотой над уровнем моря. Любую метеорологическую станцию, не меняющую своего положения на земной поверхности, можно рассматривать в качестве такой точки. Температура в этой точке будет меняться не только в силу указанных индивидуальных изменений теплового состояния воздуха, но и вследствие непрерывной смены воздуха в данном месте, т.е. прихода воздуха из других мест атмосферы, где он имеет другую температуру.

2. Тепловой баланс земной поверхности

Это равенство алгебраической суммы потоков тепла, приходящих на земную поверхность и уходящих с нее.

$$R + P + G_П + LE_Н = 0$$

где R – радиационный баланс; P – приход тепла из воздуха или отдача его в воздух путем теплопроводности; $G_п$ – приход или расход тепла с более глубокими слоями почвы или воды путем теплопроводности; $LE_н$ – потеря тепла при испарении или приход его при конденсации на земную поверхность (L – удельная теплота испарения; $E_н$ – масса испарившейся или сконденсировавшейся воды).

Радиационный баланс земной поверхности и тепловой баланс земной поверхности определенным образом связаны с радиационным балансом и тепловым балансом атмосферы.

Положительная или отрицательная величина радиационного баланса компенсируется нескольким потоками тепла.

Температура земной поверхности обычно не равна температуре воздуха, то между подстилающей поверхностью и атмосферой возникает поток тепла. Аналогичный поток тепла наблюдается между земной поверхностью и более глубокими слоями литосферы и гидросферы, если температура поверхности отличается от температуры более глубоких слоев. При этом перенос тепла в почве определяется механизмом молекулярной теплопроводности, а в водоемах – в большей или меньшей мере турбулентной теплопроводностью.

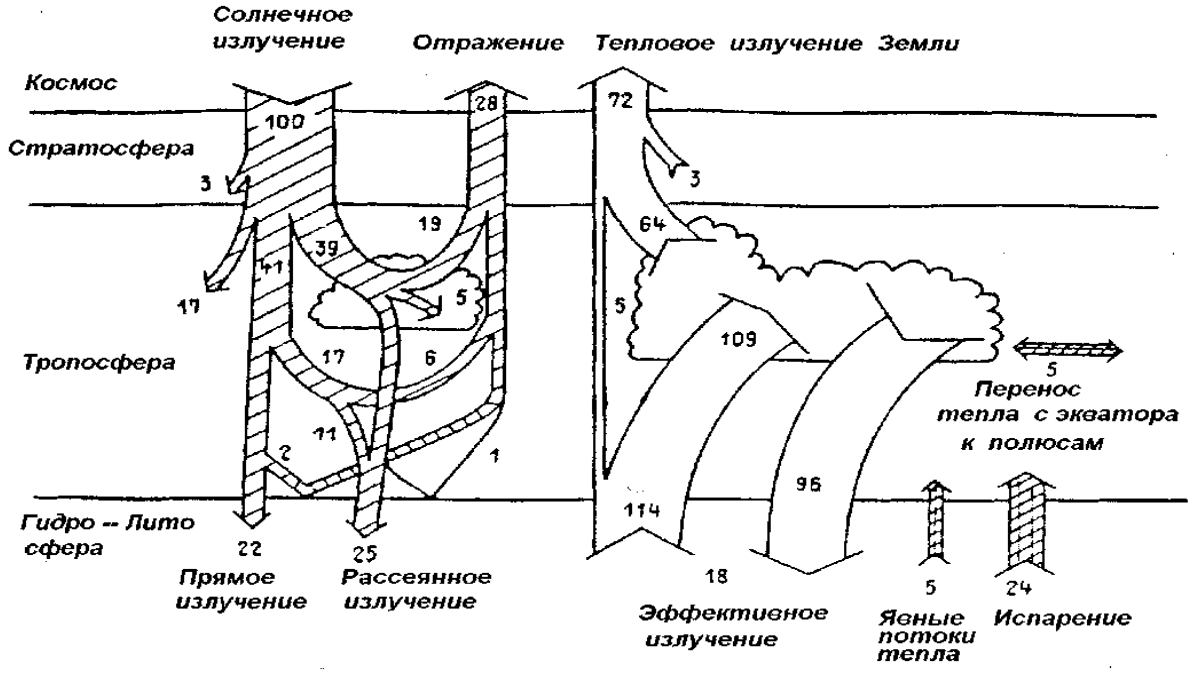


Рисунок 5.2 – Составляющие теплового баланса земной поверхности

Существенное значение в тепловом балансе земной поверхности имеет расход тепла на испарение. Величина испарения зависит от увлажнения земной поверхности, ее температуры. Влажности воздуха, скорости ветра, интенсивности турбулентного обмена в приземном слое воздуха. Затраты тепла на испарение изменяет свой знак при изменении направления потока водяного пара. Если он направлен вниз (из атмосферы к земной поверхности), то в этом случае затраты тепла на испарение сменяется приходом тепла от конденсации воды.

Формула энергетического (теплового) баланса земной поверхности имеет следующий вид:

$$R = LE_H + P + A(G_П)$$

где R – радиационный баланс, P – приход тепла из воздуха или отдача его в воздух путем теплопроводности, $G_П$ – приход или расход тепла с более глубокими слоями почвы или воды путем теплопроводности, LE_H – потеря тепла при испарении или приход его при конденсации на земную поверхность (L – удельная теплота испарения, E_H – масса испарившейся или сконденсировавшейся воды).

Радиационный баланс считается положительной величиной, если она характеризует поток тепла к подстилающей поверхности, а все остальные величины будут положительными, если они означают расход тепла.

Радиационный баланс считается положительной величиной, если она характеризует поток тепла к подстилающей поверхности, а все остальные величины будут положительными, если они означают расход тепла.

Другие члены теплового баланса земной поверхности: потоки тепла от диссипации (рассеяние) энергии при трении воздушного потока, ветровых волн,

приливов, поток тепла («+» или «-»), переносимый осадками (если их температура отличается от температуры земной поверхности), расход энергии на фотосинтез и приход от окисления биомассы. Все они обычно значительно меньше основных членов баланса для любых периодов осреднения. Исключения возможны (лесной пожар), хотя относительно редки и ограничены по площади.

В обширных водоемах, имеют место течения и большая горизонтальная теплопроводность, которая обусловлена явлением макротурбулентности. Для таких условий в отдельных частях океанов и других крупных водоемов (морях и озерах) средняя годовая величина теплообмена деятельной поверхности с нижележащими слоями равна не 0, а количеству тепла, получаемого или теряемого через вертикальные стенки колонны, проходящей через гидросферу, вследствие действий течений и макротурбулентности, т.е. $A = F_0$ (разность потоков тепла, приходящих и уходящих через вертикальные стенки колонны).

Тепловой баланс земной поверхности:

- для суши в среднем годовом имеет вид $R = LE + P$,
- для условий океана $R = LE + P + F_0$.

В некоторых случаях эти уравнения еще больше упрощаются:

- для условий пустыни $R = P$ (испарение равно 0);
- для Мирового океана $R = LE + P$ (общее перераспределение тепла течениями компенсации).

3. Тепловой баланс системы «Земля-Атмосферы»

Тепловой баланс системы «Земля – атмосфера», это алгебраическая сумма тепла, получаемого Землей в целом (вместе с атмосферой) от внешних источников и отдаваемого через атмосферу в космическое пространство.

Величину R_s считают положительной, если она характеризует приток тепла к системе «Земля – атмосфера». Приток тепла через нижнее основание колонны практически равен 0.

Потоки тепла через боковую поверхность колонны зависят от горизонтального переноса тепла в атмосфере F_a и гидросфере F_0; величина F_a аналогична F_0, ее значение характеризует приход и расход тепла в колонне воздуха в связи с действием атмосферной адвекции и макротурбулентности.

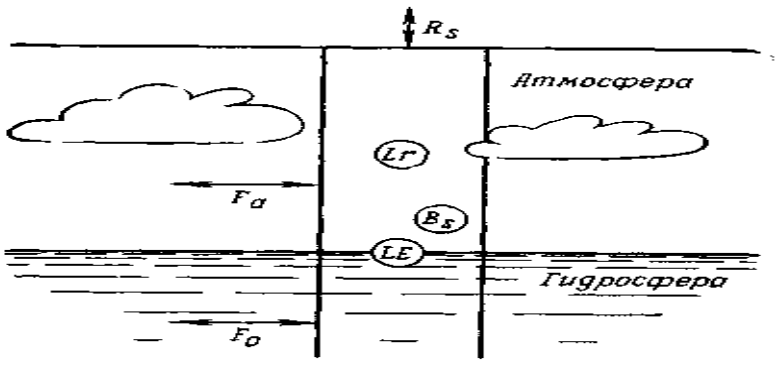


Рисунок 5.3 – Схема энергетического баланса системы «Земля-Атмосфера»

Тепловой баланс атмосферы

Солнечная радиация, аккумулированная деятельной поверхностью, затрачивается на испарение или конденсацию (LE), на теплообмен между поверхностью почвы и воздухом (P), на теплообмен между поверхностью почвы и нижележащими слоями (A).

Связь между этими величинами выражается уравнением теплового баланса:

$$R=LE+P+A$$

где R – радиационный баланс деятельной поверхности; P – затраты тепла на турбулентный теплообмен; A – теплообмен в почве; LE – затраты тепла на испарение.

Адвекция тепла приводит в среднем к переносу его из низких широт в высокие. Таким образом, она означает расход тепла в низких широтах и приход в высоких.

Таблица 5.1 – Основные составляющие теплового баланса атмосферы и поверхности Земли как целого

Показатель	Величина, %
Энергия, поступающая к поверхности Земли от Солнца	100
Радиация, отражаемая атмосферой в межпланетное пространство, в том числе	31
1) отражается облаками	24
2) рассеивается	7
Радиация, поглощаемая атмосферой, в том числе:	17
1) поглощается облаками	1
2) поглощается озоном	3
3) поглощается водяным паром	13
Радиация, достигающая подстилающей поверхности (прямая + рассеянная)	52
Из неё: 1) отражается подстилающей поверхностью за пределы атмосферы	4
2) поглощается подстилающей поверхностью.	48
Из неё: 1) эффективное излучение	18
2) турбулентный теплообмен с атмосферой	8
3) затраты тепла на испарение	22

4. Географическое распределение отдельных составляющих теплового баланса

Затраты тепла на испарение. Величины испарения с поверхности суши и океанов значительно отличаются (Центральная Сахара – 10 ккал/см2 год, Атлантический океан – 80–100 ккал/см2 год). Это связано с различием испаряемости на суше и на океанах, недостатком влаги во многих областях суши.

Турбулентный поток тепла от земной поверхности в атмосферу или в обратном направлении. Количество тепла, отдаваемое земной поверхностью воздуху (положительные значения), или получаемого из воздуха

(отрицательные). Поверхность всех континентов (за исключением Антарктиды) отдает тепло в атмосферу (в среднем за год).

На большей части океанов величина турбулентного потока тепла невелика по сравнению с другими членами уравнения теплового баланса и обычно не превышает 10-20% от их величин. Больших абсолютных значений достигает в районах действия мощных теплых течений. Пример: Гольфстрим (вода в среднем годовом теплее воздуха). Холодные течения уменьшают турбулентные потоки тепла от поверхности океана в атмосферу и увеличивают потоки обратного направления. На суше самый большой расход тепла турбулентным переносом осуществляется в тропических пустынях (60 ккал/см^2 год), во влажных тропических и умеренных районах эти потоки значительно меньше.

Горизонтальный обмен теплом имеет большую роль в тепловом балансе океанов. В океанах перераспределение тепла между тропическими и внетропическим широтами осуществляется посредством теплых и холодных течений.

Морские течения выносят тепло в основном из зоны 20º с.ш. – 20º ю.ш., причем максимальные поглощения течениями тепловой энергии смещен к северу от экватора. Это тепло передается в высокие широты и в наибольшей степени расходуется между 50º и 70º широты северного полушария.

Из шести континентов на трех (Европа, Северная и Южная Америка) большая часть радиационного баланса расходуется на испарение. Три других континента (Азия, Африка, Австралия) характеризуются обратным соотношением (преобладает турбулентный перенос), что соответствует преобладанию сухих климатических условий.

Соотношение между составляющими уравнения теплового баланса земной поверхности различны в зависимости от широтных зон.

Экваториальная: большой приход радиационной энергии, значительный приход тепла в результате фазовых переходов воды; это обеспечивает большой расход тепла на атмосферную и океаническую адвекцию. Важный источник энергии для других зон.

Тропические и субтропические широты (до 30-40º): положительный, но убывающий с широтой, R, большой расход энергии на фазовые преобразования воды. В большей части зоны R≈LE, поэтому перераспределение тепла морскими и воздушными течениями невелико.

Высокие широты (>40º): отрицательный радиационный баланс, увеличивающийся по абсолютному значению с ростом широты. Компенсируется притоком энергии с воздушными и морскими течениями. В полосе 40-60º широты – избыток энергии конденсации водяного пара, морские течения, между 60 и 90º широты – воздушные течения.

Основная закономерность в распределении тепла на Земле – широтная зональность, что позволяет выделить тепловые пояса:

- умеренный пояс – границей является изотерма +10º С самого теплого месяца;
- жаркий пояс, расположен по обе стороны от экватора до 30º с. и ю. ш., его границы с севера и юга – среднегодовая изотерма +20 ºС;

- холодный пояс расположен между изотермами +10 и 0 ºС самого теплого месяца;

- пояса вечного мороза, расположены за пределами изотерм 0º С;

Рисунок 5.4 – Тепловые пояса

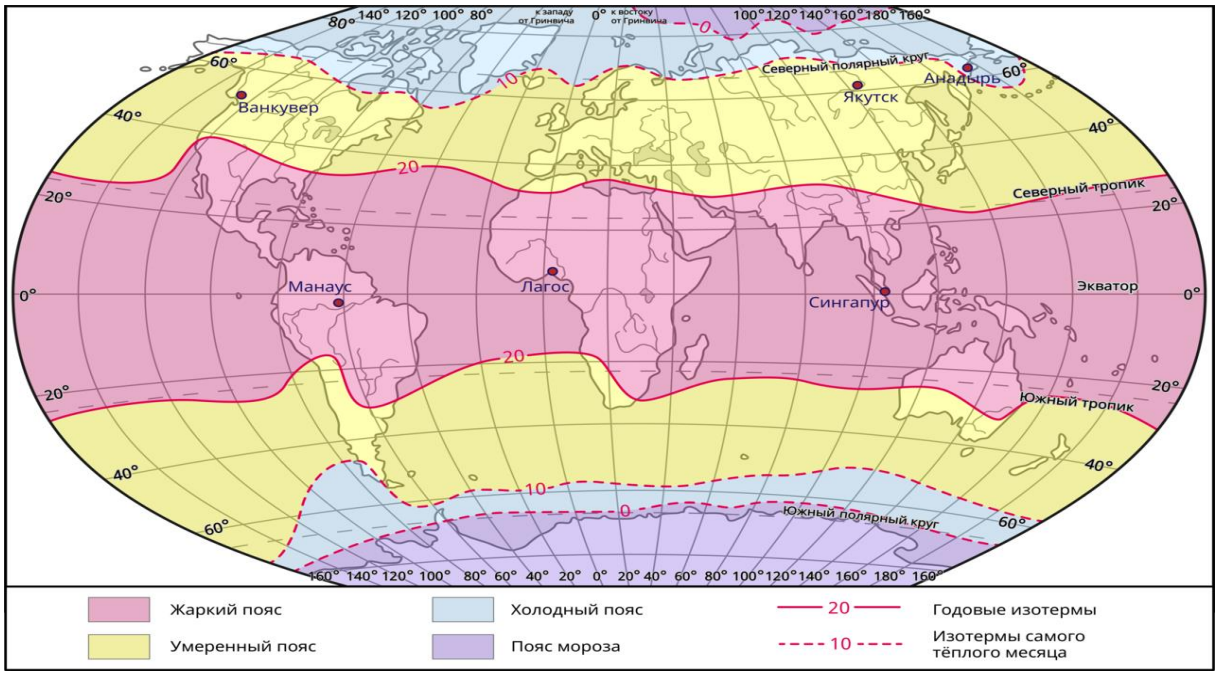


Рисунок 5.5 – Тепловые пояса

5. Температура воздуха

Температура почвы – одна из основных характеристик климата.

Факторы, влияющие на изменение температуры воздуха:

- солнечная радиация;

- перенос воздуха (атмосферная циркуляция);
- подстилающая поверхность.

Температура изменяется в течение года. Это можно объяснить тем, что поверхность любой территории Земли получает от солнца разное количество тепла. Температура воздуха зависит от величины угла падения солнечного луча на земную поверхность.

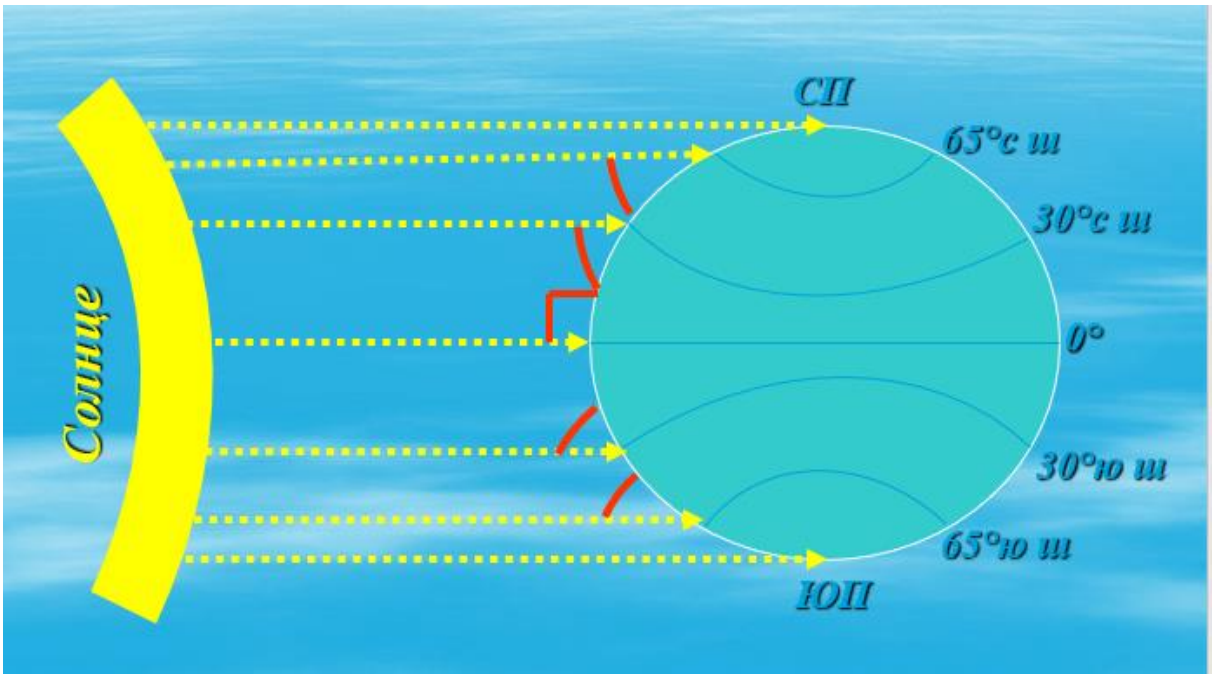


Рисунок 5.6 – Распределение температуры воздуха на Земле

Температура воздуха зависит от нагрева земной поверхности.

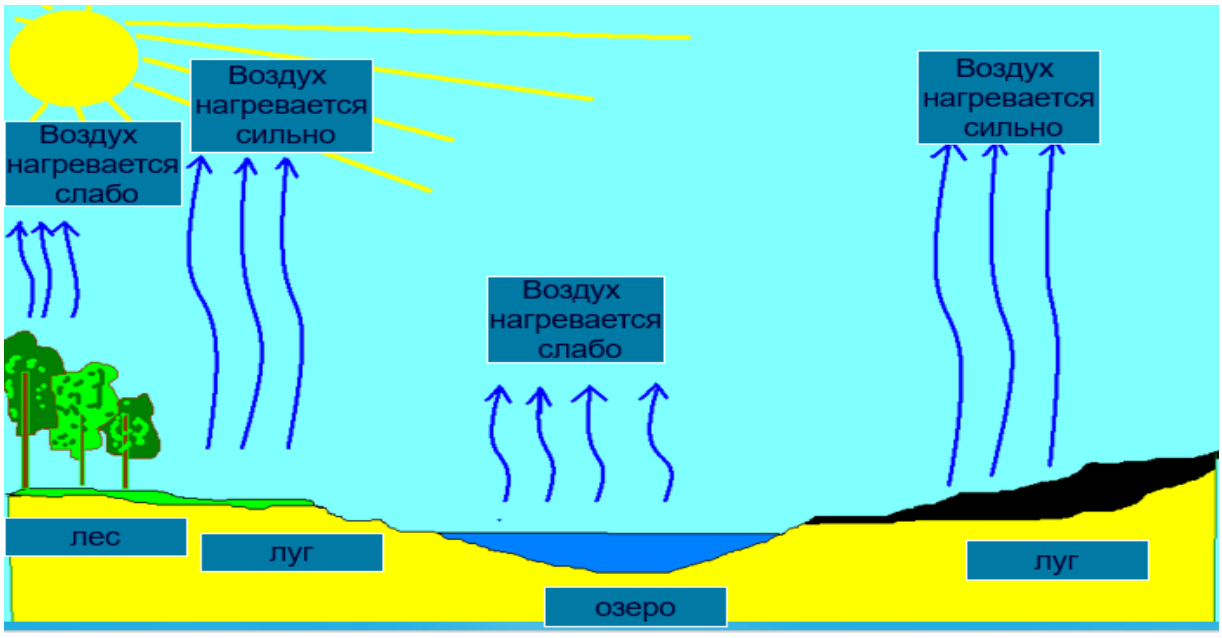


Рисунок 5.7 – Зависимость температуры воздуха от нагрева земной поверхности

В течение суток температура воздуха изменяется и зависит от:

- суточной амплитуды температуры земной поверхности (чем больше амплитуда на поверхности почвы, тем больше она и в воздухе);
- сезона года (зимой меньше, чем летом);
- широты места (с увеличением широты амплитуда убывает);
- характера почвенного покрова и почвы (над растительностью меньше);
- близости водных бассейнов (в приморских областях меньше по сравнению с внутриконтинентальными);
- рельефа местности (закон Воейкова: на выпуклых формах амплитуда температур уменьшена, на вогнутых – увеличена).

Самая низкая температура воздуха бывает перед восходом солнца. А самая высокая – в 14-15 часов.

Атмосферный воздух нагревается от поверхности Земли. К полудню земная поверхность уже нагрелась и начала отдавать свое тепло воздуху. Но солнце находится еще высоко над горизонтом и продолжает нагревать поверхность. Воздух получает тепло еще в течение 2 часов.

После полудня солнце начинает опускаться к горизонту, происходит постепенное охлаждение поверхности и соответственно понижение температуры воздуха. Ночью, когда солнечное тепло не поступает, воздух охлаждается.

Рисунок 5.8 – Нагрев поверхности Земли

С поднятием на 1 км температура понижается на 6°С.

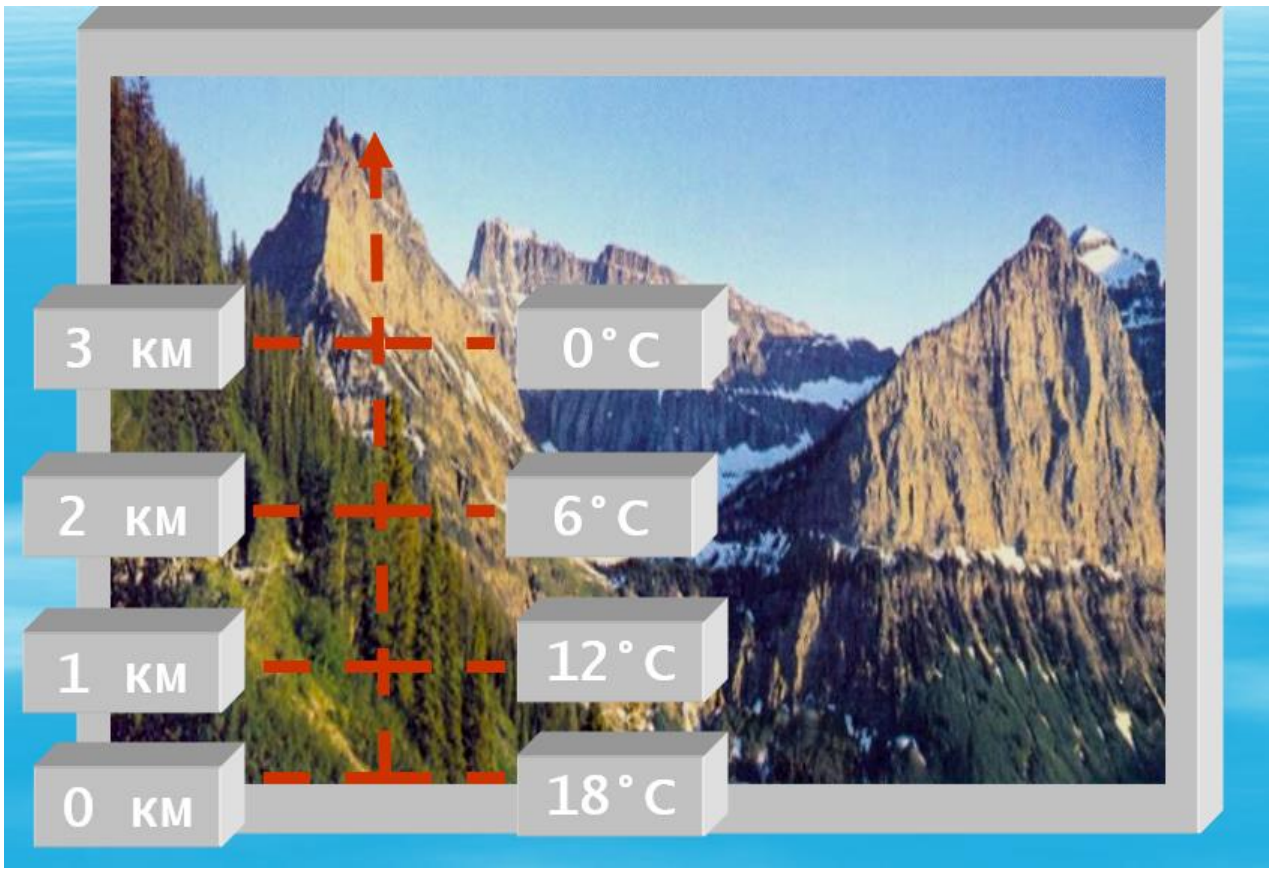


Рисунок 5.9 – Зависимость температуры от высоты

Годовой ход температуры воздуха

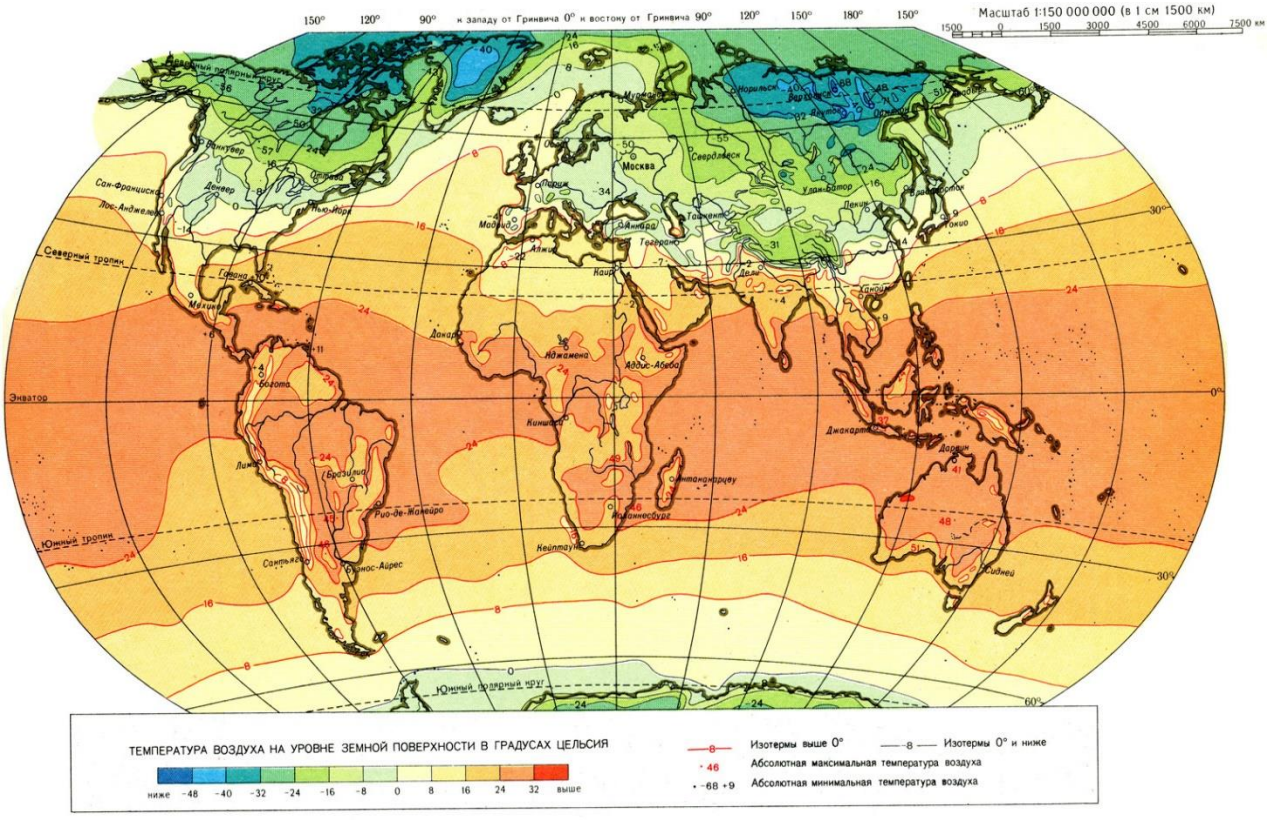


Рисунок 5.10 – Температура воздуха, январь

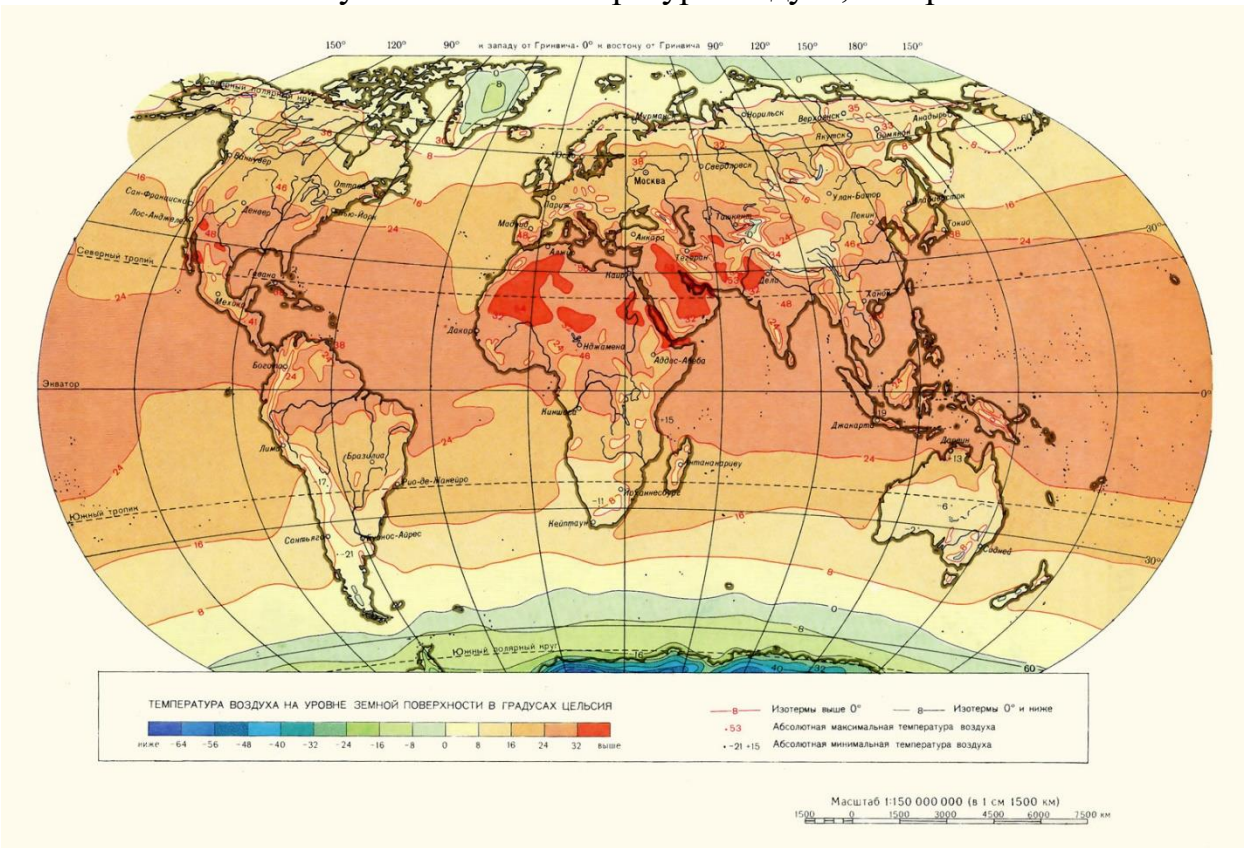


Рисунок 5.11 – Температура воздуха, июль

6. Температура поверхности почвы и водоемов

Особенности изменения температуры почвы

Разность между максимальной и минимальной суточной температурой называется суточной амплитудой температуры.

Суточная амплитуда температуры поверхности почвы зависит от:

- облачности (в безоблачные дни больше, чем в облачные);
- экспозиции склонов (на южных больше, чем на северных);
- почвенного покрова:

- растительный покров уменьшает эффективное излучение ночью и препятствует нагреванию днем, следовательно амплитуда меньше и средняя температура уменьшена (в среднем на 6ºС), т.е. налицо охлаждающий эффект;

- снежный покров уменьшает потери тепла непосредственно почвой, при этом резко уменьшается суточная амплитуда температуры почвы под снегом. В наших широтах при высоте снега 40 см температура почвы выше температуры обнаженной почвы на 6–7ºС и выше температуры поверхности снега на 10ºС. Снежный покров препятствует глубокому промерзанию почвы.

Распространение тепла в почве (общая теория молекулярной теплопроводности Фурье)

1 закон: чем больше плотность и влажность почвы, тем лучше она проводит тепло, тем быстрее распространяются вглубь и тем глубже проникают колебания

температуры. Но независимо от типа почвы период колебаний температуры не изменяется с глубиной (суточный ход температуры с периодом 24 часа и годовой 12 месяцев на всех глубинах).

2 закон: амплитуды колебаний температуры с глубиной уменьшаются. При этом возрастание глубины в арифметической прогрессии приводит к уменьшению амплитуды в геометрической прогрессии.

Поверхность – амплитуда 30ºС; 20 см – 5ºС; 40 см – менее 1ºС.

С глубины, на которой суточная амплитуда убывает на столько, что приближается к 0ºС, начинается слой постоянной суточной температуры (70–100 см).

Амплитуда годовых колебаний температуры почвы подвержена тому же закону. Годовые колебания температуры распространяются на большую глубину: в тропиках 10 м, в умеренных широтах – 16–20 м, в полярных широтах – до 30 м. На этой глубине начинается слой постоянной годовой температуры.

3 закон: сроки наступления максимальной и минимальной температуры, как в суточном, так и в годовом ходе запаздывают с глубиной пропорционально ей. На каждые 10 см глубины в суточном ходе запаздывание составляет 2,5–3 часа. В годовом ходе на 1 м глубины запаздывание составляет 20–30 суток.

4 закон: глубины слоев постоянной суточной и годовой температуры относятся между собой как квадратные корни из периодов колебаний, т.е. $\sqrt{1}:\sqrt{365}$ или 1:19.

Колебания температуры

Суточные колебания температуры на поверхности Океана в высоких широтах в среднем всего 0,1°, в умеренных – 0,4°, в тропических – 0,5°.

Глубина проникновения этих колебаний 15-20м.

Годовые амплитуды температуры на поверхности Океана от 1° в экваториальных широтах до 10,2° в умеренных.

Годовые колебания температуры проникают на глубину 200-300 м.

Моменты максимумов температуры водоемов запаздывают по сравнению с сушей.

Максимум наступает около 15-16 часов, минимум – через 2-3 часа после восхода Солнца.

7. Географическое распределение температуры воздуха у земной поверхности

Годовой ход температуры деятельного слоя различен на разных широтах

Максимум температуры в средних и высоких широтах обычно наблюдается в июне, минимум – в январе. Амплитуды годовых колебаний температуры деятельного слоя в низких широтах очень малы, в средних широтах на суше они достигают 30°. На годовые колебания температуры поверхности в умеренных и высоких широтах сильно влияет снежный покров.

На передачу тепла от слоя к слою затрачивается время, и моменты наступления максимальных и минимальных в течение суток температур запаздывают на каждые 10 см примерно на 3 часа. Если на поверхности наивысшая температура была около 13 часов, на глубине 10 см максимум температуры наступит

около 16 часов, а на глубине 20 см – около 19 часов и т. д. При последовательном нагревании нижележащих слоев от вышележащих каждый слой поглощает некоторое количество тепла. Чем глубже слой, тем меньше тепла он получает и тем слабее в нем колебания температуры. Амплитуда суточных колебаний температуры с глубиной уменьшается на каждые 15 см в 2 раза. Это значит, что если на поверхности амплитуда равна 16°, то на глубине 15 см – 8°, а на глубине 30 см – 4°.

Разность средней месячной температуры самого теплого и самого холодного месяца называют годовой амплитудой температуры воздуха. Годовая амплитуда температуры воздуха изменяется в зависимости от:

1) географической широты (на экваторе приток солнечной радиации изменяется мало, по направлению к полюсу различия в поступлении солнечной радиации между летом и зимой возрастают, поэтому растет и амплитуда температур воздуха);

2) подстилающей поверхности (над океаном меньше, чем над сушей. Если бы Земля была сплошь покрыта океаном, то годовая амплитуда температуры воздуха изменялась от 0ºС на экваторе до 5–6ºС на полюсах. Такое распределение действительно наблюдается над южной частью Тихого океана, в северной части Тихого океана – амплитуда больше (влияние соседних материков), до 15ºС. Над материками амплитуда еще больше в южном полушарии – более 15ºС, над Азией в Якутии – до 60ºС (а Оймяконе абсолютная амплитуда составляет 102ºС);

3) удаленности от океанов и общей циркуляции атмосферы (годовая амплитуда температуры меньше в тех районах суши, где велика повторяемость воздушным масс морского происхождения и, наоборот, в тех районах океана, где часто господствуют воздушные массы с соседнего материка, амплитуды увеличены);

Не только моря, но и больше озера уменьшают годовую амплитуду температуры воздуха и смягчают климат. Что проявляется на озере Байкал и других.

4) С высотой годовая амплитуда температуры убывает. В горах внетропического пояса температура убывает в среднем на 2ºС на каждый километр высоты, в свободной атмосфере больше.

Климат над морем, характеризующийся малыми амплитудами, называется морским, климат над сушей – континентальным.

Различие между морским и континентальным климатами заключается и в продолжительности переходных периодов: весна и осень в морских странах продолжительные – до 2 месяцев, а в континентальных – короткие – до 2 недель.

Континентальность климата – совокупность характерных особенностей климата, определяемых воздействиями материка на процессы климатообразование.

Сюда относятся:

- увеличение в сравнении с океаническими районами годовых и суточных амплитуд температуры воздуха;
- увеличенные междусуточная изменчивость температуры и изменчивость ее аномалий за различные промежутки времени;
- уменьшенные относительная влажность и облачность летом и днем;
- большее, чем на океане, непостоянство в выпадении осадков и общее их уменьшение;
- уменьшенная скорость ветра и т.д.

Изменчивость средней месячной температуры – среднее отклонение средней месячной температуры от нормы.

Изменчивость средней месячной температуры возрастает с увеличением широты. В морском климате она меньше, чем в континентальном, а особенно велика – в переходных областях, где часто сменяются воздушные массы.

Талица 5.2 – Типы годового хода температуры воздуха (*даты для Северного полушария)

Тип	Годовая амплитуда, ºС		Время наступления максимумов *	Время наступления минимумов*	Примечания
	материк	океаны			
Экваториальный	5	<1	21.03 23.09	22.06 22.12	Температура выше 0°С весь год
Тропический	10–15	<5	22.06	22.12	Температура выше 0°С весь год (в муссонных областях max перед началом муссона)
Умеренный					
континентальный	25–40 (до 60)		Январь	Июль	3 подзоны: субтропическая, собственно умеренная и субполярная
морской		10-15	Февраль	Август	
Полярный	30–40	Около 20	Февраль–март	Июль	

Основная закономерность в распределении тепла на Земле – широтная зональность, что позволяет выделить тепловые пояса:

- жаркий пояс, расположен по обе стороны от экватора до 30º С и ю. ш., его границы с севера и юга – среднегодовая изотерма +20 ºС;
- два умеренных пояса, границей которых является изотерма +10º С самого теплого месяца;
- два холодных пояса, расположенные между изотермами +10 и 0 ºС самого теплого месяца;
- два пояса вечного мороза, расположены за пределами изотерм 0 ºС.

Вернуться к оглавлению

Лекция № 5

Тема: «Водный режим атмосферы»

План:

1. Свойства воды
2. Испарение и испаряемость
3. Влажность воздуха
4. Облака
5. Метеорологические явления

1. Свойства воды

Влагооборот между атмосферой и земной поверхностью – это один из трех климатообразующих процессов наряду с теплооборотом и общей циркуляцией атмосферы.

Влагооборот – постоянный обмен влагой между атмосферой и земной поверхностью, состоящий из процессов испарения, переноса водяного пара в атмосфере, конденсации его в атмосфере, выпадения осадков и стока. В этой совокупности, представляющей единый комплексный климатообразующий процесс, происходит непрерывный переход воды с земной поверхности в воздух и из воздуха снова на земную поверхность.

Важнейшие для метеорологии физические свойства воды

Таблица 5.1 – Физические свойства воды (Русин, 2008)

Фазовое состояние воды при t=0ºС	Плотность, кг/м^3	Теплоемкость, Дж/кг/К	Скрытая теплота фазового перехода, Дж/кг	Поверхностное натяжение, Дж/м^2
Лед	917	2137	$0{,}33\cdot10^6$ (плавление)	0,08
Вода	1000	4190	$2{,}5\cdot10^6$ (испарение)	0,075
Пар (насыщенный	$5\cdot10^{-3}$	1844 (1383)	$2{,}83\cdot10^6$ (сублимация)	нет

Свойства воды, важные для климатообразования:

- вода является поглотителем лучистой энергии;
- обладает одним из самых высоких значений удельной теплоемкости среди других веществ на земле (это сказывается на разности в нагревании суши и моря, проникновение радиации и тепла вглубь почвы и водоёмов);
- идеальный (почти) растворитель;
- дипольное (биполярное) строение молекул воды обеспечивает высокую температуру кипения (без водородных связей температура кипения равнялась бы -80°С).
- расширение при замерзании в отличие от других веществ, которые сжимаются. (максимальная плотность воды наблюдается при температуре +4°С; плотность льда

меньше плотности воды: дистиллированной на 1/9, морской на 1/7; более легкий лед плавает по поверхности воды).

Благодаря процессам испарения и конденсации в атмосфере непрерывно происходит круговорот воды, в котором участвует значительная масса ее. В среднем многолетний круговорот воды характеризуется следующими данными (таблица 5.2).

Таблица 5.2 – Характеристика круговорота воды на Земле (Матвеев, 1976)

	Осадки, мм/год	Испарение, мм/год	Сток, мм/год
Материки	700	446	254
Мировой океан	1024	1127	103
Земной шар	928	928	0

Водяной пар в атмосфере обновляется в среднем 928 : 24 ≈ 39 раз в год, или каждые 9,5 суток (по другим оценкам 32 раза и за 11 суток соответственно). Такой кругооборот следует признать очень интенсивным. В океане возобновление воды происходит в среднем один раз в 3800 лет.

2. Испарение и испаряемость

Испарение

Испарение (обычно воды) – поступление водяного пара в атмосферу вследствие отрыва наиболее быстродвижущихся молекул с поверхности воды, снега, льда, влажной почвы, капель и кристаллов в атмосфере.

Испарение с поверхности земли называется физическим испарением. Физическое испарение и транспирация вместе – суммарное испарение.

Процесс испарения

Отрыв отдельных молекул воды от водной поверхности или от влажной почвы и переходе воздух в качестве молекул водяного пара. Содержащийся в атмосфере пар конденсируется при охлаждении воздуха. Сгущение водяного пара также может идти путем сублимации (процесс непосредственного перехода вещества из газообразного в твердое, минуя жидкое). Из атмосферы вода удаляется при выпадении осадков.

Если водяной пар поступает в воздух, то он, как и все другие газы, создает определенное давление.

По мере того, как молекулы воды переходят в воздух, давление пара в воздухе увеличивается. Когда достигается состояние подвижного равновесия (количество молекул, покидающих жидкость, равно количеству возвращающихся молекул), то испарение прекращается.

Такое состояние называется насыщением, водяной пар в таком состоянии – насыщающим, а воздух насыщенным. Давление водяного пара в состоянии насыщения называется давлением насыщенного водяного пара (E), или упругостью насыщения, или максимальной упругостью.

Давление насыщенного водяного пара зависит от:

- температуры воздуха;

- от характера поверхности (жидкость, лед);
- от формы этой поверхности;
- солености воды.

При температуре меньше 0°С, т.е. ниже тройной точки, вода может находиться как в твердом (лед), так и в жидком переохлажденном состоянии. При этом следует подчеркнуть, что состояние переохлаждения является достаточно устойчивым (метастабильным). При температуре до -10°С явление переохлаждения в атмосфере является обычным, лишь при более низких температурах часть капелек жидкости замерзает. Вся вода переходит в лед при температуре меньше -40°С (по другим данным меньше -80°С). поэтому в атмосфере жидкая вода, лед и пар часто находятся в непосредственной близости.

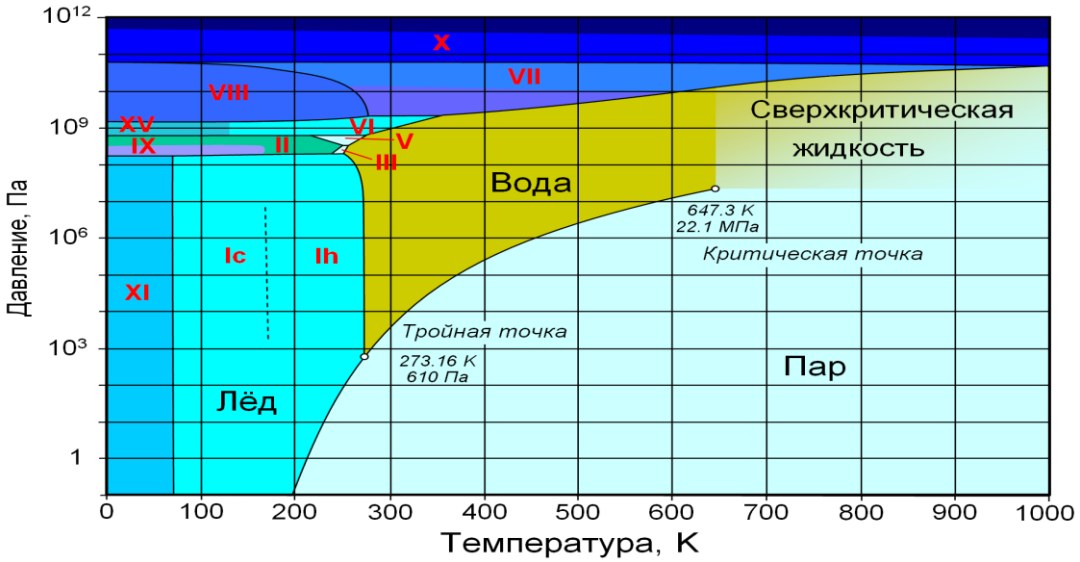


Рисунок 5.1 – Зависимость давления от температуры

На графике, отображающем зависимость давления насыщенного водяного пара (*E*), от температуры (*t*) выделяется тройная точка (рисунок 5.2).

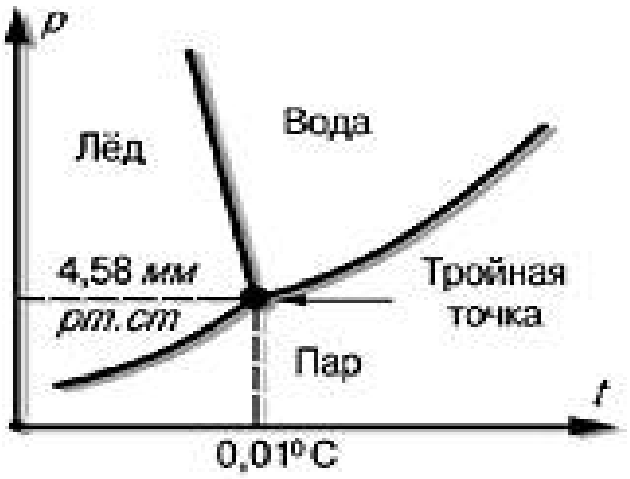


Рисунок 5.2 – Тройная точка

Испаряемость

Испаряемость – это потенциально возможное испарение в данной местности при существующих в ней атмосферных условиях.

При этом подразумевают либо испарение с поверхности воды в испарителе; испарение с открытой водной поверхности крупного водоема (естественного пресноводного); испарение с поверхности избыточно увлажненной почвы. Испаряемость выражается в миллиметрах слоя испарившейся воды за единицу времени.

В полярных областях испаряемость мала: около 80 мм/год. Это связано с тем, что здесь наблюдаются низкие температуры испаряющей поверхности, а давление насыщенного водяного пара ES и фактическое давление водяного пара малы и близки между собой, поэтому и разность (ES – e) невелика.

В умеренных широтах испаряемость изменяется в широких пределах и имеет тенденцию к росту при продвижении с северо-запада на юго-восток материка, что объясняется ростом в этом же направлении дефицита насыщения. Наименьшие значения в этом поясе Евразии наблюдаются на северо-западе материка: 400–450 мм, наибольшие (до 1300–1800 мм) в Центральной Азии.

В тропиках испаряемость мала на побережьях и резко увеличивается во внутриматериковых частях до 2500–3000 мм.

У экватора испаряемость относительно низка: не превышает 100 мм.

Фактическое испарение на океанах совпадает с испаряемостью. На суше оно существенно меньше, главным образом, зависит от режима увлажнения. Разность между испаряемость и осадками можно использовать для расчета дефицита увлажнения воздуха.

3. Влажность воздуха

Таблица 5.3 – Величины, характеризующие содержание водяного пара в воздухе

Абсолютная влажность	Упругость водяного пара	Относительная влажность
Количество водяных паров в единице объема (плотность водяных паров в воздухе)	p (e) – это парциальное давление водяного пара, содержащегося в воздухе. (парциальное давление – давление отдельно взятого компонента газовой смеси)	Отношение абсолютной влажности (ρ) к плотности (ρ_0) насыщенного пара при той же температуре, выраженной в %

Абсолютная влажность:

$$p = \frac{m}{V} \quad [\text{p}]=\frac{\text{кг}}{\text{м}^3}$$

Для изменения влажности используют зависимость различных параметров веществ от влажности воздуха:

$$\alpha=217 * \frac{\text{e}}{\text{T}}$$

где e – парциальное давление.

Относительная влажность

$$f = \frac{\rho}{\rho_0}$$

Показания сухого термометра, °С	Разность показаний сухого и влажного термометров, °С									
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	Относительная влажность, %										
12	100	89	78	68	57	48	38	29	20	11	-
13	100	89	79	69	59	49	40	31	23	14	6
14	100	89	79	70	60	51	42	34	25	17	9
15	100	90	80	71	61	52	44	36	27	20	12
16	100	90	81	71	62	54	46	37	30	22	15
17	100	90	81	72	64	55	47	39	32	24	17
18	100	91	82	73	65	56	49	41	34	27	20
19	100	91	82	74	65	58	50	43	35	29	22
20	100	91	83	74	66	59	51	44	37	30	24
21	100	91	83	75	67	60	52	46	39	32	26
22	100	92	83	76	68	61	54	47	40	34	28
23	100	92	84	76	69	61	55	48	42	36	30
24	100	92	84	77	69	62	56	49	43	37	31
25	100	92	84	77	70	63	57	50	44	38	33

Рисунок 5.3 – Влажность воздуха

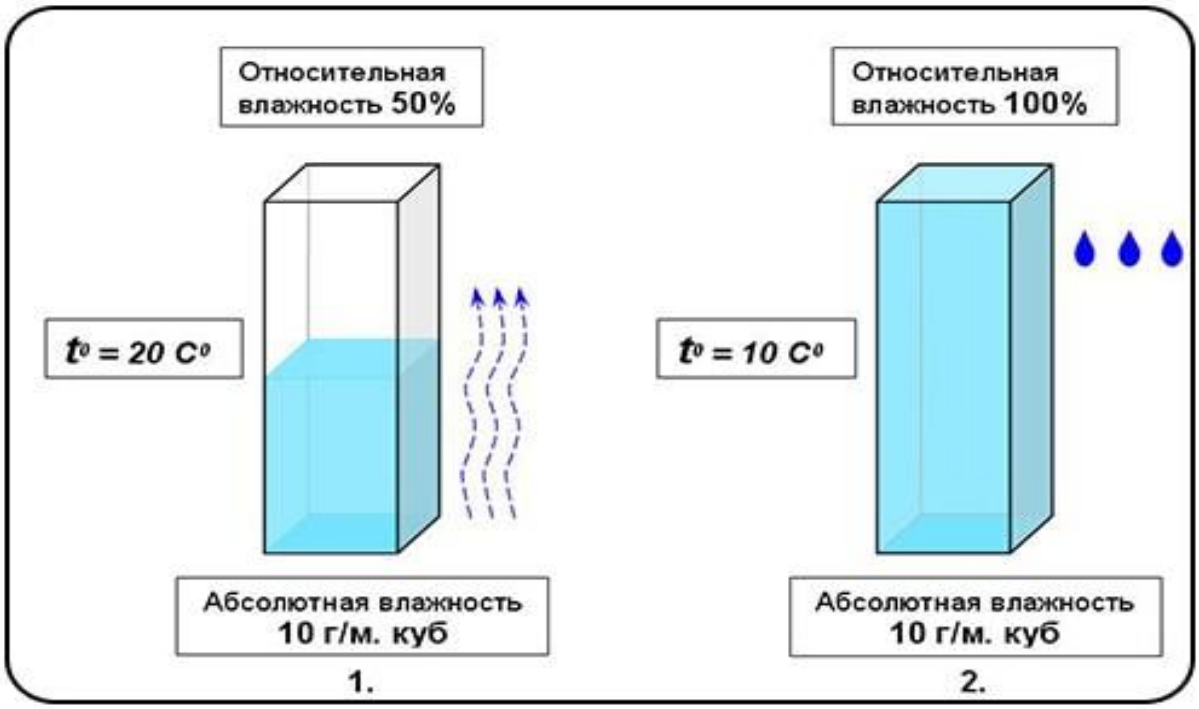


Рисунок 5.4 – Зависимость влажности воздуха от температуры

Рисунок 5.5 – Абсолютная влажность воздуха

Таблица 5.4 – Влажность воздуха

	Особенности
Абсолютная влажность	Абсолютная влажность меняется при адиабатических процессах. При расширении воздуха объем его увеличивается, и то же количество водяного пара распределяется на большой объем; следовательно, абсолютная влажность уменьшается. При сжатии воздуха абсолютная влажность растет.
Относительная влажность воздуха	Характеризует степень насыщенности воздуха водяным паром. Относительная влажность воздуха также имеет суточный и годовой ход. Суточный ход относительной влажности воздуха зависит от суточного хода парциального давления и суточного хода давления насыщения, которое в свою очередь зависит от температуры воздуха. Парциальное давление в течение суток меняется мало, а давление насыщения – достаточно резко, вместе с температурой. Поэтому суточный ход относительной влажности не совпадает с суточным ходом температуры. При падении температуры относительная влажность воздуха растет и наоборот. Суточный минимум относительной влажности наблюдается в околополуденные часы (максимальная температура), а суточный максимум совпадает с минимальной температурой (около восхода солнца).
Удельная влажность (массовая доля водяного пара)	В отличие от абсолютной влажности удельная влажность не меняется при адиабатическом расширении или сжатии воздуха, так как при адиабатических процессах меняется объем воздуха, но не масса его.

Удельная влажность (массовая доля водяного пара) (q) – отношение массы водяного пара в некотором объеме к общей массе влажного воздуха в том же объеме.

Если этот объем равен 1 м^3 можно определить удельную влажность q как отношение плотности водяного пара к общей плотности влажного воздуха: $q = \rho_w / \rho$

Удельную влажность можно рассчитать по формуле:

$$q = 0{,}622 \frac{e}{p(1 - 0{,}378 \frac{e}{p})}$$

Т.к. величина (*0,378 e/p*) мала по сравнению с единицей, то ее без больших погрешностей можно отбросить, формула примет вид:

$$q = 0{,}622 \frac{e}{p}$$

Удельную влажность можно вычислить, зная давление водяного пара и давление воздуха.

В отличие от абсолютной влажности удельная влажность не меняется при адиабатическом расширении или сжатии воздуха, так как при адиабатических процессах меняется объем воздуха, но не масса его.

Суточный и годовой ход влажности воздуха. Характеристики влажности воздуха

В теплое время года в глубине материков парциальное давление ((*e*) основная и наиболее употребительная характеристика влажности - давление отдельно взятого компонента газовой смеси) водяного пара имеет двойной суточный ход: 2 максимума и 2 минимума.

Первый минимум совпадает с минимумом температуры воздуха (рано утром). Затем парциальное давление растет до 9 ч. утра, после этого убывает до 15 ч., когда наступает второй минимум. При чем в сухих местах этот минимум является главным. Второй максимум наблюдается около 21-22 ч.

Причиной такого двойного суточного хода является развитие конвекции в околополуденные часы, которая способствует перемещению водяного пара снизу вверх, что и приводит к уменьшению содержания водяного пара у земной поверхности (первый минимум). Второй минимум образуется вследствие конденсации водяного пара в ночные часы.

Годовой ход давления водяного пара параллелен ходу температуры: летом оно больше, зимой меньше. Годовая амплитуда е тем больше, тем больше амплитуда температур.

4. Облака

Облако – видимая совокупность взвешенных капель воды или кристаллов льда, находящихся на некоторой высоте над земной поверхностью.

Облака – системы взвешенных в атмосфере (не у самой земной поверхности) продуктов сгущения (конденсации) водяного пара – капель воды, кристаллов льда,

тех и других вместе. Они носят название облачных элементов (Метеорологический словарь, 1974).

Длительность существования облака может изменяться в широких пределах. Кучевое облако может существовать 10–15 минут, другое – несколько часов. Пока облако существует, в нем идет непрерывный процесс облакообразования: одни элементы испаряются, другие – выпадают, третьи – возникают заново.

Классификационные признаки облаков

По фазовому состоянию облачных элементов облака делятся на классы:

Водяные (капельные) облака состоят только из капель. Они могут существовать как при положительных, так и при отрицательных (до -10°С и ниже) температурах. Такими являются высоко-кучевые, слоистые, кучевые.

Смешанные облака состоят из смеси переохлажденных капель и ледяных кристаллов. Они могут существовать, как правило, при температуре от -10 до -40°С. Образуются в результате возникновения кристаллов в водяном облаке, либо в результате попадания кристаллов в водяное облако извне. Смешанные облака дают осадки. Это высоко-слоистые, слоисто-дождевые, кучево-дождевые; при низких температурах иногда также высоко-кучевые, слоистые, слоисто-кучевые.

Ледяные (кристаллические) облака состоят только из ледяных кристаллов. Они могут существовать только при температуре ниже -40°С. Это все облака верхнего яруса: перистые, перисто-слоистые, перисто-кучевые, а также вершины кучево-дождевых облаков.

По форме и высоте расположения формы облаков в тропосфере разнообразны и изменчивы.

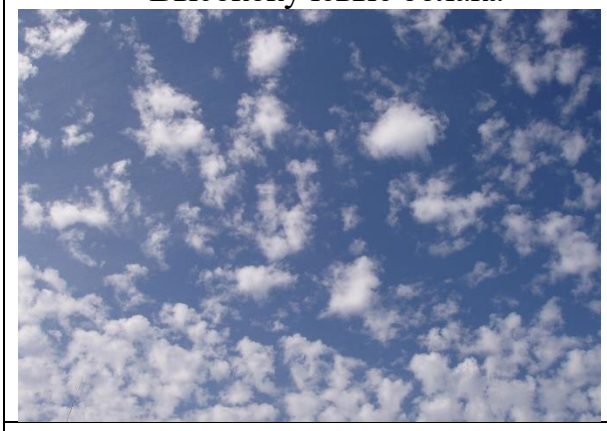
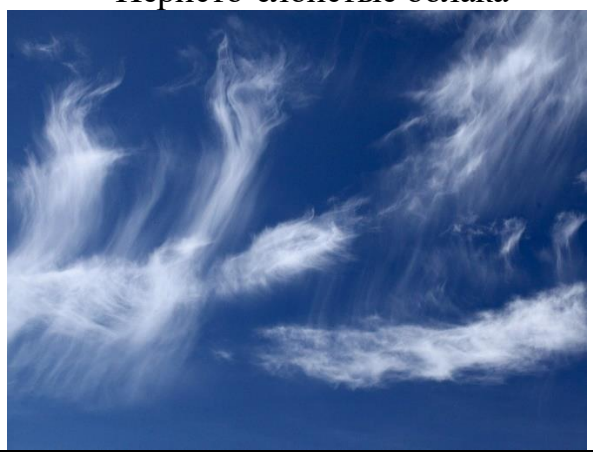
Таблица 5.5 – Основные формы облаков

1. Перистые (Ci)	Верхний ярус
2. Перисто-кучевые (Cc)	
3. Перисто-слоистые (Cs)	
4. Высоко-слоистые (As)	Средний ярус
5. Высоко-кучевые (Ac)	
6. Слоисто-кучевые (Sc)	Нижний ярус
7. Слоистые (St)	
8. Слоисто-дождевые (Ns)	
9. Кучевые (Cu)	Вертикального развития
10. Кучево-дождевые (Cb)	

Таблица 5.6 – Облака по высоте расположения

Облака	Широты		
	полярные	умеренные	экваториальные
Верхнего яруса	3-8	6-13	6-18
Среднего яруса	2-4	2-7	2-8
Нижнего яруса	0-2	0-2	0-2

Таблица 5.7 Виды облаков

Высококучевые облака 	Кучево-дождевые облака
Кучевые 	Перистые облака
Перисто-кучевые облака 	Перисто-слоистые облака 
Слоисто-кучевые облака 	Слоистые

По происхождению выделяют генетические типы облаков:

Внутримассовые

а) облака конвекции (возникают в результате охлаждения воздуха в вертикальных восходящих токах),

б) облака устойчивых масс (возникают в связи с охлаждением воздуха от подстилающей поверхности, динамической турбулентностью и волновыми движениями в атмосфере).

Фронтальные (образуются огромные облачные системы, вытянутые вдоль линии фронта на тыс. км и шириной сотни км)

а) облака восходящего скольжения,

б) орографические облака.

Кроме того, выделяют:

Облака вулканических извержений – кучевообразные облака, возникающие над вулканами при извержении. Отличаются быстрым развитием, обильными клубами. Состоят из пыли (пепла) и водяных капель, иногда дают осадки. С ними могут быть связаны электрические явления.

Облака запруживания (замедление горизонтального переноса воздуха при продвижении его на подстилающую поверхность с увеличенным трением, в особенности перед горными хребтами и массивами).

Облака пожаров – образуются вследствие образования сильных восходящих токов конвекции над большими (лесными) пожарами. Содержат продукты сгорания (дым, сажу, пепел). Часто имеют мрачный вид.

5. Метеорологические явления

Осадки

Осадки – это вода в жидком или твердом состоянии, выпадающая их облаков или осаждающаяся из воздуха на поверхности земли и на предметах

Осадки бывают

По интенсивности:

- Обложные
- Ливневые
- Моросящие

По условиям образования:

- Фронтальные
- Теплого фронта
- Холодного фронта
- Внутримассовые
- Конвективные
- Устойчивых воздушных масс
- Орографические

По форме

1. Жидкие:

а) дождь (диаметр капель 0,5–8 мм);

б) морось (диаметр капель 0,05–0,5мм).

2. Твердые:

а) ледяные иглы;

б) снег;

в) снежная и ледяная крупа (диаметр более 1 мм);

г) снежные зерна (диаметр менее 1 мм);

д) ледяной дождь (диаметр 1–3 мм);

е) град (диаметр до 6 см и более).

Из облаков осадки выпадают в виде дождя, мороси, снега, мокрого снега, снежной и ледяной крупы, снежных зерен, града, ледяного дождя, ледяных игл.

Непосредственно из воздуха выделяются роса, иней, жидкий и твердый налет, изморозь.

Осаждение переохлажденного дождя, мороси, тумана на земной поверхности и предметах дает гололед.

К осадкам относятся различные виды обледенения самолетов.

Укрупнение капель и кристаллов может идти путем:

- конденсации (до размеров не менее 20 мкм);
- таяния ледяных кристаллов;
- коагуляция (слияние) мелких капель;
- переконденсация (перекачка водяного пара с капель на кристаллы) теория Бержерона-Финдайзена;
- кристаллизация (сублимация) плюс аккреция (примерзание капель) для твердых осадков.

Режим осадков

Количество осадков, выпавших в том или ином месте за определённое время, выражается в миллиметрах слоя выпавшей воды. Твёрдые осадки также выражаются толщиной слоя воды, который они образовали бы, растаяв.

Высота слоя осадков в 1 мм соответствует 1 кг воды, выпавшей на площадь 1 м^2.

Суточный и годовой ход осадков

Для определения суточного хода необходимо осадки, выпавшие за определённый интервал времени, выразить в % от их общего суточного количества. Суточный ход осадков очень сложен.

На суше различают два основных типа суточного хода: континентальный и береговой.

Континентальный тип суточного хода осадков характеризуется наличием двух максимумов и двух минимумов. Первый максимум наблюдается рано утром (слабый), второй максимум – после полудня (основной), летом выражен резче. Главный минимум наблюдается после полуночи, второй минимум – перед полуднем.

Береговой тип характеризуется наличием одного максимума (ночью и утром) и одного минимума (в послеполуденные часы). Данный тип лучше выражен летом.

В Республике Беларусь суточный ход осадков не имеет ярко выраженной закономерности, особенно в холодное время года. Лишь в летнее время дневные осадки (9–12 ч) превалируют над ночными.

Зависит от широты места, удаленности от побережья, общей циркуляции атмосферы и других факторов.

Основные типы годового хода осадков:

Экваториальный (10˚ с.ш. – 10˚ ю.ш.). 2 дождливых сезона, разделенных ср. сухими, дождливые сезона приходятся на время после равноденствий, когда наиболее сильно развивается конвекция.

Тропический. Один дождливый сезон (летний) при наивысшем стоянии солнца, его продолжительность вблизи тропиков достигает 4 месяца, соответственно 8 месяцев – сухие.

Тип тропических муссонов отмечен в тех районах тропиков, где развита муссонная циркуляция (Индия, юго-восток Китая, север Австралии).

Средиземноморский тип. Максимум зимой (умеренный воздух), минимум – летом (субтропические антициклоны). Наблюдается в Калифорнии, на юге Африки, юге Австралии, побережье Средиземного моря.

Внутриматериковый тип умеренных широт. Максимум летом, минимум – зимой. Область распространения: Европа, Азия (очень редко), Северная Америка.

Морской тип умеренных широт. Распределение осадков равномерное или максимум приходится на осень и зиму (наблюдается в Западной Европе).

Муссонный тип умеренных широт. Максимум летом, минимум зимой (как в п. 5), но амплитуда значительно больше за счёт летних осадков.

Полярный тип. Максимум летом, т.к. температура воздуха летом выше, чем зимой, годовые суммы осадков незначительные. В местах с сильно развитой циклонической деятельностью максимум может сдвигаться на зиму, а количество осадков увеличивается.

Электричество облаков и осадков

Электричество облаков – электрическое состояние облаков, обусловленное зарядами отдельных облачных элементов и распределением зарядов внутри облака.

Заряд отдельных облачных капель в основном обусловлен свойством воды избирательно захватывать из воздуха отрицательные ионы и неодинаковостью захвата ионов разного знака падающей каплей, поляризованной в электрическом поле Земли. Известное значение имеет соударение поляризованных капель, при котором отрыв мелких капель может «сопровождаться уносом электричества того или иного знака. Облачная частичка может изменить полученный первичный заряд также и под влиянием электрического поля, создавшегося внутри облака.

Исследование электрического поля в облаках показало, что в большинстве случаев верхняя часть облака заряжена положительно, нижняя – отрицательно.

Электричество осадков – электрические заряды, связанные с осадками, выпадающими из облаков.

Общая сумма и повторяемость положительных осадков больше, чем отрицательных.

Во время выпадения одного и того же дождя или снегопада всегда имеется смесь элементов, заряженных в различной степени как положительно, так и отрицательно, а также и незаряженных. При этом число положительно заряженных капель больше, чем отрицательно заряженных.

Наибольшие заряды приносят ливневые осадки, наименьшие – обложные.

Капли облаков и туманов, как и твердые элементы в них, чаще бывают электрически заряженными, чем нейтральными. В основном в туманах капли несут заряды одного знака, но примерно в 25% случаев они заряжены разноименно.

В кучево-дождевых облаках, содержащих крупные капли, а также и значительные по размерам кристаллы, возникают особенно сильные электрические заряды. О них можно судить по зарядам выпадающих осадков. Твердые элементы облаков и осадков заряжены так же, как капли, или еще сильнее.

Дожди значительно чаще выпадают на земную поверхность с положительными, чем с отрицательными зарядами. Со снегом дело обстоит менее определенно.

Гроза

Комплексное атмосферное явление, необходимой частью которого являются многократные электрические заряды между облаками или между облаком и землей (молнии), сопровождающиеся звуковым явлением — громом. Гроза связана с развитием мощных кучево-дождевых облаков, следовательно, с сильной неустойчивостью стратификации воздуха при высоком влагосодержании.

Поэтому гроза характеризуется еще сильными шквалистыми ветрами и ливневыми осадками, нередко с градом. Явление сравнительно недолговременное; отдельная гроза редко продолжается более 2 ч. Различают грозы фронтальные и внутримассовые (в том числе тепловые).

На земном шаре одновременно происходит до 1800 гроз. Молнии за год сверкаю в среднем более 3 млрд 100 млн раз, или за 1 секунду отмечается не менее 100 раскатов грома.

Грозы в высоких широтах очень редки, но все же в летнее время наблюдаются даже в Центральной Арктике.

В умеренных широтах в каждом месте дней с грозами 10—15 в год, причем на суше преобладают летние грозы, над океанами — зимние. В субтропиках (области пассатов, пустыни) грозы редки; у экватора (на суше) 80—160 дней с грозой в год, причем они там очень интенсивны вследствие высокой температуры и большого влагосодержания воздуха. Над океанами грозы реже, чем на суше. Число молний при сильных грозах в Средней Европе за 5 мин — до 200, за 1 ч - до 800.

Самое «грозовое место» – Маяк Кататумбо (322 дня в году).

Грозы:

- Внутримассовые – наблюдаются в холодных воздушных массах, перемещающихся на теплую земную поверхность, и над прогретой сушей летом (местные, или тепловые грозы). В обоих случаях развитие грозы связано с мощным развитием облаков конвекции, а следовательно, с сильной неустойчивостью стратификации атмосферы и с сильными вертикальными перемещениями воздуха.
- Фронтальные – связаны главным образом с холодными фронтами, где теплый воздух вытесняется вверх продвигающимся вперед холодным воздухом. Но летом над сушей они нередко связаны и с теплыми фронтами. Континентальный теплый воздух, поднимающийся летом над поверхностью теплого фронта, может оказаться очень неустойчиво стратифицированным, а потому над поверхностью фронта может возникнуть сильная конвекция.

Туманы

Туман – это скопление продуктов конденсации (капель или кристаллов, или тех и других вместе), взвешенных в воздухе, непосредственно над поверхностью земли; помутнение воздуха, вызванное таким скоплением.

Туман может состоять из капель воды, кристаллов льда или быть смешанным (зависит от температуры воздуха).

О тумане говорят в том случае, когда горизонтальная видимость (по достижении туманом наибольшей плотности) составляет менее 1 км. В противном случае говорят о дымке.

При сильном тумане дальность видимости не более 50 м, при умеренном - от 50 до 500 м, при слабом - от 500 до 1000 м.

Дымка называется умеренной (если дальность видимости 1–2 км) и слабой (2–10 км).

Внутримассовые туманы

Туманы охлаждения возникают вследствие понижения температуры воздуха, обусловленного теплообменом с земной поверхностью; различают: адвективные и радиационные.

1. Адвективные туманы (охлаждения) возникают вследствие перемещения (адвекции) воздушной массы на более холодную подстилающую поверхность.

2. Радиационные туманы возникают над поверхностью земли, охлажденной за счет длинноволнового излучения чаще всего в предутренние часы.

Туманы испарения возникают вследствие испарения с подстилающей поверхности (или с капель осадков) в более холодном воздухе. Наблюдаются над арктическими морями у кромки льдов (испарения арктических морей), зимой – над внутренними морями (Черное и Балтийское), а также осенью над реками и озерами суши (осенние испарения).

Туманы склонов возникают в результате адиабатического охлаждения воздуха при его подъеме по склону.

Туман смещения возникает вследствие смещения двух масс воздуха с разной температурой и влажностью в переходном слое между ними. Могут существовать такие условия, при которых каждая масса в отдельности не насыщена, но при смещении воздуха становится насыщенным.

Фронтальные туманы

Фронтальные туманы возникают в местах соприкосновения двух воздушных масс с различными свойствами.

Фронтальный туман возможен при испарении теплого дождя, проходящего через слои холодного воздуха.

Вернуться к оглавлению

Лекция № 6

Тема: «Барическое поле и ветер»

План:

1. Атмосферное давление
2. Барическое поле. Карты барической топографии
3. Барические системы
4. Изменение давления во времени
5. Ветер
6. Воздушные массы и атмосферные фронты
7. Общая циркуляция атмосферы

1. Атмосферное давление

Атмосферное давление – давление, производимое атмосферной на находящиеся в ней предметы и на земную поверхность.

Атмосферное давление в среднем близко к тому давлению, какое производит столб ртути высотой 760 мм.

Атмосферное давление, эквивалентное давлению ртутного столба высотой 760 мм при температуре 0 0С, равно силе, с которой масса 76 х 13,596 г давит на поверхность в 1 кв см (13,596 – удельный вес ртути при 0 0С).

В системе СИ давление 1013,25 гПа (760 мм рт. ст, 101 325 Па) эквивалентно 1013,25 мб.

1 мбар = 100 Па = 1 гПа

1 мм рт ст – это вес столба ртути высотой в 1 мм, приходящийся на 1 кв м на уровне моря и широте 45 0С.

Атмосферное давление убывает с высотой по определенному закону в зависимости от вертикального распределения плотности воздуха (а следовательно, температуры и влагосодержания). На высоте около 5 км давление – около половины от атмосферного давления у земной поверхности, на высоте 100 км измеряется только доля миллибара.

Атмосферное давление в горизонтальном направлении распределяется неравномерно, причем это распределение все время меняется.

В каждой точке атмосферы давление испытывает как периодические (суточный ход, годовой ход), так и непериодические колебания. Особенно значительны последствия, связанные с циклонической деятельностью и характеризуемые межсуточной изменчивостью давления.

Крайние значения атмосферного давления на уровне моря: 1080 мб (в антициклоне над Сибирью) и 887 мб (в тропическом циклоне).

Атмосферное давление впервые начали измерять ртутным барометром, который и по сей день остается наиболее точным прибором. Первый ртутный барометр был сконструирован в 1640 г. Эванжелиста Торричелли (рисунок). Предварительно Галилео Галилей установил, что воздух имеет вес.

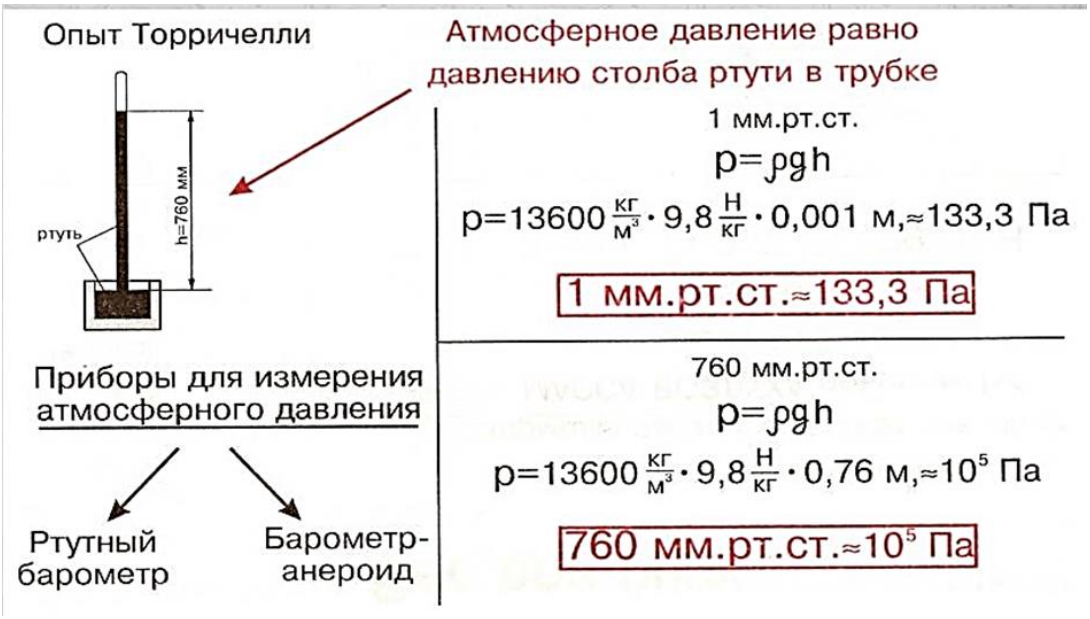


Рисунок 6.1 – Атмосферное давление

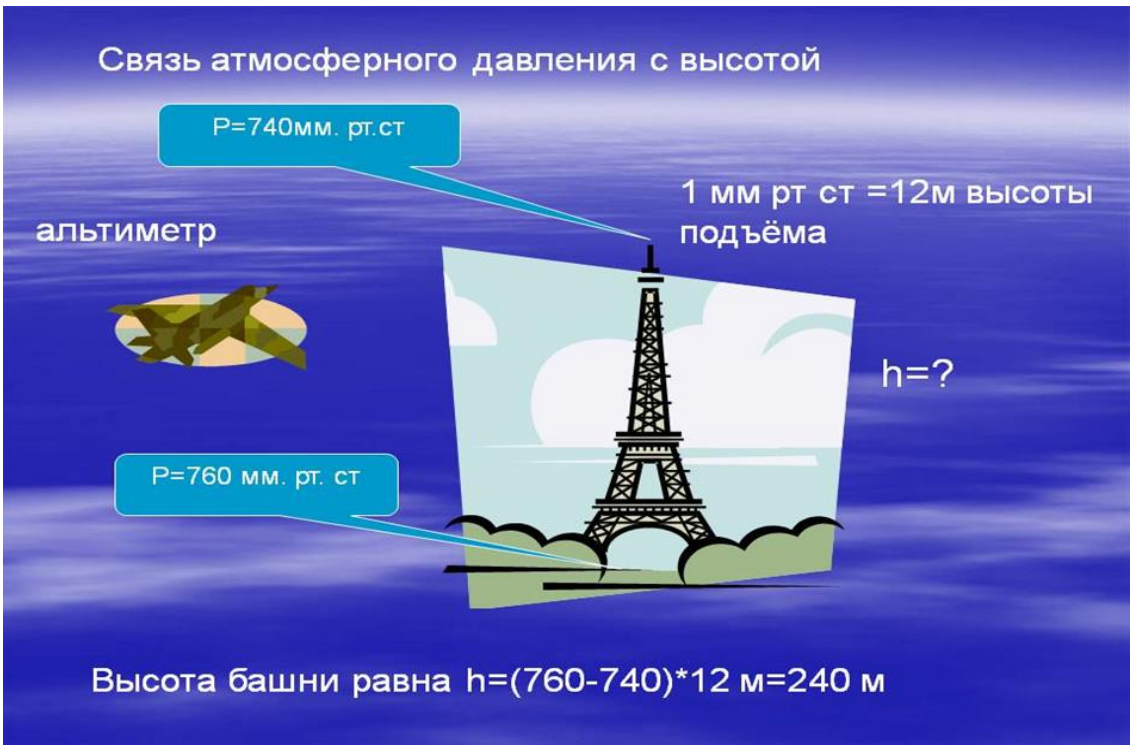


Рисунок 6.2 – Связь атмосферного давления с высотой

С высотой давление убывает, т.к. мощность вышележащего слоя атмосферы становится все меньше. Изменения атмосферного давления в зависимости от высоты можно описать при помощи уравнения, которое получило название основного уравнения статики атмосферы:

$$dp=g\rho \cdot dz$$

где *dp* – прирост давления, *dz* – прирост высоты (толщина слоя), *g* – ускорение свободного падения, *ρ* – плотность воздуха. Следует отметить, что при положительном приросте высоты (*dz* > 0) прирост давления отрицательный (*dp* < 0). При этом разность давления на верхней и нижней границе рассматриваемого объема воздуха равна силе тяжести, действующей на воздух в этом объеме.

Исходя из основного уравнения статики атмосферы $dp=g\rho \cdot dz$, была выведена барометрическая формула (зависимость давления или плотности газа от высоты в поле силы тяжести в стационарных условиях):

$$p_2 = p_1 * e \; - \; \frac{m * g * (z_2 - z_1)}{R - T_m}$$

где p_1 и p_2 – давление на нижнем и верхнем уровнях, z_1 и z_2 или (h) – высота нижнего и верхнего уровней, R – универсальная газовая постоянная (численное значение г. п. в единицах СИ (на 1980 г.) 8,31441(26) Дж/(моль•К); в других ед. R = *8,314•107* эрг/(моль•К)=1,9872 кал/(моль•К) = 82,057 см3•атм/(моль•К)), T_m – средняя температура слоя воздуха, g – ускорение свободного падения (варьируется от 9,780 м/с² на экваторе до 9,832 м/с² на полюсах)

Эта формула показывает, как меняется атмосферное давление с высотой в зависимости от температуры воздуха. С помощью барометрической формулы можно решить три задачи:

- зная давление на одном уровне и среднюю температуру столба воздуха, найти давление на другом уровне;
- зная давление на обоих уровнях и среднюю температуру столба воздуха, найти разность уровней (барометрическое нивелирование);
- зная разность уровней и значения давлений на них, найти среднюю температуру столба воздуха.

Приведение давления к уровню моря – вычисление с помощью барометрической формулы, по фактически наблюдаемому на станции атмосферному давлению и по температуре воздуха, того атмосферного давления, которое было бы на станции, если бы она находилась на уровне моря, т.е. если бы к фактическому давлению было прибавлено еще давление столба воздуха, простирающегося от уровня станции до уровня моря. Так как этого дополнительного столба воздуха в действительности (для станции на равнине) не существует, то для расчета условно принимают, что температура растет на 0,5º на каждые 100 м понижения. Давление на станциях, расположенных выше 800 м, к уровню моря не приводится. Приведение к уровню моря является очень важной операцией, так как на синоптические карты наносят значения давления на уровне моря.

Для небольшого перепада высот (менее 1000 м) можно применять упрощенную формулу Бабине:

$$Z = 16\,000\,(1 + 0{,}04t)\,\frac{P_н - P_в}{P_н + P_в}$$

где Z – разность высот двух пунктов, t – температура воздуха (средняя), $P_н$ – давление в пункте, расположенном ниже, $P_в$ – давление в пункте, расположенном выше.

$$h = 8000\frac{(1+\alpha t)}{p}$$

Быстрые подсчеты, связанные с изменением давления с высотой, можно делать при помощи барической ступени: – (*dz /dp*), это приращение высоты, в пределах которого давление падает на единицу. Барическая ступень прямо пропорциональна температуре и обратно пропорциональна самому давлению. Чем больше высота и ниже давление, тем больше ступень (таблица). Чем больше температура, при одном и том же давлении, барическая ступень больше. например, при температуре 0ºС и давлении 1000 гПа, барическая ступень равна 8 м/гПа. С ростом температуры, она растет на 0,4% на каждый градус.

Таблица 6.1 – Зависимость величины барической ступени от атмосферного давления (при температуре 0ºС)

Давление, гПа	Барическая ступень, м/гПа
1000	8
800	10
600	13,3
400	20

Атмосферное давление и температура кипения воды в зависимости от высоты над уровнем моря

Высота над уровнем моря, м	Атмосферное давление, мм рт. ст.	Температура кипящей воды, °С	Высота над уровнем моря, м	Атмосферное давление, мм рт. ст.	Температура кипящей воды, °С	Высота над уровнем моря, м	Атмосферное давление, мм рт. ст.	Температура кипящей воды, °С
0	760	100	900	682	97,00	1800	612	94,08
100	751	99,67	1000	674	96,56	1900	609	93,75
200	742	99,33	1100	666	96,34	2000	598	93,42
300	733	98,99	1200	658	96,02	2500	563	91,82
400	724	98,65	1300	650	95,70	3000	530	90,20
500	715	98,34	1400	642	95,38	3500	499	88,60
600	706	97,99	1500	634	95,05	4000	469	87,04
700	698	97,67	1600	626	94,72			
800	690	97,32	1700	619	94,40			

Рисунок 6.3 – Атмосферное давление и температура кипения воды в зависимости от высоты над уровнем моря

ПАРАМЕТРЫ СТАНДАРТНОЙ АТМОСФЕРЫ
(сокращенные данные)

Высота, м	Температура воздуха		Атмосферное давление		Скорость звука, м/с
	К	°С	гПа	мм рт. ст.	
0	288,15	15,0	1013,2	760,0	340,3
500	284,90	11,8	954,6	716,0	338,4
1000	281,65	8,5	898,8	674,1	336,4
2000	275,15	2,0	795,0	596,3	332,5
3000	268,65	–4,5	701,1	525,9	328,6
4000	262,15	–11,0	616,4	462,3	324,6
5000	255,65	–17,5	540,2	405,2	320,5
6000	249,15	–24,0	471,8	353,9	316,4
7000	242,65	–30,5	410,6	308,0	312,3
8000	236,15	–37,0	356,0	267,0	308,1
9000	229,65	–43,5	307,4	230,6	303,8
10 000	223,15	–50,0	264,4	198,3	299,5
12 000	216,5	–56,5	193,3	145,0	295,1
14 000	216,5	–56,5	141,0	105,8	295,1
16 000	216,5	–56,5	102,9	77,2	295,1
18 000	216,5	–56,5	75,0	56,3	295,1
20 000	216,5	–56,5	54,8	41,1	295,1

Рисунок 6.4 – Параметры стандартной атмосферы

2. Барическое поле. Карты барической топографии

Давление изменяется не только по вертикали, но и горизонтальном направлении, а также во времени. Изменение давления во времени и в горизонтальном направлении тесно связано с режимом ветра.

Атмосферное давление в каждой точке атмосферы характеризуется одним числовым значением, выраженным в гПа. Распределение артериального давления называют барическим полем. В пространстве его можно представить поверхностями значений, а на плоскости – линиями равных значений (изобарическими поверхностями и изобарами).

Всю атмосферу можно представить пронизанной системой изобарических поверхностей, огибающих земной шар. Эти поверхности пересекаются с уровнями под очень малыми углами.

Высота расположения изобарических поверхностей:

1000 гПа – над уровнем моря,

700 гПа – 3 км;

500 гПа – 5 км;

300 гПа – 9 км;

200 гПа – 12 км;

100 гПа – 16 км;

50 гПа – 20 км.

Карта барической топографии – высотная карта, синоптическая, средняя или климатологическая, на которую нанесены высоты или (геопотенциалы) той или иной изобарической поверхности над уровнем моря (карта абсолютной барической топографии) или над уровнем нижележащей изобарической поверхности (карта относительной барической топографии). На карты барической топографии иногда наносят и др. элементы: температуру и ветер на данной поверхности, термический ветер для слоя между двумя изобарическими поверхностями (карты относительной барической топографии).

Известно, что барическая ступень зависит от температуры. Но барическая ступень, т. е. расстояние между двумя уровнями с давлением, различающимся на единицу, в сущности, и есть относительная высота одной изобарической поверхности над другой.

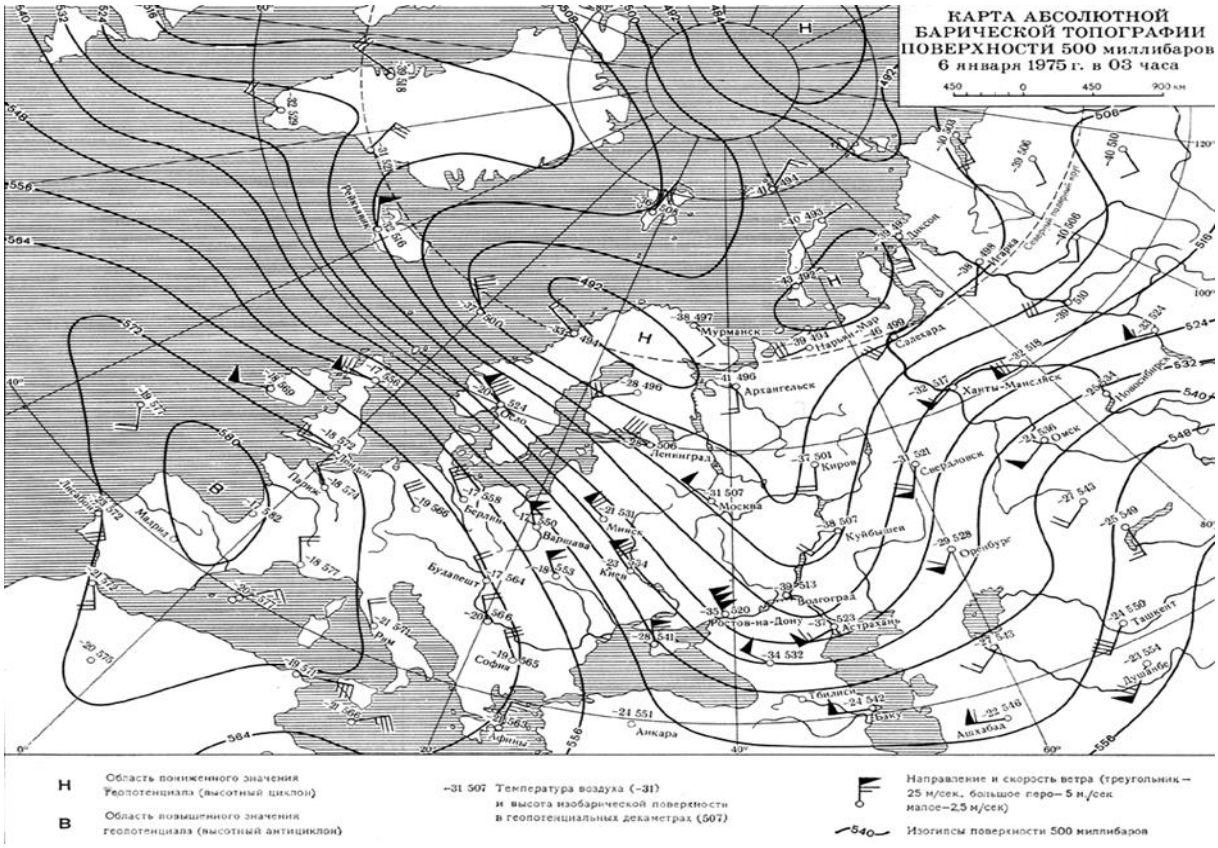


Рисунок 6.5 – Карта абсолютной барической топографии поверхности

3. Барические системы

Для характеристики распределения атмосферного давления на уровне моря строят карты, на которые наносят семейства изобар.

Горизонтальный барический градиент – изменение давления на единицу расстояния в горизонтальной плоскости (на поверхности уровня).

Структура поля давления, или барического поля атмосферы, разнообразна. Во внетропических широтах у поверхности земли и на высотах всегда можно

обнаружить области повышенного или пониженного давления как большие, так и относительно малые.

Области повышенного или пониженного давления, на которые расчленяется барическое поле атмосферы называются барическими системами.

Основные типы барических систем (рисунок 9.6):

А) с замкнутыми изобарами:

1) циклон,

2) антициклон;

Б) с незамкнутыми изобарами:

1) ложбина,

2) гребень,

3) седловина.

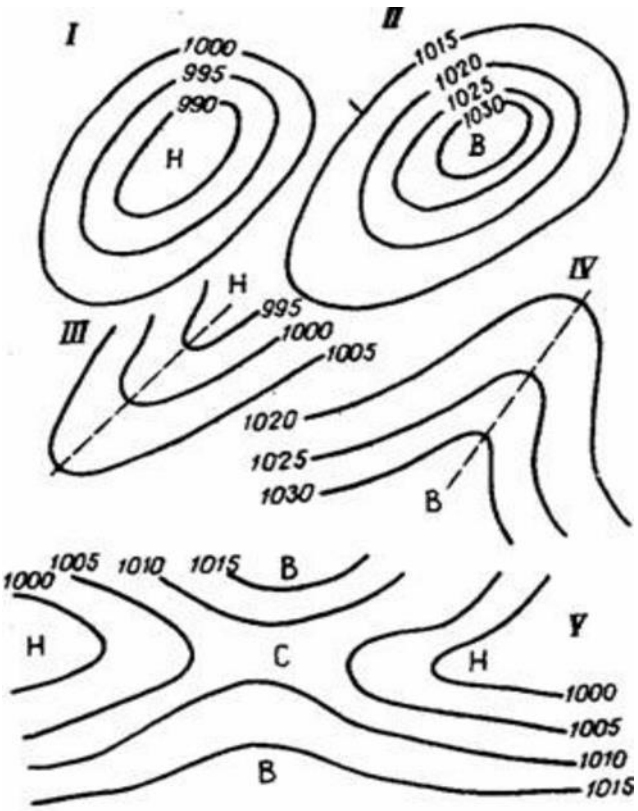


Рисунок 6.6 – Изобары на уровне моря в различных типах барических систем
I – циклон, II – антициклон, III – ложбина, IV – гребень, V – седловина

Циклон – атмосферное возмущение с пониженным атмосферным давлением в центре и циркуляцией воздуха вокруг центра в северном полушарии против часовой стрелки Горизонтальный барический градиент направлен от периферии к центру циклона.

Антициклон – область повышенного атмосферного давления с замкнутыми концентрическими изобарами на уровне моря и соответствующим распределением ветров (в Северном полушарии – по часовой стрелке). Горизонтальный барический градиент направлен от центра к периферии.

Ложбина – полоса пониженного давления между двумя областями повышенного давления. Изобары либо почти параллельные, либо имеют вид латинской буквы V. Центра в ложбине нет, есть ось (линия на которой атмосферное давление имеет минимальное значение, или на которой изобары резко меняют направление простирания). Отрог циклона.

Гребень – полоса повышенного давления между двумя областями пониженного давления. Изобары в гребне либо параллельны, либо имеют вид буквы U (отрог антициклона). У гребня есть ось, на которой атмосферное давление максимально.

Седловина – участок барического поля между двумя циклонами и двумя антициклонами (ложбинами и гребнями), расположенными крест-накрест. В этом случае изобарические поверхности имеют характерную форму седла: они поднимаются по направлению к антициклонам и опускаются – к циклонам. Точка в центре седловины называется точка седловины.

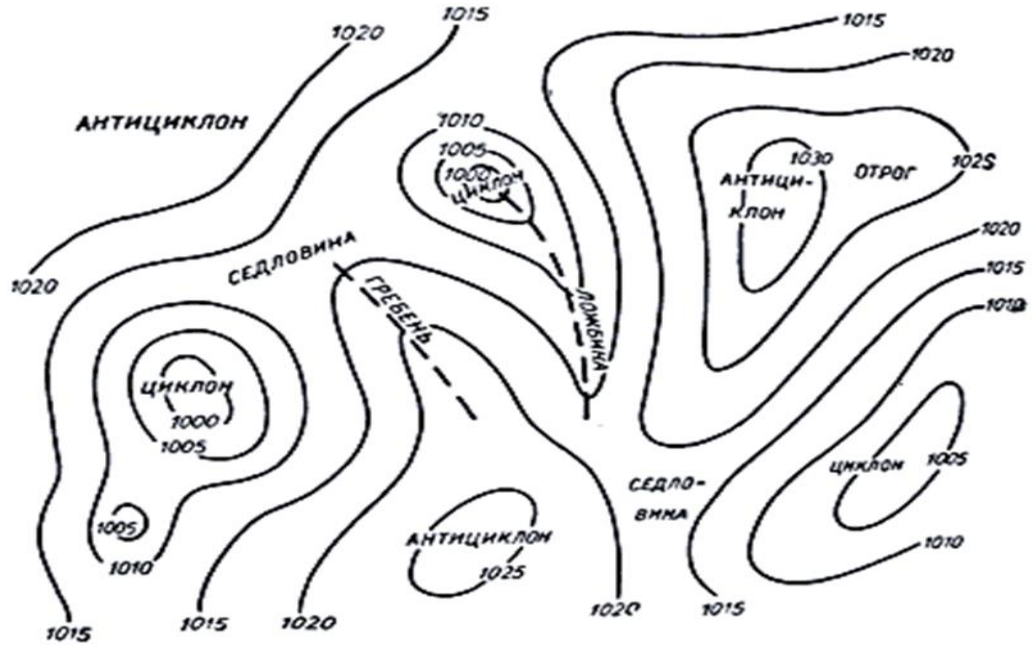


Рисунок 6.7 – Пример изобар

4. Изменение давления во времени и пространстве

Суточный ход давления лучше выражен в тропиках. Его амплитуда может достигать 3-4 гПа. При этом наблюдается 2 максимума (9-10 ч, 21-22 ч) и 2 минимума (1-16 ч, 3-4 ч) течение суток. Факторы, которые обусловили суточный ход давления: суточный ход температуры, собственные упругие колебания атмосферы, приливные волны в атмосфере.

По мере движения от тропиков к экватору амплитуда суточных колебаний давления убывает. В умеренных и полярных широтах на первый план выходят непериодические изменения давления.

Непериодические изменения давления – следствие циклонической деятельности. Характеризуются они величиной междусуточной изменчивости давления.

Междусуточная изменчивость давления – среднее многолетнее изменение давления за сутки независимо от знака изменения (наблюдается за 1 срок). У земной поверхности она наибольшая над океанами зимой и над материками летом. Максимум наблюдается на Фарерских островах, в Исландии – 8,5–10 гПа, по мере приближения к тропикам уменьшается до 0,5–1 гПа.

Годовой ход давления различен в разных областях планеты. Зависит он от интенсивности циклонической деятельности в разные сезоны года. Лучше всего он выражен в умеренных широтах, муссонных областях. Над материками умеренных широт наблюдается простой годовой ход: максимум – зимой, минимум – летом. Амплитуда зависит от удаленности места от побережья: чем ближе к центру материка, тем больше. Над океанами в высоких широтах макс. Наблюдается ранним летом, а минимум – зимой. В тропических широтах над океанами годовой ход практически не выражен.

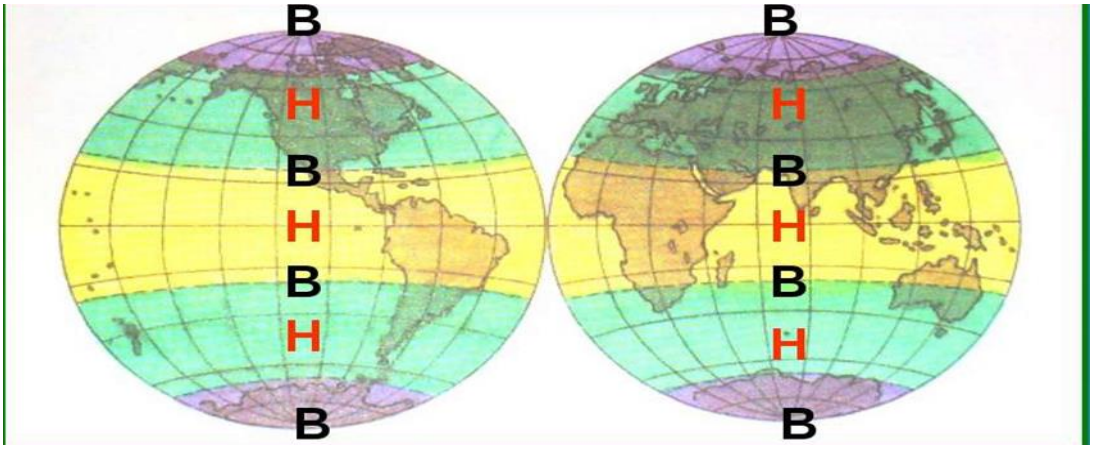


Рисунок 6.8 – Пояса атмосферного давления Земли

Таблица 6.2 – Пояса постоянного атмосферного давления

Широта	Пояс освещенности	Пояс увлажнения	Направление токов воздуха (по вертикали)	Пояс атмосферного давления
0° (экватор)	Экваториальный (тропический)	Очень влажный	Восходящие потоки воздуха	Низкого атмосферного давления (-)
30° (тропики)	Экваториальный (тропический)	Очень сухой	Нисходящие потоки воздуха	Высокого атмосферного давления (+)
60° (умеренные широты)	Умеренный пояс	Влажный	Восходящие потоки воздуха	Низкого атмосферного давления (-)
90° (полярные широты)	Полярный пояс	Сухой	Нисходящие потоки воздуха	Высокого атмосферного давления (+)

5. Ветер

Ветер – движение воздуха относительно земной поверхности.

В атмосфере наблюдаются движения различных масштабов – от десятков до сотен метров (местные ветры) до сотен и тысяч километров (циклоны, антициклоны, пассаты, муссоны). Воздушные течения направлены из областей высокого давления в сторону низкого давления. Отток воздуха идет до тех пор, пока не исчезнет разность давлений.

Первоначальная, неослабленная скорость ветра восстанавливается только на расстоянии, равном 40-50-кратной высоте деревьев (в том случае, если полоса ажурная).

Ветер характеризуется вектором скорости. Скорость ветра можно измерять в различных единицах: в метрах в секунду (м/с), километрах в час (км/ч), узлах (морских милях в час), баллах. Различают сглаженную скорость ветра (за некоторый промежуток времени) и мгновенную.

Ветер выражается направлением – откуда дует ветер (16-румбовая система). Направление определяется при помощи флюгера.

Ветер как горизонтальное движение воздуха происходит под воздействием силы барического градиента, силы трения, отклоняющей силы вращения Земли и центробежной силы.

Вертикальные составляющие ветра проявляются особенно значительно в случае сильно выраженной конвекции, когда они могут превышать 10 и даже 20 м/с$^{-1}$, а также в случаях орографических влияний, когда воздух может опускаться по горному склону при фене и или боре.

Ветры над большими площадями земной поверхности образуют обширные воздушные течения, из которых слагается общая циркуляция атмосферы. Ветры определенных направлений, несущие воздух с определенными свойствами, имеют в различных районах местные названия.

В связи с наличием общей циркуляции атмосферы и местных циркуляций ветры все время меняет величину и направление в любой точке атмосферы, однако в разных областях эта изменчивость ветра различна. Например, в зоне пассатов ветер очень устойчив; в умеренных широтах (в Европе) – очень изменчив.

Ветры у земной поверхности подвержен суточному ходу вследствие изменения условий турбулентности в течение суток.

В последнее время установлено, что в зонах крупных аномалий гравитационного поля Земли, особенно в низких широтах, существенное значение оказывают составляющие силы гравитации на координатные оси x и y. Вследствие адаптации полей давления и ветра ускорения ветра в общем невелики.

Силы, действующие в атмосфере

1. Сила горизонтального барического градиента;
2. Ускорение (сила) Кориолиса;
3. Центробежная сила;
4. Сила тяжести (на возникновение ветра не влияет);
5. Сила трения.

Сила горизонтального барического градиента

Градиент в 1 гПа/100 км создает ускорение 0,001 м/с2 (1 мм/с^2), 3 гПа/100 км – 0,003 м/с^2. т.е. очень небольшие значения ускорения.

Если бы на воздух действовала только эта сила, то движение было бы равномерно ускоренным в направлении градиента (от высокого к низкому). При этом ветер достигал бы огромные, неограниченно растущие скорости. Но это в действительности не наблюдается.

Сила Кориолиса

Изменение направления и скорости ветра вызывается в первую очередь отклоняющей силой вращения земли, или силой Кориолиса.

Гюстав Кориолис (1792-1843) – французский физик, впервые математически описавший видимое отклонение движущегося предмета.

Геострофический ветер

Простейшим видом движения воздуха является прямолинейное и равномерное движение без трения. В метеорологии оно называется геострофическим ветром

При этом предполагается, что на воздух действует лишь две силы: сила горизонтального барического градиента и сила Кориолиса, при этом они уравновешивают друг друга.

Но как только возникнет скорость, сейчас же появится сила Кориолиса, направленная по нормали к вектору скорости вправо (в северном полушарии).

Центробежная сила

Сила инерции, действующая на тело (в частности, на воздух), движущееся по криволинейной траектории.

Если принять, что движение воздуха происходит по окружности, то скорость его в любой точке будет направлена по касательной к окружности. Сила Кориолиса направлена под углом 90°к вектору скорости по радиусу вправо (в северном полушарии). Центробежная сила всегда направлена от центра к периферии.

Градиентный ветер

В случае циклона сила горизонтального барического градиента направлена к центру вихря. Она должна уравновешивать геометрическую сумму силы Кориолиса и центробежные силы и находиться на радиусе окружности.

Сила трения

Сила трения направлена всегда в сторону, противоположную движению, и пропорциональна скорости. Сила трения уменьшает скорость движения воздушного потока и отклоняет его (воздушный поток) влево от изобар. Движение воздуха происходит не вдоль изобар, а под некоторым углом к ним от высокого давления к низкому.

Сила трения оказывает влияние и на ветер, дующий вдоль замкнутых изобар (градиентный). Скорость ветра также будет отклонятся влево от изобар (по барическому градиенту).

Поэтому в Северном полушарии циклоне ветер в нижней части будет дуть против часовой стрелки, оттекая от периферии к центру. В антициклоне в нижних слоях ветер будет направлен по часовой стрелке и выносить воздух от центра к периферии (рисунок 10.1).

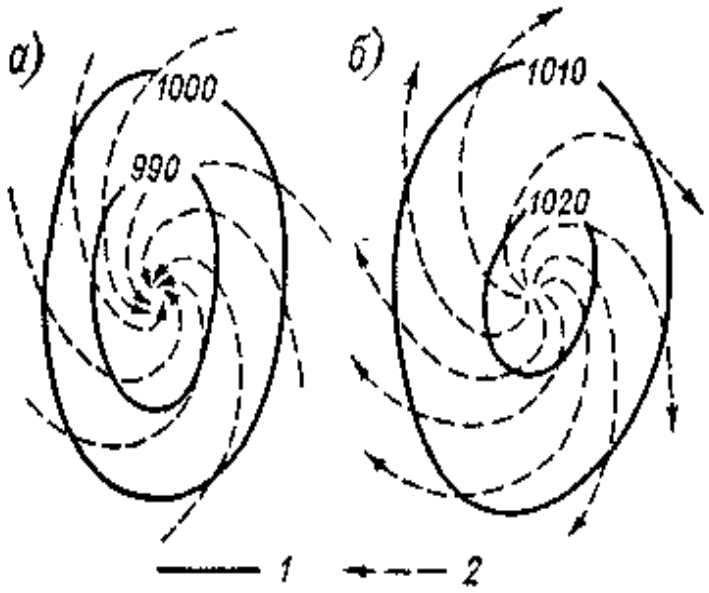


Рисунок 6.9 – Изобары (1) и линии тока (2) в нижних частях циклона (а) и антициклона (б)

В Южном полушарии в циклоне ветер дует по часовой стрелке, но составляющая скорости ветра и там будет направлена к центру циклона. В антициклоне ветер дует против часовой стрелки, а дополнительная составляющая скорости направлена от центра к периферии.

6. Воздушные массы и фронты

Воздушная масса – большой объем воздуха в тропосфере, соизмеримый по занимаемой площади с материком или океаном, обладающий некоторыми общими свойствами: температурой, влажностью, запыленностью (точнее, их приблизительной однородностью) и определенным типом стратификации.

Классификация воздушных масс

1. По наиболее общим кинематическим и тепловым характеристикам и тепловым характеристикам различают:

- тёплые;
- холодные;
- местные воздушные массы.

Холодная воздушная масса – перемещается с холодной поверхности на более тёплую. Вызывает похолодание и осадки ливневого характера (температура ниже, чем средняя равновесная).

Тёплая воздушная масса – перемещается с тёплой поверхности на более холодную, приносит потепление, конвекции не развивается ($t > t$ равновесная).

Местные воздушные массы длительно находятся в одном районе, их свойства зависят от сезона (летом неустойчивые).

Нейтральные.

2. По характеру стратификации различают:

- устойчивые;
- неустойчивые воздушные массы;

3. По положению очагов формирования различают географические типы воздушных масс:

- арктические (антарктические);
- полярные (умеренные);
- тропические воздушные массы;

В каждом из этих типов различают морской и континентальный подтипы.

Ранее выделяли экваториальные воздушные массы. В настоящее время их относят к тропическому морскому воздуху.

Фронт – переходная зона или (условно) поверхность раздела между двумя воздушными массами в атмосфере. Фронты формируются в основном в тропосфере, поэтому их называют тропосферными фронтами. Линией фронта называют пересечение фронтальной поверхности с поверхностью земли либо другого уровняю.

Ширина зоны фронта в горизонтальном направлении порядка нескольких десятков километров, толщина в вертикальном направлении – несколько сотен метров.

В Европе средняя скорость достигает 30–35 км/ч, за сутки атмосферный фронт проходит более 700 км (нередки случаи, когда путь фронта за сутки составляет 1200–1500 км).

При пересечении фронта с земной поверхностью (поверхностью уровня) образуется линия фронта.

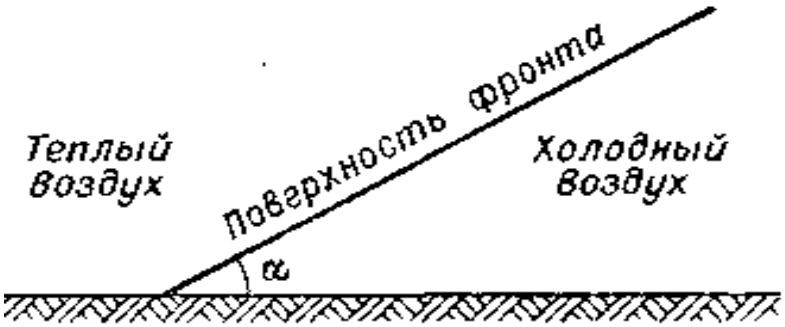


Рисунок 6.10 – Поверхность фронта в вертикальном разрезе

Классификация фронтов:

1. Фронты между воздушными массами основных географических типов называют главными фронтами. Таких фронтов два:

- арктический (антарктический), разделяет арктические и - полярные воздушные массы;
- полярный, разделяет полярные и тропические воздушные массы;

Ранее выделяли тропический фронт (между тропическими и экваториальными воздушными массами).

Фронты между воздушными массами одного и того же географического типа называются вторичными.

В зависимости от направления движения фронта поверхности различают:

- тёплый фронт;

- холодный фронт.

Тёплый фронт – фронт, перемещающийся в сторону движения тёплого воздуха. Тёплый воздух наступает, и фронт перемещается в сторону низких температур. В тёплом воздухе, поднимающемся над фронтальной поверхностью, возникает характерная система облаков: слоисто-дождевые Ns и высокослоистые As облака с зоной обложных осадков, выпадающих перед линией фронта, шириной 300-400 км.

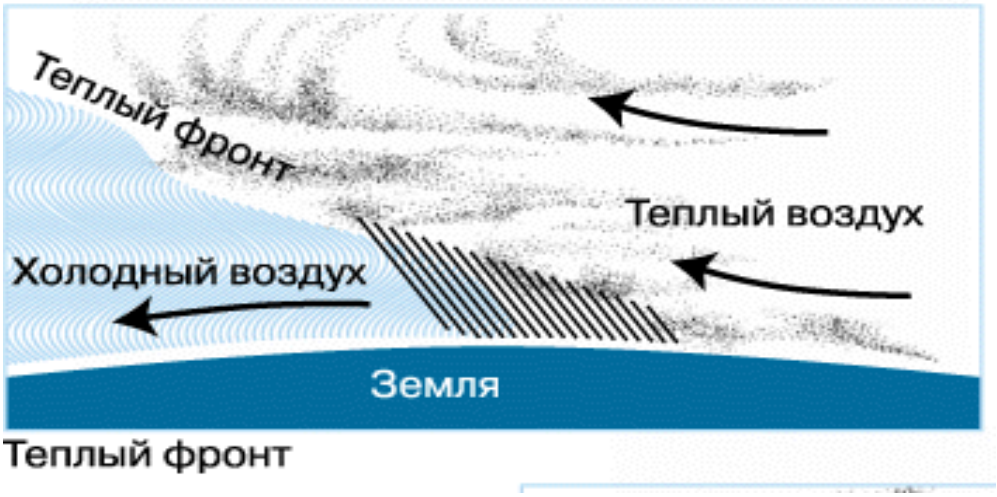


Рисунок 6.11 – Теплый фронт

Холодный фронт – фронт между массами тёплого и холодного воздуха, перемещающийся в сторону тёплого воздуха. Холодный воздух при этом наступает и захватывает всё новые территории, над которыми до этого господствовал тёплый воздух. При вытеснении тёплого воздуха продвигающимся вперёд валом холодного воздуха (с крупным в нижних слоях наклоном фронтальной поверхности) развивается облачная система, имеющая вид стены кучево-дождевых облаков Cb, тянущейся вдоль фронта со шквалами, ливнями, грозами.

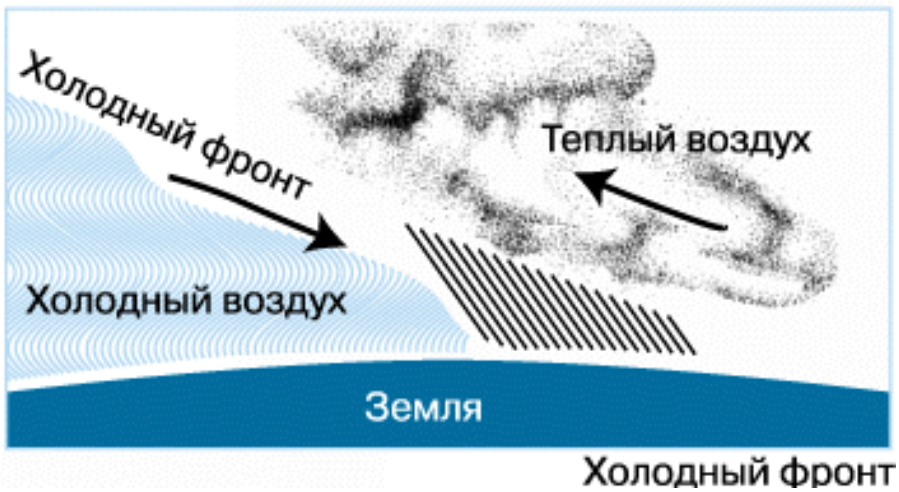


Рисунок 6.12 – Холодный фронт

При смыкании холодного и тёплого фронтов образуется сложный (комплексный) фронт – фронт окклюзии. Смыкание фронтов происходит из-за

различия скоростей их движения. Холодный фронт обычно располагается в тыловой (западной) части циклона, а тёплый – в передней (восточной). В системе развивающегося циклона холодный фронт двигается быстрее теплого. При разных скоростях движения через некоторое время холодный фронт догоняет теплый и, смыкаясь с ним, образует фронт окклюзии.

Различают:

- тёплый фронт окклюзии, или фронт окклюзии характера тёплого фронта. В этом случае воздух за холодным фронтом оказывается теплее, чем воздух перед теплым фронтом;
- холодный фронт окклюзии, или фронт окклюзии характера холодного фронта, когда воздух за холодным фронтом холоднее, чем перед тёплым.

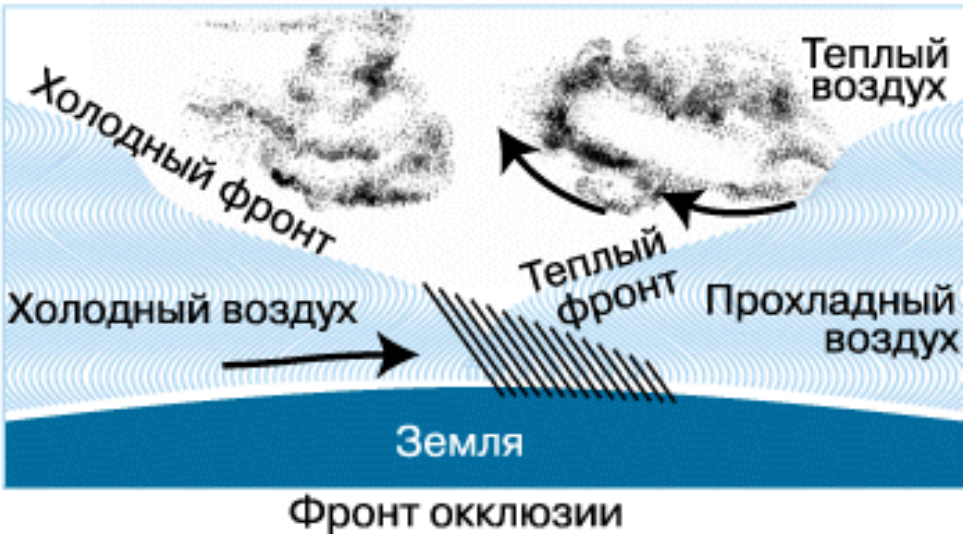


Рисунок 6.13 – Фронт окклюзии

7. Общая циркуляция атмосферы

Под общей циркуляцией атмосферы обычно понимают совокупность течений воздуха крупных масштабов, благодаря которым осуществляется обмен его по горизонтали и вертикали.

Другими словами, общая циркуляция атмосферы – система крупномасштабных воздушных течений по Земле (т.е. течений, соизмеримых по размерам с большими частями материков и океанов).

Факторы, определяющие общую циркуляцию атмосферы:

- лучистая энергия Солнца;
- вращение Земли;
- влияние подстилающей поверхности;
- сила трения.

Рисунок 6.14 – Общая циркуляция атмосферы

Центры действия атмосферы – области высокого или низкого атмосферного давления на картах распределения давления по земному шару; статистический результат преобладания в том или ином районе антициклонов или циклонов.

Различают постоянные и сезонные центры действия атмосферы.

Постоянные (перманентные) центры действия атмосферы — экваториальная депрессия, субтропические антициклоны, депрессии субполярных широт, полярные антициклоны; сезонные — зимние антициклоны и летние депрессии над материками в средних широтах.

Вернуться к оглавлению

Лекция № 7

Тема «Климатообразование»

План:

1. Климат
2. Климатообразующие процессы и факторы климатообразования
3. Микроклимат

1. Климат

Климат:

1. многолетний режим погоды, типичный для данного района Земли;
2. состояние атмосферы, типичное для данного места и выражающееся в определенном режиме погоды.

Температура, влажность, потоки энергии в атмосфере, скорость и направление ветра, осадки и их интенсивность постоянно изменяются от места к месту, от часа к часу.

«Мгновенное» состояние атмосферы, т.е. Погода, обычно определяется в течение часа. Для описания того, что происходит в атмосфере за длительные промежутки времени, используется понятие «Климат».

Климат в каждой местности земного шара имеет свои особенности.

В экваториальных широтах между «погодой» и «климатом» нет различий: каждый день там стоит жаркая или очень жаркая погода с обильными дождями.

В умеренных широтах происходит смена времен года: самым холодным временем года всегда является зима, а самым теплым - лето.

В арктических и антарктических широтах Земли круглый год стоит холодная погода, поэтому снег там почти не тает и превращается со временем в ледник.

ГИППАРХ (древнегреческий астроном) 2200 ЛЕТ НАЗАД ввел термин «климат» в научный оборот. Слово “климат” по-гречески означает “наклон”. Гиппарх имел в виду полуденный наклон солнечных лучей к земной поверхности - изменение этого наклона от экватора к полюсу уже тогда считалось главной причиной различий погоды в низких и высоких широтах.

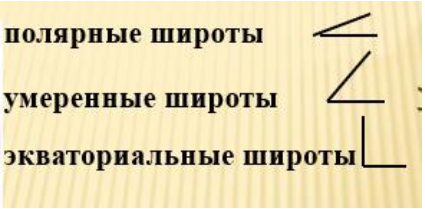
Гиппарх условно разделил поверхность Земли параллелями на широтные зоны, отличающиеся по высоте полуденного стояния Солнца в самый длинный день года. Эти зоны были названы климатами (от греч. klima – наклон, первоначально означавшего «наклон солнечных лучей»).

Таким образом, было выделено пять климатических зон:

- одна жаркая,
- две умеренных
- две холодных

которые и составили основу географической зональности земного шара.

Нагревание земной поверхности зависит от угла падения солнечных лучей:



Вклад в изучение мира внесла Милетская школа.

Первые материалистические учения на рубеже VII-VI веков до н. э. возникли в Милете – крупнейшем в VI в. до н. э. из всех малоазиатских греческих городов. С конца VII до конца VI в. до н. э. здесь жили и учили три мыслителя: Фалес, Анаксимандр и Анаксимен. Задавшись вопросом о том, откуда все возникает и во что все превращается, они искали начало происхождения и изменения всех вещей. Философы понимали первое вещество не как мертвую и косную материю, а как вещество, живое в целом и в частях, наделенное душой и движением.

Признание первоначала воздухом заставляет Анаксимен уделить много внимания метеорологическим явлениям о земной атмосфере – дождю, граду, снегу и т.д. Град образуется из замерзающей воды, падающей из туч; примешивание к воде воздуха приводит к образованию более рыхлого снега; дождь выпадает из сгустившегося воздуха; молния и гром – это блеск и шум, возникающие, когда ветер резко разрывает облака; радуга – результат падения солнечного (реже лунного, так как он слабее) света на плотное облако, пример одна его часть накаляется, а другая остается темной, и т.д. Подобно Анаксимандру, Анаксимен объясняет землетрясения: это результат растрескивания земли при засухе или проваливания отдельных ее участков при излишнем увлажнении.

Анаксимен наглядно демонстрирует свойства воздуха и прежде всего его изменчивость. Ветер движущийся и уплотненный вследствие движения воздуха. Облако, появляющееся вслед за ними – уплотненный воздух. Возникают противоположности теплого и холодного из того же самого воздуха. Анаксимен говорит: «Стягивающееся и сгущающееся [состояние материи] есть холод, а тонкое и расслабленное (таково его дословное выражение) – теплота. Поэтому справедливо говорят, что человек выпускает из уст и теплоту и холод. А именно, дыхание при плотно сжатых губах охлаждает, между тем как выходящее при широко открытых устах делается теплым вследствие разрежения». Анаксимен дает новое название – воздух как первоначало есть «дыхание» (pneyma).

После 1450, когда португальские мореплаватели пересекли экватор и вернулись на родину, появились новые факты, потребовавшие пересмотра классических воззрений.

В числе сведений о мире, приобретенных во время путешествий первооткрывателей, были и климатические характеристики выделенных зон, что позволило расширить сам термин «климат». Климатические зоны уже не были лишь математически рассчитанными по астрономическим данным районами земной поверхности (т. е. жарко и сухо там, где Солнце поднимается высоко, а холодно и сыро там, где оно стоит низко, а потому слабо греет). Было обнаружено, что климатические зоны не просто соответствуют широтным поясам, как это представлялось ранее, а имеют весьма неправильные очертания.

Позднее климатом назвали среднее состояние атмосферы в определенном районе Земли, которое характеризуется чертами, практически неизменными на протяжении одного поколения, то есть порядка 30–40 лет. К таким чертам относятся амплитуда колебания температур, атмосферное давление, атмосферная циркуляция.

Еще в 1935 г. на метеорологическом конгрессе в Варшаве было предписано отныне и вовеки в качестве климатических величин понимать величины, осредненные за предшествующее тридцатилетие. В 1935 г. в качестве стандартного климата были приняты средние значения, допустим, среднемесячных или среднегодовых температур или количества осадков за 1901-1930 гг.

По регламенту ВМО период осреднения для получения норм должен составлять 30 лет. На 16-й сессии Комиссии по климатологии ВМО было принято решение о сохранении периода 1961 – 1990 гг. в качестве стабильного базового периода ВМО для долгосрочной оценки изменчивости и изменения климата, и для этих целей нормы пересчитывать, как и прежде, через 30 лет. Для целей мониторинга климата и оперативной оценки аномальности текущей погоды 30-летние климатологические стандартные нормы ВМО должны обновляться раз в каждые десять лет. Во исполнение этого решения в Беларуси рассчитаны нормы основных климатических параметров (температуры воздуха, осадков, упругости водяного пара, атмосферного давления на уровне моря) на территории Беларуси за три 30-летних периода с шагом в 10 лет: 1961 – 1990, 1971 – 2000 и 1981 – 2010 гг. (с 1 июля 2017 г. в Республике Беларусь введены новые климатические нормы по температуре и осадкам за период 1981-2015 г.)

Различают макроклимат и микроклимат:

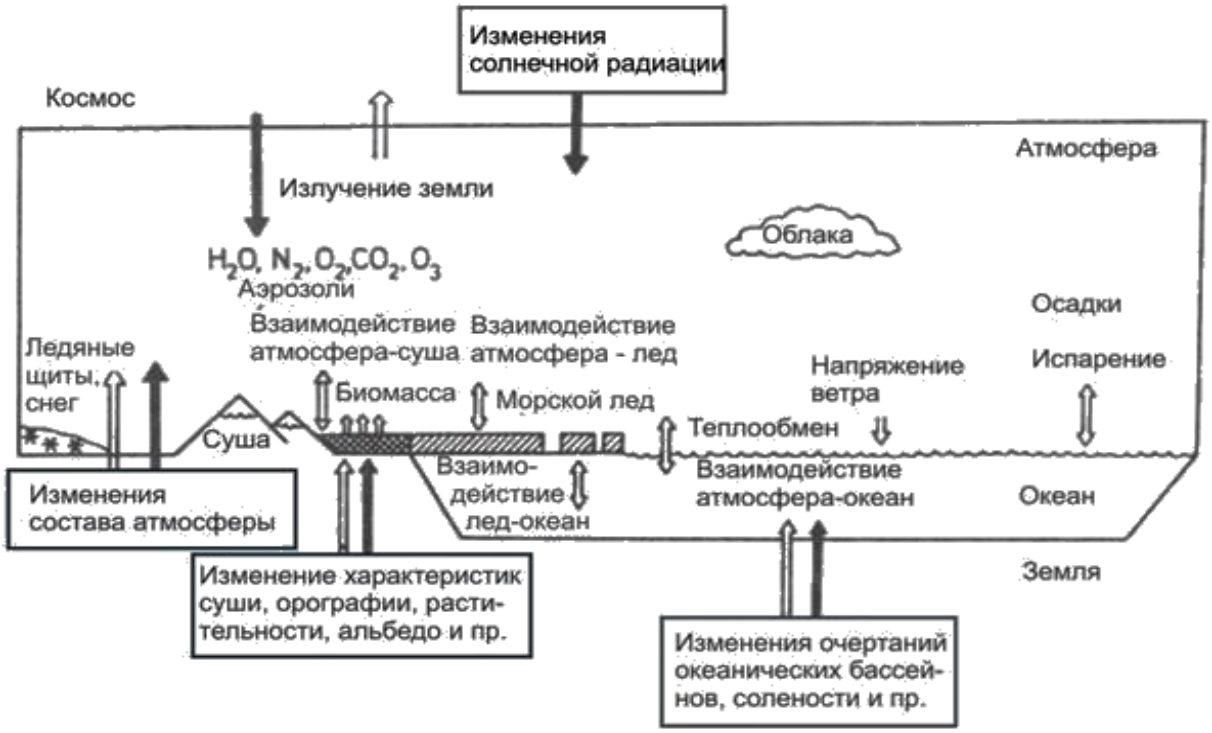
Макроклимат (греч makros – большой) – климат крупнейших территорий, это климат Земли в целом, климатических поясов, а также крупных регионов суши и акваторий океанов или морей. В макроклимате определяется уровень солнечной радиации и закономерности атмосферной циркуляции;

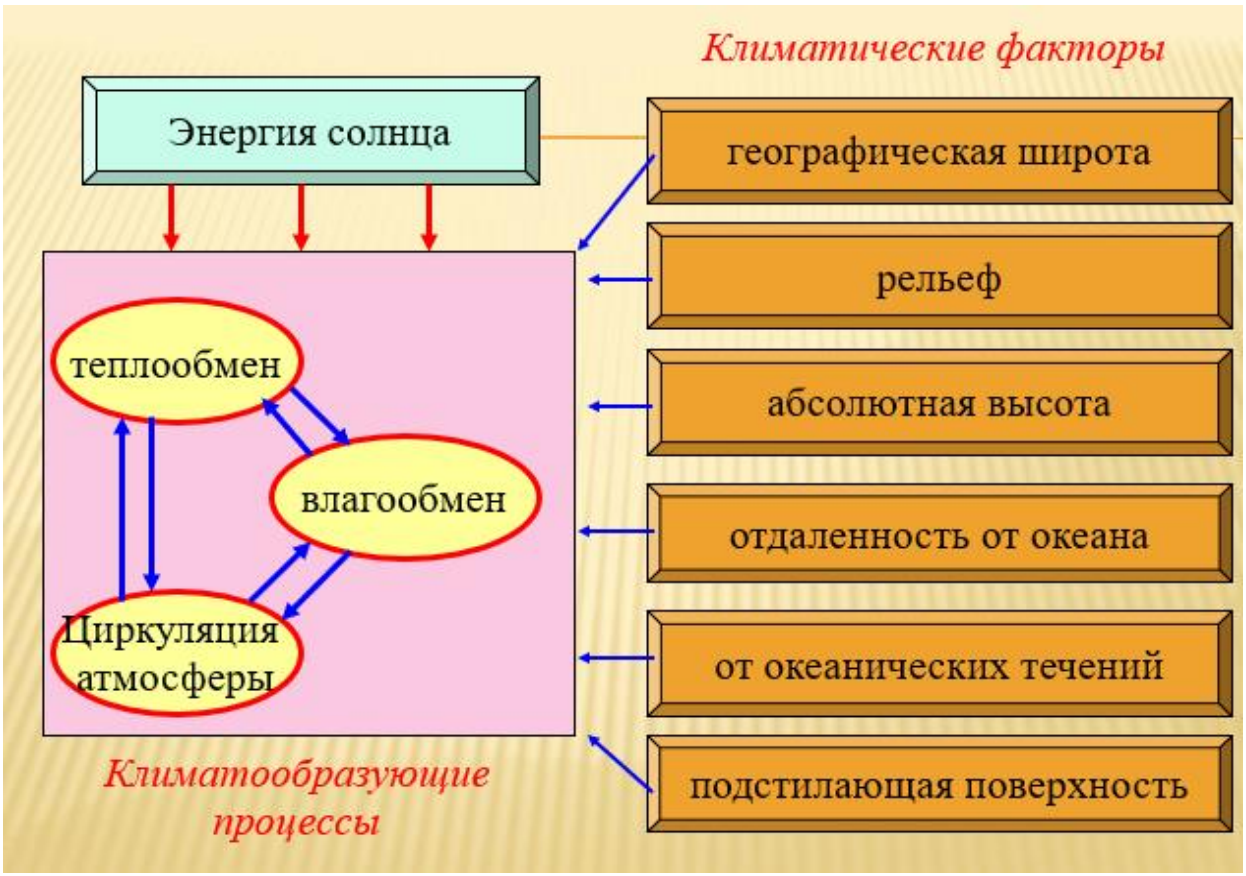
Микроклимат (греч. mikros – маленький) – часть местного климата. Микроклимат в основном зависит от рельефа, лесных насаждений, различий в увлажнении почвогрунтов, весенне-осенних заморозков, сроков таяния снега и льда на водоемах. Учет микроклимата имеет существенное значение для размещения сельскохозяйственных культур, для строительства городов, прокладки дорог, для любой хозяйственной деятельности человека, а также для его здоровья. Микроклиматические различия главным образом зависят от неоднородности влияний подстилающей поверхности, а потому проявляется преимущественно в приземных слоях воздуха и с высотой сглаживается.

2. Климатообразующие процессы и факторы климатообразования

Глобальный климат – статистическая совокупность состояний, проходимых климатической системой за периоды времени в несколько десятилетий. Глобальный климат формируется не только за счет процессов, которые происходят в атмосфере, но и за счет тех процессов, которые свойственны климатической системе.

Климатическая система слагается из географических компонентов: атмосферы, океана, литосферы, криосферы и биосферы. Внешние процессы (черные стрелки) и внутренние (полые стрелки).





Климатообразующие процессы: теплооборот, влагооборот и общая циркуляция атмосферы (ОЦА). Эти три процесса тесно взаимосвязаны между собой. Режим каждой составляющей климата есть результат совместного действия всех климатических процессов:

1) *теплооборот:*

- приход солнечной радиации;
- излучение Земли и атмосферы;
- теплопроводность (молекулярная и турбулентная);
- адвекция тепла в атмосфере и водоемах;
- теплообмен при испарении (конденсации).

2) *влагооборот:*

- испарение и транспирация;
- конденсация и выпадение осадков;
- перенос водяного пара в атмосфере.

3) *общая циркуляция атмосферы:*

- поддержание центров действия и струйных течений в атмосфере Земли в результате процессов теплооборота и вращения Земли;
- поддержание структуры атмосферы (воздушных масс и фронтов);
- непрекращающиеся циклы возникновения и исчезновения циклонов и антициклонов;
- местные циркуляции воздуха в пограничном слое атмосферы.

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, альбедо земной поверхности, степени прозрачности воздуха.

Зависимость климата от океанических течений.
Холодное течение
Понижение t 0 воздуха
Уменьшение испарения
Уменьшение количества осадков
Перуанское
течение
Пустыня Атакама
сухо
теплое течение
холодное течение

Зависимость климата от океанических течений.
Тёплое течение
Повышение t 0 воздуха
Увеличение испарения
Увеличение количества осадков
Гольфстрим
Северо-Атлантическое
t 0
потепление
теплое течение
холодное течение

3. Микроклимат

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

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

Б.Н. Романовой были предложены критерии разделения мезо- и микроклимата, представленные в таблице.

Таблица 7.1 – Критерии распределения мезо-, микро- и наноклимата

Неоднородности подстилающей поверхности		***Масштаб возмущений***	
Тип	***Характеристика***	***горизонтал.***	***вертикал.***
Мезоклимат			
Горный рельеф Холмистый рельеф	Система гор Массивы площадью >100 км^2		
Реки Озера, моря, океаны	Ширина >1 км Площадь зеркала 50–100 км^2	<100 км	<1000 м
Почвенно-растительный покров Большой город	Массивы площадью >100 км^2 Районы города		
Микроклимат			
Горный рельеф Холмистый рельеф	Отдельные участки Отдельно стоящие холмы или группа холмов		
Реки Озера, пруды Почвенно-растител. покров	Ширина <1 км Площадь зеркала <50 км^2 Массивы площадью <100 км^2	<10км	100–200 м
Город, поселок	Элементы застройки, отдельные здания, улицы		
Наноклимат			
Микровозвышения и микропонижения (бугры, кочки, гребни, борозды, западины)	Отдельные неровности с перепадом высот, измеряемым единицами и десятками см	1–3 м	<0,5 м

Мезоклимат

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. Наиболее характерные закономерности изменения температуры возду-ха при переходе от сельской местности к центральной части города. На границе город - сельская местность возникает значительный горизонтальный градиент температур, который может достигать 4°С/км.

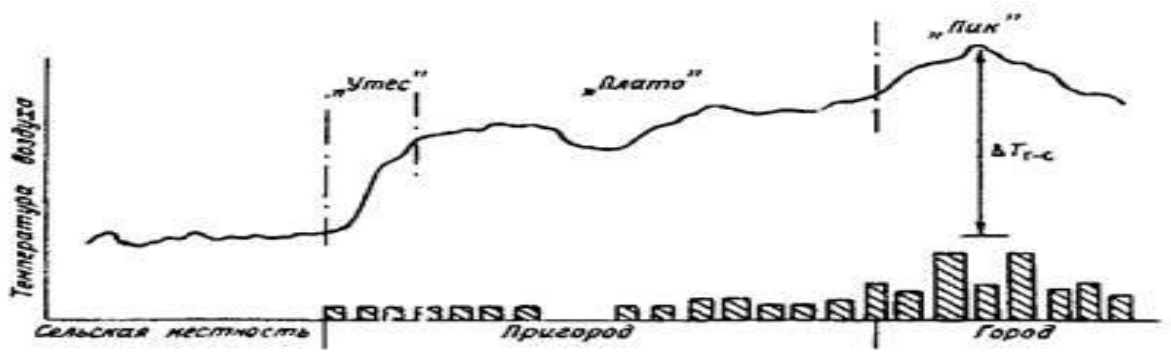


Рисунок 9.1 – Обобщенное сечение характерного острова тепла над городом

По данным различных авторов, тепловое влияние городов четко проявляется в пределах 100-500 метрового слоя. Одновременно с этим в климате города обнаруживается много общих признаков иногда и до высоты 1 км. Большая шероховатость подстилающей поверхности и остров тепла обусловливают особенности ветрового режима в условиях горо-да. При слабых ветрах (1-3 м/с) может возникнуть городская циркуляция. У поверхности Земли течения направлены к центру, где располагается остров тепла, а наверху наблю-дается отток воздуха к окраинам 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.

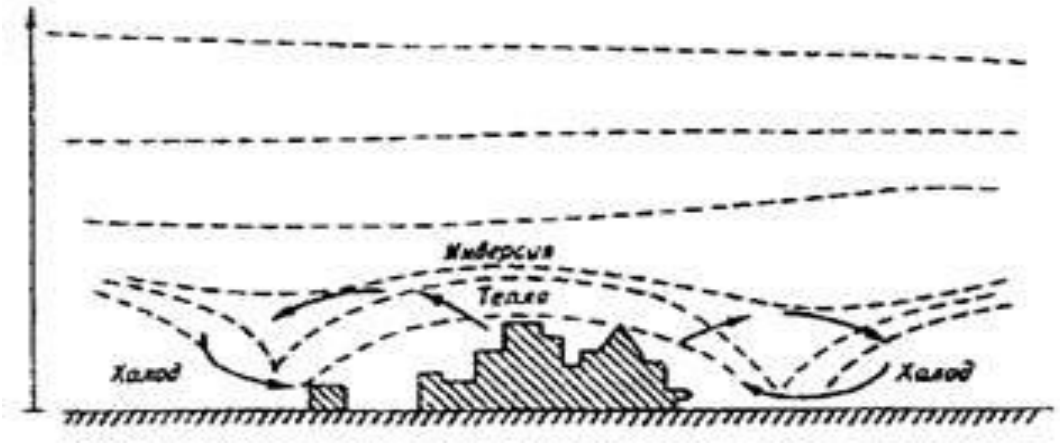


Рисунок 9.2 – Городская циркуляция, развивающаяся при слабых ветрах

Влажность воздуха в крупных городах ниже, чем в окрестностях, что связано с повышением температуры и общим понижением влаги в атмосфере над городом вследствие уменьшения испарения. Различия в абсолютной влажности могут достигать 2,0-2,5 гПа и относительной влажности 11-20 %.

Контрасты влажности город - окрестности в годовом ходе имеют максимальные значения в летний период, а в суточном ходе - в вечерние часы. Ранним вечером воздух в сельской местности охлаждается быстрее, и стратификация делается более устойчивой по сравнению с условиями в городской застройке. В нижних слоях воздуха происходит увеличение влаги, поскольку испарение у Земли превосходит отток влаги в верхние слои из-за ослабленного турбулентного обмена. В течение последующей ночи выпадающая роса уменьшает влажность у поверхности Земли. В городах, наоборот, сочетания слабого образования росы, наличия антропогенных источников водяного пара и областей застойного воздуха обеспечивают большую влажность в городских застройках. Днем развитая термическая неустойчивость обеспечивает обмен влагой между нижними и верхними слоями воздуха, и различие между городом и его окрестностями сглаживается.

В широтных зонах, где зимой поверхность Земли покрывается снегом или замерзает, воздух в большом городе может быть более влажным и днем, за счет антропогенных источников, обеспечивающих значительное поступление водяного пара в атмосферу. При рассмотрении влияния города на осадки необходимо раздельно рассматривать твердые и жидкие осадки, поскольку влияние города на каждый из названных видов будет различным. В зимний период года различия в

суммах осадков обычно незначительны. В летнее время наибольшие суммы осадков выпадают над городом, но не в центральной его части, а на окраинах. Если влажность воздуха достаточно высокая, то повышенная конвективная неустойчивость и загрязненность воздуха над городом способствуют образованию облачности.

Имеющиеся различия в температурно-влажностном режиме город-пригород проявляются и в распределении атмосферных явлений. Туманов в городе в связи с повышением температуры и понижением относительной влажности может быть меньше, чем за городом.

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

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. Изменения климатических характеристик при наличии микроклиматической неоднородности на близких расстояниях могут быть сильнее, чем при переходе из одной климатической зоны в другую.

Существенное влияние на температурный режим оказывают и менее значительные по своим размерам водоемы: озера, водохранилища, реки. Так, например, в низовьях Волги при ветрах с реки дневные температуры понижаются на 1-20С и приблизительно на столько же повышается ночная температура.

При исследовании изменений микроклиматических характеристик побережья под воздействием водоема необходимо учитывать изменчивость направления ветра внутри выбранного интервала времени. При направлении ветра с водоема он оказывает наибольшее влияние на микроклиматические характеристики. В случае противоположного направления ветра водоем оказывается под влиянием суши. Водоемы оказывают большое влияние на продолжительность безморозного периода. В долинах больших рек, на берегах озер, водоемов длительность безморозного периода увеличивается на 10-20 дней. В тех случаях, когда расположение водоемов в понижениях сочетается с влиянием вогнутых форм рельефа, влияние водоема на термический режим оказывается более значительным.

Вернуться к оглавлению

Лекция № 8

Тема: «Атмосферная циркуляция»

План:

1. Общая циркуляция атмосферных масс в тропосфере. Основные закономерности. Связь с типами ветров
2. Постоянные, переменные, местные ветры, и их влияние на погоду и климат

1. Общая циркуляция атмосферных масс в тропосфере. Основные закономерности. Связь с типами ветров

Арктическая (антарктическая) воздушная масса формируется в полярных широтах. t в течение года отрицательные, малое влагосодержание, большая прозрачность.

Полярные воздушные массы, или воздух умеренных широт, образуется в умеренных широтах. t зимой отрицательные, летом положительные; годовая амплитуда t значительна, увеличивается летом и уменьшается зимой, r средняя.

Экваториальные воздушные массы – полоса пониженного атмосферного давления образуется в низких широтах, характеризуется высокими t и влажностью в течение года, поэтому на морские и континентальные подтипы экваториальный воздух не подразделяется. Смещается от экватора в то полушарие, в котором в данное время лето.

Тропические воздушные массы, формируется в тропических широтах (30-40^{o} – в течение года, летом над сушей – на юге умеренных широтах (юг Европы, Ср. Азия, Монголия), t в течение года не ниже +20 °С, r невелика; тропический воздух проникает в умеренные и экваториальные широты.

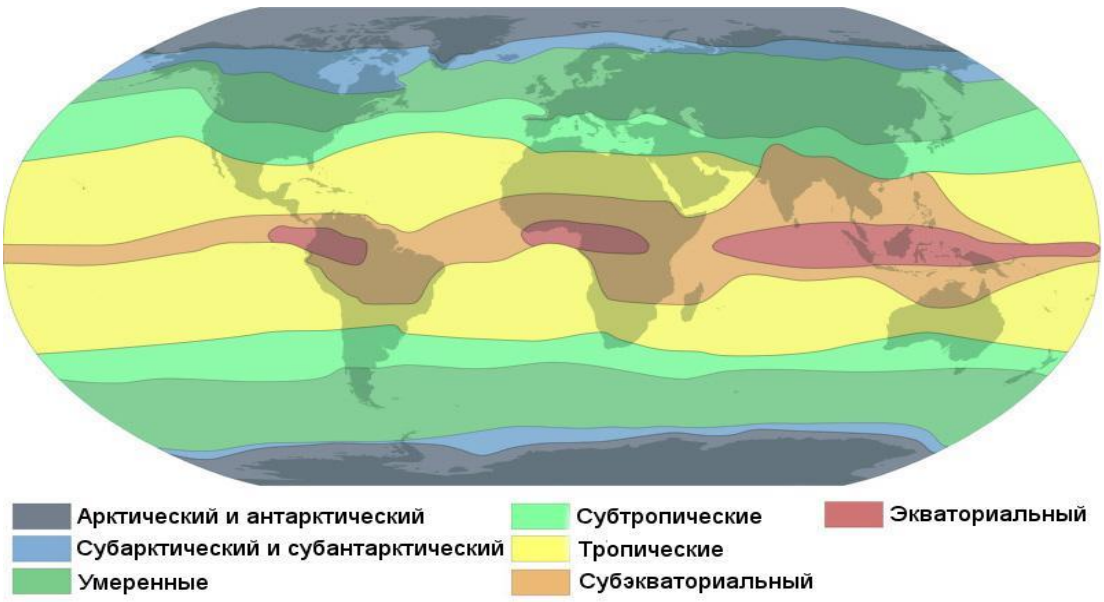


Рисунок 8.1 – Воздушные массы

Общая циркуляция атмосферы – система воздушных потоков планетарного масштаба, охватывающая весь земной шар, тропосферу и нижнюю стратосферу.

В циркуляции атмосферы выделяют зональные и меридиональные переносы.

К зональным переносам, развивающимся в основном в субширотном направлении, относятся:

- западный перенос, господствующий на всей планете в верхней тропосфере и нижней стратосфере;
- в нижней тропосфере в полярных широтах – восточные ветры, в умеренных широтах – западные ветры, в тропических и экваториальных широтах – восточные;
- струйные течения, развивающиеся над фронтальными зонами в верхней тропосфере.

К меридиональным переносам относятся муссоны тропических-экваториальных широт и внетропических широт.

Общая циркуляция атмосферы формируется под влиянием:

- неравномерного распределения солнечной радиации;
- действия силы Кориолиса;
- неоднородности подстилающей поверхности;
- сила трения (уменьшает скорость ветра и отклоняет его направление от первоначального.

При поступлении солнечной радиации на однородную не вращающуюся Землю в верхней части тропосферы возникло бы движение воздуха от экватора к полюсу, у подстилающей поверхности – от полюса к экватору.

В самом деле, воздух на экваторе в приземном слое атмосферы сильно прогревается. Теплый и влажный воздух поднимается вверх, объем его возрастает, и в верхней тропосфере возникает высокое давление. У полюсов из-за сильного охлаждения приземных слоев атмосферы воздух сжимается, объем его уменьшается и наверху давление падает. Следовательно, в верхних слоях тропосферы возникает переток воздуха от экватора к полюсам. Благодаря этому масса воздуха у экватора, а значит, и давление у подстилающей поверхности уменьшаются, а на полюсах возрастает. И в приземном слое атмосферы начинается движение от полюсов к экватору.

Вывод: солнечная радиация формирует меридиональную составляющую общей циркуляции атмосферы.

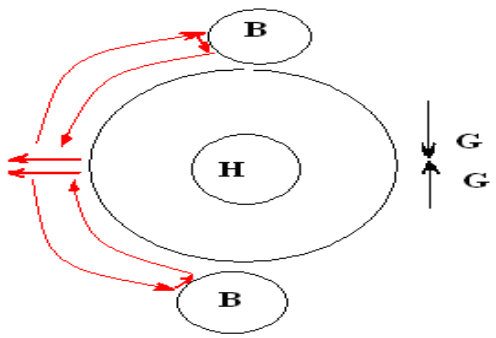


Рисунок 8.2 – Циркуляции атмосферы на не вращающейся планете

На однородной вращающейся Земле действует еще сила Кориолиса. Наверху сила Кориолиса отклоняет поток в Северном полушарии вправо от направления движения, т. е. с запада на восток. В Южном полушарии движение воздуха отклоняется влево, т. е. опять с запада на восток.

Поэтому вверху возникает западный перенос, он отмечен для всей Земли в целом. Наблюдения и измерения показали, что в верхней тропосфере и нижней стратосфере в интервале высот от 10 до 20 км давление действительно уменьшается от экватора к полюсам и существует западный перенос. Ветры на этих высотах – геострофические, дуют вдоль параллельных прямолинейных изобар, ветер вне слоя трения довольно сильный. В общем движение воздуха происходит вокруг полюсов.

Вывод: сила Кориолиса формирует зональный перенос общей циркуляции атмосферы.

Внизу у подстилающей поверхности движение более сложное, влияние оказывает неоднородная подстилающая поверхность, т. е. расчленение ее на материки и океаны. Образуется сложная картина основных воздушных потоков.

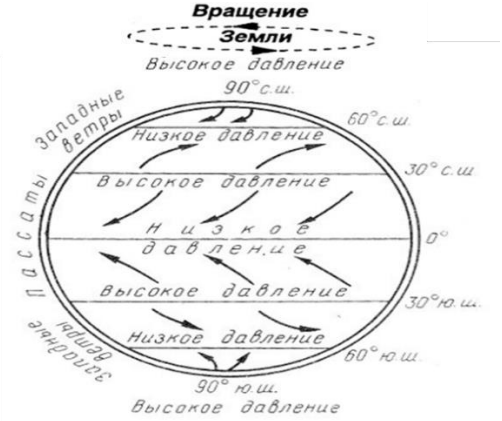


Рисунок 8.3 – Общая циркуляция атмосферы

Циркуляция атмосферы в низкоширотном звене

Пассаты – устойчивые восточные ветры умеренной скорости (5–8 м/с у земли), которые дуют в каждом полушарии на обращенной к экватору стороне субтропической зоны высокого давления, постоянно дующие только над океанами.

Над сушей давление меняется в течение года и только зимой, когда возникает сплошной пояс высокого давления, формируется зимний пассат. Воздух оттекает из области высокого давления в сторону экваториальной депрессии. Летом над сушей в тропических широтах давление уменьшается из-за сильного прогрева и перемещения в эти широты экваториальной депрессии.

В Северном полушарии пассаты имеют северо-восточное направление, в Южном полушарии – юго-восточное.

Воздух перемещается к экватору от менее нагретой поверхности к более нагретой, в результате прогрева воздуха начинается конвекция. Но развивается она только в нижнем слое.

На высоте 1200-2000 м лежит инверсионный слой (инверсия в метеорологии означает аномальный характер изменения какого-либо параметра в атмосфере с

увеличением высоты), препятствующий образованию облаков и осадков. Пассаты двух полушарий сходятся вблизи экватора. В области их сходимости (внутритропическая зона конвергенции) возникают сильные восходящие токи воздуха, образуются кучевые облака и выпадают ливневые осадки.

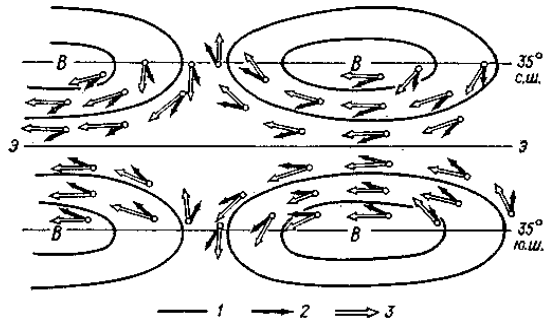


Рисунок 8.4 – Схема потоков воздуха в зоне пассатов.
1 – изобары субтропических антициклонов, 2 – ветры вблизи земной поверхности, 3 – ветры над уровнем трения

Пассаты разных полушарий разделены переходной зоной, где наблюдается сходимость воздушных течений.

Внутритропическая зона конвергенции – переходная зона между пассатами северного и южного полушарий или между пассатом и муссоном, или между пассатом и экваториальными западными ветрами.

Она характеризуется конвергенцией (сближение) скорости, ослаблением скорости ветра и сходимостью линий тока, по крайней мере, в слое трения. Конвергенция и возникновение волновых и вихревых возмущений создают во внутритропической зоне конвергенции режим переменных ветров и усиливают конвергенцию. Облака конвекции (кучевые и кучево-дождевые) имеют большое вертикальное развитие и образуют мезомасштабные облачные скопления. Этому способствует то, что во внутритропической зоне конвергенции отсутствует пассатная инверсия. Из них выпадают обильные осадки. В связи с этим наряду со штилями здесь часты шквалы, а также возникают тропические циклоны.

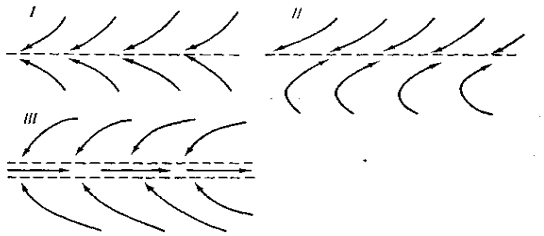


Рисунок 8.5 – Основные типы потоков воздуха во внутритропической зоне конвергенции.
I – сходимость у тропического фронта вблизи экватора; II – сходимость пассатов на большем расстоянии от экватора (летний экваториальный муссон); III – экваториальная зона западных ветров

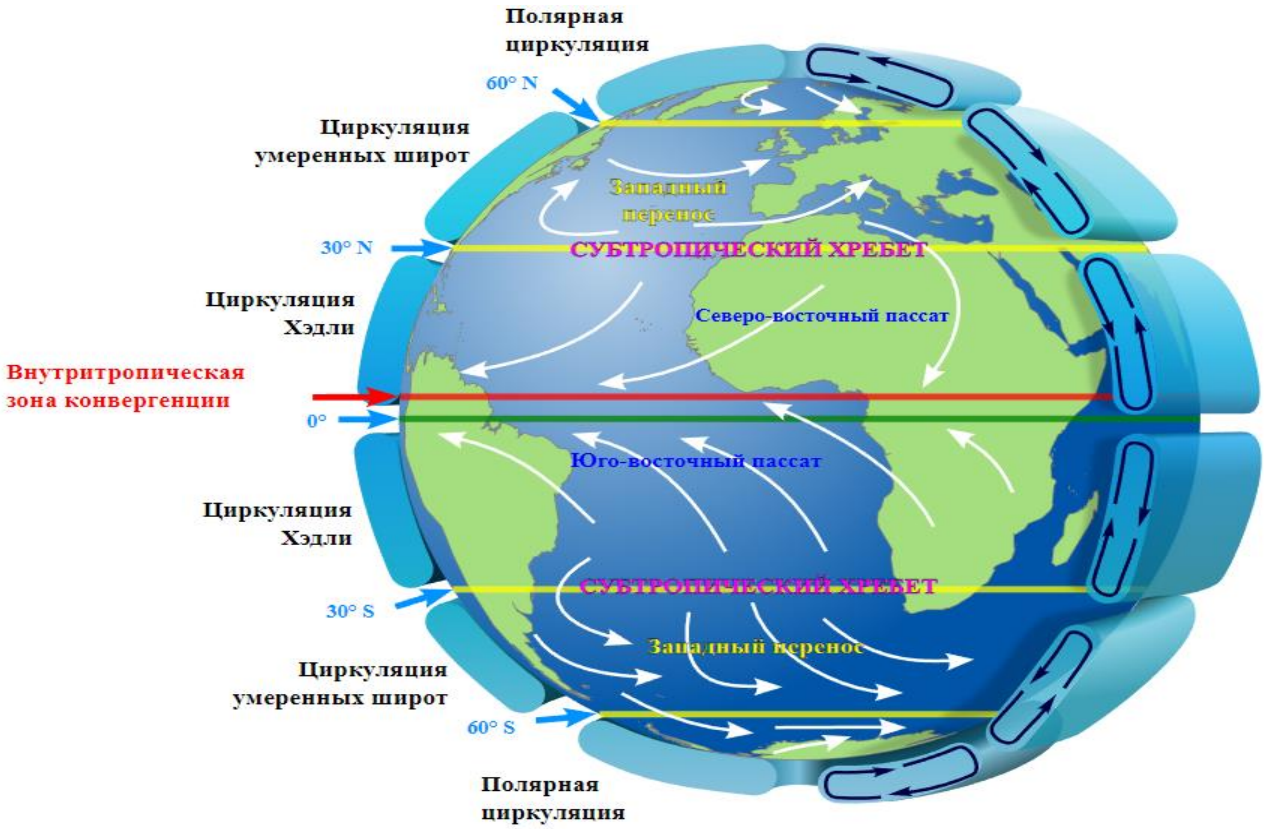
Ветровой поток, идущий в умеренные широты от тропического пояса повышенного давления, формирует западные ветры умеренных широт. Они усиливаются в зимнее время, так как над океаном в умеренных широтах разрастаются барические минимумы, увеличивается барический градиент между барическими минимумами над океанами и барическими максимумами над сушей, следовательно, увеличивается и сила ветров. В Северном полушарии направление ветров юго-западное, в Южном полушарии – северо-западное.

Преобладающими ветрами в полярных широтах являются северо-восточные в Северном полушарии и юго-восточные – в Южном. Воздух перемещается от полярных областей повышенного давления в сторону пояса пониженного давления умеренных широт.

Анализ по широтам основных частей общей циркуляции атмосферы позволяет выделить три зональных незамкнутых звена:

- полярное: в нижней тропосфере дуют восточные ветры, выше – западный перенос;
- умеренное звено: в нижней и верхней тропосфере – ветры западных направлений;
- тропическое звено: в нижней тропосфере – восточные ветры, выше – западный перенос

Струйные течения – ветры ураганной силы, дующие над фронтальными зонами в верхней тропосфере и нижней стратосфере. Особенно ярко они выражены над полярными фронтами, скорость ветра достигает 300 – 400 км/ч из-за больших градиентов давления и разреженности атмосферы.



Муссоны

Меридиональные переносы осложняют схему общей циркуляции атмосферы и обеспечивают междуширотный обмен теплотой и влагой. Главными меридиональными переносами являются муссоны – сезонные ветры, меняющие летом и зимой направление на противоположное.

Муссоны – устойчивые сезонные режимы воздушных течений с резким изменением преобладающего направления ветра от зимы к лету и от лета к зиме

Выделяют муссоны тропических-экваториальных широт и муссоны внетропических широт.

В первом случае причиной муссонов является разный нагрев полушарий по сезонам.

Географические условия образования муссонов:

- наличие более-менее больших площадей суши;
- достаточно сильные колебания температуры в течение года.

В июле экваториальная депрессия перемещается в Северное полушарие на 15–20° с.ш. В Южном зимнем полушарии в тропических широтах образуется пояс высокого давления.

Зимний муссон юго-восточного направления устремляется к экватору, при пересечении экватора он меняет свое направление на юго-западное, нагревается, набирает влагу и как летний влажный муссон приходит в субэкваториальные широты Северного полушария.

В январе экваториальная депрессия перемещается в Южное полушарие на 5° ю.ш. В Северном зимнем полушарии в тропических широтах образуется пояс высокого давления. Воздушный поток начинает свое движение от тропиков Северного полушария как северо-восточный зимний муссон. В Южное полушарие он приходит летним северо-западным муссоном.

Летний влажный муссон, дующий от экватора, обусловливает сезон дождей, зимний муссон – это пассат соответствующего полушария, он не приносит осадков. Муссонная циркуляция характерна для субэкваториальных поясов.

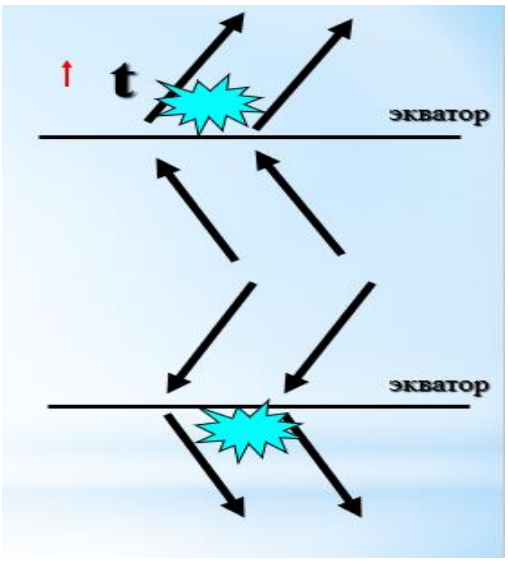


Рисунок 8.6 – Схема муссонов

Внетропические муссоны

Проявляются на восточных берегах материков от тропиков до субарктических широт, образуются они из-за неравномерного нагрева суши и океана в один и тот же сезон года.

Зимой над материками давление значительно выше и воздух движется с суши на море (зимний муссон).

Летом, наоборот, при очень низком давлении на суше направление движения с океана на материк (летний муссон).

Особенно ярко муссонная циркуляция проявляется на восточном побережий Азии. Зимой над Азией формируется Азиатский максимум, над Тихим океаном существует постоянный барический минимум – Алеутский. Воздух идет из Азиатского максимума, с континента на океан и отклоняется вправо, принимая северо-западное направление (зимний муссон).

Летом над Азией образуется Южно-Азиатский минимум. Из Северо-Тихоокеанского постоянного максимума воздух перемещается в сторону материка. Под влиянием силы Кориолиса он приобретает юго-восточное направление и как летний муссон приходит на материк.

Циркуляция атмосферы в среднеширотном звене.Ветры циклонов и антициклонов

В атмосфере при встрече двух воздушных масс с разными характеристиками постоянно возникают крупные атмосферные вихри – циклоны и антициклоны. Они сильно усложняют схему общей циркуляции атмосферы.

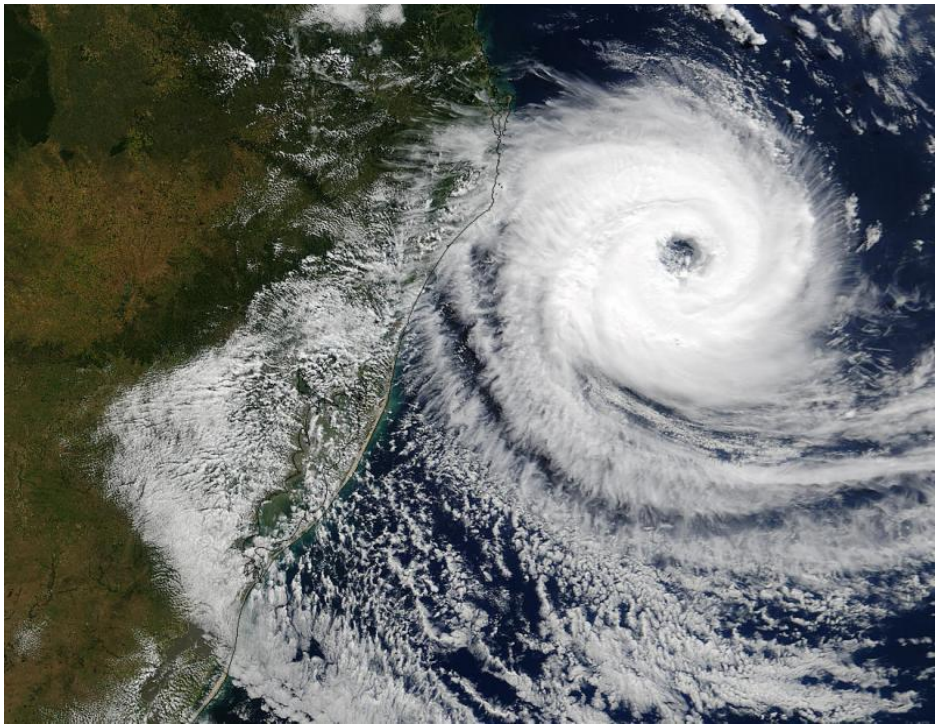
Циклон – плоский восходящий атмосферный вихрь, проявляющийся у земной поверхности областью пониженного давления, с системой ветров от периферии к центру против часовой стрелки в Северном полушарии и по часовой – в Южном.

Антициклон – плоский нисходящий атмосферный вихрь, проявляющийся у земной поверхности областью повышенного давления, с системой ветров от центра к периферии по часовой стрелке в Северном полушарии и против часовой – в Южном.

Вихри плоские, так как их горизонтальные размеры – тысячи квадратных километров, а вертикальные – 15-20 км. В центре циклона наблюдаются восходящие токи воздуха, в антициклоне – нисходящие.

Выделяют циклоны:

- фронтальные;
- центральные;
- тропические;
- термические депрессии.



Фронтальные циклоны образуются на арктическом и полярном фронтах.

Летом наиболее активен арктический фронт, так как увеличивается различие в свойствах арктической и полярной воздушных масс.

Зимой наиболее существенна разница в свойствах между тропической и полярной воздушными массами и активизируется полярный фронт.

В стадии молодости циклон обрисовывается одной замкнутой изобарой, в нем хорошо развит теплый сектор, ограниченный теплым и холодным фронтами. Фронты проходят через центр циклона, являясь, собственно, двумя ветвями единого фронта. Ветры в циклонах дуют от периферии к центру против часовой стрелки в Северном полушарии. Одновременно происходит поднятие воздуха и растекание его в верхней части циклона. Холодный фронт движется быстрее теплого, в результате площадь теплого сектора уменьшается и циклон переходит в стадию зрелости.

Стадия зрелости – максимальная стадия развития циклона, он обрисовывается несколькими замкнутыми изобарами, занимает огромную площадь в тысячи квадратных километров.

В стадии разрушения – окклюзии – холодный фронт смыкается с теплым фронтом, теплый воздух вытесняется вверх, у подстилающей поверхности взаимодействуют два холодных воздуха. Если они имеют одинаковую температуру, циклон прекращает свое развитие, если разную – циклон может активизироваться.

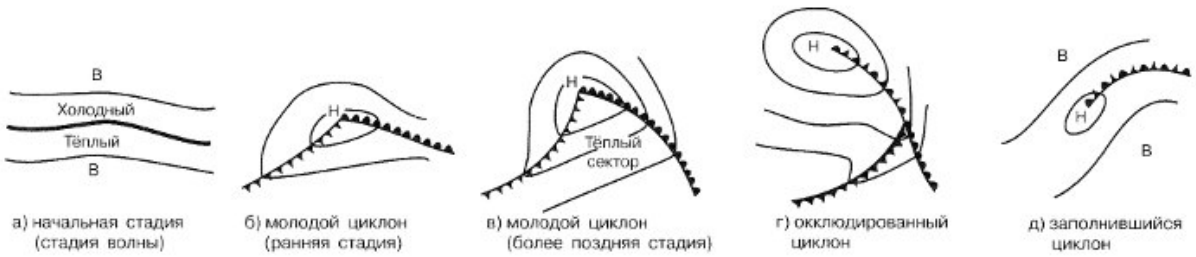


Рисунок 8.7 – Схема развития фронтального циклона (по С.П. Хромову)

Центральные циклоны

Циклоны обычно существуют несколько суток, двигаясь с запада на восток со скоростью около 20 – 30 км/ч. На фронте возникает серия циклонов, в серии по три-четыре циклона. Каждый следующий циклон находится на более молодой стадии развития и двигается быстрее. Циклоны нагоняют друг друга, смыкаются, образуя центральные циклоны – второй тип циклона. Благодаря малоподвижным центральным циклонам поддерживается область пониженного давления над океанами в умеренных широтах.

Различают циклоны низкие и высокие.

Низкие циклоны – теплые, высокие – холодные.

Теплые циклоны формируются в пределах нижней и средней тропосферы. В центре циклона наблюдается самая высокая температура. Над низким циклоном наверху располагается антициклон.

Высокие циклоны холодные. Они захватывают всю тропосферу и могут вторгаться в стратосферу. Изобары в нем вогнутые, температура в центре – низкая.

Тропические циклоны

Образуются на тропических фронтах чаще всего между 5 и 20° северной и южной широты, на экваторе сила Кориолиса равна нулю и циклоны не образуются. Возникают они над океанами в конце лета и осенью, когда вода нагрета до температуры 27–28 °С. Мощный подъем теплого и влажного воздуха приводит к выделению огромного количества теплоты при конденсации, что определяет

кинетическую энергию циклона и низкое давление в центре. Появляется грозовое облако высотой до 14–18 км, в самом центре существует «глаз бури» – область чистого неба с нисходящими потоками воздуха. Вокруг «глаза бури» наблюдаются восходящие токи воздуха, сопровождающиеся развитием кучевых облаков. Форма «глаза бури» овальная, диаметром до 55 км, расширяющаяся вверху до 700 км в виде воронки, вращающейся с колоссальной скоростью. Температура в циклоне постоянно повышается благодаря конденсации влаги: в центре циклона она может быть на 15 °С выше, чем на его периферии. Высокая температура способствует испарению и увеличению влажности воздуха. Циклоны двигаются с востока на запад по экваториальной периферии постоянных барических максимумов на океанах. Если тропический циклон достигает умеренных широт, он расширяется, теряет энергию и уже как внетропический циклон начинает двигаться с запада на восток. Скорость движения самого циклона небольшая – 20 – 30 км/ч, но ветры в нем могут иметь скорость до 100 м/с.

Наибольшая скорость в урагане «Ида» составляла 113 м/с. Основные районы возникновения тропических циклонов: восточное побережье Азии, северное побережье Австралии, Аравийское море, Бенгальский залив, Карибское море и Мексиканский залив. В среднем в году бывает около 70 тропических циклонов со скоростями ветров более 20 м/с.

В Тихом океане тропические циклоны называются тайфунами,

в Атлантическом – ураганами,

у берегов Австралии – вилли-вилли.

В Северном полушарии им принято давать женские имена, в Южном – мужские. Тропические циклоны вызывают огромные разрушения и сильнейшие бури.

В 1970 г. в Бенгалии от одного циклона погибло 300 тыс. человек. В ряде стран организована служба оповещения и предупреждения о приближающихся тропических циклонах.

Термические депрессии

Термические депрессии возникают на суше из-за сильного нагрева участка поверхности, поднятия и растекания воздуха над ним. В результате у подстилающей поверхности образуется область пониженного давления.

Антициклоны

Антициклоны подразделяются на:

- фронтальные;
- субтропические антициклоны динамического происхождения;
- стационарные.

В умеренных широтах в холодном воздухе возникают фронтальные антициклоны. В стадии молодости антициклон представляет собой небольшой нисходящий вихрь. Фронт через него не проходит, а окаймляет его по периферии, так как воздушные массы в антициклоне не соприкасаются. В стадии зрелости он достигает наибольшего развития, в стадии старости начинает разрушаться.

Антициклоны в умеренных широтах перемещаются сериями с запада на восток со скоростью 20–30 км/ч. Последний заключительный антициклон достигает субтропиков, стабилизируется и образует субтропический антициклон динамического происхождения. К ним относятся постоянные барические максимумы на океанах.

Стационарный антициклон возникает над сушей в зимний период в результате сильного выхолаживания участка поверхности.

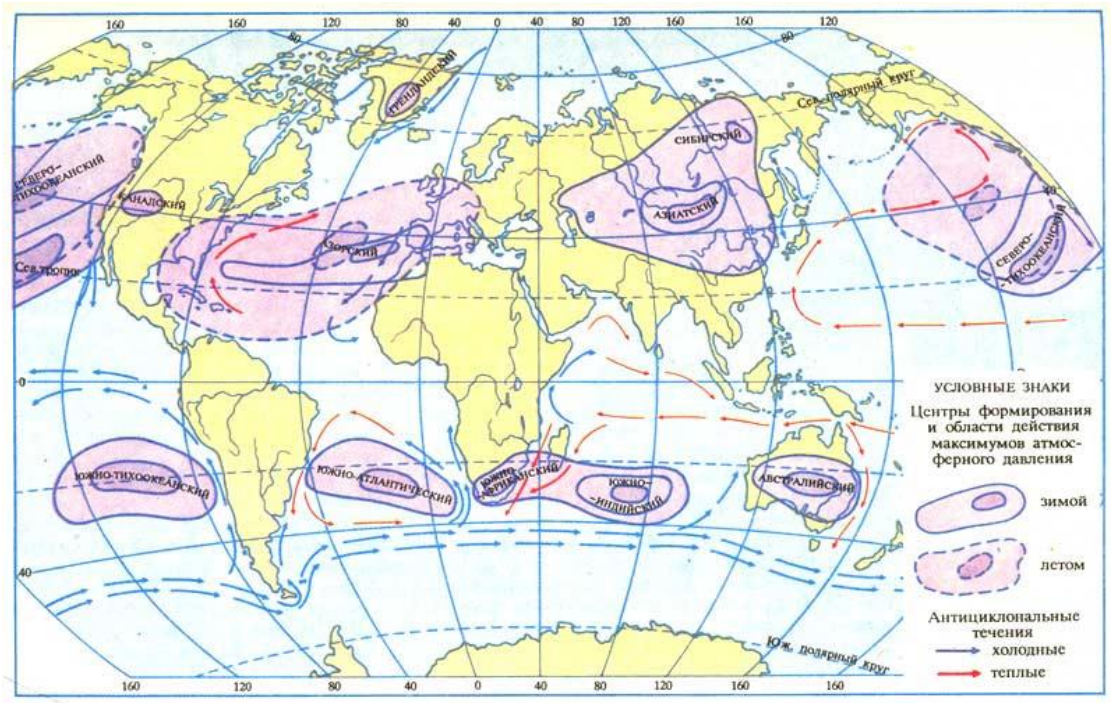


Рисунок 8.8 – Размещение антициклонов

При движении с запада на восток циклоны испытывают отклонение к северу, а антициклоны – к югу в Северном полушарии. Причина отклонений объясняется влиянием силы Кориолиса. На северной периферии атмосферного вихря сила Кориолиса больше. Следовательно, циклоны начинают двигаться на северо-восток, а антициклоны – на юго-восток. Благодаря ветрам циклонов и антициклонов наблюдается обмен между широтами теплом и влагой. В тыловой части циклона и

передней части антициклона воздух двигается из высоких широт в низкие, в передней части циклона и тыловой антициклона, наоборот, из низких широт в высокие.

Внедрение теплых воздушных масс называется «волнами тепла». Перемещение тропических воздушных масс в умеренные широты летом вызывает засуху, а зимой – сильные оттепели. Внедрение арктических воздушных масс в умеренные широты – «волны холода» – вызывает похолодание.

2. Постоянные, переменные, местные ветры, и их влияние на погоду и климат

Местные ветры

Ветры, возникающие на ограниченных участках территории в результате влияния местных причин. К местным ветрам термического происхождения относятся:

- бризы;
- горно-долинные ветры;
- фен;
- бора.

Бриз

Бризы возникают на берегах океанов, морей, озер, там, где велики суточные колебания температур. В крупных городах сформировались городские бризы. Днем, когда суша нагрета сильнее, над ней возникает восходящее движение воздуха и отток его наверху в сторону более холодного (рисунок 9). В приземных слоях ветер дует в сторону суши, это дневной (морской) бриз. Ночной (береговой) бриз возникает ночью, когда суша охлаждается сильнее, чем вода, и в приземном слое воздуха ветер дует с суши на море. Морские бризы выражены сильнее, их скорость равна 7 м/с, полоса распространения – до 100 км.

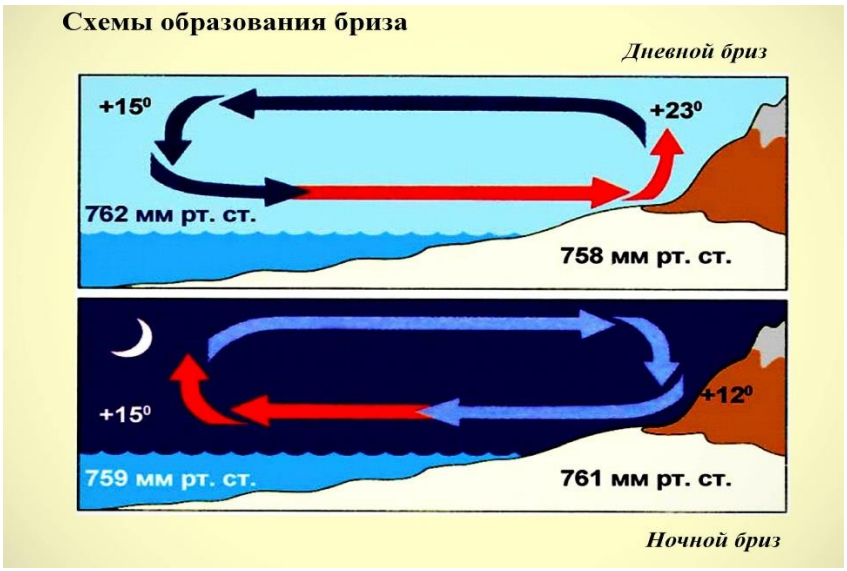


Рисунок 8.9 – Схема образования бриза

Горно-долинные ветры

Горно-долинные ветры образуют ветры склонов и собственно горно-долинные и имеют суточную периодичность. Ветры склонов – результат различного нагрева поверхности склона и воздуха на той же высоте. Днем воздух на склоне нагревается сильнее и ветер дует вверх по склону, ночью склон охлаждается тоже сильнее и ветер начинает дуть вниз по склону. Собственно горно-долинные ветры вызваны тем, что воздух в горной долине нагревается и охлаждается сильнее, чем на той же высоте на соседней равнине. Ночью ветер дует в сторону равнины, днем – в сторону гор.

Рисунок 8.10 – Горно-долинные ветры

Фён

Фён – теплый сухой ветер с высоких гор, часто покрытых ледниками. Возникает он благодаря адиабатическому охлаждению воздуха на наветренном склоне и адиабатическому нагреву – на подветренном склоне. На наветренном склоне до уровня конденсации воздух охлаждается по сухой адиабате, выше уровня конденсации – по влажной адиабате. На подветренном склоне при опускании воздух нагревается по сухой адиабате. Если уровень конденсации лежит достаточно низко, температура воздуха на поверхности за горой может оказаться значительно выше. Фены наиболее часты в переходные сезоны, продолжительность их несколько суток (в Альпах в году 125 дней с фенами). В горах Тянь-Шаня подобные ветры называют кастек, в Средней Азии – гармсиль, в Скалистых горах – чинук. Фены вызывают раннее цветение садов, таяние снега.

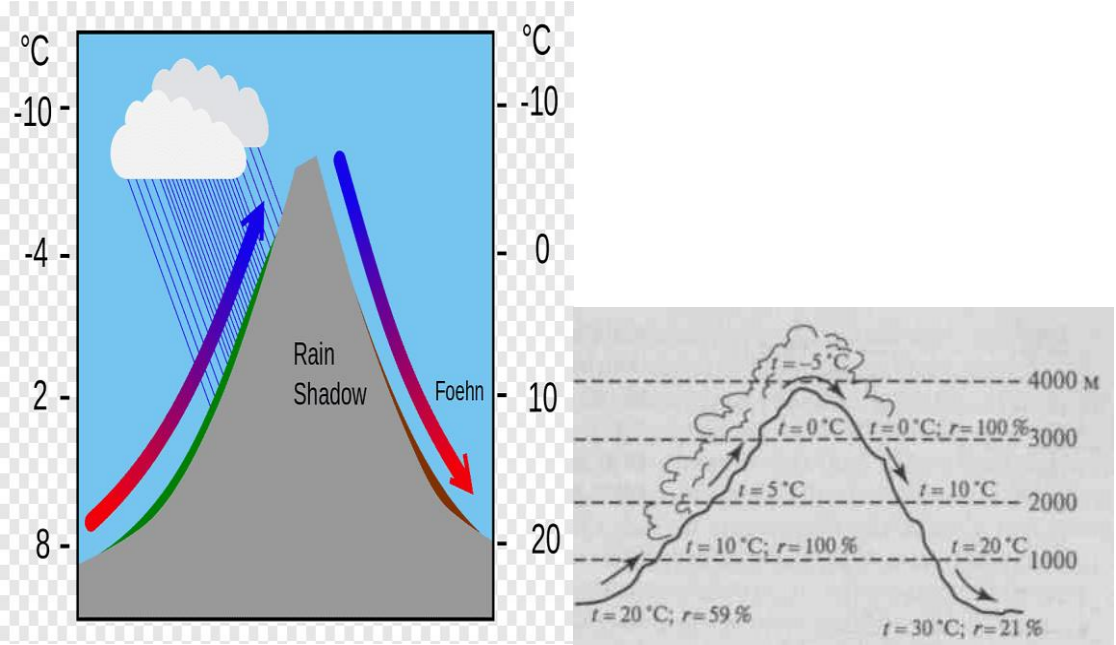


Рисунок 8.11 – Фён

Бора

Бора – холодный ветер, дующий с невысоких гор в сторону теплого моря. Бора – это местное название ветра у Новороссийска, продолжительность ветра 4-6 дней. Возникает он зимой, когда перед хребтом на равнине образуется область повышенного давления, где формируется холодный воздух. Перевалив невысокий хребет, холодный воздух устремляется с большой скоростью в сторону теплой бухты, где давление низкое. Скорость может достигать 30 м/с. При боре температура воздуха резко падает до -5°С, бухта замерзает и слой льда мощностью до 4 м покрывает набережную, провода и ветви деревьев. Во Франции такие ветры называются мистраль, в Баку – норд, на побережье Байкала – сарма.

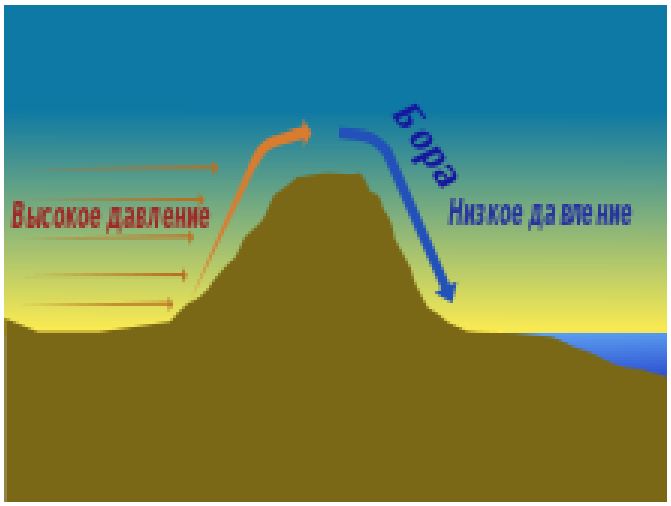


Рисунок 8.12 – Бора

Мелкомасштабные вихри

К мелкомасштабным вихрям относятся смерчи и тромбы (торнадо). Вихри над морем называются смерчами, над сушей – тромбами. Для них характерны небольшие размеры (диаметр 100-300 м), большая скорость ветра, большая разность давления внутри вихря и вблизи него. Сам вихрь двигается со скоростью 30–40 км/ч, но скорость ветра в нем достигает 100 м/с. Возникают тромбы обычно поодиночке, смерчи – сериями. Например, 23 ноября 1981 г. у побережья Англии в течение пяти часов сформировалось 105 смерчей. Зарождаются смерчи и тромбы обычно в тех же местах, что и тропические циклоны, в жарком влажном климате. Основным источником энергии служит конденсация водяных паров, при которой выделяется энергия. Большое число тромбов (торнадо) в США объясняется приходом влажного теплого воздуха с Мексиканского залива. Виден тромб благодаря втягиванию пыли и конденсации водяных паров. При движении смерчи и тромбы вырывают деревья, разрушают постройки, переносят людей, животных. При разрушении вихрей эти предметы падают на поверхность. В 1932 г. в Англии было зафиксировано падение тысяч живых лягушат.

Самум

В степях, пустынях и полупустынях летом часто дуют суховеи. Эти жаркие сухие ветры образуются по краям антициклонов и продолжаются несколько суток, усиливая испарение, иссушая почву и растения. Суховеи характерны для степных районов России и Украины, для Казахстана и Прикаспия.

Самум — знойный ветер в пустынях Северной Африки и Аравийского полуострова — формируется при сильном нагреве воздуха в циклонах. Он несёт раскалённый песок и пыль и иногда сопровождается грозой. Температура воздуха при этом может подняться до +50 °С. Обычно перед налетающим шквалом самума пески начинают «петь» — слышен звук трущихся друг о друга песчинок.

Вернуться к оглавлению

Лекция № 9

Тема: «Классификация климатов»

План:

1. Климаты Земли
2. Общая характеристика климатических поясов Земли

1. Климаты Земли

Вследствие неравномерного распределения солнечного тепла и атмосферных осадков на земной поверхности климаты земли разнообразны.

Александр Иванович Воейков (1842-1916) впервые раскрыл сущность разнообразных климатических явлений в зависимости от поступления тепла и влаги и общей циркуляции атмосферы; дал описание климатов Земли и объяснение причин их своеобразия (две холодных, две теплых и один жаркий).

Владимир Петрович Кеппен (1846-1940), классификация климатов основана на учете режима температуры и осадков. Кеппен выделял 5 типов климатических зон.

Борис Павлович Алисов (1892-1972) выделял 13 климатических поясов (КП), которые отличаются друг от друга температурными условиями и воздушными массами (ВМ).

Климатология Воейкова А.И.

До Воейкова А.И. в науке не имелось классификации климатов Земли, отсутствовали описания отдельных климатических зон, не было систематизации рек по гидрологическому режиму, неясна была взаимосвязь климата с основными компонентами природы — почвой, воздухом, водами, растительным и животным миром. Никто из ученых не занимался атмосферой, снегом, обледенением, не изучал культурное (и бескультурное) воздействие человека на природу и т.д.

Воейков дал описание системы климатов и поставил задачу выяснения сущности метеорологических явлений и структуры климатических процессов.

Воейков рассмотрел климатическое взаимодействие различных территорий при переносе воздушных масс, исследовал циркуляцию атмосферы, установил роль муссонов на Дальнем Востоке и вообще во внетропической зоне. Нашел отрог высокого давления, простирающийся от сибирского антициклона через степи России в Западную Европу — т.н. «ось большого материка Воейкова», и выяснил его роль в распределении ветров на Русской равнине. Для понимания процессов приземного климата стал изучать высокие слои атмосферы.

Климатические зоны Земли по Б.П. Алисову

В основе классификации – циркуляция атмосферы. Границы зон проводятся по среднему положению основных климатических фронтов. Принято выделять тропический, два умеренных (полярных), арктический и антарктический фронты. В каждом климатическом поясе выделяются четыре основных типа климата: материковый, океанический, климат западных берегов и климат восточных берегов. Кроме того, в связи с условиями рельефа могут быть выделены горные климаты

соответствующей зоны. Различия между материковым и океаническим климатом обусловлены главным образом различиями в свойствах подстилающей поверхности; в первом случае эти свойства создают континентальные воздушные массы, во втором – морские. Различия между климатом западных и восточных берегов континентов связаны в основном с различиями в условиях общей циркуляции атмосферы и отчасти с распределением океанических течений.

Классификация климатов В.П. Кеппена

Классификация климатов, основанная на учете режима температуры и осадков. Кеппен выделял 5 типов климатических зон:

A – влажная тропическая зона без зимы (температура не ниже 18 оС в течение всего года);

B – две сухие зоны, по одной в каждом полушарии;

C – две умеренно теплые зоны без регулярного снежного покрова (температура самого холодного месяца ниже 18°С, но выше -3 °С);

D – две зоны бореального (прохладный, сухой) климата на материках с резко выраженными границами зимой и летом (температура самого холодного месяца ниже -3ºС);

E – две полярные области снежного климата (температура самого теплого месяца ниже 10ºС).

Границы между зонами проводятся по определенным изотермам самого холодного и самого теплого месяцев и по соотношению средней годовой температуры и годового количества осадков при учете годового хода осадков.

2. Общая характеристика климатических поясов Земли

Климатический пояс – наиболее крупная единица климатического районирования: обширная область земного шара, имеющая более или менее широтное протяжение и выделенная по определенным климатическим показателям.

Климатические пояса подразделяются на климатические области или иные менее крупные подразделения.

Климатические пояса (КП) отличаются друг от друга:

- степенью нагрева солнцем;
- особенностями циркуляции атмосферы;
- сезонной сменой воздушных масс.

Климатические пояса существенно отличаются друг от друга, постепенно сменяясь от экватора к полюсам. Однако на климат влияет не только широта Земли, но и рельеф местности, близость к морю, высота над уровнем моря.

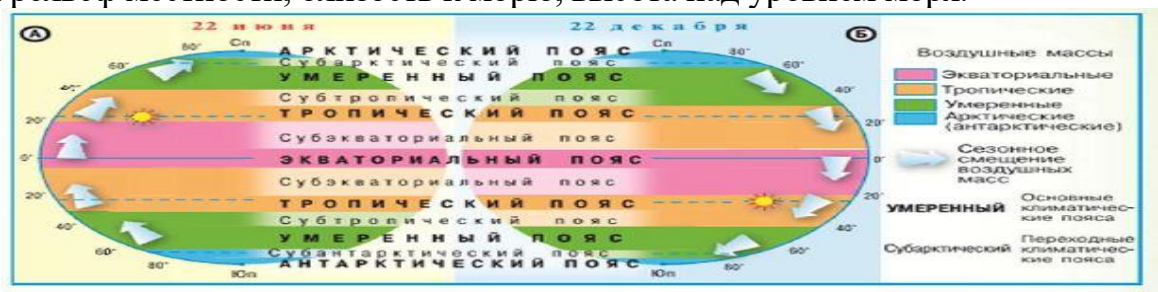


Рисунок 9.1 – Климатические пояса Земли

Талица 9.1 – Классификация климатических поясов по Б.П. Алисову

Основные климатический пояс	Переходной климатический пояс
Основные климатические пояса (КП) соответствуют распространению четырех типов воздушных масс (ВМ). В каждом основном КП на климат влияет, главным образом, одна воздушная масса.	Переходные климатические пояса находятся между основными поясами. Приставка «суб» в переводе с латинского означает “под”. В переходных КП воздушные массы меняются по сезонам.
• Экваториальный КП (1) • Тропический КП (2) • Умеренный КП (2) • Арктический и Антарктический КП	• Субэкваториальный КП (2) • Субтропический КП (2) • Субарктический и Субантарктический КП

Рисунок 9.2 – Карта климатических поясов Земли

Климатические пояса по степени континентальности по Алисову:

- Резко-континентальный;
- Умеренно-континентальный;
- Морское;
- Муссонный.

Таблица 9.2 – Свойства воздушных масс

Географическая широта	Направление потоков воздуха	Атмосферное давление	Количество осадков	Угол падения солнечных лучей	Температурный режим	Тип ВМ и ее свойства
Экваториальные широты (ЭШ)	Восходящие	Низкое	Очень много	Высокий;Солнце в зените: 21 марта и 23 сентября	Жарко	ЭВМ: жаркая, влажная
Тропические широты (ТШ)	Нисходящие	Высокое	Мало	Высокий; Солнце в зените: в сев. пол. - 22 июня ; в юж.пол. - 22 декабря	Жарко	ТВМ: жаркая, сухая

Умеренные широты (УШ)	Восходящие	Низкое	Много	Средней	Тепло	УВМ: теплая, влажная
Полярные широты (АШ)	Нисходящие	Высокое	Мало	Маленький; полярная ночь или полярный день	Холодно	АВМ: холодная, сухая

Таблица 9.3 – Климатические пояса

Климатический Пояс (КП)	Географическое положение (географическая широта)	Господствующий тип воздушной массы (ВМ)	Описание климата
ЭКП экваториальный климатический пояс (1)	В области экватора (ЭШ)	Весь год преобладают ЭВМ	Вследствие высокого положения Солнца над горизонтом и преобладания восходящих токов, а также притока влажных океанских воздушных масс с пассатами в ЭКП весь год высокие температуры воздуха и выпадает большое количество осадков.
ТКП тропический климатический пояс (2)	Вдоль Северного и Южного тропиков	Весь год преобладают ТВМ	В ТКП преобладают ТВМ, которые летом имеют очень высокую температуру, зимой воздух чуть прохладнее, но очень сухой. На высоте 10-12 км воздух, притекая из области экватора в тропики, уже содержит мало влаги. Опускаясь вниз, он нагревается и становится еще суше. Дожди - редкое явление не только на равнинах суши, но и над океаном.
УКП Умеренный климати-ческий пояс (2)	Умеренные широты (УШ)	Весь год преобладают УВМ как морские, так и континен-тальные	В умеренных поясах значительно холоднее, чем в тропических поясах. Ясно выражены времена года: зима и лето, так как высота Солнца над горизонтом резко меняется по сезонам. Годовое количество осадков в этом поясе в целом значительное. Преобладающие западные ветры приносят осадки в западные части материков. Во внутренних частях материков осадков выпадает мало, а на востоке, когда дует летний муссон, их опять становится больше.
АКП Арктический (1) Антарктический (1) климатический пояс	В полярных широтах, у полюсов	Весь год преобладают АВМ в северном, и АВМ в южном полушарии.	В арктическом и антарктическом поясах преобладает арктический и антарктический воздух с очень низкими температурами. Поскольку там нисходящее движение воздуха, осадков выпадает мало.

Таблица 9.4 – Тип КП

Тип климата	КП	Средняя температура, °С		Режим и количество атмосферных осадков, мм	Циркуляция атмосферы	Территория
		январь	июль			
Экваториальный	Экваториальный	+26	+26	В течение года. 2000	В области пониженного атмосферного давления формируются теплые и влажные экваториальные воздушные массы	Экваториальные области Африки, Южной Америки и Океании
Тропический муссонный	Субэкваториальный	+20	+30	Преимущественно во время летнего муссона, 2000	Муссоны	Южная и Юго-Восточная Азия, Западная и Центральная Африка, Северная Австралия
Тропический сухой	Тропический	+12	+35	В течение года, 200	Пассаты	Северная Африка, Центральная Австралия
Субтропический сухой	Субтропический	0	+40	В течение года. 120	Сухие континентальные воздушные массы	Внутренние части материков
Умеренный морской	Умеренный	+2	+17	В течение года. 1000	Западные ветры	Западные части Евразии и Северной Америки
Умеренный континентальный	Умеренный	-15	+20	В течение года. 400	Западные ветры	Внутренние части материков

Умеренный муссонный	Умеренный	-20	+23	Преимущественно во время летнего муссона, 560	Муссоны	Восточная окраина Евразии
Субарктический	Субарктический	-25	+8	В течение года, 200	Преобладают циклоны	Северные окраины Евразии и Северной Америки
Арктический	Арктический (антарктический)	-40	0	В течение года, 100	Преобладают антициклоны	Северные окраины Евразии и Северной Америки

Вернуться к оглавлению

Лекция № 10

Тема: «Изменения климата»

План:

1. Причины изменения климата
2. Методы исследования климатов прошлого
3. Адаптация к изменению климата

1. Причины изменения климата

Массовые метеорологические наблюдения ведутся с 1881 года. Об изменчивости климата за более длительный период свидетельствуют данные летописей и хроник.

При осреднении данных наблюдений за несколько десятилетий выявляются различия средних величин метеорологических показателей.

Изменения климата могут происходить под влиянием внутренних и внешних факторов.

Внешние факторы:

- изменения параметров орбиты Земли,
- изменения солнечного излучения,
- падение небесных тел на Землю.

Внутренние факторы:

1) изменение состава атмосферы,
2) изменение альбедо:
   - атмосферы,
   - подстилающей поверхности;
   - изменение режима теплообмена с океаном,
   - извержение вулканов,
   - процессы горообразования,
   - дрейф континентов.

В настоящее время климатологи считают важнейшими факторами изменений климата: изменения параметров орбиты Земли, состава атмосферы, солнечного излучения и извержения вулканов.

Биологические и физические данные позволяют получить оценку изменений климата.

Используют следующие данные:

- колонки льда, полученные при бурении ледников, позволяют установить состав воздуха захваченных в лед пузырьков. Важную информацию дают и другие свойства реликтового льда.
- морские осадочные породы органического происхождения, например, кораллы, свидетельствуют о количественных, качественных и видовых изменениях со временем флоры и фауны океанов и морей, связанных с колебаниями климата.
- морские осадочные породы неорганического происхождения (виды глин, пыль, занесенная с континентов) также служат для идентификации палеоклимата.

- геоморфологические и геологические данные на суше (ледниковые отложения, характер выветривания пород, вид береговой линии, ветровые, озерные и пещерные отложения, древние почвы) дают много указаний для идентификации климата.

- остатки наземной растительности (годовые кольца деревьев, реликтовая пыльца и другие остатки растений, обилие и распределение насекомых и других организмов по территории, органический состав озерных отложений).

Проведенный анализ позволил изучить климат прошлого:

- температура на Земле в прошлом была на 8–15°С выше, чем в настоящее время; за последний миллиард лет теплые периоды прерывались оледенениями примерно 925, 800, 680, 450, 330 и 2 млн лет назад,

- с 2 000 000 до 14 000 лет назад называется плейстоценовым оледенением или ледниковым периодом. В это время огромные ледники несколько раз докрывали Азию, Европу и Северную Америку. Эти ледники были не статичны: они то отступали, то наступали. В самые холодные фазы ледникового периода температура на Земле была примерно на 4–5°С ниже, чем в настоящее время.

- 14 000 лет назад и называется эпохой голоцена (последняя фаза отступления ледников). Чередование похолоданий и потеплений отмечается в течение всей этой эпохи. Примерно от 10 000 до 8 500 лет назад возникло похолодание, а затем опять началось потепление. Оно достигло своего максимума 5000-3000 лет назад. Тогда климат был на 1-2°С выше современного. Этот промежуток времени климатологи называют климатическим оптимумом,

- 3000-2000 лет назад опять было похолодание, которое сменило потепление от 2000 до 1500 лет назад, а затем снова похолодание, которое длилось от 1500 до 750 г. до н. э. От 750-150 г. до н.э. происходило потепление почти до уровня климатического оптимума.

- период с 900 по 1200 г. н.э. называют малым климатическим оптимумом. Он сменился периодом сильных возмущений климата, который продолжался примерно до начала XVI в.,

- от 1550 до 1850 г. температура на Земле понизилась почти до значений, характерных для начала голоцена. Этот промежуток называют малым ледниковым периодом. Температура на Земле была примерно на 1°С ниже, чем в настоящее время,

- с 1988 г. в Беларуси наблюдается рост среднегодовой температуры воздуха. Самым теплым считается 1989 г., затем идет 2000 и 2007 гг. Значительный рост температуры, особенно в холодный период года (октябрь–март), отмечается начиная с 1988 года. В 1988 г. средняя годовая температура воздуха была выше средних многолетних температур на 0,3-0,9ºС.

2. Методы исследования климатов прошлого

Изучением климатов прошлого занимается климатология.

Палеоклиматология (гр. palaios – древний + климатология) – учение о климатах прошлого, геологического и исторического. Задача палеоклиматологии – восстановить и объяснить картину последовательного развития климата на

протяжении истории Земли и исследовать распределение климатических условий по земному шару в различные периоды прошлого.

Заключения о климатах геологического прошлого строятся на данных о природе прежних геологических периодов и на астрономических закономерностях, которым подчиняется приток солнечной радиации к Земле.

Доказательная база современного потепления климата принимается достаточной.

Предметом дискуссии остаются пространственно-временные особенности изменений климата и их причины, достоверность прогнозов климата будущего и реалистичность прогнозируемых социально-экономических и экологических последствий изменений климата.

Приведем некоторые аргументы и факты в пользу современного антропогенного изменения климата, основываясь на результатах, приведенных в пятом оценочном докладе Международной группы экспертов по изменению климата – январь 2014:

1. С 1880 по 2012 г. повышение температуры приземного воздуха на континентах и океанах составило 0,85 (от 0,65 до 1,06)°С. Эту величину принято называть повышением глобальной температуры с доиндустриальной эпохи (конца малого ледникового периода).
2. С 1951 г. скорость роста температуры приземного воздуха составила 0,12 (от 0,08 до 0,14)°С/10 лет, а за 1998–2012 гг. только 0,05 (от –0,05 до +0,15)°С/10 лет. Замедление роста приземной температуры связано с естественными колебаниями климатической системы и не может служить доказательством прекращения глобального потепления. Этот вывод вызывает недоумение.
3. Ледовитость Северного Ледовитого океана и масса ледников сильно уменьшилась за последние два десятилетия. В высоких широтах величины аномалий температуры с 2002 г. были самыми высокими, и величина аномалий температуры превысила в отдельные годы на 2,5ºС; температура же арктических широт (60º–90º) впервые стала выше температуры начала 1940-х годов (максимум потепления Арктики). В 2013 году ледовитость Арктики увеличилась на 40% в основном на востоке Арктики.

Методы палеоклиматологии:

- анализ инструментальных наблюдений;
- анализ качественных признаков:
- осадконакопление,
- сведения о погоде и климате из литературных источников,
- ископаемые останки растений и животных,
- изотопный анализ органических остатков,
- структура осадочных пород,
- геоморфологические показатели.

Среди геологических индикаторов древнего климата выделяются три основные группы: литологические, палеоботанические и палеозоологические.

Литологические показатели распространены почти повсеместно; они отражают климатические условия прошлого через характер и интенсивность процесса выветривания, степень осадочной дифференциации и масштабы

аутигенного минералообразования. В климатах жарких и влажных выветривание исходных пород протекало интенсивно, круглогодично и выражалось преимущественно в химических изменениях их минерального вещества.

В умеренном климате, где процессы выветривания были ослаблены и протекали сезонно, формировались осадки, сложенные в основном кварцево-полевошпатовыми и граувакковыми песчаниками при малом участии гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин; они отличаются наименьшей зрелостью выветривания и минимальной степенью осадочной дифференциации его продуктов.

Палеоботанические показатели – ископаемые остатки растений, отражающие влияние климата, времени и места своего произрастания в родовом и видовом составе, экологических особенностях, в жизненных формах и их морфологии, а также в дифференциации древней растительности на зональные и провинциальные типы. Например, жарко-влажный климат реконструируется по формации тропических лесов, жарко-сухой климат – по распространению формации саванн и ксерофильного редколесья, индикатором умеренного климата служит формация листопадных лесов. Палеоботаническими индикаторами являются также отпечатки годичных колец древесных растений, изучением которых занимается дендроклиматология.

Палеозоологические показатели – ископаемые остатки древних организмов, которые отражают климат времени своего существования в составе сообществ и в ареалах их обитания.

Морская фауна начиная с каменноугольного периода была дифференцирована на биогеографические пояса: тропический и бореальный с широкой переходной зоной между ними; в этих поясах нашёл отражение слабо дифференцированный температурный режим прошлого.

У позвоночных палеозоя и мезозоя уровень приспособлений к окружающей среде был ниже, а отсюда и их меньшее экологическое разнообразие. Млекопитающие кайнозоя обладали широким диапазоном климатической выносливости и соответственно большим разнообразием условий обитания; среди них устанавливаются фаунистические комплексы тропических лесов и саванн, листопадных лесов и степей умеренного климата.

Заключения о характере климатов прошлого основываются на сравнении климатических типов выветривания и осадконакопления, экологических и термических типов флоры и фауны с их современными аналогами, климатические условия существования которых хорошо известны.

3. Адаптация к изменению климата

Адаптация к изменению климата означает приспособление природных и антропогенных систем в ответ на фактическое или ожидаемое воздействие изменений климата или его последствий, которое позволяет снизить вред и использовать благоприятные возможности.

Виды адаптации:

1. превентивная адаптация – адаптация, которая имеет место до того, как проявятся последствия изменения климата;
2. автономная адаптация – адаптация, которая не представляет собой сознательную ответную реакцию на климатические стимулы, а вызывается экологическими изменениями в естественных системах и изменениями в деятельности рынков;
3. планируемая адаптация – адаптация, которая является результатом продуманного решения о действиях, основанного на осознании того факта, что климатические условия изменились и что необходимо предпринять определенные действия для возвращения к первоначальному или иному желаемому со стоянию;
4. личная адаптация – адаптация, которая инициируется и осуществляется отдельными людьми, домашними хозяйствами или бизнесом. Личная адаптация осуществляется, как правило, в личных практических интересах;
5. общественная адаптация – адаптация, которая инициируется и осуществляется правительственными органами на всех уровнях. Общественная адаптация направлена, как правило, на удовлетворение общественных нужд;
6. ответная адаптация – адаптация, которая осуществляется после того, как были обнаружены последствия изменения климата.

Рис. 4. Изменение климата, изменчивость, экстремальные явления и диапазон допустимости (по материалам МГЭИК, 2001)

Адаптация обладает потенциалом для ослабления многих отрицательных последствий изменения климата и усиления благоприятных последствий, однако она будет связана с расходами и не предотвратит все виды ущерба. Экстремальные явления, изменчивость и темпы изменения – все это является ключевыми факторами при реагировании на уязвимость и адаптацию к изменению климата, а не просто на изменения усредненных климатических условий. Антропогенные и естественные системы будут в определенной степени самостоятельно адаптироваться к изменению климата. Запланированная адаптация может дополнить самостоятельную адаптацию, хотя варианты и стимулы имеют большее значение для адаптации антропогенных систем по сравнению с адаптацией с целью защиты естественных систем. Адаптация является стратегией, которая необходима на любом уровне для дополнения мер по смягчению изменения климата.

МГЭИК, 2001. Резюме для лиц, определяющих политику. Доклад Рабочей группы II

Последствия изменения климата и возможные меры по адаптации

Среди положительных последствий влияния ожидаемых изменений климата на растениеводство выделяются следующие:

- увеличение площади земель, пригодных для земледелия;
- рост продолжительности вегетационного периода;
- увеличение теплообеспеченности сельскохозяйственных культур;
- улучшение условий перезимовки полевых и садовых культур.

Меры по адаптации сельского хозяйства к изменению климата могут предусматривать следующие мероприятия:

- освоение видов и высокопродуктивных сортов зерновых культур с целью наиболее эффективного использования вегетационного периода;
- использование в южных районах страны видов и сортов сельскохозяйственных культур с коротким периодом вегетации, что даст возможность выращивать второй урожай в течение года, например, овощных с укороченным периодом вегетации;
- проведение сева яровых культур весной в более ранние сроки, что позволит более эффективно использовать весенние запасы влаги в почве;
- освоение экологически безопасных агротехнологий за счет роста урожайности сельскохозяйственных культур при повышении атмосферной концентрации CO_2 и увеличение доз удобрений;
- расширение площадей сельскохозяйственных земель, занятых под посевами озимых зерновых культур, так как предполагается, что именно они окажутся более приспособленными к ожидаемым изменениям климата при глобальном потеплении;
- создание полезащитных лесных полос в засушливых районах, что увеличит запас влаги в почве и ослабит влияние суховейных ветров;
- расширение ирригационных систем в засушливых районах, что может повысить влагосодержание в почве за счет искусственного полива дополнительных площадей сельскохозяйственных культур и приведет к росту урожайности посевных культур;
- освоение адаптивной системы ведения сельского хозяйства.

Изменение климата может оказать серьезное влияние на сложные многоуровневые экосистемы, такие как лесные, компоненты которых обладают разной скоростью ответной реакции на изменения, что может привести к нарушению их функционирования и, соответственно, увеличению неустойчивости.

Большинство исследователей сходятся в том, что в долгосрочной перспективе прогнозируемые изменения температуры могут привести к смещению к северу границ климатических зон.

Основными адаптационными мерами к изменению климата в лесном хозяйстве являются: создание условий для роста и нормального развития лесных культур, самосева и подроста.

Лесная служба рекомендует тщательный выбор сроков посадки, рубки, своевременный уход за культурами, уход за молодняками (прочистка, прореживание), качественный посадочный материал.

Уменьшение пожарной опасности в лесах в засушливое время года: противопожарная пропаганда, создание противопожарных барьеров, устройство дорог противопожарного назначения, проведение профилактических палов,

создание системы мониторинга лесных пожаров, внедрение технических средств обнаружения лесных пожаров.

Уменьшение численности насекомых вредителей и ослабление их воздействия на лесонасаждения.

Выявление и уничтожение очагов вредителей леса.

Борьба с грибными болезнями лесных культур и молодняков (мучнистой росой, снежным шютте, корневой губкой и др.).

Усиление карантинных мероприятий в лесокультурном деле при подготовке семян, посадочного материала из питомников.

Внедрение адаптационных мероприятий в лесохозяйственную деятельность, которая осуществляется в условиях изменения климата.

Адаптация водного хозяйства к изменению климата может включать следующие меры:

- проведение водохозяйственных, берегозащитных и берегоукрепительных, предупредительных инженернотехнических мероприятий;
- принятие управленческих решений, учитывающих адаптационные возможности водохозяйственных систем и гидротехнических сооружений;
- развитие и внедрение водосберегающих и водонакопительных технологий, учитывающих особенности внутригодового распределения стока;
- проведение инженерно-технических мероприятий по повышению эффективности использования воды, к которым относятся внедрение замкнутых циклов водопотребления, менее водоемких производств, снегозадержания, водосберегающих агротехнических и лесомелиоративных мероприятий, строительство водоемовнакопителей в понижениях рельефа;
- реализация комплекса инженернотехнических мероприятий, регулирующих и перераспределяющих сток рек;
- создание системы открытых и закрытых осушительных канав и водоприемников;
- строительство водозадерживающих плотин и защитных сооружений.

Вернуться к оглавлению

2 Практический раздел
Содержание практических работ по дисциплине «Основы метеорологии и климатологии»

Практическая работа №1

Тема: «Организация метеорологических наблюдений»

Цель: формирование знаний о гидрометеорологической сети Республики Беларусь, организации наблюдений на метеостанциях, о системах исчисления времени

Задания для самостоятельной работы

Задание 1

На контурную карту Республики Беларусь нанести метеорологические станции Беларуси с указанием типа станции и разряда. После выполнения работы проанализировать метеорологическую сеть РБ (количество станций по разрядам, типам, густота метеорологической сети по республике в целом и по областям).

Задание 2

На контурную карту мира нанести часовые пояса. Определить в градусах и минутах их теоретические границы и долготу среднего меридиана. Как проведены границы поясов на географической карте?

Задание 3

Среднее солнечное время ($T_м$) на станции Брест (долгота станции λ=23º42′) 15 ч. 15 мин. Определить среднее солнечное время ($T_м$) в это время на станции Витебск (λ=30º16′), Гомель (λ=31º05′), Минск (λ=27º31′).

Необходимо найти разность долгот. Для перехода от одной системы исчисления времени к другой используют следующие соотношения:

360º – 24 часа,

1º – 4 минуты,

1′ – 4 секунды,

15º – 1 час (60 минут),

1″ – 0,07 секунды.

Для перехода от поясного к среднему солнечному (местному) времени и наоборот применяются формулы:

$$T_п = T_С - \Delta T\,,$$

$$T_М = T_п + \Delta T\,.$$

Величина ΔT положительная, если станция размещена на восток от среднего меридианного часового пояса, а отрицательная, когда станция находится на запад от этого меридиана.

Задание 4

Определить истинное время по формуле, если летнее время на станциях: Брест (долгота станции λ=23º42′), Витебск (λ=30º16′), Гомель (λ=31º05′), Минск (λ=27º31′) 14 ч 30 мин., 0 ч 20 мин.

$$T_0 = T_п + 4(\lambda - 15N) - \Delta T\,,$$

Задание 5

По Гринвичу поясное время 8 ч. Определить поясное время в этот момент на станциях Париж (1-ый пояс), Москва (2-ый пояс), Иркутс (6-ой пояс), Анадырь (9-ый пояс).

$$T_n = T_{гр} + N + 1$$

Задание 6

Определить продолжительность дня, время восхода и захода Солнца, если при наблюдении восхода Солнца угломерный прибор (рисунок 1.1) показал горизонтальный угол, равный: 65º, 95º30′, 135º.

Пример. Горизонтальный угол во время восхода Солнца был 70º. Определить время восхода и захода Солнца и продолжительность дня.

Необходимо вычислить, на сколько градусов сместилась точка восхода от точки востока. На горизонтальном круге угломера точке востока соответствует 90º, точке запада – 270º.

Точка восхода сместилась от точки востока к северу на 20º (90º–70º=20º). Как известно, местный меридиан делит угол между точками восхода и захода пополам. Поэтому Солнце зайдет не в точке 270º, а в точке 290º (270º+20º=290º).

Для определения времени захода и восхода Солнца нужно горизонтальный угол точки восхода и захода разделить на 15 или умножить на 4. В первом случае получим время в часах, во втором – в минутах.

Таким образом, время восхода Солнца – 4 ч 40 мин. (4*70=280 мин.=4 ч 40 мин.), время захода – 19 ч 20 мин. (4·290=1160=19 ч 20 мин.). Продолжительность дня – 14 ч 40 мин.

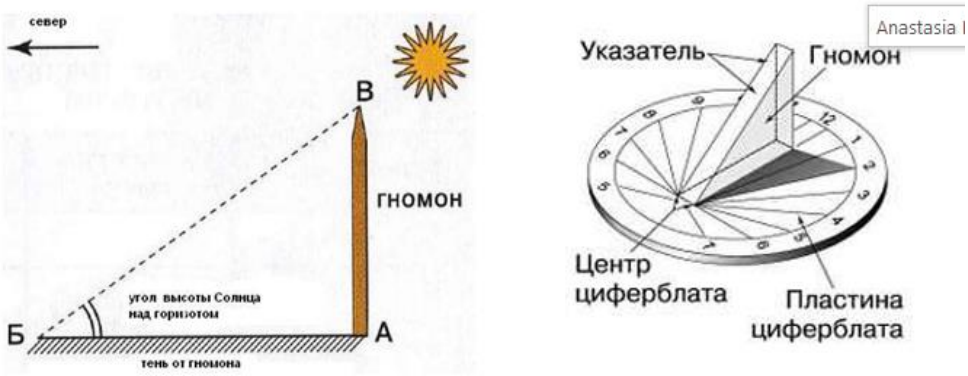


Рисунок 1.1 – Гномон

Прочитайте:

Для определения высоты Солнца над горизонтом используют простой астрономический инструмент – гномон. Он состоит из вертикального стержня высотой в 1 м в горизонтальной плоскости. По длине и направлению тени от стержня гномона определяют высоту Солнца над горизонтом. Для этого выполняют следующие действия:

- на ровном солнечном участке четко вертикально устанавливают стержень гномона в точке А;

- около 12 часов дня отмечают конец тени колышком в точке Б; в это время тень является наиболее короткой и указывает направление на север; возле точки Б записывают дату и время наблюдений;

- измеряют длину тени (отрезок А – Б) и соединяют шнуром точку Б с вершиной стержня гномона (точкой);

- с помощью большого транспортира определяют величину угла между направлением тени (отрезок Б – А) и отрезком, соединяющим конец тени с вершиной гномона (отрезок Б – В). Это угол, под которым Солнце находится над горизонтом в данный день. Как правило, такие измерения проводят в 20-х числах каждого месяца.

Практическая работа №2

Тема: «Атмосфера. Состав и строение»

Цель: формирование знаний о строении и составе атмосферы

Задания для самостоятельной работы

Задание 1

Определить высоту горы, если у ее подножия температура +26 ºС, а на вершине –10 ºС.

Задание 2

Вычислить температуру воздуха на Памире на высоте 6 км, если в июле у подножия она составляет +36ºС.

Задание 3

Определить, на каком расстоянии от наблюдателя находится гроза, если с момента вспышки молнии прошло 50 секунд (скорость звука – 330 м/сек).

Задание 4

Озоновый слой расположен в:

а) тропосфере, б) стратосфере, в) мезосфере, г) экзосфере, д) термосфере?

Почему озоновый слой разрушается в Антарктиде?

Задание 5

Чем опасен процесс: газовый выброс – аэрозоль – вымывание осадками. Объясните.

Задание 6

Проанализировать, как изменялся газовый состав атмосферы Земли. Для ответа используйте рисунок 2.1.

Задание 7

Высота полета птиц различна. Так, утка-кряква столкнулась с самолетом над Невадой на высоте 6900 м, а в сентябре 1973 г. африканский гриф столкнулся с гражданским самолетом над африканской республикой Кот д'Ивуар на высоте 12150 м. 9 декабря 1967 г. около 30 лебедей-кликунов (Cygnus cygnus) были замечены на высоте, немного превышающей 8230 м. Они летели из Исландии на зимовку к заливу Лох-фойл, на границе между Северной Ирландией и Ирландской Республикой. Пилот самолета обнаружил их над Внешними Гебридами, и высота их полета была подтверждена радаром. 29 ноября 1973 г. над Абиджаном, Кот-д'Ивуар, сип (Gyps ruepellii) столкнулся с пассажирским самолетом на высоте 11277 м. Оставшихся от птицы перьев было достаточно, чтобы в Американском музее естественной истории смогли твердо определить вид птицы.

Определить температуру на этих высотах, температуру на уровне моря принимать равной 20 ºС –температура изменяется на каждые 1000 м на 6 ºС, на 100 м подъема давление падает на 10 мм рт. ст.

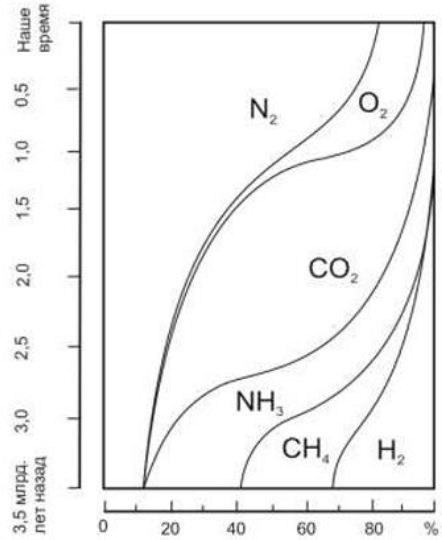


Рисунок 2.1 – Изменение газового состава атмосферы Земли

Задание 8

Как объяснить, используя рисунок 2.3, закономерные суточные изменения содержания углекислоты в приземных слоях, обусловленные ритмом фотосинтеза растений?

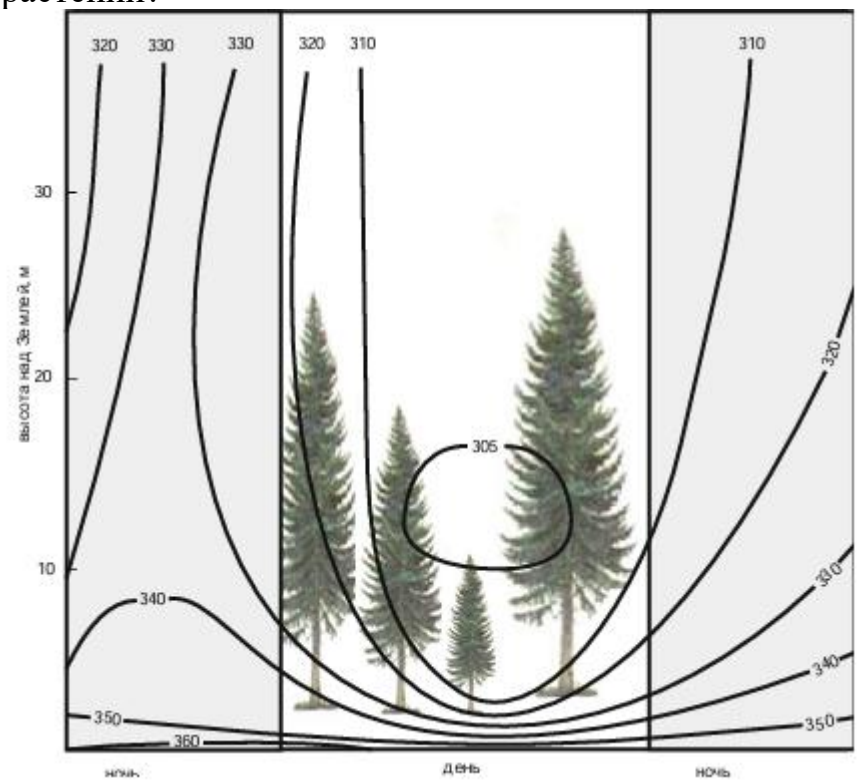


Рисунок 2.2 – Суточные изменения вертикального профиля концентрации CO_2 в воздухе леса

Практическая работа № 3

Тема: Солнечная радиация. Радиационный баланс

Цель: 1. формирование знаний о солнечной радиации и ее преобразовании в атмосфере, умений анализировать географическое распространение явлений;
2. формирование знаний о радиационном баланса и его составляющих, умений анализировать географическое распространение явлений, навыков построения графиков.

Задания для самостоятельной работы

Задание 1

Как связаны угол падения солнечных лучей и продолжительность дня? Объясните.

Задание 2

Определить, сколько солнечной энергии получает перпендикулярная лучам и горизонтальная поверхность при высоте Солнца 45º и коэффициенте прозрачности 0,65, 0,8?

Таблица 3.1 – Синусы углов

Угол (h), °	sin h	Угол (h), °	sin h
35	0,57	**55**	0,82
40	0,64	**60**	0,87
45	0,71	**65**	0,91
50	0,77	**70**	0,94

Задание 3

Рассчитать прямую радиацию на перпендикулярную и горизонтальную поверхности при высоте Солнца 50º, если коэффициент прозрачности составляет 0,5; 0,7. Проанализировать зависимость солнечной радиации от величины *p*.

Задание 4

Выявить основные закономерности в изменении спектрального состава солнечной радиации в зависимости от высоты солнца над горизонтом, используя данные таблицы 3.2.

Таблица 3.2 – Спектральный состав солнечной радиации в зависимости от высоты Солнца над горизонтом, %

Длина волны, мкм		Высота (h) Солнца над горизонтом, градусы		
		90	**30**	**5**
Ультрафиолетовая часть спектра	0,30	4,0	3,0	0,5
	0,37	3,0	2,0	0,0
Видимая часть спектра	0,42	6,0	5,0	1,0
	0,49	11,0	11,0	4,0
	0,59	14,0	14,0	10,0
	0,70	13,0	13,0	15,5

Продолжение таблица 3.2

Длина волны, мкм	Высота (h) Солнца над горизонтом, градусы		
	90	30	5
Инфракрасная часть спектра 0,91	19,0	21,0	26,0
1,33	18,0	19,0	25,0
2,30	10,0	10,0	15,0
4,00	2,0	2,0	3,0
Интенсивность общей радиации, кВт/м^2	1,18	1,08	0,73

Задание 5

Вычислить величину радиационного баланса, если известны величины прямой солнечной радиации S (1,23 кВт/м^2), высота солнца h_0 (58), величина рассеянной солнечной радиации D (0,16 кВт/м^2), величина эффективного излучения $E_{эф}$ (0,14 кВт/м^2) и альбедо поверхности A (17%).

Для решения воспользуйтесь следующими формулами:

- для определения радиационного баланса (R)

$$R = Q - R_k + E_{эф}$$

- значение отраженной радиации Rk, выражается через альбедо поверхности

$$R = \frac{A * Q}{100\%}$$

- суммарная солнечная радиация находится по формуле:

$$Q = S + D$$

- прямая солнечная радиация на горизонтальную поверхность (S)

$$S = S' * sinh$$

Задание 6

Прямая солнечная радиация на перпендикулярную поверхность составляет 0,8 кВт/м2, рассеянная радиация 0,3 кВт/м2, высота Солнца 45°. Сколько тепла поглощают и отражают различные поверхности (таблица 3.3)?

Таблица 3.3 – Альбедо разных типов деятельного слоя

Поверхность	Альбедо, %	Поверхность	Альбедо, %
Торфяник сухой	10	*Водные поверхности*	
Торфяник влажный	8	- 0º широты	6
Глина сухая	23	- зима, 30º широты	9
Глина влажная	16	- зима, 60º широты	21
Песок желтый	35	- лето, 30º широты	6
Песок белый	40	- лето, 60º широты	7
Зеленая трава	26	Луг зеленый	10-20
Кустарник	15-20	Дорога черная	5-10
Сухая трава	19	Снег сухой и чистый	85–95
Лес еловый	9	Снег влажный чистый	55–60
Лес сосновый	15	Снег грязный	45
Зерновые культуры	10–25	Морской лед	30-40

Количество отраженной радиации зависит от величины приходящей радиации и значения альбедо:

$$R_{\text{отраж}} = I_s * A = (I'_s * sinh + i) * A$$

$$R_{\text{поглощ}} = I_s * (1 - A) = (I'_s * sinh + i) * (1 - A)$$

Задание 7

Определить альбедо (*A*) различных поверхностей, если известно количество падающей солнечной радиации (*Q*) и отражённой радиации (*r*) (таблица 3.4).

Таблица 3.4 – Суммарная солнечная радиация

Поверхность	***Q* (кал/см² · мин)**	***r* (кал/см² · мин)**
Снег	0,84	0,59
Песок	1,23	0,37
Глинистые почвы	0,94	0,19
Луговая растительность	0,86	0,36
Водная поверхность	0,67	0,03
Облака	0,68	0,53

Задание 8

Поглощенная часть прямой радиации на горизонтальную поверхность составляет 0,50 кВт/м^2, рассеянной радиации 0,15 кВт/м^2, а встречное излучение равно 0,20 кВт/м^2, земное излучение – 0,35 кВт/м^2. Вычислить радиационный баланс деятельного слоя.

Задание 9

Проанализировать изменение суммарной солнечной радиации и радиационного баланса в пределах Республики Беларусь (атлас географии Беларуси) и мира и ответить на следующие вопросы.

Карты суммарной солнечной радиации:

- Каковы закономерности в распределении суммарной радиации по широтам? Какова величина суммарной радиации в приполярных районах, в умеренных, тропических и экваториальных широтах?

- На каких широтах земного шара и почему наблюдаются наибольшие изменения в величине суммарной радиации?

- Выявить районы на земном шаре с наибольшими и наименьшими величинами суммарной радиации.

- Сравнить величины суммарной радиации одних и тех же широт Северного и Южного полушарий и объяснить существующие между ними различия.

Карты радиационного баланса:

- Каковы общие закономерности в изменении радиационного баланса на поверхности Земли?

- Почему максимальные величины радиационного баланса приходятся на поверхность океана?

- Какие районы на земном шаре и почему имеют наибольшие величины радиационного баланса?

- На каких широтах в зимнее время наблюдается отрицательный радиационный баланс?

- Как изменяется величина радиационного баланса в зимнее и летнее время по широтам? В каком сезоне наблюдаются наибольшие поширотные различия?

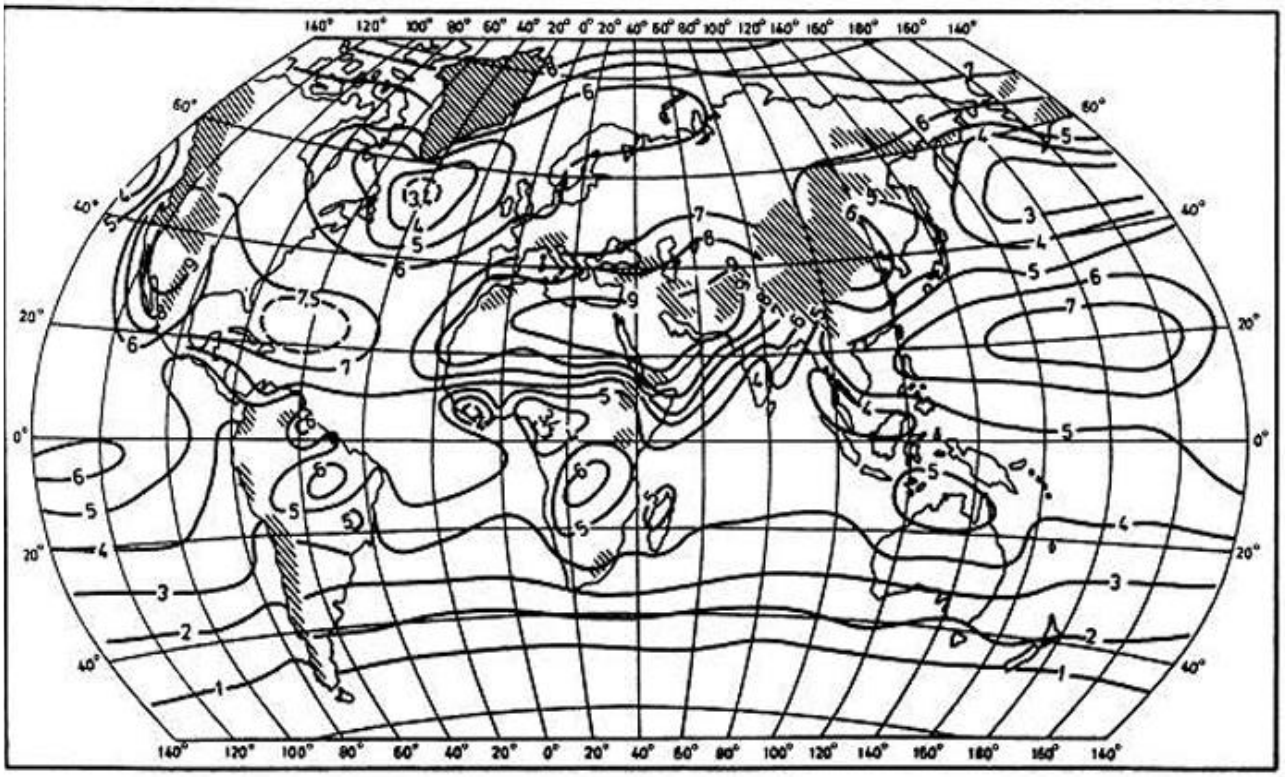


Рисунок 3.1 – Карта суммарной радиации за июнь, (в 10^2 МДж/(м^2·год))

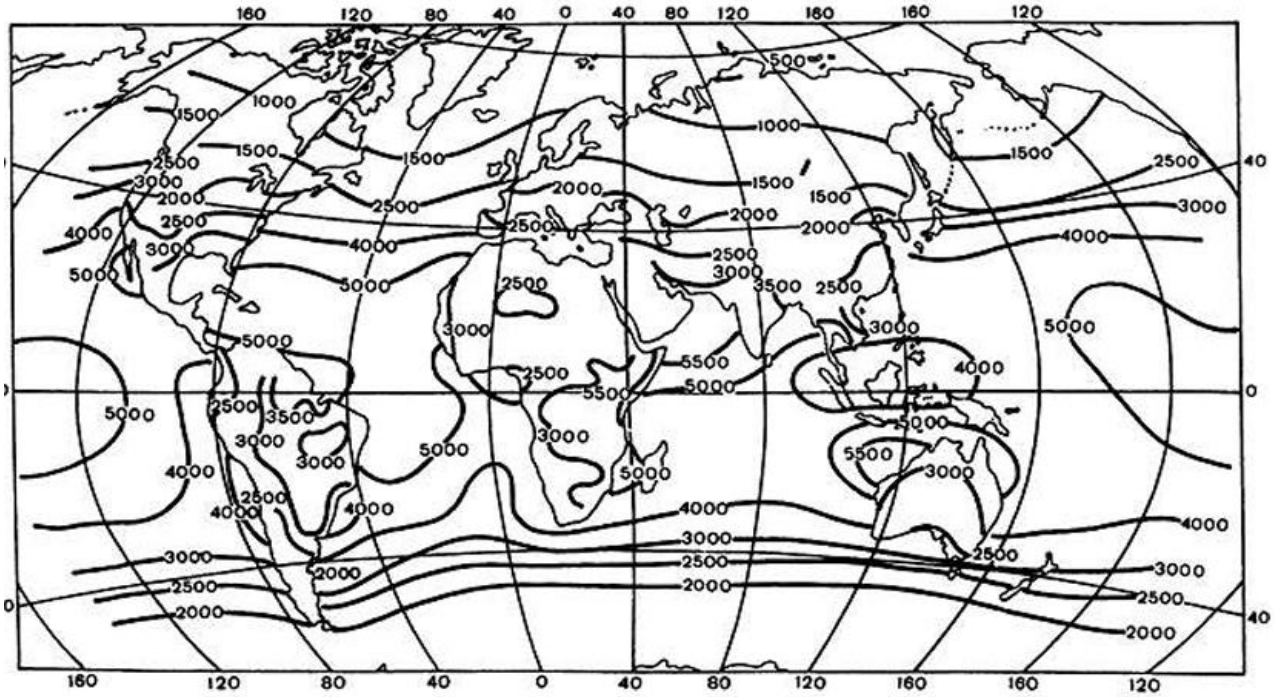


Рисунок 3.2 – Карта радиационного баланса земной поверхности за год (МДж/(м^2·год))

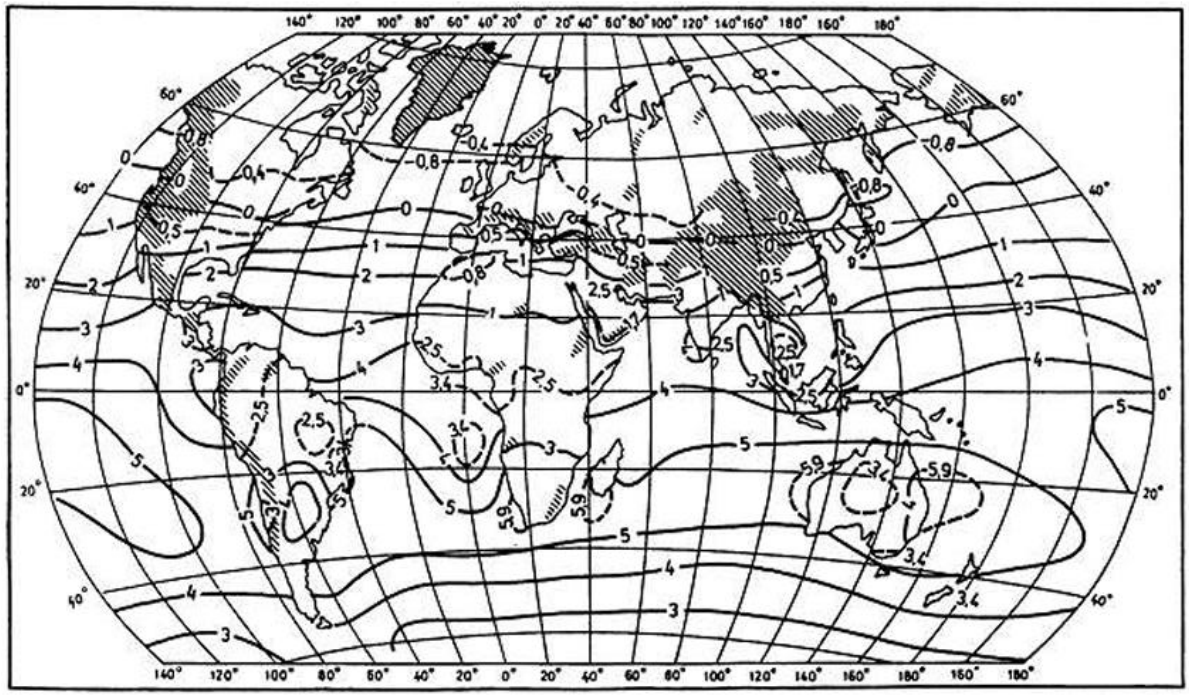


Рисунок 3.3 – Карта радиационного баланса земной поверхности за декабрь (в 10^2 МДж/(м^2·год))

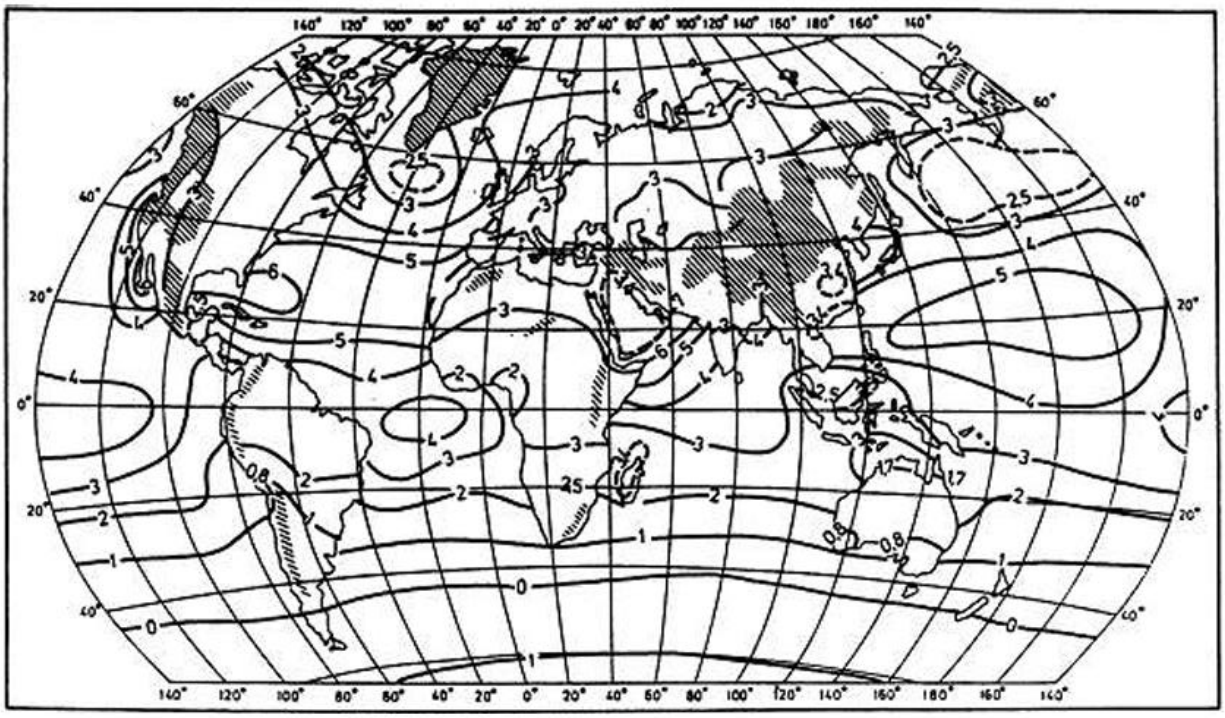


Рисунок 3.4 – Карта радиационного баланса земной поверхности за июнь (в 10^2 МДж/(м^2·год)).

Практическая работа № 4

Тема: «Температура деятельной поверхности и воздуха»

Цель: формирование знаний о температуре почвы и воздуха, ее изменении во времени и пространстве и методах ее измерения, о температурных шкалах; умений строить и анализировать графики, отражающие зависимость величины показателя от двух переменных.

Задания для самостоятельной работы

Задание 1

Наиболее низкие температуры воздуха у поверхности Земли наблюдаются на полюсах планеты. При этом могут подразумеваться либо абсолютные минимумы температуры, либо минимумы - средние годовые ее величины.

13 сентября 1922 г. в местечке Эль-Азизия, Ливия, была зарегистрирована температура +58,2 ºС. На сегодняшний день данный результат считается ошибочным, и поэтому Всемирная метеорологическая организация считает рекордом +56,7 ºС, зафиксированные 10 июля 1913 года на ранчо Гринленд в Долине Смерти (штат Калифорния, США). По неофициальным данным, в тот же день в Саудовской Аравии (место неизвестно) было +58,4 ºС. На открытом солнце самая высокая температура наблюдалась в центре Австралии + 67 ºС. Самая высокая точно измеренная температура почвы составляет в Западном Казахстане в городе Шарынгол +79 ºС. Однако в пустынях температура почвы может подняться до +80 ºС, а в некоторых – и до +90 ºС. Самая низкая измеренная температура снега и почвы одновременно была зафиксирована в первой половине прошлого века в Оймяконе (Россия) и составила – 69,6 ºС.

21 июля 1983 г. на станции «Восток», Антарктика, на высоте 3420 м над уровнем моря была зарегистрирована рекордно низкая температура: –89,6 ºС. Среднегодовая температура на станции «Восток» –57,8 ºС.

27 июля 1963 года в атмосфере над Швецией была зафиксирована температура –143°С на высоте около 85000 м.

Выразить температуру в градусах шкалы Фарингейта (ºС), Кельвина (К), Реомюра (R).

Задание 2

Определить температуру воздуха в зависимости от высоты. Если на высоте 750 метров над уровнем моря температура составляет +22 ºС, определите температуру воздуха на высоте:

а) 3500 метров над уровнем моря;

б) 250 метров над уровнем моря.

Пример. Нам известно, что при изменении высоты на 1000 м (1 км) температура воздуха изменяется на 6ºС. Причѐм, при увеличении высоты температура воздуха понижается, а при уменьшении – повышается (рисунок 4.1).

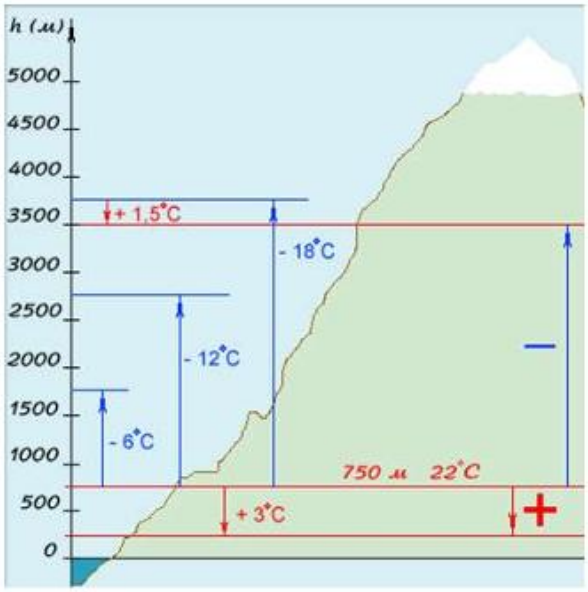


Рисунок 4.1 – Изменение температуры с высотой

1. Определим разницу высот: 4500 м-750 м=3750 м=3,75 км.
2. Определим разницу температур воздуха: 3,75 км·6оС=22,5ºС.
3. Определим температуру воздуха на высоте 3500 м: 22ºС-22,5ºС =-0,5ºС.

Ответ: на высоте 3500 м температура воздуха составляет -0,5ºС.

Задание 3

Построить график месячного хода температуры поверхности почвы и температуры почвы на разных глубинах (термоизоплеты) через 2ºС по данным одной из метеорологических станций (таблица 4.1). Сделать анализ изменения температуры в течение года. Определить величину годовой амплитуды.

Построение графиков годового хода температуры поверхности почвы и на глубинах выполняется на миллиметровой бумаге. По оси абсцисс откладывают месяцы (1 месяц – 10 мм), по оси ординат – температуру (1ºС – 5 мм). При построении графика точки следует ставить в середине месяца (на 15 число), затем их соединяют плавной кривой линией. Вычисление амплитуды годового хода температуры поверхности почвы и на глубинах производят по формуле:

$$A = T_{max} - T_{min}$$

Таблица 4.1 – Средняя месячная температура почвы, ºС

Глубина, м	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Полоцк (почва суглинистая)													
0,0	–8	–8	–4	4	14	19	21	18	12	5	0	–5	6
0,2	–0,2	–0,5	–0,4	2,9	10,5	15,1	17,2	16,3	12,2	7,7	3,0	0,4	7,0
0,4	0,5	0,1	0,2	2,5	9,3	13,7	16,0	15,7	12,4	8,3	4,0	1,4	7,0
0,8	2,0	1,4	1,1	2,3	7,5	11,7	14,1	15,5	12,5	9,2	5,8	3,2	7,1
1,6	3,7	2,9	2,4	2,6	5,6	9,1	11,5	12,6	12,1	10,0	7,6	5,2	7,1
3,2	6,3	5,3	4,6	4,2	4,8	6,3	8,2	9,7	10,3	9,8	8,8	7,4	7,2

Глубина, м	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Минск (почва супесчаная)													
0,0	–7	–7	–3	6	15	20	22	19	20	6	0	–5	6
0,2	–0,8	–1,1	–0,1	5,3	13,4	18,5	20,3	18,9	13,8	7,6	2,7	0,2	8,2
0,4	–0,2	–0,6	0,2	4,7	12,6	17,3	19,5	18,4	14,0	8,1	3,5	0,8	8,2
0,8	1,2	0,5	0,7	4,0	10,9	15,4	17,8	17,4	14,1	9,1	4,9	2,1	8,2
1,6	3,2	2,5	2,2	3,5	8,3	12,0	14,5	15,2	13,7	10,4	7,2	4,6	8,1
3,2	6,4	5,5	4,8	4,6	5,9	8,0	10,0	11,4	11,8	11,0	9,5	7,8	8,1
Гродно (почва супесчаная)													
0,0	–5	–5	–1	7	16	21	22	20	14	7	2	–3	8
0,2	–0,4	–1,3	0,0	5,9	13,0	17,9	19,6	18,6	14,1	8,8	3,7	0,6	8,4
0,4	0,1	–1,0	0,2	5,2	12,2	16,8	18,8	18,0	14,5	9,5	4,4	1,4	8,3
0,8	1,3	0,3	0,6	4,2	10,4	14,8	17,3	17,3	14,6	10,2	5,9	2,7	8,3
1,6	3,7	2,6	2,2	3,7	8,1	11,8	14,4	15,3	14,3	11,4	8,2	5,3	8,4
3,2	6,8	5,7	4,9	4,7	6,1	8,2	10,3	11,7	12,3	11,5	10,0	8,3	8,4
Новогрудок (почва супесчаная)													
0,0	–7	–6	–3	5	14	18	20	18	12	6	0	–4	6
0,2	–0,1	–0,2	0,1	3,7	10,9	15,1	17,7	16,8	12,8	8,2	3,4	0,3	7,4
0,4	0,7	0,4	0,5	3,1	9,6	13,7	16,5	16,2	13,1	9,0	4,6	1,5	7,4
0,8	1,8	1,3	1,1	2,6	7,9	11,9	14,8	15,4	13,3	10,0	6,3	3,0	7,4
1,6	3,4	2,6	2,1	2,6	5,9	9,6	12,4	13,9	13,2	10,9	8,1	5,1	7,5
3,2	6,1	5,0	4,3	3,8	4,4	6,4	8,5	10,3	11,1	10,7	9,5	7,8	7,3
Горки (почва суглинистая)													
0,0	–8	–8	–4	4	14	19	21	18	12	5	1	–6	6
0,2	–0,8	–1,1	–0,5	2,4	11,3	16,1	18,1	17,2	12,5	7,0	2,3	–0,3	7,0
0,4	–0,1	–0,5	–0,2	1,8	9,9	14,8	17,1	16,8	12,9	7,8	3,3	0,6	7,0
0,8	1,3	0,8	0,6	1,5	7,6	12,7	15,4	15,9	13,4	9,3	5,1	2,4	7,2
1,6	3,2	2,4	2,0	2,0	5,4	9,7	12,5	13,0	13,1	10,5	7,3	4,7	7,2
3,2	6,1	5,1	4,6	4,1	4,8	6,6	8,5	10,2	10,8	10,6	9,2	7,5	7,3
Брест (почва супесчаная)													
0,0	–5	–4	1	8	17	21	22	20	14	8	2	2	8
0,2	0,2	–0,3	1,2	6,9	13,2	18,2	19,9	18,9	14,4	9,4	4,1	1,0	8,9
0,4	1,0	0,4	1,3	6,3	12,2	16,9	19,0	18,5	14,8	9,9	5,2	2,0	9,0
0,8	2,2	1,5	1,9	5,6	10,9	14,9	17,2	17,4	14,9	10,6	6,9	3,6	9,0
1,6	4,4	3,4	3,1	4,9	8,6	11,9	14,4	15,3	14,3	11,7	8,9	6,0	8,9
3,2	7,1	6,0	5,2	5,2	6,6	8,6	10,7	12,1	12,6	11,9	10,5	8,7	8,8
Гомель (почва супесчаная)													
0,0	–7	–6	–2	7	16	20	22	19	13	6	1	–5	7
0,2	–0,2	–1,5	–0,5	5,5	12,8	17,7	20,0	19,2	14,4	8,3	8,2	0,0	8,3
0,4	0,3	–0,8	0,0	4,8	11,8	16,5	18,8	18,5	14,1	8,8	4,1	0,8	8,1
0,8	1,6	0,6	0,7	3,9	10,0	14,4	16,7	17,1	14,3	10,0	5,2	2,6	8,1
1,6	3,6	2,6	2,1	3,2	7,5	11,2	13,8	15,1	14,0	11,2	8,2	5,1	8,1
3,2	6,3	5,2	4,3	4,0	5,4	7,8	10,1	12,0	12,6	11,8	10,1	8,1	8,1

Глубина, м	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Василевичи (почва супесчаная)													
0,0	–7	–6	–2	8	17	22	23	20	14	6	1	–4	8
0,2	–0,7	–1,2	0,1	6,4	13,5	18,1	19,7	18,4	13,5	7,7	2,8	0,2	8,2
0,4	–0,1	–0,8	0,2	5,4	12,2	16,5	18,2	17,5	13,4	8,2	3,6	0,9	7,9
0,8	1,6	0,9	1,1	4,8	10,7	14,6	16,6	16,7	14,0	9,8	5,6	2,9	8,3
1,6	3,9	3,0	2,6	4,2	8,0	11,2	13,3	14,2	13,3	10,8	7,8	5,3	8,1
3,2	6,8	5,8	5,0	4,8	6,0	7,9	9,8	11,2	11,8	11,2	9,8	8,2	8,2

Термоизоплеты – линии, соединяющие точки с равной температурой на графиках, изображающих изменение температуры почвенно-грунтовой толщи во времени (термохроноизоплеты) или в пространстве (термотопоизоплеты).

Пример. Построения термоизоплет по материалам многолетних наблюдений за температурой почвы на различных глубинах (рисунок 4.2). На таком графике связываются температура почвы, глубина и время. Для построения графика на вертикальной оси откладывают глубины, а на горизонтальной – время (обычно месяцы). На график наносят среднюю месячную температуру почвы на разных глубинах. Затем точки с одинаковой температурой соединяют плавными линиями, которые называют термоизоплеты.

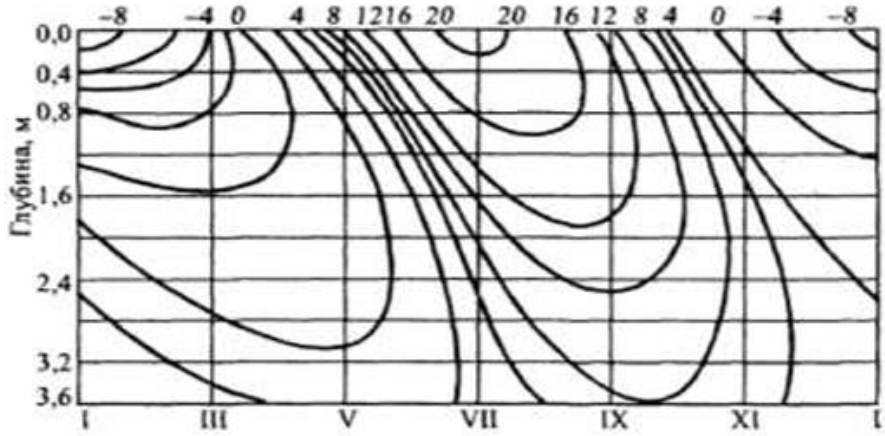


Рисунок 4.2 – Термоизоплеты почвы

Термоизоплеты дают наглядное представление о температуре активного слоя почвы на любой глубине в каждый месяц. Такие графики используют, например, для определения глубины проникновения критических температур, повреждающих корневую систему плодовых деревьев. Эти графики используют также в коммунальном хозяйстве, в промышленном и дорожном строительстве, при мелиорации.

Задание 4

Амплитуда суточного хода температуры поверхности почвы 20,7°С. Вычислить амплитуду на глубине 30 см и найти глубину, на которой колебания температуры практически прекращаются, если средняя по глубине температуропроводность верхнего слоя почвы в этот день равнялась 18 см^2/ч.

Задание 5

Вычислить глубину проникновения годовых колебаний температуры для суши и моря, если температуропроводность суши 29 см^2/ч, моря 945 см^2/ч. Годовая амплитуда температуры на поверхности суши составляет 20,3°С, моря –

19,0ºС. Какое влияние на климат приморских и континентальных районов оказывает различие тепловых режимов моря и суши?

Задание 6

Построить график годового хода средней месячной температуры воздуха для станций, расположенных на разных широтах по данным таблицы 4.2. Проанализировать графики и сравнить амплитуды. Какой тип климата они характеризуют? Определить коэффициент континентальности.

Таблица 4.2 – Средняя месячная температура воздуха (ºС) на разных широтах

Станция, широта	Месяц						
	I	II	III	IV	V	VI	VII
Мирный, 66º30' ю.ш.	-0,6	–4,2	–9,3	–11,4	–14,2	–15,6	–16,8
Кейптаун, 34º19' ю.ш.	21,4	21,9	20,8	18,2	15,1	12,9	12,6
Рио-де-Жанейро, 22º54' ю.ш.	25,9	26,1	25,4	24,0	22,2	20,9	20,4
Манаус, 3º08' ю.ш.	26,6	26,7	26,5	26,6	26,7	26,7	27,0
Хартум, 15º36' с.ш.	22,0	24,0	27,0	30,5	33,5	33,0	31,6
Вашингтон, 38º54' с.ш.	0,7	1,7	5,7	11,9	17,5	22,2	24,6
Сан-Франциско, 37º48' с.ш.	9,7	10,8	11,8	12,2	13,3	14,1	14,0
Чита, 52º15' с.ш.	–26,8	–21,8	–11,7	0,0	7,8	15,9	18,5
Париж, 48º49' с.ш.	2,2	3,8	5,9	0,6	13,2	16,5	18,2
Рейкьявик, 64º09' с.ш.	–1,2	–1,2	20,5	2,4	6,0	9,2	10,9
о. Врангеля, 71º45' ю.ш.	–23,8	–24,9	–23,2	–16,6	–7,6	0,3	2,4

Станция, широта	Месяц					Год
	VIII	IX	X	XI	XII	
Мирный, 66º30' ю.ш.	–17,6	–14,9	–12,3	–6,7	–1,3	–10,0
Кейптаун, 34º19' ю.ш.	13,8	14,9	15,7	17,8	20,0	17,1
Рио-де-Жанейро, 22º54' ю.ш.	20,9	21,3	22,1	23,3	24,8	23,8
Манаус, 3º08' ю.ш.	27,6	28,2	28,2	27,9	27,0	27,2
Хартум, 15º36' с.ш.	31,7	31,5	31,1	28,2	24,2	29,1
Вашингтон, 38º54' с.ш.	29,7	18,9	13,9	7,3	2,4	12,6
Сан-Франциско, 37º48' с.ш.	14,4	15,3	15,1	13,0	10,5	12,8
Чита, 52º15' с.ш.	8,4	–1,4	–14,3	–24,1	–15,2	–2,9
Париж, 48º49' с.ш.	17,6	14,7	9,7	6,1	3,1	10,0
Рейкьявик, 64º09' с.ш.	10,3	7,5	4,0	1,0	–1,1	3,9
о. Врангеля, 71º45' ю.ш.	1,9	–1,2	–6,9	–14,6	–21,7	–11,2

Задание 7

Проанализировать пространственное распределение засушливых явлений по территории Беларуси (рисунок 4.3), с чем это связано.

Задание 8

Проанализировать пространственное распределение сильной жары на территории Беларуси (рисунок 4.4), объяснить причины.

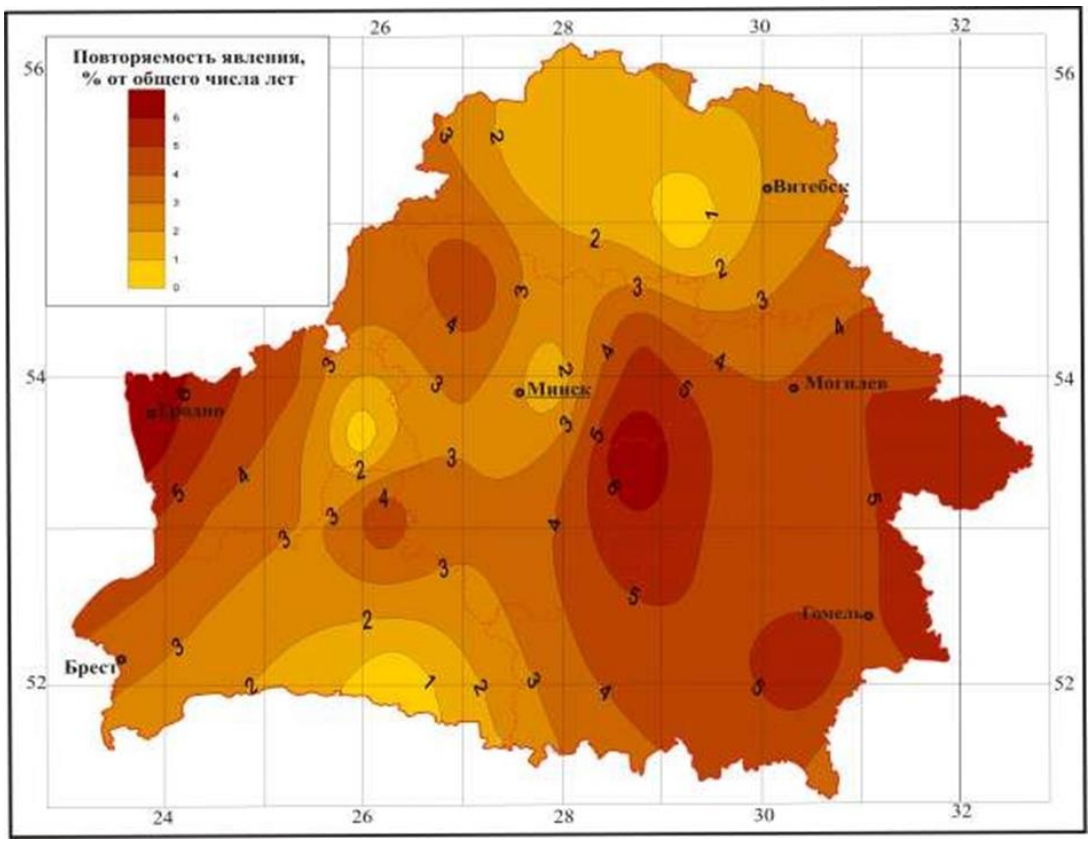


Рисунок 4.3 – Пространственное распределение засушливых явлений по территории Беларуси, % лет

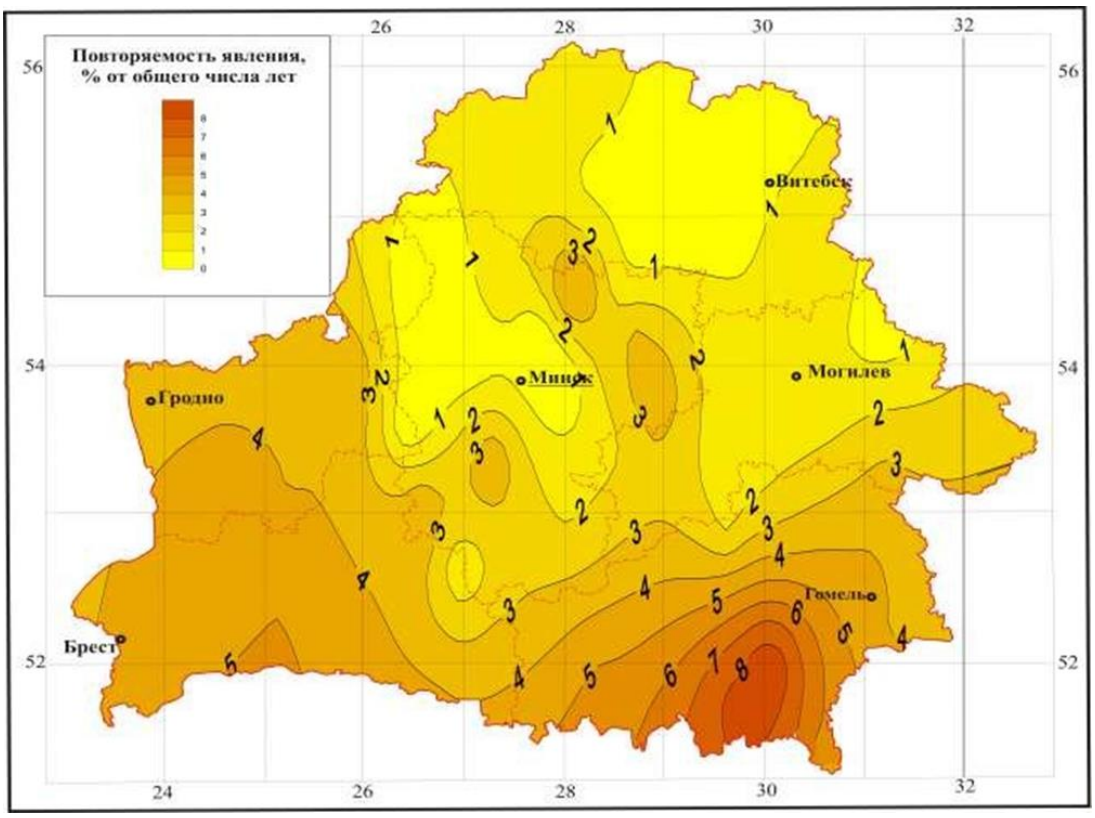


Рисунок 4.4 – Пространственное распределение сильной жары, % лет

Практическая работа № 5

Тема: «Испарение. Испаряемость»

Цель: формирование знаний о влагосодержании атмосферного воздуха и факторах, его определяющих; умений анализировать географическое распространение метеовеличин.

Задания для самостоятельной работы

Задание 1

Рассчитать и проанализировать скорость испарения в различные месяцы. Для расчетов использовать данные таблицы 5.1.

Таблица 5.1 – Температура воздуха (*t °C*), парциальное давление пара (*e, гПа*), относительная влажность (*f, %*), дефицит влажности (*d, гПа*)

Метео-элементы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Верхнедвинск													
t	-7,8	6,6	-2,8	5,0	11,6	15,8	17,2	16,0	11,2,	5,6	0,4	-4,6	5,1
e	3,4	3,5	4,2	6,6	9,6	12,7	14,6	14,2	10,9	7,9	5,9	4,4	8,2
f	85,0	84,0	81,0	71,0	69,0	70,0	75,0	78,0	82,0	85,0	89,1	88,0	80,0
d	0,5	0,6	1,1	2,6	5,1	6,4	5,8	4,9	2,4	1,4	0,7	0,5	2,7
p	730	740	755	760	760	745	765	770	760	755	750	745	730
Гродно													
t	-5,0	-4,7	-0,9	6,2	12,6	16,1	17,7	16,6	12,3	6,4	2,1	-2,6	6,4
e	4,0	4,1	4,8	7,1	9,8	12,8	14,4	14,1	11,4	8,6	6,5	5,0	8,6
f	88,0	86,0	80,0	74,0	69,0	70,0	73,0	76,0	80,0	85,0	85,0	89,0	80,0
d	0,5	0,6	1,3	3,1	5,5	6,3	6,5	5,5	3,8	1,7	0,8	0,5	3,1
p	730	740	755	760	760	745	765	770	760	755	750	745	730
Гомель													
t	-7,4	-6,6	-1,8	6,6	13,8	17,2	18,7	17,7	12,6	6,5	1,0	-4,1	6,2
e	3,4	3,6	4,6	7,3	10,3	13,4	15,2	14,6	11,1	7,9	6,0	4,4	8,5
f	85,0	83,0	80,0	72,0	66,0	68,0	71,0	74,0	77,0	80,0	87,0	87,0	78,0
d	0,5	0,7	1,2	3,7	6,3	7,4	7,4	6,4	4,1	2,0	0,9	0,6	3,4
p	730	740	755	760	760	745	765	770	760	755	750	745	730

Испарение можно характеризовать скоростью протекания процесса. Скорость испарения (*V*) выражается в миллиметрах слоя воды, испарившейся за единицу времени с единицы поверхности. Она зависит от дефицита насыщения, атмосферного давления и скорости ветра.

Суммарная формула для расчета скорости испарения выглядит следующим образом:

$$V = A * \frac{E_s - e}{p}$$

где E_S – упругость водяного пара при температуре испарителя; e – фактическая упругость водяного пара в воздухе над испаряющей поверхностью; A – коэффициент пропорциональности, p – атмосферное давление:

$$d = E - e$$

$$E = d + e$$

Коэффициент A (психрометрический) для стационарного психрометра, установленного в будке, принят равным 0,0007947.

Задание 2

Проанализировать величину испарения и испаряемости на земном шаре:

- Выявить основные закономерности в распространении годовых величин испарения по широтам.

- Сравнить величины испарения на суше и на океане на одних и тех же широтах и объяснить существующие между ними различия.

- Выявить основные закономерности в распространении годовых величин испаряемости по широтам.

- Сравнить годовые величины испарения и испаряемости на разных широтах и объяснить различное соотношение между этими величинами. На каких широтах и почему величины испарения и испаряемости почти совпадают и на каких широтах разница между ними достигает максимальных значений?

- Почему на карте годовой испаряемости над океаном не показана величина испаряемости (рисунки 5.1, 5.2)?

Задание 3

Определить абсолютную (q), относительную (f) влажность и дефицит влажности (d), когда температура воздуха t=25 ºС, а упругость е водяного пара равна 12,0 гПа.

$$q = 217\frac{e}{T} \text{ ИЛИ } q = \frac{0{,}8e}{1+\alpha \cdot t},$$

где T и t – температура водяного пара (воздуха) в K и ºС соответственно, α – температурный коэффициент объемного расширения газов, равен 1/273 или 0,004.

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

где (f, %) – относительная влажность, е – упругость водяного пара, E – упругость насыщения.

Задание 4

Определить, сколько граммов водяного пара удерживается в 1 кг влажного воздуха, когда упругость водяного пара e=16,2 гПа, а атмосферное давление p составляет 1010,0 гПа:

$$s = \frac{622e}{p - 0,378e}$$

Задание 5

Какой процесс (испарение или конденсация) будет происходить над водоемом или увлажненной поверхностью суши при относительной влажности 100%, если температура их поверхности равна 2,5; 10,3; 12,5°С; а температура воздуха – соответственно 0,0; 7,3; 15,8°С?

Задание 6

Какое атмосферное явление при условии данной задачи может наблюдаться над водоемом (увлажненной сушей)?

Задание 7

По психрометрической таблице (таблица 5.2) определить упругость водяных паров e, относительную влажность f воздуха и дефицит влажности, если давление воздуха 1010 гПа и известны температуры по сухому и смоченному термометрам станционного психрометра Августа (таблица 5.3).

Таблица 5.2 – Психрометрическая таблица

Показания сухого термометра, °С	**Разность показаний сухого и влажного термометров, °С**									
	0	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**
Относительная влажность воздуха , %										
0	100	81	63	45	28	11				
2	100	84	68	51	35	20				
4	100	85	70	56	42	28	14			
6	100	86	73	60	47	35	23	10		
8	100	87	75	63	51	40	28	18	7	
10	100	88	76	65	54	44	34	24	14	5
12	100	89	78	68	57	48	38	29	20	11
14	100	90	79	70	60	51	42	34	25	17
16	100	91	81	71	62	54	46	37	30	22
18	100	91	82	73	65	56	49	41	34	27
20	100	92	83	74	66	59	51	44	37	30
22	100	92	83	76	68	61	54	47	40	34
24	100	92	84	77	69	62	56	49	43	37
26	100	92	85	78	71	64	58	51	46	40
28	100	93	85	78	72	65	59	53	48	42
30	100	93	86	79	73	67	61	55	50	44

Таблица 5.3 – Температура по сухому и смоченному термометрам психрометра Августа

$t_{сухого}$, °C	$t_{смоченного}$, °C	$t_{сухого}$, °C	$t_{смоченного}$, °C
18	14	12	9
28	19	16	8
2	0	4	2
10	9	6	3
14	10	26	11
0	0	8	6
22	11	2	2

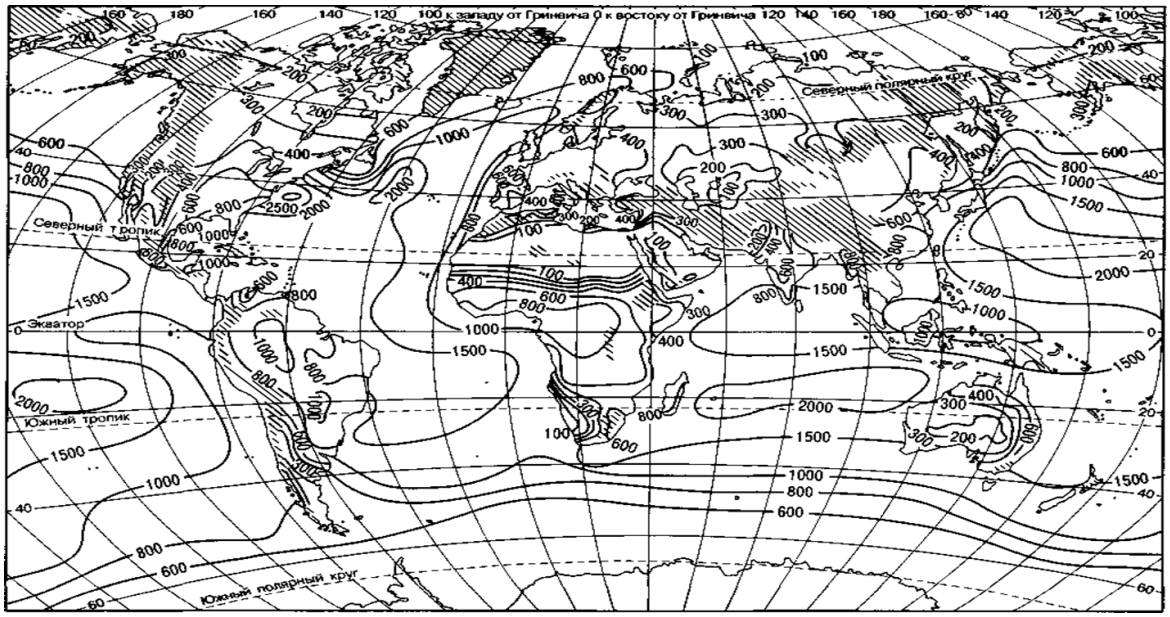


Рисунок 5.1 – Средние годовые значения испарения с подстилающей поверхности (мм/год) (по С.Г. Любушкиной и др.)

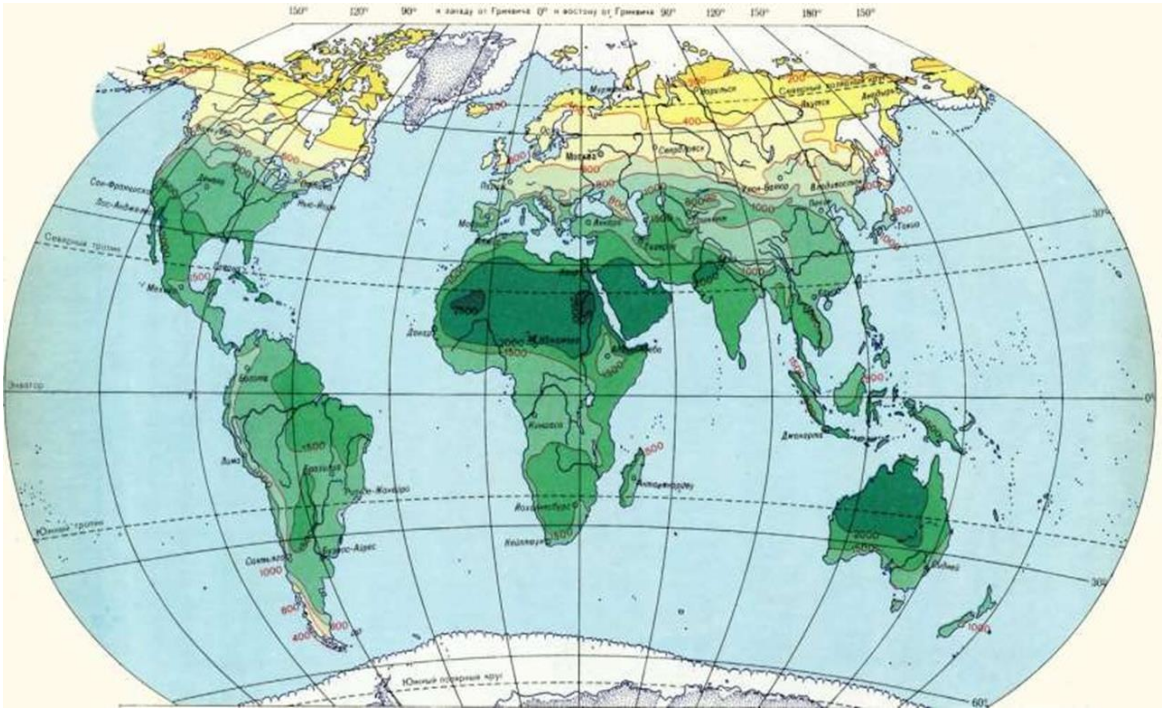


Рисунок 5.2 – Испаряемость. Год (возможное испарение с поверхности суши)

Практическая работа № 6

Тема: «Влажность воздуха. Географическое распределение осадков»

Цель: формирование знаний об осадках, условиях их образования и географии распространения; различать основные типы годового хода осадков.

Задания для самостоятельной работы

Задание 1

На основании анализа годового хода осадков в нижеследующих пунктах (таблица 6.1), расположенных в Северном полушарии, указать тип годового хода осадков в каждом пункте (умеренный морской, умеренный континентальный, муссонный, средиземноморский, экваториальный). Для одного пункта построить гистограмму.

Таблица 6.1 – Типы годового хода осадков

Пункты	Сумма осадков за месяц, мм												Сумма осадков за год, мм	Тип годового хода осадков
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
1	113	87	62	56	57	31	15	19	24	77	123	125	789	
2	45	38	43	41	51	53	64	64	41	68	53	57	618	
3	34	23	26	28	44	70	75	71	46	54	53	41	565	
4	7	26	29	39	142	280	313	322	264	98	16	8	1544	
5	269	217	245	283	272	225	165	219	219	374	409	333	3230	
6	2	6	4	44	298	465	543	499	404	181	64	2	2512	
7	37	35	39	36	52	66	82	74	58	53	49	39	620	
8	145	102	106	156	280	160	143	208	244	253	260	248	2305	
9	5	5	7	24	65	98	129	125	49	34	15	8	564	
10	114	96	79	41	20	5	0	0	10	28	61	102	556	

Задание 2

Во время дождя выпало 12,8 мм осадков. Какая масса воды выпала на площадь 1м^2, 1 га, 1 км^2?

Задание 3

Ливень интенсивностью 1 мм/мин продолжался 10 мин, а обложной дождь интенсивностью 0,01 мм/мин – 10 ч. В течение какого из периодов выпало больше осадков?

Задание 4

Определить интенсивность выпадения осадков: на метеостанции Брест 12.07.2018 г. дождь шел с 12.00 до 21.00 и выпало 60 мм осадков, что составило более 80% месячной нормы; на метеостанции Высокое в Каменецком районе выпало 27 мм с 21.00 до 6.00.

Задание 5

Ливень – кратковременные атмосферные осадки большой интенсивности обычно в виде дождя или снега. Проанализировать пространственное распределение ливневых дождей на территории Беларуси. Объяснить, с чем связаны «очаги» наибольшей повторяемости ливневых дождей (рисунок 6.1).

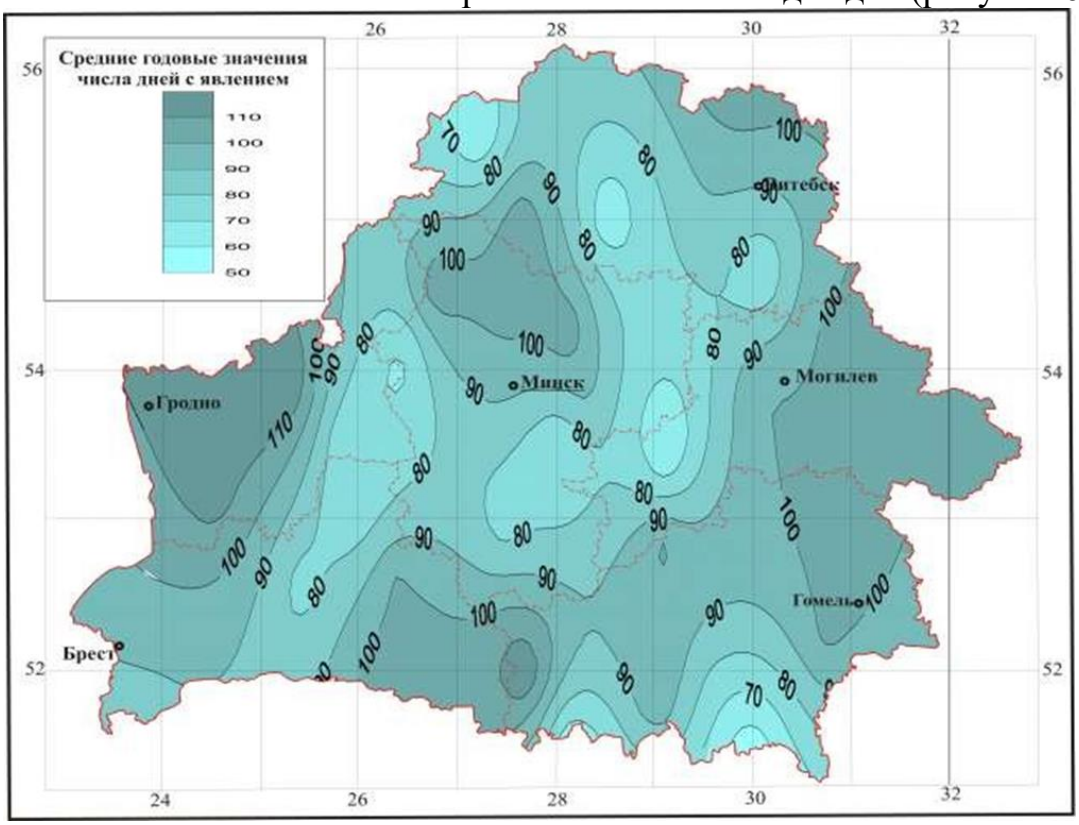


Рисунок 6.1 – Пространственное распределение среднего годового значения числа дней с дождями ливневыми на территории Беларуси за 1975-2016 гг.

Задание 6

Как влияет орографический фактор (фактор рельефа) на количество осадков?

Задание 7

Вес взятой пробы снега составляет 235 г. Определить плотность снега и сколько литров воды приходится на 1 га при условии равномерного залегания снежного покрова со средней высотой 50 см?

Задание 8

Определить запас воды в снежном покрове, если высота его 50 см, а плотность равна 0,25 г/см^3.

Задание 9

Перед обильным снегопадом было произведено определение высоты и плотности снежного покрова с помощью весового снегомера. Объем пробы снега равен 2200 $см^3$, объем воды в ней 420 $см^3$. После снегопада, при новом определении плотности, объем пробы был равен 3500 $см^3$, а объем воды в ней 480 $см^3$. Определить изменение плотности и запаса воды в снеге в литрах на 1 га в результате снегопада.

Задание 10

Определить плотность снега и слой воды при его таянии, если объем при взятии пробы снега составлял 3400 $см^3$, а объем воды, образовавшейся при таянии этого снега, равен 870 $см^3$.

Практическая работа № 7

Тема: «Атмосферное давление. Ветер»

Цель: 1. формирование знаний об атмосферном давлении, методах его измерения, о барических системах; научиться рассчитывать величину атмосферного давления, приведенного к уровню моря.
2. формирование знаний о ветре, его изменении во времени и пространстве; умений строить диаграммы повторяемости направлений ветра (розу ветров).

Задания для самостоятельной работы

Задание 1

Перевести в гПа и Па давление 705,0; 759,4 и 797,2 мм рт. ст. Перевести в Па и мм рт. ст. давление 939,8; 975,0 и 1032,5 гПа, *если известно, что 1 мм рт. ст.=133,3 Па=1,333224 гПа=13,5951 мм вод. ст.; 1 мб=1 гПа*.

Задание 2

Найти вес и массу столба воздуха с сечением 1 см^2, 1 м^2, который распространяется до верхней границы атмосферы, при давлении, равном 950,0 гПа. Давление перевести в мм рт. ст.

Существует понятие Международной стандартной атмосферы. За нулевую точку отсчета принят воздух, имеющий барометрическое давление 760 мм рт. ст., температуру +15 ºС, плотность 1,225 кг/м^3.

Атмосферное давление меняется с высотой, плотность воздуха также является функцией высоты *ρ(h).*

Масса воздуха в элементе объема *dV* вычисляется по формуле:

$$dm = dV * \rho$$

где *V* – объѐм вещества, м^3; ρ – плотность вещества, кг/м^3, плотность воздуха примите 1,225 кг/м^3.

Зная объем воздуха, найдите его массу.

Масса тела – это физическая величина, характеризующая свойства тела, прямо пропорциональная объѐму и плотности. Единица измерения – килограмм. Еѐ величина неизменна и на Земле, и в невесомости. Вес тела прямо пропорционален массе тела и ускорению. Воздух, как и любое другое вещество, имеет вес.

Масса столба воздуха можно рассчитать по формуле:

$$p = H * g * \rho$$

где ρ – плотность воздуха у поверхности Земли (1,2 кг/м^3); g – ускорение свободного падения, м/с^2 (9,8 Н/кг)

Найти высоту, которую будут иметь столбы ртути (таблица 7.1), воды (таблица 7.2) и бензина (таблица 7.3), что уравновешивают это давление, при температуре (t)=0, 10, 20, 30 ºС давление (ρ)=1015 гПа.

Плотность бензина – около 0,75 г/см^3.

Автомобильные бензины имеют относительно невысокую вязкость.

Таблица 7.1 – Плотность ртути при давлении 1 ат. (темп. t от 0 до 3000°С)

Температура в °С	ρ, 10^3 кг/м^3	Температура в °С	ρ, 10^3 кг/м^3
0	13,5951	50	13,4723
5	13,5827	55	13,4601
10	13,5704	60	13,4480
15	13,5580	65	13,4358
20	13,5457	70	13,4237
25	13,5335	75	13,4116
30	13,5212	80	13,3995
35	13,5090	90	13,3753
40	13,4967	100	13.3514
45	13,4845	300	12,875

Таблица 7.2 – Плотность воды при различных температурах

t, °С	ρ, г/см^3	t, °С	ρ, г/см^3	t, °С	ρ, г/см^3	t, °С	ρ, г/см^3
0	0,99987	9	0,99981	18	0,99862	27	0,99654
1	0,99993	10	0,99973	19	0,99843	28	0,99626
2	0,99997	11	0,99963	20	0,99823	29	0,99597
3	0,99999	12	0,99952	21	0,99802	30	0,99567
4	1,00000	13	0,99940	22	0,99780	31	0,99537
5	0,99999	14	0,99927	23	0,99757	32	0,99505
6	0,99997	15	0,99913	24	0,99732	33	0,99472
7	0,99993	16	0,99897	25	0,99707	34	0,99440
8	0,99988	17	0,99880	26	0,99681	35	0,99406

Таблица 7.3 – Вязкость и плотность бензина

Бензин	Плотность, г/см^3	Вязкость, сСт
А-72 летний	0,7332	0,6013
А-72 зимний	0,7258	0,5423
А-76 летний	0,7840	0,5609
А И -93 летний	0,7550	0,6204
АИ-93 зимний	0,7552	0,5254
Каталитического риформинга:		

обычного режима	0,7305	0,5105
жесткого режима	0,8114	0,6857
Каталитического крекинга	0,7848	0,7127
Термического крекинга	0,7345	0,6895
Коксования	0,7577	0,8152

$$H = \frac{8000}{p} * 1 + \alpha * t$$

где h – величина барической ступени, м, α – коэффициент расширения воздуха, равен 0,00366 (α=1/273≈0,004), p – давление воздуха на высоте метеорологической станции, гПа, t – температура в точке, для которой вычисляется барическая ступень, °С.

Задание 3

При входе в слоисто-кучевое облако отмечалось давление 910 гПа и температура 3°С, а при выходе из облака давление уменьшилось на 55 гПа, а температура снизилась на 2°С. Определить вертикальную мощность воздуха. Для расчетов использовать формулы :

$$Z = 16000 * (1 + 0{,}004 * t * \frac{P_н - P_в}{P_н + P_в}$$

$$Z = 16000 * \left(1 + 0{,}004 * \frac{T_н + T_в}{2}\right) * \frac{P_н - P_в}{P_н + P_в}$$

где $T_н$ и $T_в$ – температура воздуха соответственно на нижнем и верхнем уровнях, °С.

Задание 4

Рассчитать превышение первого пункта над другим и определить отметки точки, зная высоту другой, рн=1002 гПа, рв=975 гПа, Тн=16°С, Тв=12,5°С

Если превышение высот не более 1500 м, расчет можно выполнить по упрощенной формуле барометрического нивелирования:

$$Z = 16000 * \left(1 + 0{,}00366 * \frac{T_н - T_в}{2}\right) * \frac{P_н - P_в}{P_н + P_в}$$

Задание 5

Привести к уровню моря давление p, если известны высота места наблюдения (110 м) и температура Т=+25 °С).

Для приведения к уровню моря давления на заданной высоте места наблюдения и температуре воздуха необходимо знать величину барометрической ступени при температуре 0°С. Пользуются упрощенной формулой барометрического нивелирования:

$$p_0 = \frac{H}{H_{бс} * (1 + 0{,}004 * T)} + p$$

Величина барометрической ступени ($H_{бс}$) в данном случае равна 8 мб.

Задание 6

Определить относительную высоту холма если у подножия холма давление 1018,3 гПа, а на вершине 1000,5 гПа, температура воздуха 17,3 оС (барическая ступень определяется по таблице 7.4).

Таблица 7.4 – Барическая ступень

Температура, °С	Давление воздуха, гПа (мм. рт. ст.).						
	960 (720)	973 (730)	987 (740)	1000 (750)	1013 (760)	1027 (770)	1027 (770)
+30	12,43	12,25	12,10	11,94	11,78	11,63	11,48
+28	12,35	12,17	12,01	11,85	11,70	11,55	11,40
+26	12,26	12,08	11,93	11,77	11,61	11,46	11,31
+24	12,17	11,99	11,84	11,68	11,53	11,38	11,23
+22	12,08	11,90	11,75	11,60	11,44	11,29	11,14
+20	11,99	11,82	11,67	11,51	11,36	11,21	11,06
+18	11,90	11,73	11,58	11,43	11,27	11,12	10,97
+16	11,81	11,64	11,49	11,34	11,19	11,04	10,89
+14	11,72	11,55	11,41	11,25	11,11	10,96	10,82
+12	11,63	11,47	11,32	11,17	11,02	10,88	10,74
+10	11,55	11,38	11,23	11,08	10,93	10,80	11,66
+8	11,46	11,29	11,15	11,00	10,85	10,71	10,57
+6	11,37	11,20	11,06	10,91	10,77	10,63	10,49
+4	11,28	11,12	10,97	10,83	10,69	10,55	10,41
+2	11,19	11,03	10,89	10,74	10,60	10,46	10,32
0	11,10	10,94	10,80	10,66	10,52	10,38	10,24
-2	11,01	10,85	10,71	10,58	10,44	10,30	10,16
-4	10,92	10,76	10,63	10,49	10,35	10,21	10,07
-6	10,83	10,68	10,54	10,41	10,28	10,13	9,99
-8	10,74	10,59	10,45	10,32	10,20	10,05	9,91
-10	10,65	10,50	10,37	10,24	10,11	9,96	9,82
-12	10,57	10,41	10,28	10,15	10,03	9,88	9,74
-14	10,48	10,33	10,19	10,07	9,94	9,80	9,66
-16	10,39	10,24	10,11	9,98	9,86	9,72	9,59
-18	10,30	10,15	10,02	9,89	9,78	9,64	9,51
-20	10,21	10,06	9,93	9,81	9,69	9,55	9,42

Задание 7

Определить направление воздуха в румбах, если воздух движется: а) с юга на север; б) с востока на запад; в) с востока-северо-востока на запад-юго-запад.

Задание 8

Выразить в румбах направления ветра: 8, 29, 87, 135, 148, 186, 205, 320°, для выражения использовать таблицу 7.5.

Таблица 7.5 – Названия румбов, их обозначение и значение в градусах

Румбы	Обозначение		Градусы	
	русское	международное	от	до
Северо-северо-восток	ССВ	NNE	12	33
Северо-восток	СВ	NE	34	56
Восток-северо-восток	ВСВ	ENE	57	78
Восток	В	E	79	101
Восток-юго-восток	ВЮВ	ESE	102	123
Юго-восток	ЮВ	SE	124	146
Юго-юго-восток	ЮЮВ	SSE	147	168
Юг	Ю	S	169	191
Юго-юго-запад	ЮЮЗ	SSW	192	213
Юго-запад	ЮЗ	SW	214	236
Запад-юго-запад	ЗЮЗ	WSW	237	258
Запад	З	W	259	281
Запад-северо-запад	ЗСЗ	WNW	282	303
Северо-запад	СЗ	NW	304	326
Северо-северо-запад	ССЗ	NNW	327	348
Север	С	N	349	11

N – норд, E – ост, S – зюйд, W – вест

Задание 9

Построить розу ветров. На полученной розе ветров выбрать направление посадки защитных лесополос. Роза ветров строится по восьмиосновным румбам (С, СВ, В, ЮВ, Ю, ЮЗ, З, СЗ) (рисунок 7.1). Данные промежуточных румбов (ССВ, ВСВ и т. д.) разбиваются между основными соседними румбами. Если повторяемость ветра промежуточного румба число нечетное, то большая цифра повторяемости промежуточного румба относится к основному румбу также с большей повторяемостью.

Пример

Направление ветра, %	С	ССВ	СВ	ВСВ
Повторяемость ветра, %	2	5	4	3

Повторяемость промежуточного румба – северо-северо-восточного (ССВ) 5 разбиваем между основными соседними румбами – северным (С) и северо-восточным (СВ). Делим повторяемость северо-северо-восточного румба пополам. Поскольку это число нечетное, то получим 2 + 3. Большую цифру повторяемости 3 прибавляем к северо-восточному румбу, имеющему большую повторяемость ветра 4 по сравнению с северным 2. Таким образом, повторяемость ветра северного направления будет 4 (2 + 2), а северо-восточного – 7 (4 + 3). За тем разбиваем повторяемость восточно-северо-восточного румба между северо-восточным и восточным. Получаем число 2 + 1. Повторяемость в 2 единицы прибавляем к северо-восточному румбу (т.е. к 7), а 1 – к восточному (т.е. к 4) и т.д. Повторяемость промежуточного северо-северо-западного румба разбивает ся между северным и северо-западным. Все полученные данные заносятся во вновь составленную таблицу с восемью основными румбами.

Выполнив предварительно разбивку, строят розу ветров (рисунок 6.2). Для этого на листе бумаги из одной точки проводят прямые линии по направлению основных румбов. Затем в определенном масштабе от центра откладывают от резки, соответствующие по величине и частоте повторяемости ветра разных румбов того или иного направления. Концы отрезков повторяемости ветра разных румбов соединяют друг с другом.

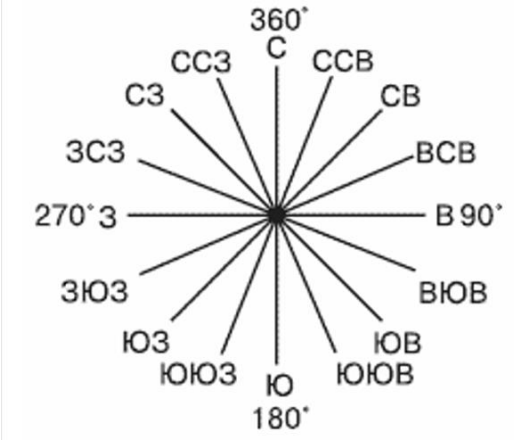


Рисунок 7.1 – Румбы горизонта

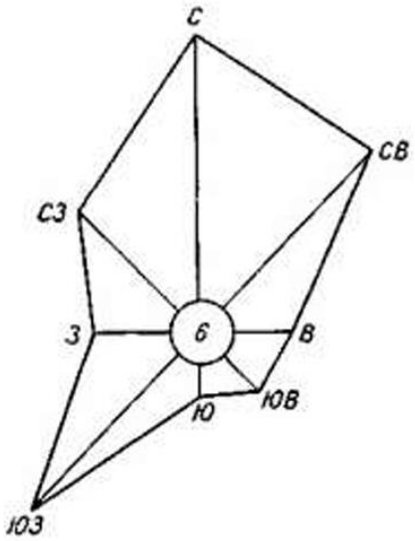


Рисунок 7.2 – Роза ветров

Практическая работа № 8

Тема: «Климат. Классификация климатов. Климат Беларуси»

Цель: формирование знаний о климате, климатообразующих процессах и факторах; умений читать географическую карту.

Задания для самостоятельной работы

Задание 1

На контурную карту мира нанести климатические пояса и области по Б.П. Алисову:

- подпишите на карте названия климатических поясов, укажите основные климатические характеристики (температура, осадки);
- в каждом климатическом поясе укажите преобладающий тип воздушных масс (ЭВМ, ТВМ, УВМ (мУВМ, кУВМ), АВМ).

Задание 2

Построить профиль по заданному маршруту, выявить особенности. На профиль нанести:

- рельеф;
- средние температуры января и июля;
- среднее годовое количество осадков;
- растительность;
- климатические пояса и области.

Профиль строится по заданному маршруту, который определяется преподавателем. Профиль вычерчивается карандашом на миллиметровой бумаге. Горизонтальный масштаб обычно берется такой же, как на карте, либо, при необходимости, увеличивается или уменьшается. При подборе вертикального масштаба принимается во внимание амплитуда колебаний относительных высот по линии профиля. Должна учитываться разница между максимальной абсолютной высотой рельефа на линии профиля и абсолютной высотой самого низко расположенного горизонта. Вертикальный масштаб должен быть крупнее горизонтального. После этого на миллиметровке проводят оси абсцисс и ординат.

На оси абсцисс делаются сантиметровые отметки, снизу от которых подписывают расстояние в принятом горизонтальном масштабе, в конце оси подписывают. Кроме горизонталей, на основу профиля переносится положение рек и др.

На оси ординат делают сантиметровые отметки, слева от которых подписывают абсолютные высоты в принятом вертикальном масштабе, в верхней части оси делается надпись, которая указывает на единицу высоты: hм. После этого строится гипсометрический профиль (точки соединяются плавной линией).

На построенном гипсометрическом профиле справа откладываем в масштабе: средние годовые температуры января и июля, среднее годовое количество осадков.

Выше отмечаем границы климатических поясов и областей.

Задание 3

Дать характеристику климата по В.П. Кеппину следующих городов:

Брест (52°08′00″ с. ш. 23°40′00″ в. д.),

Вашингтон (40°10′30″ с.ш. 80°15′02″ з.д.),

Кейптаун (ЮАР) (33°55′00″ ю.ш. 18°29′00″ в.д.),

Мельбурн (37°49′14″ ю.ш. 144°57′41″ в.д.).

Задание 4

По климатическим картам составить краткую характеристику климатических поясов и типов климата по Б.П. Алисову в форме таблицы (таблица 8.1).

Для каждого из показателей указать интервалы его изменения в разных частях характеризуемого пояса.

Таблица 8.1 – Климатические пояса и области (по Б.П. Алисову)

Климатический пояс и зона	Тип климата	Географическое положение	Климатические показатели								
			Радиационный баланс	Температурный режим			Среднее годовое количество осадков	Испаряемость, мм	Степень увлажнения (коэффициент увлажнения или средняя годовая разность осадков и испаряемости)	Влажность воздуха, осадки	Типы воздушных масс (зима/лето), ветер
				января	июля	Сумма активных температур					

Задание 5

Построить и проанализировать графики годового хода основных климатических элементов для двух метеостанций, которые размещены в разных агроклиматических областях Беларуси.

Используя данные:

1 Брест – Витебск
2 Брест – Езерище
3 Езерище – Гомель
4 Верхнедвинск – Лельчицы
5 Орша – Высокое
6 Пинск – Орша
7 Лынтупы – Лельчицы
8 Лида – Чечерск
9 Гродно – Костюковичи
10 Волковыск – Горки
11 Брест – Гродно
12 Брест – Гомель
13 Высокое – Костюковичи
14 Верхнедвинск – Брагин
15 Езерище – Пружаны
16 Шарковщина – Чечерск
17 Витебск – Пинск
18 Лынтупы – Брест
19 Горки – Витебск
20 Костюковичи – Брагин
21 Пружаны – Верхнедвинск
22 Орша – Брагин
23 Гродно – Брагин
24 Высокое – Витебск
25 Езерище – Костюковичи
26 Брест – Орша
27 Гродно – Чечерск
28 Лида – Верхнедвинск
29 Высокое – Чечерск
30 Пинск – Костюковичи

3 Раздел контроля знаний
Перечень вопросов, выносимых на зачет по дисциплине «Основы метеорологии и климатологии»

1. Предмет изучения метеорологии и климатологии, их связь с физическими и географическими науками.
2. Погода и климат как физико-географическая характеристика.
3. Основные этапы истории метеорологии и климатологии и изучения климата Беларуси.
4. Методы изучения: наблюдение, эксперимент, статистический и картографический, физико-математические моделирование, системный анализ, космический.
5. Организация государственной гидрометеорологической службы (на примере ГМС Беларуси).
6. Тропосфера, стратосфера, мезосфера, термосфера, ионосфера, экзосфера, земная корона.
7. Атмосфера. Строение атмосферы Земли. Химический состав и физические свойства. Водяной пар в атмосфере. Аэрозоль
8. Физические свойства воздуха. Основные физические характеристики воздуха: атмосферное давление, температура и плотность воздуха.
9. Виды радиации (электромагнитная и корпускулярная). Законы излучения. Спектральный состав солнечной радиации. Солнечная постоянная и её изменения.
10. Прямая и рассеянная радиация. Рассеяние в атмосфере и его значение. Суточный и годовой ход прямой и рассеянной радиации.
11. Закон ослабления радиации в атмосфере. Оптическая масса атмосферы. Коэффициент прозрачности. Идеальная атмосфера. Фактор мутности.
12. Суммарная радиация. Распределение солнечной радиации на верхней границе атмосферы. Географическое распределение суммарной радиации на поверхности Земли. Инсоляция.
13. Отраженная и поглощенная радиация. Альбедо. Длинноволновое излучение земной поверхности и атмосферы. Встречное излучение. Эффективное излучение.
14. Радиационный баланс и его составляющие. Радиационный баланс подстилающей поверхности и его географическое распределение.
15. Радиационный баланс атмосферы и системы “Земля–атмосфера”. Планетарное альбедо.
16. Парниковый эффект атмосферы. Парниковые газы. Сценарии глобального потепления климата и способы его нейтрализации.
17. Тепловой баланс и его составляющие. Уравнение теплового баланса земной поверхности.
18. Тепловой режим почвогрунтов и водоёмов. Распространение тепла вглубь почвы. Суточный и годовой ход температуры поверхности почвы и водоёмов.
19. Вертикальное распределение температуры.
20. Суточный ход температуры воздуха и суточная амплитуда температуры. Непериодические изменения температуры воздуха.
21. Рамочная .
22. Спектральный состав солнечной радиации.

23. Годовой ход температуры воздуха и годовая амплитуда температуры. Основные типы годового хода температур.
24. Зонально-региональные особенности распределения температуры воздуха. Карты изотерм и изаномал. Термический экватор.
25. Физические свойства воздуха. Основные физические характеристики воздуха: атмосферное давление, температура и плотность воздуха.
26. Изменение температуры воздуха с высотой. Вертикальный температурный градиент. Адиабатические процессы. Приведение температуры воздуха к уровню моря.
27. Стратификация атмосферного воздуха (устойчивая, неустойчивая, безразличная). Инверсии температуры.
28. Географическое распределение температуры в приземленном слое атмосферы (среднегодовые, среднеянварские и среднеиюльские температуры).
29. Влияние географической широты, суши и моря, ареографии и морских течений на распределение температуры.
30. Вода в атмосфере. Влагооборот. Испарение и испаряемость. Факторы, определяющие значение и скорость испарения. Суточный и годовой ход испарения.
31. Характеристики влажности воздуха. Суточный и годовой ход влажности воздуха. Изменение влажности воздуха с высотой.
32. Конденсация и сублимация водяного пара в атмосфере. Ядра конденсации. Микроструктура и водность облака.
33. Условия образования облаков. Классификация облаков по фазовому состоянию. Международная классификация облаков.
34. Международная классификация облаков, характеристика их основных форм. Генетические типы облаков
35. Классификация облаков по происхождению (генетическая). Водность облака.
36. Облачность, ее суточный и годовой ход на различных широтах и географическое распространение. Электрические, звуковые, световые (оптические) явления, связанные с облаками.
37. Дымка, туман, мгла. Условия образования туманов, их типы, повторяемость и распространение. Смог.
38. Атмосферные осадки, условия их формирования. Классификация осадков.
39. Характеристика режима осадков. Суточный ход осадков на разных широтах. Основные типы годового хода осадков. Изогиеты. Географическое распределение осадков.
40. Наземные гидрометеоры: роса, иней, изморозь, жидкий и твердый налет. Гололед.
41. Неравномерность и изменчивость сумм осадков. Засухи. Характеристики атмосферного увлажнения, радиационный индекс сухости и коэффициент увлажнения.
42. Снежный покров. Условия образования. Характеристика снежного покрова: мощность, плотность, запасы воды, длительность залегания. Распространение на Земле.

43. Искусственное воздействие на облака. Наземные гидрометеоры (роса, иней, изморозь). Обледенение самолетов.
44. Атмосферное давление. Единицы измерения. Центры действия атмосферы. Географическое распределение давления в январе, июле.
45. Атмосферное давление, его изменение с высотой. Барическая ступень и вертикальный барический градиент. Барометрическое нивелирование.
46. Барическое поле, изобарические поверхности, изобары. Барические системы. Горизонтальный барический градиент. Карты барической топографии.
47. Причины изменения давления. Суточный ход и междусуточная изменчивость давления. Годовой ход давления и его аномалии.
48. Ветер и его характеристики: направление и скорость. Факторы, определяющие характеристики ветра. Геострофический ветер.
49. Ветер в свободной атмосфере (вне слоя трения) и у земной поверхности в различных системах замкнутых изобар (ветры циклонов и антициклонов). Суточный ход ветра.
50. Понятие о воздушной массе (ВМ). Условия формирования ВМ. Трансформация ВМ. Классификация ВМ.
51. Атмосферный фронт. Условия возникновения фронтов. Классификация фронтов.
52. Климатические фронты. Планетарные высотные фронтальные зоны. Струйные течения.
53. Теплые и холодные фронты. Сомкнутые фронты (окклюзии).
54. Общая циркуляция атмосферы. Факторы, определяющие общую циркуляцию в тропосфере и нижней стратосфере. Центры действия атмосферы.
55. Пассаты. Внутритропическая зона конвергенции.
56. Циклоны как синоптические объекты. Классификация циклонов. Тропические циклоны.
57. Фронтальные циклоны внетропических широт, стадии их развития, характеристика метеоэлементов на разных стадиях. Серии циклонов.
58. Внетропические антициклоны, стадии их развития и пути перемещения.
59. Муссоны и их происхождение. Тропические и внетропические муссоны.
60. Местные ветры: бриз, горно-долинные, ветры склонов.
61. Местные ветры: фен, бора, ледниковые и стоковые ветры.
62. Погода. Элементы погоды. Классификация погод.
63. Прогноз погоды. Служба погоды. Синоптический анализ.
64. Синоптический метод предсказания погоды. Карты погоды. Анализ синоптических карт.
65. Климат. Теплооборот, влагооборот и общая циркуляция атмосферы – климатообразующие процессы Факторы климатообразования.
66. Влияние рельефа, растительности, водоемов и мелиорации на микроклимат.
67. Макро-, мезо- и микроклимат.
68. Микроклимат – климат приземного слоя атмосферы и хозяйственная деятельность человека. Микроклимат города.

69. Классификация климатов, её цель и задачи. Классификации В.П. Кёппена и Л.С. Берга.
70. Классификации климатов М.И. Будыко и А.А. Григорьева; Б.П. Алисова.
71. Характеристика экваториального и тропического климатических поясов (по Б.П. Алисову).
72. Характеристика субтропического и умеренного климатических поясов (по Б.П. Алисову).
73. Палеоклиматология. Методы палеоклиматологии. Возможные причины изменения климата.
74. Причины изменения и колебания климата в плейстоцене, голоцене и в историческое время. Изменения климата в XX в.
75. Климат Беларуси. Место климата РБ в климатических классификациях.
76. Агроклиматическое районирование Беларуси (по А.Х. Шкляру).
77. Рамочная конвенция ООН об изменении климата, Киотский протокол. Парижское соглашение.
78. Методы исследований и восстановление климата прошлого.
79. Изменение климата в докембрии, фанерозое, плейстоцене и голоцене.
80. Изменения климата за время инструментальных наблюдений.
81. Антропогенные изменения климата.
82. Влияние города и водохранилищ на климат.
83. Влияние техногенного увеличения концентрации углекислого газа и других радиационно-активных газов, а также аэрозолей на климат.
84. Изменение климата Беларуси.
85. Социально-экономические последствия потепления климата.

4 Вспомогательный раздел
Учебная программа по дисциплине «Основы метеорологии и климатологии» для студентов специальности 6-05-0521-02 «Природоохранная деятельность

Р-1 2025

Учреждение образования
«Брестский государственный технический университет»

УТВЕРЖДАЮ
Проректор по учебной работе БрГТУ
_____А.Н.Парфиевич
«17» 02 2025 г.

Регистрационный № УД-24-2-113 /уч.

Основы метеорологии и климатологии

Учебная программа учреждения высшего образования по учебной дисциплине
для специальности:
6-05-0521-02 «Природоохранная деятельность»
профилизация:
«Природоохранная деятельность
(Экологический менеджмент и экспертиза)»

2024

Учебная программа составлена на основе образовательного стандарта ОСВО 6-05-0521-02-2023, учебного плана специальности 6-05-0521-02 «Природоохранная деятельность», профилизация: «Природоохранная деятельность (экологический менеджмент и экспертиза)»

СОСТАВИТЕЛЬ:
Протасевич А.С., старший преподаватель кафедры природообустройства

РЕЦЕНЗЕНТЫ:
Кондрина О.Г., главный специалист отдела контроля за обращением с отходами Брестского областного комитета природных ресурсов и охраны окружающей среды

Шпендик Н.Н., доцент кафедры теплогазоснабжения и вентиляции учреждения образования «Брестский государственный технический университет», кандидат географических наук, доцент

РЕКОМЕНДОВАНА К УТВЕРЖДЕНИЮ:
Кафедрой природообустройства
Заведующий кафедрой В.В.Мороз
(протокол № 4 от 22.11. 2024);

Методической комиссией факультета инженерных систем и экологии
Председатель методической комиссии В.Г.Новосельце
(протокол № 1 от 28.11 2024);

Научно-методическим советом БрГТУ (протокол № 2 от 27.12. 2024)

методист УМО Т.В. Гурниович

ПОЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Место учебной дисциплины

«Основы метеорологии и климатологии» – дисциплина, предусматривающая изучение физики земной атмосферы. Изучаются строение атмосферы, ее химический состав, распределение в пространстве давления, температуры, влажности, направления и скорости ветра и других метеовеличин, процессы трансформации солнечной радиации в географической оболочке, система общей циркуляции атмосферы. Студенты знакомятся с закономерностями климатообразования и географического распределения климатов, эволюции климата на планете Земля, а также с современными проблемами метеорологии и климатологии.

Цель преподавания учебной дисциплины

Изучение атмосферы и происходящих в ней физических и химических процессов, формирующих погоду и климат.

Подготовка высококвалифицированных специалистов, умеющих применять современные методы расчета при прогнозировании атмосферных явлений и пользоваться современными программными комплексами для ЭВМ с целью наблюдения и прогнозирования различных атмосферных явлений.

Задачи изучения учебной дисциплины:

1. Сформировать и освоить базовый понятийно-терминологический аппарат.
2. Изучить строение, физический и химический состав атмосферы.
3. Изучить физико-географические закономерности формирования метеорологических величин и характеристик климата земного шара.
4. Сформировать современное представление о климате, климатических системах и условиях ее формирования.

При изучении учебной дисциплины «Основы метеорологии и климатологии» формируются следующие компетенции:

- универсальные компетенции, отражающие способность применять базовые общекультурные знания и умения, а также социально-личностные качества, соответствующие запросам государства и общества;
- базовые профессиональные компетенции, отражающие способность решать общие задачи профессиональной деятельности в соответствии с полученной специальностью;
- специализированные компетенции, отражающие способность решать специализированные задачи профессиональной деятельности с учетом направленности образовательной программы высшего образования.

С учетом направленности предстоящей производственной деятельности специалист должен владеть специализированными компетенциями:

СК-17. Анализировать закономерности формирования погоды, климата, определять гидрометеорологические характеристики и применять их для анализа климатических условий территории.

В результате изучения дисциплины студент должен знать:

- физико-химические процессы и явления, которые влияют на формирование погоды и климата;

- структуру радиационного, теплового и водного балансов атмосферы и земной поверхности;
- прямые и обратные физические связи, которые существуют между отдельными компонентами климатической системы – атмосферой, океанам, материками, криосферой и биосферой.

уметь:

- проводить метеорологические наблюдения;
- использовать климатологическую информацию для решения ученых и производственных задач;
- выявлять климатические ресурсы и разрабатывать рекомендации по эффективному использованию в разных ветвях производства;
- давать комплексную характеристику климата региона;
- строить синоптические и климатические карты, складывать краткосрочные и долгосрочные прогнозы погоды.

владеть:

- правилами организации и проведения метеорологических наблюдений, обработки и анализа получившихся данных и их использования в синоптическом анализе;
- методиками сложения прогнозов погоды разной преждевременности.

Связи с другими учебными дисциплинами: .

План учебной дисциплины для дневной формы получения высшего образования

Код специальности (направления специальности)	Наименование специальности (направления специальности)	Курс	Семестр	Всего учебных часов	Количество зачетных единиц	Аудиторных часов (в соответствии с учебным планом УВО)					Академических часов на [illegible]	Форма текущей аттестации
						Всего	Лекции	Лабораторные занятия	Практические занятия	Семинары		
6-05-0521-02	Природоохранная деятельность (экологический менеджмент и экспертиза)	2	4	114	3	48	32	-	16	-	-	зачет

1. СОДЕРЖАНИЕ УЧЕБНОГО МАТЕРИАЛА
1.1. ЛЕКЦИОННЫЕ ЗАНЯТИЯ, ИХ СОДЕРЖАНИЕ

1. Введение. Предмет, задачи.

Предмет изучения метеорологии климатологии, их связь с физическими и географическими науками. Погода и климат как физико-географические ресурсы. Климатическая система. Глобальный и локальный климат. Климатические ресурсы. Метеорологические и климатические величины. Научные и прикладные отрасли исследований. Учет погоды и климата в разных отраслях народного хозяйства. Задачи метеорологии и климатологии. Основные этапы истории метеорологии и климатологии и изучения климата Беларуси.

Методы изучения: наблюдение, эксперимент, статистический, картографический, физико-математическое моделирование, системный анализ, космический. Организация государственной гидрометеорологической службы (на примере ГМС Беларуси). Практическая метеорология – сбор наблюдений, их систематизация, анализ и составление прогнозов.

2. Строение атмосферы. Химический состав и физические процессы.

Тропосфера, стратосфера, мезосфера, термосфера, озоносфера, ионосфера, экзосфера, земная корона. Неоднородность тропосферы. Слой трения и свободная атмосфера. Собственно атмосфера и околоземное космическое пространство.

Химический состав воздуха. Состав сухого воздуха около земной поверхности и в более высоких слоях атмосферы. Водяной пар в воздухе, давление водяного пара и относительная влажность. Углекислый газ в атмосфере. Озоносфера. Процессы образования и разрушения озона. Атмосферный аэрозоль. Тропосферный и стратосферный аэрозоль. Слой Юнге. Техногенные воздействия на газовый состав.

Физические свойства воздуха. Основные физические характеристики воздуха: атмосферное давление, температура и плотность воздуха. Единицы измерения давления, их соотношение. Температурные шкалы. Уравнение состояния газов. Виртуальная температура. Плотность сухого и влажного воздуха. Удельный объем. Изменение плотности и атмосферного давления с высотой. Основное уравнение статики для атмосферы. Барометрическое нивелирование. Применение барометрической формулы. Барическая ступень и барический градиент, их зависимость от температуры и давления. Приведение давления к уровню моря.

Адиабатические процессы в атмосфере. Сухо- и влажноадиабатические изменения температуры воздуха при вертикальных движениях. Формула Пуасона. Уравнение сухой адиабаты. Сухо- и влажноадиабатический градиенты. Псевдоадиабатические процессы. Аэрологическая диаграмма. Кривые изменений физического воздуха. Потенциальная температура. Вертикальное распределение температуры. Конвекция и ее ускорения. Термическая стратификация атмосферы и ее состояние для ненасыщенного воздуха. Стратификация воздушных масс. Изменения потенциальной температуры в зависимости от стратификации. Стратификация и вертикальное равновесие насыщенного воздуха.

3. Радиационный режим атмосферы и подстилающей поверхности.

Солнечная радиация и ее происхождение. Основные законы излучения. Электромагнитная и корпускулярная радиация Тепловое и лучевое равновесие Земли. Спектральный состав солнечной радиации. Энергетическая и природная освещенность, единицы измерения.

Солнечная постоянная и ее изменения. Поглощение и рассеяние солнечной радиации в атмосфере. Закон Рэлея. Прямая и рассеянная радиация и ее спектральный состав. Цвет неба и сумерки. Мутность атмосферы и дальность видимости.

Закон ослабления радиации в атмосфере. Оптическая масса атмосферы. Коэффициент прозрачности. Идеальная атмосфера. Фактор мутности.

Суммарная радиация. Отраженная и поглощенная радиация. Альбедо. Собственное излучение земной поверхности. Закон Стефана-Больцмана. Встречное излучение. Эффективное излучение. Радиационный баланс земной поверхности, атмосферы. Излучение в мировое пространство. Альбедо Земли. Парниковый эффект атмосферы.

Распределение солнечной радиации на верхней границе атмосферы. Географическое распределение прямой, рассеянной и суммарной радиации, эффективного излучения и радиационного баланса земной поверхности. Тепловой баланс земной поверхности. Затраты тепла на испарение и на турбулентный теплообмен.

4. Тепловой режим атмосферы и подстилающей поверхности.

Причины изменения температуры воздуха. Виды теплообмена атмосферы с окружающей средой. Взаимодействие атмосферы с подстилающей поверхностью. Тепловой баланс системы Земля – атмосфера. Тепловой баланс природных зон. Отличия тепловых режимов почвы и водоемов. Суточный и годовой ход температуры поверхности почвы. Распределение тепла в почве. Законы Фурье. Влияние почвенного, растительного и снегового покрова на температуру поверхности почвы. Суточный и годовой ход температуры поверхности водоемов. Распределение температурных колебаний в воде.

Характеристика изменений температуры воздуха. Суточный и годовой ход температуры воздуха у земной поверхности и на различной высоте. Непериодические изменения температуры воздуха. Температура воздушных масс. Заморозки, их типы и меры борьбы с ними.

Годовая амплитуда температуры воздуха и континентальность климата. Индексы континентальности. Типы годового хода температуры воздуха. Изменчивость средних месячных и годовых температур. Приведение температуры к уровню моря.

Инверсии температуры (приземная, в свободной атмосфере, фронтальная). Изотермы. Географическое распределение температуры в приземном слое атмосферы (среднегодовая, среднеянварская и среднеиюльская температуры). Влияние географической широты, суши и моря, орографии и морских течений на распределение температуры. Температура широтных кругов, полушарий и Земли. Аномалии в распределении температуры. Термоизнанамалы. Температура высоких слоев атмосферы.

5. Водный режим атмосферы.

Водяной пар в атмосфере. Влагооборот. Испарение воды, насыщение воздуха. Насыщение – переменное равновесие. Давление насыщения и его свойства. Транспирация, суммарное испарение. Скорость испарения. Закон Дальтона. Обновление водяного пара в атмосфере. Испаряемость. Географическое распределение испаряемости и испарения. Характеристики влажности воздуха. Суточный и годовой ход парциального давления водяного пара и относительной влажности, их географическое распределение. Изменения влажности с высотой.

Конденсация и сублимация в атмосфере. Ядра конденсации и замерзания. Микрофизический состав и водность облаков. Международная классификация облаков, характеристика их основных форм. Генетические типы облаков: восходящего скольжения, конвективные, волнистые и орографические.

Облачность, ее суточный и годовой ход, климатическое значение и географическое распределение. Продолжительность солнечного сияния.

Дымка, туман, мгла. Условия образования и географическое распределение туманов.

Образование осадков, конденсация, сублимация и коагуляция. Классификация осадков. Осадки, которые выпадают из облаков (дождь, снег, крупы, град, морось). Искусственное воздействие на облака. Наземные гидрометеоры (роса, жидкий и твердый налет, иней, изморозь, гололед).

Характеристика режима осадков. Количество, продолжительность и интенсивность осадков. Суточный и годовой ход осадков. Типы годового хода осадков. Неравномерность и изменчивость сумм осадков. Засухи. Географическое распределение осадков. Гидрометеорологическая оценка увлажнения территории. Водный баланс Земли.

Снеговой покров и его характеристика. Климатическое значение снегового покрова.

6. Барическое поле и ветер.

Поле. Барическое поле, изобарические поверхности, карты изобар. Барические системы. Понятие о геопотенциале. Карты абсолютной и относительной барической топографию вертикальный и горизонтальный барические градиенты. Изменение барического градиента с высотой.

Колебания атмосферного давления. Вертикальные колебания давления. Барическая тенденция. Изаллобарическое поле.

Ветер, его скорость и направление. Роза ветров. Поле ветра, линии тока, изотахи. схождение и расхождение линий тока. Влияние терния на ветер. Силы, которые действую на ветер: барического градиента, Кориолиса, центробежная, трения. Геострофический и градиентный ветер. Барический закон ветра. Изменение ветра с высотой. Угол отклонения ветра от вектора градиента. Воздушные массы и их движение. Атмосферные фронты, типы фронтов.

7. Климатообразование.

Понятие о климате. Климатическая система. Климатообразующие процессы. Теплооборот, влагооборот и общая циркуляция атмосферы. Географические факторы климата. Географическая широта. Высота над уровнем моря. Высотная климатическая зональность. Распределение суши и моря. Орография. Океанические течения. Гидрометеорологический феномен Ла-Нинья – Эль-Ниньо. Растительный и снеговой покров. Вулканизм.

8. Атмосферная циркуляция.

Роль циркуляции атмосферы в формировании климата. Особенности циркуляция атмосферы: квазигеострофичность и зональность, меридиональные составляющие общей циркуляции. Географическое распределение атмосферного давления в январе и июле. Центры действия атмосферы. Зоны атмосферного давления ветра в верхней тропосфере и в стратосфере, около земной поверхности.

Циркуляция в тропиках. Пассаты. Строение пассатов. Антипассаты. Внутритропическая зона конвергенции. Экваториальная зона западных ветров. Квазидвулетняя цикличность в экваториальных широтах. Тропические циклоны, их возникновение и распространение.

Циркуляция внетропических широт. Циклоны и антициклоны, их возникновение, эволюции, перемещение, повторяемость. Погода в циклонах и антициклонах. Изменения барического поля с высотой в циклонах и антициклонах.

Муссоны, их происхождение. Тропические и внетропические муссоны.

Климатические фронты. Струйные течения.

Местные ветры: бризы, горно-долинные, ледниковые, стоковые, фен, бора, шквалы, смерчи и тромбы.

Погода**.** Прогноз погоды. Служба погоды. Синоптический анализ. Спутниковая информация в синоптическом анализе.

Макро-, мезо- и микроклимат. Микроклимат, как явление приземного слоя атмосферы, методы его изучения. Влияние рельефа, растительности, водоемов и мелиорации на микроклимат. Микроклиматические карты. Климат города.

Непредвиденное воздействие человека на климат. Изменения дневной поверхности и их последствия на микро-, мезо- и макроклимат.

Международное сотрудничество в области метеорологии и климатологии. Всемирная метеорологическая организация (ВМО), Всемирная служба погоды (ВСП), ее структура.

9. Классификация климата. Климаты Земли.

Классификация климатов. Принципы классификации климатов. Классификация климата Кеппена-Треварта и А.И. Кайгородова. Агроклиматическое районирование Беларуси (по А.Х. Шкляру). Генетическая классификация климатов Б.П. Алисова. Экваториальный климат. Субэкваториальный климат (климат тропических муссонов). Тропический климат. Субтропические климаты. Климаты умеренных широт. Субполярный климат. Климат Арктики и Антарктиды. Климат Беларуси. Место климата Беларуси в общеклиматических классификациях.

10. Изменения климата.

Возможные причины изменения климата. Методы исследования и восстановления климатов прошлого. Изменения климата в докембрии, фанерозое, плейстоцене и голоцене. Изменения климата в историческое время и за время инструментальных наблюдений. Антропогенное изменение климата. Влияние города и водохранилищ на климат. Влияние техногенного увеличения концентрации углекислого газа и других радиоактивных газов, а также аэрозолей на климат. Техногенное производство тепла и климата. Климатоопустынивание. Изменения климата Беларуси. Сценарии изменения глобального и регионального климата. Рамочная конвенция ООН об изменении климата, Киотский протокол. Социально-экономические последствия потепления климата.

1.2. ПРАКТИЧЕСКИЕ ЗАНЯТИЯ, ИХ СОДЕРЖАНИЕ

1. Сроки наблюдений на метеостанциях
2. Атмосфера. Состав и строение
3. Солнечная радиация. Радиационный баланс.
4. Температура деятельной поверхности. Температура воздуха
5. Испарение. Испаряемость
6. Влажность воздуха. Географическое распределение осадков
7. Давление атмосферы. Ветер.
8. Климат. Классификация климатов. Климат Беларуси

2.1. УЧЕБНО-МЕТОДИЧЕСКАЯ КАРТА УЧЕБНОЙ ДИСЦИПЛИНЫ

для дневной формы получения высшего образования

Номер раздела, темы	Название раздела, темы	Количество аудиторных часов				Количество часов самост. работы	Форма контроля знаний
		Лекции	Лабораторные занятия	Практические занятия	Семинарские занятия		
1.	Введение. Предмет, задачи	2				6	Опрос
2.	Строение атмосферы. Химический состав и физические процессы	2		2		6	Опрос. Практическая работа
3.	Радиационный режим атмосферы и подстилающей поверхности	4		2		8	Опрос. Практическая работа
4.	Тепловой режим атмосферы и подстилающей поверхности	4		2		6	Опрос. Практическая работа
5.	Водный режим атмосферы	4		2		6	Опрос. Практическая работа
6.	Барическое поле и ветер	4		4		8	Опрос. Практическая работа
7.	Климатообразование	4				8	Опрос. Практическая работа
8.	Атмосферная циркуляция	4				6	Опрос. Практическая работа
9.	Классификация климатов	2		2		6	Опрос
10.	Изменение климата	2		2		6	Опрос. Практическая работа
11.	Всего:	32		16		66	Зачет

3. ИНФОРМАЦИОННО-МЕТОДИЧЕСКАЯ ЧАСТЬ

3.1. Перечень литературы (учебной, учебно-методической, научной, нормативной и др.)

Основная:

1. Ковриго, П. А. Метеорология и климатология / П. А. Ковриго. – Минск : Вышэйшая школа, 2022. – 414 с.

2. Ковриго, П. А. Метеорология и климатология. Практикум : учебное пособие / П. А. Ковриго. – Минск : Вышэйшая школа, 2023. – 303 с.

3. Хромов, С. П. Метеорология и климатология: Учебник / С. П. Хромов, М. А. Петросянц. – М. : Изд-во МГУ, Изд-во КолосС», 2013. – 582 с.

4. Каўрыга, П. А. Метэаралогія / П. А. Каўрыга. – Мінск, РІВШ, 2015. – 186 с.

5. Каўрыга, П. А. Кліматалогія / П. А. Каўрыга. – Мінск, РІВШ. 2015. – 216 с.

Дополнительная:

6. Абдуллаев, С. М. Эволюционная классификация мезомасштабных линий шквалов / С. М. Абдуллаев, О. Ю. Ленская // Метеорология и гидрология. – 1998. – № 3. – С. 24–32.

7. Астапенко, П. Д. Вопросы о погоде. – Ленинград : Гидрометеоиздат, 1982. – 240 с.

8. Алисов, Б. П. Климатология: Учебник / Б. П. Алисов, П. А. Полтораус. – М. : Изд-во Московского ун-та, 1974. – 300 с.

9. Каўрыга, П. А. Метэаралогія і кліматалогія. Практыкум: вучэб. дапам. / П. А. Каўрыга. – Мінск : Вышэйшая школа, 2011. – 223 с.

10. Логинов, В. Ф. Климат Беларуси / В. Ф. Логинов // Под ред. В. Ф. Логинова. – Минск : Ин-т геол. наук НАН Беларуси, 1996. – 236 с.

11. Воробьев, В. И. Синоптическая метеорология / В. И. Воробьев. – Л. : Гидрометеоиздат, 1991. – 550 с.

12. О гидрометеорологической деятельности [Электронный ресурс] : Закон Респ. Беларусь от 9 января 2006 № 93-З : в ред. от 5 марта 2024 г № 357-З // Национальный правовой Интернет-портал Республики Беларусь. – Режим доступа: https://pravo.by/document/?guid=3871&p0=H10600093 – Дата доступа: 12.12.2024.

13. Логинов, В. Ф. Изменения климата Беларуси и их последствия / В. Ф. Логинов [и др.] ; Под общ. ред. В. Ф. Логинова; Ин-т пробл. использ. природ. ресурсов и экологии НАН Беларуси. – Минск : ОДО «Тонпик», 2003. – 330 с.

14. Ковриго, П. А. Изменения климата и использование климатических ресурсов / Под общ. ред. П. А. Ковриго. – Минск : БГУ, 2001. – 262 с.

15. Кислов, А. В. Климат в прошлом, настоящем и будущем / А. В. Кислов. – М. : МАИК «Наука / Интерпериодика». – 2001. – 280 с.

16. Дроздов, О. А. Климатология / О. А. Дроздов [и др.]; Под ред. О. А. Дроздова, Н. В. Кобышевой. – Л. : Гидрометеоиздат,1989. – 567 с.

17. Куцкая, Н. Б. Конспект лекций по курсу «Метеорология и климатология» для студентов спец. 7.07.0801 «Экология и охрана окруж. среды» / Н. Б. Куцкая. – Рубежное, 2002. – 167 с.

19. Логинов, В. Ф. Управление гидрометеорологическими данными: Учеб. пособие для студентов географического факультета / В. Ф. Логинов. – Мн. : БГУ, 2002. – 174 с.

20. Логинов, В. Ф. Глобальные и региональные изменения климата: причины и следствия / В. Ф. Логинов. – Минск : ТетраСистемс, 2008. – 496 с.

21. Абрамова, И. В. Метеорологическая практика. Методические указания для студентов географического факультета / И. В. Абрамова, Р. В. Мельничук. – Брест : Изд-во УО «БрГУ им. А.С. Пушкина», 2006. – 48 с.

22. Бедрицкий, А. И. Российский гидрометеорологический энциклопедический словарь / А. И. Бедрицкий // Под ред. А. И. Бедрицкого. – СПб.; Москва : Летний сад, 2008. – Т. 1: А–И. – 336 с.

23. Бедрицкий, А. И. Российский гидрометеорологический энциклопедический словарь / А. И. Бедрицкого // Под ред. А. И. Бедрицкого. – СПб.; Москва : Летний сад, 2008. – Т. 2: К–П. – 312 с.

24. Бедрицкий, А. И. Российский гидрометеорологический энциклопедический словарь / А. И. Бедрицкий // Под ред. А. И. Бедрицкого. – СПб.; Москва : Летний сад, 2009. – Т. 3: Р–Я. – 216 с.

25. Хромов, С. П. Метеорологический словарь / С. П. Хромов, Л. И. Мамонтова. – Л. : Гидрометеоиздат, 1989. – 568 с.

27. Энциклопедия климатических ресурсов Российской Федерации / Под ред. Н. В. Кобышевой, К. Ш. Хайрулина. – СПб : Гидрометеоиздат, 2005. – 319 с.

Атласы:

1. Атлас мира. – Москва : Издательство АСТ, А92 2022 – 122 с.

2. Большой атлас мира. – Москва : Издательство АСТ 2023 – 120 с.

3. Большой географический атлас мира / пер. с исп. И. М. Вершининой, И. А. Врублевской. – М., 2004. – 432 с.

4. Нацыянальны атлас Беларусі : Нацыянальны атлас Беларусі. — Мн. : Белкартография, 2002. — 292 с.

5. Атлас. География материков и стран – Минск 2024 – 88 с.

3.2. Перечень средств диагностики результатов учебной деятельности:

- индивидуальный контроль;
- устный опрос во время практических работ;
- текущая аттестация в форме устного опроса;
- зачет.

3.3. Методические рекомендации по организации и выполнению самостоятельной работы обучающихся по учебной дисциплине

1. Введение. Предмет, задачи.

Предмет изучения метеорологии климатологии, их связь с физическими и географическими науками. Задачи метеорологии и климатологии. Основные этапы истории метеорологии и климатологии и изучения климата Беларуси. Практическая метеорология – сбор наблюдений, их систематизация, анализ и составление прогнозов.

Рекомендуемая литература: [1], [3], [9], [17].

2. Строение атмосферы. Химический состав и физические процессы.

Тропосфера, стратосфера, мезосфера, термосфера, озоносфера, ионосфера, экзосфера, земная корона. Неоднородность тропосферы.

Химический состав воздуха. Тропосферный и стратосферный аэрозоль. Слой Юнге. Техногенные воздействия на газовый состав.

Физические свойства воздуха. Единицы измерения давления, их соотношение. Температурные шкалы. Уравнение состояния газов. Плотность сухого и влажного воздуха. Удельный объем. Основное уравнение статики для атмосферы. Барометрическое нивелирование. Барическая ступень и барический градиент. Приведение давления к уровню моря.

Рекомендуемая литература: [1], [7], [15], [20], [25].

3. Радиационный режим атмосферы и подстилающей поверхности.

Солнечная радиация и ее происхождение. Энергетическая и природная освещенность, единицы измерения. Солнечная постоянная и ее изменения. Поглощение и рассеяние солнечной радиации в атмосфере. Закон Рэлея. Прямая и рассеянная радиация. Закон ослабления радиации в атмосфере. Оптическая масса атмосферы. Коэффициент прозрачности. Идеальная атмосфера. Фактор мутности.

Суммарная радиация. Отраженная и поглощенная радиация. Альбедо. Собственное излучение земной поверхности. Закон Стефана-Больцмана. Встречное излучение. Эффективное излучение. Радиационный баланс земной поверхности, атмосферы. Излучение в мировое пространство. Альбедо Земли. Парниковый эффект атмосферы.

Рекомендуемая литература: [1], [7], [9], [22], [29]. [20].

4. Тепловой режим атмосферы и подстилающей поверхности.

Причины изменения температуры воздуха. Взаимодействие атмосферы с подстилающей поверхностью. Тепловой баланс. Суточный и годовой ход температуры. Характеристика изменений температуры воздуха. Годовая амплитуда температуры воздуха. Инверсии температуры. Географическое распределение температуры в приземном слое атмосферы

Рекомендуемая литература: [4], [7], [10], [26],.

5. Водный режим атмосферы.

Водяной пар в атмосфере. Влагооборот. Испарение. Испаряемость. Географическое распределение испаряемости и испарения. Конденсация и сублимация в атмосфере. Международная классификация облаков, характеристика их основных форм. Облачность, ее суточный и годовой ход, туман. Образование осадков, конденсация, сублимация и коагуляция. Классификация осадков. Осадки. Суточный и годовой ход осадков. Снеговой покров и его характеристика.

Рекомендуемая литература: [2], [12], [20], [24], [27].

6. Барическое поле и ветер.

Барическое поле. Изменение барического градиента с высотой. Колебания атмосферного давления. Ветер, его скорость и направление. Роза ветров. Атмосферные фронты, типы фронтов.

Рекомендуемая литература: [4], [8], [14], [24].

7. Климатообразование.

Понятие о климате. Климатическая система. Климатообразующие процессы. Общая циркуляция атмосферы. Растительный и снеговой покров. Вулканизм.

Рекомендуемая литература: [4], [13], [24].

8. Атмосферная циркуляция.

Роль циркуляции атмосферы в формировании климата. Зоны атмосферного давления ветра в верхней тропосфере и в стратосфере, около земной поверхности. Циркуляция в тропиках. Циркуляция внетропических широт. Погода**.** Синоптический анализ. Спутниковая информация в синоптическом анализе. Микроклимат. Влияние рельефа, растительности, водоемов и мелиорации на микроклимат. Микроклиматические карты. Климат города.

Рекомендуемая литература: [7], [8], [17], [24].

9. Классификация климата. Климаты Земли.

Классификация климатов. Классификация климата**.** Климат Беларуси. Место климата Беларуси в общеклиматических классификациях.

Рекомендуемая литература: [7], [12], [13], [18], [21].

10. Изменения климата.

Возможные причины изменения климата. Изменения климата в историческое время и за время инструментальных наблюдений. Изменения климата Беларуси. Сценарии изменения глобального и регионального климата. Рамочная конвенция ООН об изменении климата, Киотский протокол. Социально-экономические последствия потепления климата.

Рекомендуемая литература: [5], [6], [11], [18], [23].