

ДОРОЖНАЯ КЛИМАТОЛОГИЯ



Министерство образования Республики Беларусь
БЕЛОРУССКИЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ ТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

ДОРОЖНАЯ КЛИМАТОЛОГИЯ

Пособие
по дисциплине «Дорожная климатология»
для студентов специальности 1-70 03 01 «Автомобильные дороги»

Учебное электронное издание

Минск БНТУ 2013

Рекомендовано учебно-методическим объединением по образованию в области строительства и архитектуры в качестве пособия для студентов специальностей «Автомобильные дороги»

Рецензенты:

Н.П. Вырко, доктор технических наук, профессор кафедры «Транспорт леса» Белорусского государственного технологического университета;

Н.М. Гурбо, кандидат технических наук, доцент кафедры «Технология бетона и железобетона» Белорусского национального технического университета

Леонович И.И.

Дорожная климатология: электронное учебное пособие / И.И. Леонович. – Мн.: БНТУ, 2013

В учебном пособии изложены основные сведения по общей и дорожной климатологии. Приведены данные о температуре воздуха, осадках, упругости водяного пара, направлениях и скорости ветра, солнечной радиации, других метеорологических характеристиках, описаны особенности климата Республики Беларусь. Системно изложена методология учета климатических факторов при проектировании, строительстве и эксплуатации автомобильных дорог; приведены терминологический словарь и система районирования Республики Беларусь по важнейшим расчетным параметрам климата. В приложении представлены справочные данные об основных климатических характеристиках различных регионов Республики Беларусь.

Белорусский национальный технический университет
Пр-т Независимости, 65, г. Минск, Республика Беларусь
Тел. (017) 293-91-97 факс (017) 292-91-37
Регистрационный № ЭИ БНТУ/ФТК74-63.2013

Содержание

<u>Введение</u>	4
<u>1. Роль и место дорожной климатологии в деятельности дорожных хозяйств и практической работе инженера – дорожника</u>	6
<u>2. Развитие метеорологии и климатологии</u>	10
<u>3. Атмосфера земли . Структура и химический состав</u>	20
<u>4. Физические процессы, возникающие в атмосфере</u>	29
<u>5. Солнечная радиация и законы ее распределения</u>	35
<u>6. Оценка уровня солнечной радиации и тепловой баланс земной поверхности</u>	46
<u>7. Тепловой режим атмосферы</u>	53
<u>8. Тепловые процессы, протекающие на поверхности земли</u>	59
<u>9. Водный режим атмосферы: испарение и конденсация</u>	68
<u>10. Влажность воздуха и методы её определения</u>	73
<u>11. Облака и облачность</u>	85
<u>12. Атмосферные осадки</u>	100
<u>13. Динамика атмосферы</u>	114
<u>14. Магнитное поле Земли</u>	164
<u>15. Климатообразующие факторы</u>	169
<u>16. Классификация и характеристика климата</u>	173
<u>17. Климат Республики Беларусь</u>	182
<u>18. Основные закономерности изменения климата</u>	190
<u>19. Учет погодно-климатических факторов при проектировании автомобильных дорог</u>	199
<u>Литература</u>	207

Введение

Дорога – это комплекс инженерных сооружений, объектов и устройств, взаимосвязанных между собой конструктивно, технологически, эстетически, функционально и предназначенных для обеспечения транспортных коммуникаций. Система дорог имеет разветвленный характер, проникает в самые различные точки пространства, создает предпосылки для взаимодействия человека с окружающей средой. Дорожные сооружения, как никакие другие, проектируются и возводятся с учетом ландшафта, гидрогеологических особенностей местности, принципов землепользования. Они функционируют не только под воздействием транспортных нагрузок, но и множества погодно-климатических факторов. На дороги воздействуют температура воздуха, солнечная радиация, атмосферные осадки, ветер, туман, гололедица и другие природные явления, которые являются объективной реальностью и в ряде случаев не могут быть устранены людьми. Поэтому необходимо с учетом этих явлений находить инженерные решения, которые бы обеспечивали сооружениям необходимые технические и эксплуатационные качества, и рекомендовать людям, имеющим отношение к эксплуатации дорог, ряд мер, обеспечивающих здоровье и жизнедеятельность с учетом особенностей погодно-климатических факторов в условиях экстремальных природных явлений.

Дорожное строительство осуществляется в постоянно меняющихся погодных условиях. Технология производства дорожных работ разрабатывается с учетом климатических особенностей местности и численных значений всех основных климатических характеристик. Влияние погодно-климатических факторов еще в большей степени сказывается на состоянии эксплуатируемых дорог. Дождь и туман, снегопады и метели ухудшают видимость на автомобильной дороге, снеговые отложения повышают сопротивление качению автомобиля, а иногда приводят к весьма существенным помехам в выполнении транспортных операций. Увлажнение покрытия и образование гололеда снижают коэффициент сцепления и создают условия, опасные для движения автомобиля. Под влиянием низких температур происходит промерзание грунта и перераспределение в нем

влаги, а высокие температуры снижают сдвигоустойчивость покрытий, построенных с использованием органических вяжущих материалов.

Суточные и сезонные колебания температуры сопровождаются знакопеременными напряжениями, приводящими к образованию трещин, взбугриванию поверхности покрытий, другим негативным проявлениям.

Направление и скорость ветра заметно влияют на микроклимат района и экологическую обстановку на его территории. «Роза ветров» должна учитываться при размещении заводов и производственных баз по отношению к населенным пунктам, влиять на выбор направления дорожной трассы, расположение снегозащитных и декоративных лесонасаждений.

Погодно-климатические факторы имеют особое значение при выборе сроков и способов производства дорожных работ. Работа с органическими вяжущими эффективно проводится при устойчивых среднесуточных температурах, превышающих $+5^{\circ}\text{C}$. Продолжительность светового дня обычно учитывается при организации работ в ДСУ, ДРСУ, ДЭУ и других подразделениях дорожной отрасли, при решении вопросов о сменности на производстве, выборе режима освещения дорог и мостов. Время профилировки грунта и подметания проезжей части выбирается с учетом влажности рабочей поверхности, относительной влажности воздуха и сорбционных процессов, протекающих при контакте покрытия и атмосферы.

При решении дорожных и транспортных задач определяются самые разнообразные области учета климатических факторов. Практически все технические вопросы так или иначе связаны с климатом, учетом погодных условий, температурных, радиационных, ветровых и других характеристик. Инженеру-строителю автомобильных дорог и аэродромов необходимо в совершенстве владеть знаниями по метеорологии и климатологии, которые являются неотъемлемой частью решения задач проектирования, строительства и эксплуатации дорог и аэродромов, – т.е. всеми необходимыми знаниями, получение которых предусмотрено программой учебной дисциплины «Дорожная климатология». Инженер-дорожник должен уметь применять эти знания в своей повседневной практической деятельности.

Пособие отражает курс лекций, который был прочитан студентам факультета транспортных коммуникаций БНТУ в 2012-2013 учебном году. Использованный конспект лекций студентов группы 114359.

Электронная обработка информации выполнена магистрантом Тимошенко М.С.

Лекция №1. Роль и место дорожной климатологии в деятельности дорожных хозяйств и практической работе инженера – дорожника.

Дорога – это комплекс инженерных сооружений, объектов и устройств, взаимосвязанных между собой конструктивно, технологически, эстетически, функционально и предназначенных для обеспечения транспортных коммуникаций. Система дорог имеет разветвленный характер, проникает в самые различные точки пространства, создает предпосылки для взаимодействия человека с окружающей средой. Дорожные сооружения, как никакие другие, проектируются и возводятся с учетом ландшафта, гидрогеологических особенностей местности, принципов землепользования. Они функционируют не только под воздействием транспортных нагрузок, но и множества погодно-климатических факторов. На дороги воздействуют температура воздуха, солнечная радиация, атмосферные осадки, ветер, туман, гололедица и другие природные явления, которые являются объективной реальностью и в ряде случаев не могут быть устранены людьми. Поэтому необходимо с учетом этих явлений находить инженерные решения, которые бы обеспечивали сооружениям необходимые технические и эксплуатационные качества, и рекомендовать людям, имеющим отношение к эксплуатации дорог, ряд мер, обеспечивающих здоровье и жизнедеятельность с учетом особенностей погодно-климатических факторов в условиях экстремальных природных явлений.

Дорожное строительство осуществляется в постоянно меняющихся погодных условиях. Технология производства дорожных работ разрабатывается с учетом климатических особенностей местности и численных значений всех основных климатических характеристик. Влияние погодно-климатических факторов еще в большей степени сказывается на состоянии эксплуатируемых дорог.

Дождь и туман, снегопады и метели ухудшают видимость на автомобильной дороге, снеговые отложения повышают сопротивление качению автомобиля, а иногда приводят к весьма существенным помехам в выполнении транспортных операций. Увлажнение покрытия и образование гололеда снижают коэффициент сцепления и создают условия, опасные для движения автомобиля. Под влиянием низких температур происходит промерзание грунта и перераспределение в нем влаги, а высокие температуры снижают сдвигоустойчивость покрытий, построенных с использованием органических вяжущих материалов. Суточные и сезонные колебания температуры сопровождаются знакопеременными напряжениями, приводящими к образованию трещин, взбулгиванию поверхности покрытий, другим негативным проявлениям.

Направление и скорость ветра заметно влияют на микроклимат района и экологическую обстановку на его территории. «Роза ветров» должна учитываться при размещении заводов и производственных баз по отношению к населенным пунктам, влиять на выбор направления дорожной трассы, расположение снегозащитных и декоративных лесонасаждений.

Погодно-климатические факторы имеют особое значение при выборе сроков и способов производства дорожных работ. Работа с органическими вяжущими эффективно проводится при устойчивых среднесуточных температурах, превышающих +5 С.

Продолжительность светового дня обычно учитывается при организации работ в ДСУ, ДРСУ, ДЭУ и других подразделениях дорожной отрасли, при решении вопросов о сменности на производстве, выборе режима освещения дорог и мостов. Время профилировки грунта и подметания проезжей части выбирается с учетом влажности рабочей поверхности, относительной влажности воздуха и сорбционных процессов, протекающих при контакте покрытия и атмосферы.

При решении дорожных и транспортных задач определяются самые разнообразные области учета климатических факторов. Практически все технические вопросы так или иначе связаны с климатом, учетом погодных условий, температурных, радиационных, ветровых и других характеристик. Инженеру-строителю автомобильных дорог и аэродромов необходимо в совершенстве владеть знаниями по метеорологии и климатологии, которые являются

неотъемлемой частью решения задач проектирования, строительства и эксплуатации дорог и аэродромов, – т.е. всеми необходимыми знаниями, получение которых предусмотрено программой учебной дисциплины «Дорожная климатология». Инженер-дорожник должен уметь применять эти знания в своей повседневной практической деятельности.

Дорожная климатология является относительно новой наукой, поэтому не все ее положения полностью раскрыты в технической литературе, а многие практические методы не доведены до требуемой инженерной интерпретации. Современную дорожную климатологию необходимо изучать, ориентируясь на общие положения науки о климате, информацию о метеорологических явлениях, а также на теоретический фундамент специальных учебных дисциплин дорожного цикла. В первую очередь необходимо учитывать научные труды профессоров А.К. Бирули, А.В. Васильева, Н.Н. Иванова, В.М. Сиденко, А.Я. Тулаева и других, где вопросам учета погодно-климатических факторов уделено особое внимание.

1. Определения:

Метеорология – наука изучающая характеристики и процессы в атмосферном воздухе.

Климатология – это наука, которая определяет развитие климатообразующих процессов и обоснованно дает информацию о климатах в различных районах земного шара. По отношению метеорологии климатология является соподчиненной сферой научного познания.

Климатология делится на различные виды, в зависимости от значения основных метеорологических характеристик. Так например в районе экватора у нас сформирован экваториальный климат, на севере – полярный(арктический).

Климатология разделяется на общую и отраслевую(медицинская, строительная, дорожная и т.д.)

Погода – состояние метеорологических характеристик просматриваемых в течении периода(года).

2. Связь дорожной климатологии с другими науками.

Климатология как наука имеет тесные связи с другими науками и учебными дисциплинами, которые включены в учебный план по специальности «Автомобильные дороги». В том числе:

- Дорожно-строительные материалы
- Грунтоведение и механика грунтов
- Мосты
- Проектирование дорог
- Строительство дорог
- Экономика дорожного хозяйства
- Дорожно-строительные машины
- Гидравлика и гидрология
- Геодезия

Так например, в связи с дорожно-строительными материалами имеют место следующие параметры: водные свойства, морозостойкость, теплопроводность, воздухопроницаемость и т.д. В грунтоведении: почвообразование, выветривание грунтов, подземные воды, образование ледников и т.д. Проектирование дорог: водно-тепловой режим земляного полотна, пучение. Строительство дорог: температуры при строительстве и т.д.

3. Основные этапы развития.

Метеорологию и климатологию целесообразно рассматривать в историческом разрезе и в этом отношении можно выделить несколько этапов :

1. До нашей эры и первые столетия нашей эры – отсутствовали приборы и первобытный человек наблюдал за изменением погоды и климата по внешним заметным признакам и свои знания и опыт передавал из поколения в поколение.

2. Системное накопление и обобщение информации о процессах, которые протекали в атмосферном воздухе и были связаны с различными явлениями(оледенение, ураганы, смерчи).

3. Появление станций и приборов для фиксации параметров, характеризующих атмосферный воздух. Во второй половине 18 века по частной инициативе было организовано Мак-Геймское

метеорологическое общество, которое на добровольной основе основало метеорологические станции, в том числе 3 в России. В середине 19 века возникли первые государственные сети станций, появились описания климата отдельных районов.

В дальнейшем климатология развивалась под действием фундаментальных исследований в области физики, математики, радиометрии, теплокоммуникаций и т.д.

В Беларуси климатология развивалась и развивается в тесной связи с метеорологией и климатологией России и др. стран. Записи имеются в летописях, работах ученых и т.д. Важным событием явилось создание в Беларуси метеорологических станций. Первые были созданы в Могилеве 1809 и Витебске – 1810.

На данном этапе на основании накопленных данных о метеорологических процессах сформулированы классификации климатов. Между службами метеорологическими и погодными установлена и постоянно поддерживается связь, дающая возможность накапливать информацию о состоянии метеорологических процессов, развивать систему синоптических наблюдений, прогнозировать погоду, развивать средства для контроля за состоянием атмосферного воздуха не только приземном слое, но и на высоте.

Лекция №2. Развитие метеорологии и климатологии

1. Общие сведения

Еще на заре своей истории люди сталкивались с неблагоприятными атмосферными явлениями. Они обращали внимание на изменения погоды и смену времен года, наблюдали катастрофические явления природы - наводнения, грозы, тайфуны, засухи, отмечали особенности природных условий различных территорий. Не понимая их причин, люди обожествляли грозные и стихийные явления природы, связанные с атмосферой, создавая себе богов - таких как Перун, Зевс, Дажьбог и др. По мере развития цивилизации в Китае, Индии, странах Средиземноморья делались попытки регулярных метеорологических наблюдений, появились отдельные догадки о причинах атмосферных процессов и зачаточные научные представления о климате. Первый свод знаний об

атмосферных явлениях был составлен Аристотелем, взгляды которого затем долго определяли представления об атмосфере.

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

Метеорологией называется наука об атмосфере, о ее составе, строении, свойствах и протекающих в ней физических и химических процессах. Главные задачи метеорологии - описание состояния атмосферы в данный физический момент времени и прогноз ее состояния на будущее. В некоторых случаях также возникает необходимость восстановить состояние атмосферы в прошлом.

После изобретения термометра, барометра, дождемера Галилеем и его учениками появилась возможность инструментальных наблюдений. Начиная со второй половины XVII века Академия экспериментирования в Тоскане организовала первую немногочисленную сеть инструментальных наблюдений, которые проводились в нескольких пунктах в Европе. Кроме того, непременной частью программ всех морских плаваний стало проведение наблюдений за погодой.

2. Первые метеорологические теории

В это же время появились первые метеорологические теории. Э. Галлей дал первое объяснение муссонов, Э. Гадлей опубликовал известный трактат о пассатах. К середине XVII столетия М.В. Ломоносов уже выделял метеорологию как самостоятельную науку с собственными методами и задачами, из которых главной, по его мнению, было "предзнание погод", создал первую теорию атмосферного электричества, построил метеорологические приборы, высказал ряд важных соображений о климате и о возможности научного предсказания погоды.

3. Метеорологические станции

Во второй половине XVIII века по частной инициативе было организовано Маккгеймское метеорологическое общество, которое создало в Европе на добровольной основе сеть из 39 метеорологических станций (в том числе три в России - в Санкт-Петербурге, Москве, на Пышменском заводе), укомплектованных единообразными и

проградуированными приборами. Сеть функционировала 12 лет. Результаты наблюдений публиковались и стимулировали дальнейшее развитие метеорологических исследований.

В середине XIX столетия возникли первые государственные сети станций, появились работы, посвященные описанию климата крупных территорий (К.С. Веселовский. Климат Российской империи, 1854 г.), а позднее - и всего Земного шара (Ю. Ганн, 1883 г.; А.И. Всеиков, 1884 г.; В. Кеппен, 1912 г.). Труды германских ученых А. Гумбольдта и Г.Д. Дове были заложены основы научной климатологии -науки о климате. В научную литературу термин "климат", который дословно означает "наклонение, наклон", был введен древнегреческим астрономом Гиппсухом из Никеи во II веке до нашей эры.

4. Климатология и климат

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

Под климатом в узком смысле, или локальным климатом, понимают совокупность за многолетний период атмосферных условий, свойственных тому или иному месту в зависимости от географической обстановки. В таком понимании климат является одной из физико-географических характеристик местности.

Климатом в широком смысле, или глобальным климатом, называется статистическая совокупность состояний, проходимых системой атмосфера-океан-суша-криосфера-биосфера за период времени в несколько десятилетий. В таком понимании климат есть понятие глобальное.

Климат является одним из важнейших природных факторов, под непосредственным влиянием которых протекает большинство процессов в верхней части земной коры, атмосфере, гидросфере и биосфере. Он оказывает существенное влияние на развитие жизни, интенсивность разрушений земной поверхности, накопление разнообразных осадочных горных пород, ценных минералов и полезных ископаемых. Под непосредственным воздействием климата развиваются процессы, связанные с перемещением воздушных масс, образуются поверхностные и глубоководные морские течения и многое другое.

Особенности климата обусловлены целым рядом факторов, известных под названием климатообразующих. К ним относятся солнечная радиация, циркуляция атмосферы и характер земной поверхности. Постоянное взаимодействие этих факторов и их изменения в количественном выражении в различные геологические эпохи приводят к разным условиям формирования природной среды.

На Земле в современную эпоху, исходя из температурного режима, вертикального строения воздушных масс, характера их циркуляции, влажности выделяются следующие климатические пояса:

- 1) экваториальный;
- 2) экваториальных муссонов;
- 3) тропический;
- 4) субтропический;
- 5) умеренный;
- 6) субарктический;
- 7) арктический;
- 8) субантарктический;
- 9) антарктический.

Геологические процессы, протекающие на земной поверхности, тесно связаны с климатом. От характера климата зависят режим поверхности и грунтовых вод, особенности геохимических процессов, развитие и размещение животного и растительного мира, характер осадконакопления, образование почв, выветривание и многое другое. Вместе с тем, такие главные составляющие климата, как температура, атмосферные осадки, перемещение воздушных масс, одновременно являются основными геологическими силами, изменяющими облик земной поверхности. Под воздействием вполне определенных компонентов климата образуются пустыни, карстовые ландшафты, лесостепи и лесные массивы, разрушаются горы и возвышенности, а обломочный материал перемещается и накапливается в руслах и дельтах рек, озерах и морских бассейнах.

Использование в метеорологии и климатологии точных физических законов, а в последнее время - и сложного математического аппарата, роднит эти дисциплины с физико-математическими науками. В то же время все атмосферные движения протекают на нашей планете с характерными только для нее очертаниями материков и океанов, строением рельефа, распределением рек, морей, ледникового, снежного покровов и растительности. Это определяет географичность

метеорологии и климатологии и их вхождение в комплекс географических наук.

5. Первые синоптические карты

Около 1820 года Г.В. Брандесу в Германии пришло в голову нанести на географические карты наблюдения Макклеимской сети станций. Таким образом появились первые синоптические карты позволившие обнаружить области высокого и низкого давления которые оказались подвижными и двигались, как правило, с запада на восток. После изобретения телеграфа в 50-х годах XIX в. по инициативе знаменитого астронома У. Лавруа во Франции и адмирала Р. Фицроя в Англии синоптический метод исследования атмосферных процессов быстро вошел в общее употребление. На его основе возникла служба погоды и новая отрасль метеорологической науки - синоптическая метеорология.

6. Образование метеорологических институтов

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

7. Динамическая метеорология

Во второй половине XIX столетия были заложены основы динамической метеорологии, т.е. применения законов гидромеханики и термодинамики к исследованиям атмосферных процессов. Большой вклад в эту область метеорологии был сделан Кориолисом и Пуассоном во Франции, В. Феррелем в США, Г.Гельмгольцем в Германии, Г. Моном и К. Гульдбергом в Норвегии. В это же время исследование климата в тесной связи с общей географической обстановкой было сильно продвинуто трудами великого русского географа и климатолога А.И. Вайкова, а также Ю. Ганна в Австрии, В. Кеппена в Германии и

других. К концу столетия усилилось изучение радиационных и электрических процессов в атмосфере.

8. Классификация климата

Появление первых работ по классификации климатов относится к концу XIX - началу XX столетия, когда ученые проводили наблюдения влияния природных явлений на жизнь растений (Гризен-бах - в 1872 г., Декандоль - в 1874 г.). Эти классификации основывались на ботанических показателях, так как в то время решалась задача ботанического районирования Земного шара, и явная связь распределения растительности с климатическими условиями обратила на себя внимание ученых.

Описательное направление ставило своей задачей выделение климатических провинций, т.е. однородных по климатическим особенностям географических районов, вне связи их с аналогичными районами в других местах. Таким путем устанавливались только разнообразные факты, но не делалось попыток их обобщения для Земли в целом. Климатические провинции приурочивались, по возможности, к тем или иным странам и носили их название. Особенно яркое выражение идея климатических провинций получила в работах Зупана (1884 г.) и Хульта (1892 г.). В числе климатических провинций, выделенных Зупаном, имеются, например, провинции Средиземноморская, Капская, Калифорнийская. Однако несмотря на большое сходство климата в этих странах в классификации это ничем не отмечено. Не указывается даже на сходство климатов крупнейших тропических пустынь, таких как Сахара и Австралийская пустыня, - для Зупана это - только отдельные, ничем между собой не связанные климатические провинции. Хульт не вносит в решение задачи климатического районирования ничего принципиально нового, только вместо 35 провинций Зупана он устанавливает 103. Очевидно, что если идти дальше в том же направлении, число климатических провинций можно еще значительно увеличить. Основным недостатком классификации климатов по методу провинций следует считать отсутствие понятия о типах климата. Одновременно с разработкой схемы районирования на основе выделения климатических провинций Зупан делит Земной шар на термические пояса, не совпадающие с соляными поясами греков (1879 - 1896 гг.).

В 1884 году А.И. Воейков и В. Кеппен предложили другой подход к делению Земли на термические пояса на основании природных факторов, представлявший собой крупный шаг вперед в климатологии, так как коренным образом перестраивалось устаревшее понятие о климате в зависимости только от географической широты, шедшее еще от древних греков.

Генетический подход к системам классификации климата в дальнейшем начинает интенсивно развиваться. Вполне четко он сформулирован в работах П.И. Броунова, относящихся к первой четверти XX столетия. Ученый писал, что барический рельеф вместе с солнцем - это база всех процессов, происходящих на Земле, база всей жизни планеты. От барического рельефа зависят ветры, от них - влажность, температура, облачность, осадки и т.д., т.е. весь сложный комплекс явлений, которые характеризуют климат и от которых зависят почва, растительность и животный мир.

Исходя из этого Броунов принимает за климатические границы оси наиболее значительных областей пониженного и повышенного давления (по средним годовым данным). Вдоль южной и северной субтропических областей высокого давления он проводит линии наибольшего давления, которым дает название осей затропических максимумов. Таким же образом он проводит оси полярного и экваториального минимума.

Основываясь на совершенно бесспорных положениях о первостепенном наряду с солнечной радиацией климатологическом значении атмосферной циркуляции, П. Броунов все же недоучитывает роль сезонных изменений этих факторов, которые являются основными в процессе климатообразования, и старается свести все к средней годовой картине. Он даже рассматривает особенности атмосферной циркуляции в январе и июле как нарушение климатологического, более верного с его точки зрения, среднего годового распределения.

9. Развитие метеорологии в XX в.

Развитие метеорологии в XX столетии шло нарастающими темпами. В краткой характеристике этого развития следует отметить всего несколько областей. Успехи динамической метеорологии в первой четверти XX в. связаны с трудами В. Бьеркнеса и его учеников в Норвегии, М. Маргулеса в Австрии, В. Нэпир-Шоу в Англии, А.А.

Фридмана, Н.Е. Кочина, И.А. Кибеля, Л.В. Келлера в СССР, К.Г. Россби в Швеции. Работы по теоретической метеорологии, особенно в Советском Союзе, все более сосредотачивались на проблеме численного прогноза, хотя пионерская работа Л. Ричардсона (Англия) в 1922 году окончилась неудачей. Первый крупный успех в этой области был достигнут И.А. Кибелем в 1940 г. Дальнейшее развитие теория прогноза метеорологических полей получила в работах академика Г.И. Марчука, академика А.М. Обухова, Е.Н. Блиновой, Н.И. Булеева, М.И. Юдика, А.Ф. Дюбюка и других в СССР, К.Г. Россби, Ж. Черни, Н. Филлипса, Дж. Смагоринского в США и других ученых. С появлением ЭВМ эти первоначально чисто теоретические исследования очень быстро нашли применение в практике работы службы погоды СССР, США, Англии, Франции, Германии и многих других стран. Синоптическая метеорология также быстро шагнула вперед, особенно благодаря работам В. Бьеркнеса, Я. Бьеркнеса, П. Сольберга, Т. Бержерака в Норвегии, А.И. Ашкена-зия, С.П. Хромова, Х.П. Погосяна, В.А. Бугаева, В.А. Джорджио, Н.Л. Табаровского, Б.Д. Успенского в СССР, С. Петтерсена в Норвегии и США.

Большие успехи достигнуты в начале XX века в области аэрологических исследований. Во многих странах выдвинулись выдающиеся организаторы и исследователи в этом тогда еще новом направлении. В частности, в 1902 году А. Тейсеран де Бор (Франция) открыл существование тропопаузы и стратосферы. Это открытие вскоре было подтверждено Р. Ассманом (Германия). Позднее стало знаменитым имя изобретателя первого радиозонда П.А. Молчанова. Широкое использование радиолокационной техники для аэрологических исследований связано с именами Г.И. Гольшева, В.В. Кос-тарева, Б.Д. Рождественского. На основе достижений во всех указанных областях метеорологии к настоящему времени появилось очень много фактического материала и углубились теоретические представления об общей циркуляции атмосферы - механизме великого круговорота воздуха на Земле.

Замечательные результаты в исследовании турбулентных закономерностей атмосферных движений, строения приземного и пограничного слоев, а также процессов тепло- и влагообмена в них получены за последние 30-40 лет в России академиками А.Н. Колмогоровым, А.М. Обуховым, А.С. Мониним и многими другими исследователями. Развитие народного хозяйства привело к

необходимости более тщательного учета свойств атмосферных процессов, поэтому стали интенсивно развиваться многие отрасли прикладной климатологии - такие как авиационная, медицинская, строительная и др.

10. Практическое значение климатологии

Современная климатология со всеми ее разделами представляет собой обширную науку, базирующуюся, с одной стороны, на изучении многолетнего хода климатообразующих процессов, с другой - на всесторонних географических исследованиях - геоботанических, почвенных, геоморфологических и других.

Практическое значение климатологии очень велико, особенно в сельском хозяйстве. Выбор сельскохозяйственных культур, улучшение существующих и создание новых полезных растений, процесс агротехники проходит параллельно с изучением климата территории.

На основе климатических данных производится районирование страны в целях наиболее выгодного размещения отраслей сельскохозяйственного производства (полеводства, животноводства, садоводства, лесоводства и др.), а также разработка и применение приемов агротехники, отвечающих местным климатическим условиям.

Учет климатических условий необходим при строительстве гидротехнических сооружений, автомобильных дорог и мостов. Знание климата нужно для обслуживания авиации, изыскания автотрасс, составления аэрологии, строительства аэропортов. Климатические данные используются при эксплуатации автомобильного, железнодорожного и водного транспорта, строительстве городов, а также в здравоохранении и в различных видах промышленности (деревообделочной, торфяной, табачной и др.).

Очень велика и ответственна роль климатологии в обслуживании народного хозяйства, что требует дальнейшего развития исследований и разработки методических вопросов в этой области. В числе актуальных задач, стоящих в настоящее время перед климатологией, особенного внимания требует разработка количественных характеристик влияния местных факторов на климат и методов их картографирования.

В нашей стране, как и во всем мире, объем метеорологических исследований и число публикаций по этим вопросам постоянно растут,

накоплен большой опыт международного сотрудничества в проведении таких международных программ, как программа исследования глобальных атмосферных процессов, и уникальных экспериментов, подобных Международному геофизическому году (1957 - 1958 гг.), Атлантическому тропическому эксперименту (1974 г.) и др.

Развитие человечества выдвигает перед метеорологией все новые глобальные проблемы, требующие коллективных усилий метеорологов всех стран.

Наметившимся тенденциям глобального изменения климата должны быть противопоставлены эффективные меры по защите окружающей среды и устранению факторов, отрицательно влияющих на природу нашей планеты.

Лекция № 3. Атмосфера Земли. Структура и химический состав

1. Физические свойства.

Атмосфера (от др.-греч. ἀτμός — пар и σφαῖρα — шар) — газовая оболочка (геосфера), окружающая планету Земля. Внутренняя её поверхность покрывает гидросферу и частично земную кору, внешняя граничит с околоземной частью космического пространства.

Толщина атмосферы — примерно 120 км от поверхности Земли.

Суммарная масса воздуха в атмосфере — $(5,1—5,3) \cdot 10^{18}$ кг. Из них масса сухого воздуха составляет $(5,1352 \pm 0,0003) \cdot 10^{18}$ кг, общая масса водяных паров в среднем равна $1,27 \cdot 10^{16}$ кг.

Молярная масса чистого сухого воздуха составляет 28,966 г/моль, плотность воздуха у поверхности моря приблизительно равна 1,2 кг/м³. Давление при 0 °С на уровне моря составляет 101,325 кПа; критическая температура — -140,7 °С (~132,4 К); критическое давление — 3,7 МПа; C_p при 0 °С — $1,0048 \cdot 10^3$ Дж/(кг·К), C_v — $0,7159 \cdot 10^3$ Дж/(кг·К) (при 0 °С). Растворимость воздуха в воде (по массе) при 0 °С — 0,0036 %, при 25 °С — 0,0023 %.

За «нормальные условия» у поверхности Земли приняты: плотность 1,2 кг/м³, барометрическое давление 101,35 кПа,

температура плюс 20 °С и относительная влажность 50 %. Эти условные показатели имеют чисто инженерное значение.

2. Химический состав.

Атмосфера Земли возникла в результате выделения газов при вулканических извержениях. С появлением океанов и биосферы она формировалась и за счёт газообмена с водой, растениями, животными и продуктами их разложения в почвах и болотах.

В настоящее время атмосфера Земли состоит в основном из газов и различных примесей (пыль, капли воды, кристаллы льда, морские соли, продукты горения).

Концентрация газов, составляющих атмосферу, практически постоянна, за исключением воды (H₂O) и углекислого газа (CO₂). Состав сухого воздуха.

Состав сухого воздуха ^{[1][2]}		
Газ	Содержание по объёму, %	Содержание по массе, %
<u>Азот</u>	78,084	75,50
<u>Кислород</u>	20,946	23,10
<u>Аргон</u>	0,932	1,286
<u>Вода</u>	0,5-4	—
<u>Углекислый газ</u>	0,0387	0,059
<u>Неон</u>	$1,818 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$
<u>Гелий</u>	$4,6 \cdot 10^{-4}$	$7,2 \cdot 10^{-5}$
<u>Метан</u>	$1,7 \cdot 10^{-4}$	—
<u>Криптон</u>	$1,14 \cdot 10^{-4}$	$2,9 \cdot 10^{-4}$
<u>Водород</u>	$5 \cdot 10^{-5}$	$7,6 \cdot 10^{-5}$
<u>Ксенон</u>	$8,7 \cdot 10^{-6}$	—
<u>Закись азота</u>	$5 \cdot 10^{-5}$	$7,7 \cdot 10^{-5}$

Кроме указанных в таблице[2] газов, в атмосфере содержатся SO_2 , NH_3 , CO , озон, углеводороды, HCl , HF , пары Hg , I_2 , а также NO и многие другие газы в незначительных количествах. В тропосфере постоянно находится большое количество взвешенных твёрдых и жидких частиц (аэрозоль).

3. Строение атмосферы.

Тропосфера

Её верхняя граница находится на высоте 8—10 км в полярных, 10—12 км в умеренных и 16—18 км в тропических широтах; зимой ниже, чем летом. Нижний, основной слой атмосферы содержит более 80 % всей массы атмосферного воздуха и около 90 % всего имеющегося в атмосфере водяного пара. В тропосфере сильно развиты турбулентность и конвекция, возникают облака, развиваются циклоны и антициклоны. Температура убывает с ростом высоты со средним вертикальным градиентом $0,65^\circ/100 \text{ м}$

Тропопауза

Переходный слой от тропосферы к стратосфере, слой атмосферы, в котором прекращается снижение температуры с высотой.

Стратосфера

Слой атмосферы, располагающийся на высоте от 11 до 50 км. Характерно незначительное изменение температуры в слое 11—25 км (нижний слой стратосферы) и повышение её в слое 25—40 км от $-56,5$ до $0,8^\circ\text{C}$ (верхний слой стратосферы или область инверсии). Достигнув на высоте около 40 км значения около 273 К (почти 0°C), температура остаётся постоянной до высоты около 55 км. Эта область постоянной температуры называется стратопаузой и является границей между стратосферой и мезосферой.

Стратопауза

Пограничный слой атмосферы между стратосферой и мезосферой. В вертикальном распределении температуры имеет место максимум (около 0°C).

Мезосфера

Мезосфера начинается на высоте 50 км и простирается до 80—90 км. Температура с высотой понижается со средним вертикальным градиентом $(0,25—0,3)^\circ/100$ м. Основным энергетическим процессом является лучистый теплообмен. Сложные фотохимические процессы с участием свободных радикалов, колебательно возбуждённых молекул и т. д. обуславливают свечение атмосферы.

Мезопауза

Переходный слой между мезосферой и термосферой. В вертикальном распределении температуры имеет место минимум (около -90°C).

Линия Кармана

Высота над уровнем моря, которая условно принимается в качестве границы между атмосферой Земли и космосом. В соответствии с определением ФАИ, линия Кармана находится на высоте 100 км над уровнем моря.

Граница атмосферы Земли

Принято считать, что граница атмосферы Земли и ионосферы находится на высоте 118 километров[3]. Это показывает анализ параметров движения высокоэнергетических частиц, перемещающихся в атмосфере и ионосфере.

Термосфера

Верхний предел — около 800 км. Температура растёт до высот 200—300 км, где достигает значений порядка 1500 К, после чего остаётся почти постоянной до больших высот. Под действием ультрафиолетовой и рентгеновской солнечной радиации и космического излучения происходит ионизация воздуха («полярные сияния») — основные области ионосферы лежат внутри термосферы. На высотах свыше 300 км преобладает атомарный кислород. Верхний предел термосферы в значительной степени определяется текущей активностью Солнца. В периоды низкой активности — например, в 2008—2009 гг — происходит заметное уменьшение размеров этого слоя.

Термопауза - область атмосферы прилегающая сверху к термосфере. В этой области поглощение солнечного излучения незначительно и температура фактически не меняется с высотой.

Экзосфера

Экзосфера — зона рассеяния, внешняя часть термосферы, расположенная выше 700 км. Газ в экзосфере сильно разрежён, и отсюда идёт утечка его частиц в межпланетное пространство (диссипация).

До высоты 100 км атмосфера представляет собой гомогенную хорошо перемешанную смесь газов. В более высоких слоях распределение газов по высоте зависит от их молекулярных масс, концентрация более тяжёлых газов убывает быстрее по мере удаления от поверхности Земли. Вследствие уменьшения плотности газов температура понижается от 0 °С в стратосфере до -110 °С в мезосфере. Однако кинетическая энергия отдельных частиц на высотах 200—250 км соответствует температуре ~150 °С. Выше 200 км наблюдаются значительные флуктуации температуры и плотности газов во времени и пространстве.

На высоте около 2000—3500 км экзосфера постепенно переходит в так называемый ближнекосмический вакуум, который заполнен сильно разрежёнными частицами межпланетного газа, главным образом атомами водорода. Но этот газ представляет собой лишь часть межпланетного вещества. Другую часть составляют пылевидные частицы кометного и метеорного происхождения. Кроме чрезвычайно разрежённых пылевидных частиц, в это пространство проникает электромагнитная и корпускулярная радиация солнечного и галактического происхождения.

На долю тропосферы приходится около 80 % массы атмосферы, на долю стратосферы — около 20 %; масса мезосферы — не более 0,3 %, термосферы — менее 0,05 % от общей массы атмосферы. На основании электрических свойств в атмосфере выделяют нейтросферу и ионосферу. В настоящее время считают, что атмосфера простирается до высоты 2000—3000 км.

В зависимости от состава газа в атмосфере выделяют гомосферу и гетеросферу. Гетеросфера — это область, где гравитация оказывает влияние на разделение газов, так как их перемешивание на такой высоте незначительно. Отсюда следует переменный состав гетеросферы. Ниже её лежит хорошо перемешанная, однородная по составу часть атмосферы, называемая гомосфера. Граница между этими слоями называется турбопаузой, она лежит на высоте около 120 км.

4. Другие свойства атмосферы и воздействие на человеческий организм.

Уже на высоте 5 км над уровнем моря у нетренированного человека появляется кислородное голодание и без адаптации работоспособность человека значительно снижается. Здесь кончается физиологическая зона атмосферы. Дыхание человека становится невозможным на высоте 9 км, хотя примерно до 115 км атмосфера содержит кислород.

Атмосфера снабжает нас необходимым для дыхания кислородом. Однако вследствие падения общего давления атмосферы по мере подъёма на высоту соответственно снижается и парциальное давление кислорода.

В лёгких человека постоянно содержится около 3 л альвеолярного воздуха. Парциальное давление кислорода в альвеолярном воздухе при нормальном атмосферном давлении составляет 110 мм рт. ст., давление углекислого газа — 40 мм рт. ст., а паров воды — 47 мм рт. ст. С увеличением высоты давление кислорода падает, а суммарное давление паров воды и углекислоты в лёгких остаётся почти постоянным — около 87 мм рт. ст. Поступление кислорода в лёгкие полностью прекратится, когда давление окружающего воздуха станет равным этой величине.

На высоте около 19—20 км давление атмосферы снижается до 47 мм рт. ст. Поэтому на данной высоте начинается кипение воды и межтканевой жидкости в организме человека. Вне герметической кабины на этих высотах смерть наступает почти мгновенно. Таким образом, с точки зрения физиологии человека, «космос» начинается уже на высоте 15—19 км.

Плотные слои воздуха — тропосфера и стратосфера — защищают нас от поражающего действия радиации. При достаточном разрежении воздуха, на высотах более 36 км, интенсивное действие на организм оказывает ионизирующая радиация — первичные космические лучи; на высотах более 40 км действует опасная для человека ультрафиолетовая часть солнечного спектра.

По мере подъёма на всё большую высоту над поверхностью Земли постепенно ослабевают, а затем и полностью исчезают такие привычные для нас явления, наблюдаемые в нижних слоях атмосферы, как распространение звука, возникновение аэродинамической подъёмной силы и сопротивления, передача тепла конвекцией и др.

В разреженных слоях воздуха распространение звука оказывается невозможным. До высот 60—90 км ещё возможно использование сопротивления и подъёмной силы воздуха для управляемого аэродинамического полёта. Но начиная с высот 100—130 км знакомые каждому лётчику понятия числа M и звукового барьера теряют свой смысл: там проходит условная линия Кармана, за которой начинается область чисто баллистического полёта, управлять которым можно, лишь используя реактивные силы.

На высотах выше 100 км атмосфера лишена и другого замечательного свойства — способности поглощать, проводить и передавать тепловую энергию путём конвекции (т. е. с помощью перемешивания воздуха). Это значит, что различные элементы оборудования, аппаратуры орбитальной космической станции не смогут охлаждаться снаружи так, как это делается обычно на самолёте, — с помощью воздушных струй и воздушных радиаторов. На такой высоте, как и вообще в космосе, единственным способом передачи тепла является тепловое излучение.

5. История образования атмосферы.

Согласно наиболее распространённой теории, атмосфера Земли во времени пребывала в трёх различных составах. Первоначально она состояла из лёгких газов (водорода и гелия), захваченных из межпланетного пространства. Это так называемая первичная атмосфера (около четырёх миллиардов лет назад). На следующем этапе активная вулканическая деятельность привела к насыщению атмосферы и другими газами, кроме водорода (углекислым газом, аммиаком, водяным паром). Так образовалась вторичная атмосфера (около трёх миллиардов лет до наших дней). Эта атмосфера была восстановительной. Далее процесс образования атмосферы определялся следующими факторами:

- утечка лёгких газов (водорода и гелия) в межпланетное пространство;
- химические реакции, происходящие в атмосфере под влиянием ультрафиолетового излучения, грозовых разрядов и некоторых других факторов.

Постепенно эти факторы привели к образованию третичной атмосферы, характеризующейся гораздо меньшим содержанием

водорода и гораздо большим — азота и углекислого газа (образованы в результате химических реакций из аммиака и углеводов).

Азот

Образование большого количества азота N_2 обусловлено окислением аммиачно-водородной атмосферы молекулярным кислородом O_2 , который стал поступать с поверхности планеты в результате фотосинтеза, начиная с 3 млрд лет назад. Также азот N_2 выделяется в атмосферу в результате денитрификации нитратов и других азотсодержащих соединений. Азот окисляется озоном до NO в верхних слоях атмосферы.

Азот N_2 вступает в реакции лишь в специфических условиях (например, при разряде молнии). Окисление молекулярного азота озоном при электрических разрядах в малых количествах используется в промышленном изготовлении азотных удобрений. Окислять его с малыми энергозатратами и переводить в биологически активную форму могут цианобактерии (сине-зелёные водоросли) и клубеньковые бактерии, формирующие ризобийный симбиоз с бобовыми растениями, т. н. сидератами.

Кислород

Состав атмосферы начал радикально меняться с появлением на Земле живых организмов, в результате фотосинтеза, сопровождающегося выделением кислорода и поглощением углекислого газа. Первоначально кислород расходовался на окисление восстановленных соединений — аммиака, углеводов, закисной формы железа, содержавшейся в океанах и др. По окончании данного этапа содержание кислорода в атмосфере стало расти. Постепенно образовалась современная атмосфера, обладающая окислительными свойствами. Поскольку это вызвало серьёзные и резкие изменения многих процессов, протекающих в атмосфере, литосфере и биосфере, это событие получило название Кислородная катастрофа.

В течение фанерозоя состав атмосферы и содержание кислорода претерпевали изменения. Они коррелировали прежде всего со скоростью отложения органических осадочных пород. Так, в периоды угленакопления содержание кислорода в атмосфере, видимо, заметно превышало современный уровень.

Углекислый газ

Содержание в атмосфере CO_2 зависит от вулканической деятельности и химических процессов в земных оболочках, но более всего — от интенсивности биосинтеза и разложения органики в биосфере Земли. Практически вся текущая биомасса планеты (около $2,4 \cdot 10^{12}$ тонн) образуется за счет углекислоты, азота и водяного пара, содержащихся в атмосферном воздухе. Захороненная в океане, в болотах и в лесах органика превращается в уголь, нефть и природный газ.

Благородные газы

Источник инертных газов — аргона, гелия и криптона — вулканические извержения и распад радиоактивных элементов. Земля в целом и атмосфера в частности обеднены инертными газами по сравнению с космосом. Считается, что причина этого заключена в непрерывной утечке газов в межпланетное пространство.

Загрязнение атмосферы

В последнее время на эволюцию атмосферы стал оказывать влияние человек. Результатом его деятельности стал постоянный рост содержания в атмосфере углекислого газа из-за сжигания углеводородного топлива, накопленного в предыдущие геологические эпохи. Громадные количества CO_2 потребляются при фотосинтезе и поглощаются мировым океаном. Этот газ поступает в атмосферу благодаря разложению карбонатных горных пород и органических веществ растительного и животного происхождения, а также вследствие вулканизма и производственной деятельности человека. За последние 100 лет содержание CO_2 в атмосфере возросло на 10 %, причём основная часть (360 млрд тонн) поступила в результате сжигания топлива. Если темпы роста сжигания топлива сохранятся, то в ближайшие 200—300 лет количество CO_2 в атмосфере удвоится и может привести к глобальным изменениям климата.

Сжигание топлива — основной источник и загрязняющих газов (CO , NO , SO_2). Диоксид серы окисляется кислородом воздуха до SO_3 , а оксид азота до NO_2 в верхних слоях атмосферы, которые в свою очередь взаимодействуют с парами воды, а образующиеся при этом серная кислота H_2SO_4 и азотная кислота HNO_3 выпадают на поверхность Земли в виде т. н. кислотных дождей. Использование двигателей внутреннего сгорания приводит к значительному

загрязнению атмосферы оксидами азота, углеводородами и соединениями свинца (тетраэтилсвинец) $Pb(CH_3CH_2)_4$.

Аэрозольное загрязнение атмосферы обусловлено как естественными причинами (извержение вулканов, пыльные бури, унос капель морской воды и пыльцы растений и др.), так и хозяйственной деятельностью человека (добыча руд и строительных материалов, сжигание топлива, изготовление цемента и т. п.). Интенсивный широкомасштабный вынос твёрдых частиц в атмосферу — одна из возможных причин изменений климата планеты.

Лекция № 4. Физические процессы, возникающие в атмосфере

1. Введение. Понятие физики атмосферы.

Физика атмосферы раздел метеорологии, изучающий физические закономерности процессов и явлений, происходящих в атмосфере, в том числе определяющих строение и самой атмосферы: свойства составляющих атмосферу газов, поглощение и излучение ими радиации, распределение температуры и давления, испарение и конденсацию водяного пара, образование облаков и осадков, разнообразные формы движения в атмосфере и т.д.

Преобразование солнечной энергии и теплового излучения самой атмосферы и подстилающей поверхности изучаются актинометрией и атмосферной оптикой. К последней относятся также и различные оптические явления в атмосфере (сумерки, заря, гало, цвет и поляризация небосвода, видимость предметов и др.). Электрические явления в атмосфере (молнии и др. Электрические разряды) и её электрические свойства (проводимость, ионизация, электрические токи, объёмные заряды, заряды облаков и осадков и т.д.) – предмет учения об атмосферном электричестве. Распространение и генерация звука в реальной атмосфере и исследование последней акустическими методами – предмет атмосферной акустики. К физике атмосферы относится также физика облаков и микропроцессов, приводящих к образованию твёрдых и жидких аэрозолей, включая искусственное воздействие на атмосферные процессы.

Взаимодействие атмосферы с подстилающей поверхностью – океаном или сушей, которое происходит в нижнем, пограничном слое

атмосферы и результатом которого является обмен количеством движения, теплом и влагой, также изучается физикой атмосферы. В этом взаимодействии определяющую роль играет турбулентность в атмосфере и гидросфере. Процессы в верхней атмосфере, её строение и динамика исследуются физикой верхней атмосферы или более широким разделом науки – аэрономией, изучающей также и различные химические процессы, происходящие в верхней атмосфере.

Одна из основных проблем всех разделов физики атмосферы – создание физической основы для численного моделирования различных атмосферных процессов. В этой связи наиболее важной является т. Н. Проблема параметризации – описание различных мелкомасштабных процессов с помощью величин, характеризующих средние атм. Условия в более крупных масштабах, на фоне которых развиваются изучаемые процессы. Это необходимо при численном моделировании атмосферных явлений с помощью ЭВМ. Например, кучевые облака, размеры которых порядка нескольких км, играют важную роль при влаго- и теплообмене в атмосфере, переносе радиации и т.д. В численных моделях их влияние на радиацию, теплообмен и др. Процессы в атмосфере параметризуют, т. Е. Выражают с помощью температуры, ветра, влажности и др. Переменных, задаваемых в определённых точках, образующих пространственную сетку численной модели, расстояние между которыми обычно несколько сотен км. Физика атмосферы занимается также исследованиями атмосфер других планет, что способствует углублению понимания явлений, происходящих в земной атмосфере.

2. Климатообразующие процессы

Климатообразующие процессы — процессы в атмосфере, формирующие климат земли, природной зоны или отдельного региона. Они происходят по трем направлениям: 1 — прогрев земли солнечными лучами (радиацией) и обмен теплом ее поверхности с атмосферой; 2 — общая циркуляция атмосферы; 3 — влагооборот между атмосферой и земной поверхностью.

На климатообразование каждого региона влияют также три причины (фактора): 1 — количество солнечной радиации, что зависит от широты местности; 2 — движение воздушных масс (циркуляция атмосферы) и 3 — характер подстилающей поверхности.

3. Прогрев земли солнечными лучами (радиацией) и обмен теплом ее поверхности с атмосферой

Термин «**теплооборот**» описывает сложные процессы получения, передачи, переноса и потери тепла в системе «земля-атмосфера». Поток солнечной радиации, идущий от солнца к земле, частично отражается воздухом, облаками и примесями назад в мировое пространство. Эта энергия безвозвратно теряется для земли. Другая часть проходит сквозь атмосферу. Атмосфера частично и в сравнительно небольшой степени поглощает солнечную радиацию, преобразуя ее в теплоту, частично рассеивает ее, изменяя спектральный состав.

Прямая солнечная радиация, прошедшая сквозь атмосферу, и рассеянная радиация, падая на земную поверхность, частично от нее отражаются, но в большей части поглощаются ею и нагревают верхние слои почвы и водоемов. Земная поверхность сама испускает невидимую инфракрасную радиацию, которую в большей части поглощает атмосфера, и нагревается. Атмосфера в свою очередь излучает инфракрасную радиацию, большую часть которой поглощает земная поверхность. В то же время земная и атмосферная радиации непрерывно излучаются в мировое пространство и вместе с отраженной солнечной радиацией уравнивают приток солнечной радиации к земле.

С другой частью лучистой энергии, попавшей в атмосферу, происходит целый ряд превращений, результатом которых является нагревание земной поверхности и атмосферы.

Кроме обмена тепла путем излучения между земной поверхностью и атмосферой происходит обмен тепла за счет теплопроводности, причем особенно важную роль играет конвективное перемешивание воздуха в вертикальном направлении.

Значительная часть солнечного тепла, поступающего на земную поверхность, затрачивается на испарение воды, т.е. Переходит в скрытую форму. Потом, при конденсации водяного пара в атмосфере и, как правило, в районе, удаленном от места испарения, это тепло, выделяясь, нагревает воздух.

Важнейшим процессом в теплообороте является горизонтальный перенос тепла воздушными течениями, направленными из одних мест земли в другие.

Особенности процессов теплооборота наряду с суточным и сезонным ходом определяют температурный режим того или иного места. Температура воздуха, постоянно ощущаемая как тепло или холод, имеет важнейшее значение для жизни на земле вообще, для жизни и хозяйственной деятельности. Распределение температуры воздуха по земному шару зависит от общих условий притока солнечной радиации по широтам, от распределения суши и моря, которые по-разному поглощают радиацию и по-разному нагреваются, и, наконец, от воздушных течений, переносящих воздух из одних областей земли в другие.

4. Общая циркуляция атмосферы

Систему крупномасштабных воздушных течений на земле называют **общей циркуляцией атмосферы**. Основными элементами общей циркуляции атмосферы являются циклоны и антициклоны, т.е. волны и вихри размером в несколько тысяч километров, постоянно возникающие и разрушающиеся в атмосфере. Общая циркуляция атмосферы представлена на рисунке 1.

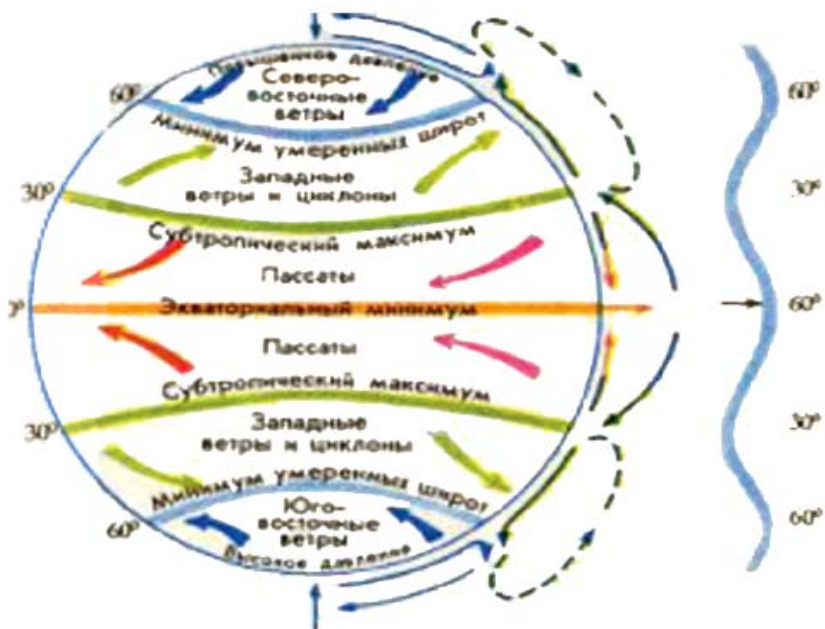


Рис.1. Общая циркуляция атмосферы

С воздушными течениями в системе общей циркуляции атмосферы связаны основные изменения погоды: воздушные массы, перемещаясь из одних областей земли в другие, приносят с собой свойственные им характеристики. Системы воздушных течений общей циркуляции атмосферы, определяющие преобладание тех или иных воздушных масс в том или ином районе, являются также важнейшим фактором климатообразования.

Кроме воздушных течений общей циркуляции атмосферы климатообразующее значение имеют и циркуляции значительно меньшего масштаба (бризы, горно-долинные ветры и др.), носящие название местных циркуляций. Катастрофические погодные явления связаны с вихрями малого масштаба: смерчами, тромбами, торнадо, а в тропиках с вихрями более крупного масштаба - тропическими циклонами.

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

5. Влагодоборот между атмосферой и земной поверхностью

Между земной поверхностью и атмосферой происходит постоянный оборот воды, или влагооборот. С поверхности океанов и морей, а также других водоемов, с влажной почвы и растительности в атмосферу испаряется вода. На испарение затрачивается большое количество тепла из почвы и верхних слоев воды. Водяной пар – вода в газообразном состоянии – важная составная часть атмосферного воздуха.

При существующих в атмосфере условиях водяной пар может испытывать и обратное преобразование: он конденсируется (сгущается) и превращается в капельки воды или кристаллики льда, вследствие чего возникают облака и туманы. В процессе конденсации атмосфера получает большие количества скрытого тепла. Из облаков при определенных условиях выпадают осадки. Возвращающиеся на земную поверхность осадки в целом уравнивают испарение.

Количество выпадающих осадков и их распределение по сезонам влияют на растительный покров и земледелие. От распределения и колебания количества осадков зависят также условия стока, режим рек, уровень озер и другие гидрологические явления. Большая или меньшая высота снежного покрова определяет промерзание почвы и режим многолетней мерзлоты.

Неравномерное распределение тепла в атмосфере приводит к неравномерному распределению атмосферного давления, от распределения давления зависит движение воздуха, т.е. воздушные течения.

Движение воздуха относительно земной поверхности ощущается нами как ветер. Следовательно, причиной появления ветров является неравномерное распределение давления. На характер движения воздуха относительно земной поверхности большое влияние оказывает суточное вращение земли. В нижних слоях атмосферы на движение воздуха влияет также трение. Масштабы горизонтальных атмосферных движений меняются в очень широких пределах: от мельчайших вихорьков, которые можно наблюдать, например во время метели, и до волн, сравнимых с размерами материков и океанов.

Нужно изучать физические процессы, возникающие в атмосфере, чтобы понимать происходящие явления, их влияние на человека, а

также предугадывать погодные катастрофические явления: тайфуны, засухи, наводнения, которые приводят к большому числу человеческих жертв и огромному экономическому ущербу.

Моделирование состояния атмосферы, прогнозы ее состояния на различные сроки - от часов до десятилетий - являются фундаментальными проблемами современной науки.

Мониторинг состояния атмосферы и поверхности в региональном и глобальном масштабе направлен на познание сложного комплекса атмосферных процессов и явлений, осуществления прогнозов погоды и изменений климата земли, контроль опасных стихийных погодных и климатических явлений и минимизацию их влияния на нашу жизнь.

Лекция № 5. Солнечная радиация и законы ее распределения

1. Понятие о солнечной радиации и энергетической освещенности.

Количественной мерой солнечной радиации, поступающей на некоторую поверхность, служит *энергетическая освещенность, или плотность потока радиации*, т.е. количество лучистой энергии, падающей в единицу времени на эту поверхность. Энергетическая освещенность измеряется в Вт/м² (или кВт/м²); это означает, что на 1 м² в секунду поступает 1 Дж (или 1 кДж) лучистой энергии.

2. Солнечная постоянная

Энергетическую освещенность солнечной радиации, падающей на верхней границе атмосферы на единицу площади, перпендикулярной к солнечным лучам, при среднем расстоянии Земли от Солнца называют *солнечной постоянной S**. Она равна $S_0 = 1,353 \text{ кВт/м}^2$ или $1,98 \text{ кВт/см}^2\text{мин}$. Условие «на верхней границе атмосферы» означает, что рассматривается энергетическая освещенность солнечной радиации до вступления в атмосферу. Смысл слова «постоянная» в том, что эта величина относится к радиации, на которую атмосфера еще не

повлияла. Таким образом, солнечная постоянная зависит только от излучательной способности Солнца и от расстояния Земли до Солнца.

Как известно, Земля вращается вокруг Солнца по малорастянутому эллипсу, в одном из фокусов которого находится Солнце. В начале января Земля наиболее близка к Солнцу ($147 \cdot 10^6$ км), в начале июля - наиболее далека от него ($152 \cdot 10^6$ км). Энергетическая освещенность изменяется обратно пропорционально квадрату расстояния, поэтому при самом близком положении Земли к Солнцу около 3 января энергетическая освещенность на верхней границе атмосферы равна 1,033 от S^* , а при самом далеком положении около 5 июля - 0,967 от S^* . Таким образом, в течение года энергетическая освещенность на верхней границе атмосферы изменяется на ± 3 %. Существуют формулы, позволяющие определить энергетическую освещенность на верхней границе атмосферы в любой день года.

Изменяется ли, и насколько существенно, солнечная постоянная течением времени, исключая изменения, связанные с изменением расстояния между Землей и Солнцем? Иначе говоря, изменяется ли с течением времени излучение Солнца? Чтобы ответить на этот вопрос, важно знать, о каких масштабах времени идет речь. Если рассматривать геологическую историю Земли, то, вероятно, солнечная постоянная менялась; однако, как утверждает современная теория эволюции звезд, эти изменения происходили в масштабах времени порядка нескольких миллиардов лет. Таким образом, солнечная постоянная в течение больших промежутков времени действительно оставалась постоянной. Вопрос об изменениях солнечной постоянной в масштабах нескольких десятилетий остается открытым. Последние измерения солнечной постоянной со спутников обнаружили, что во временных масштабах (от дней до недель) солнечная постоянная меняется на уровне нескольких десятых процента. Поэтому для большинства практических целей солнечная постоянная S^* может рассматриваться не изменяющейся во времени.

3. Законы распространения солнечной радиации

На освещенное полушарие Земли на верхней границе атмосферы падает количество солнечной энергии, равное произведению солнечной постоянной на площадь большого круга Земли. При среднем радиусе Земли 6371 км эта площадь равна $\pi R^2 = 1,275 \cdot 10^4 \text{ м}^2$, а приходящая на нее лучистая энергия равна $1,743 \cdot 10^{17} \text{ Вт}$. За год Земля получает $5,49 \cdot 10^{24} \text{ Дж}$,

В среднем на каждый квадратный километр на верхней границе атмосферы приходится за год $10,76 \cdot 10 \text{ Дж}$. Чтобы получить такое количество тепла искусственно, нужно сжечь около 400 тыс. т каменного угля. За 1,5 суток Солнце дает Земле столько же энергии, сколько дают электростанции всех стран в течение года. При этом из излучаемой Солнцем энергии ($3,94 \cdot 10^{26} \text{ Вт}$) Землей улавливается только $1,8 \cdot 10^{17} \text{ Вт}$, т.е. менее полумиллиардной доли всего излучения. Несмотря на постоянную потерю огромного количества электромагнитной энергии, температура Солнца за сравнимые с человеческой историей промежутки времени не понижается. Это объясняется тем, что расход электромагнитной энергии Солнца постоянно компенсируется поступлением энергии из внутренних областей в результате термоядерных реакций преобразования водорода в гелий, которые непрерывно происходят в глубинах Солнца.

Энергия Солнца распространяется в пространство в виде *электромагнитной* и *корпускулярной радиации*. Электромагнитная радиация достигает Земли в виде электромагнитных волн со скоростью около 300 тыс. км/с. В спектре солнечной радиации на интервал длин волн между 0,1 и 4 мкм приходится 99 % всей энергии солнечного излучения, и 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 0,40 до 0,76 мкм. Однако в этом интервале заключается 47 %, т.е. почти половина, всей солнечной лучистой энергии. На инфракрасное излучение 0,76-4 мкм приходится 44 %, на ультрафиолетовое 0,01-0,39

мкм - 9 % всей лучистой энергии. Значение излучения на горизонтальную поверхность (S') определяется по формуле

$$S' = S \sin h$$

где h - высота Солнца над горизонтом.

Проходя через всю атмосферу, солнечная радиация ослабевает (рис. 1.1), частично рассеивается молекулами газов, каплями воды, кристаллами льда и пылью, частично поглощается водяным паром (H_2O), углекислым газом (CO_2), озоном (O_3) и частично отбивается атмосферой.



Рис.1.1.Схема отражения, поглощения и собственного излучения энергии на Земле

При этом изменяется и интенсивность спектрального состава. В результате ослабления прямая солнечная радиация у земной поверхности значительно меньше, чем солнечная постоянная.

3.1.Степень ослабления солнечной радиации(формула Буге)

Степень ослабления прямой солнечной радиации в атмосфере характеризуется коэффициентом прозрачности (p) и подчиняется закону ослабления, который выражается формулой Буге:

$$S_m = S_o p m,$$

где S_m -прямая солнечная радиация земной поверхности при свойствах заданной атмосферы;

S_0 - солнечная постоянная;
 p - коэффициент прозрачности при данной массе атмосферы;
 m - масса атмосферы на пути солнечных лучей.
 Значение $m = 1 / \sin h$ приведено в таблице

Значение m при разном расположении Солнца

h°	0,1 h°									
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	35,40	27,00	19,80	15,40	12,40	10,40	8,90	7,80	6,90	6,18
10	5,60	5,12	4,72	4,37	4,08	3,82	3,59	3,39	3,21	3,05
20	2,90	2,77	2,65	2,55	2,45	2,36	2,27	2,20	2,12	2,06
30	2,00	1,94	1,88	1,83	1,78	1,74	1,70	1,66	1,62	1,59
40	1,55	1,52	1,49	1,46	1,44	1,41	1,39	1,37	1,34	1,32
50	1,30	1,38	1,27	1,25	1,24	1,22	1,20	1,19	1,18	1,17
60	1,15	1,14	1,13	1,12	1,11	1,10	1,09	1,09	1,08	1,07
70	1,06	1,06	1,05	1,05	1,04	1,04	1,03	1,03	1,02	1,02
80	1,02	1,01	1,01	—	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
90	1,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—

3.2. Суммарная солнечная радиация

Радиация, которая достигает земной поверхности в виде пучка параллельных лучей непосредственно от Солнца, называется *прямой солнечной радиацией* (S). Радиация, которая поступает на земную поверхность от всего небосвода, называется *рассеянной*.

Прямая и рассеянная радиация вместе взятые образуют *суммарную радиацию* (Q), которая равна

$$Q = S' + R = S \sin h + R.$$

3.3. Альбеда

Не вся падающая на Землю солнечная радиация поглощается ею и превращается в тепло, - часть ее отражается и, следовательно, теряется подстилающей поверхностью. Эта потеря радиации зависит от величины альбеда земной поверхности.

Часть суммарной радиации поглощается поверхностью почвы, воды, растительным покровом, зданиями, сооружениями и называется *поглощенной радиацией*; часть, которая отражается облаками и земной поверхностью, - *отраженной радиацией*.

Отношение отраженной от земной поверхности радиации R к суммарной Q называется *альбедо*:

$$A = \frac{R}{Q}$$

Альбеда характеризует отражательную способность рассматриваемой поверхности и выражается в долях единицы или в процентах. В настоящее время имеется довольно обширный фактический материал, позволяющий судить о среднем значении альбеда для различных естественных поверхностей. Альбеда водной поверхности в среднем меньше альбеда большинства естественных поверхностей суши и зависит от угла падения солнечных лучей. Для некоторых поверхностей значения альбеда (в %) следующие:

Вода-	10	
Глина сухая -	23	
Песок желтый -	35	
Песок белый -	35	-40

Снег сухой чистый —	85	-90
Снег влажный чистый —	55	-60
Снег загрязненный -	30	-40
Лес сосновый -	15	
Лес еловый —	9-	12
Торфяник сухой -	10	
Торфяник влажный -	8	
Рожь и пшеница (в развитой фазе) -	10	-15
Зеленая трава -	26	
Сухая трава —	19	

3.4. Эффективное излучение, радиационный баланс, поглощенная радиация, собственное излучение земной поверхности.

Земная поверхность и атмосфера излучают длинноволновую радиацию (4 - 100 мкм). Разница между излучением Земли и встречным излучением атмосферы называется *эффективным излучением*. Разность между поглощенной радиацией и эффективным излучением составляет *радиационный баланс*, лучистая энергия которого на земной поверхности превращается в тепло. Часть тепла передается на глубину почвы или водоема, часть — в атмосферу, на испарение воды, часть на образование химических связей при фотосинтезе растительного покрова.

Количество поступающего на Землю тепла неодинаково в различных районах и зависит от географического положения местности.

Разница между суммарной и отраженной солнечной радиацией называется *поглощенной радиацией, или балансом коротковолновой радиации земной поверхности*:

$$B_k = Q - R, \text{ или } B_k = Q (1 - A)$$

В результате поглощения солнечной радиации поверхность Земли и атмосфера нагреваются. Все тела, имеющие температуру выше абсолютного нуля, поверхность Земли и атмосфера также излучают

радиацию, которая называется *длинноволновой*, или *инфракрасной*: $\lambda = 4 - 100$ мкм.

Земное излучение называется *собственным излучением земной поверхности* E и соответствует закону Стефана-Больцмана пропорционально IV степени ее температуры T :

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

где σ - постоянная Стефана-Больцмана, равная $5,65 \cdot 10^{10}$ мВт (см²К⁴) или $8,14 \cdot 10^{11}$ кал (см² мин К⁴);

δ - относительная влажность данной поверхности, для черного тела $\delta = 1$; для снега $\delta = 0,98$; для сухого песка $\delta = 0,9$.

3.5. Встречное излучение атмосферы, эффективное излучение поверхности, радиационный баланс земной поверхности.

Излучение атмосферы направлено как к Земле, так и в космическое пространство. Часть длинноволнового атмосферного излучения, направленная к земной поверхности, называется *встречным излучением атмосферы* E_6 .

Разница между собственным излучением земной поверхности E_3 и встречным излучением атмосферы E_6 называется *эффективным излучением поверхности*

$$E_{эф} = E_3 - E_6$$

Эффективное излучение представляет собой баланс длинноволновой радиации на земной поверхности B_d . Его значение для стран СНГ приведено на рис. 3.11.

Разница между потоками, которые приходят к действующей поверхности и отходят от нее, называется *радиационным балансом земной поверхности* B . Радиационный баланс за день равен

$$B = B_K + B_D$$

Таким образом, дневной радиационный баланс представляет собой разность между поглощенной радиацией и эффективным излучением. В ночное время $Q = 0$, а следовательно, $B = B_3 = -E_{эф}$.

При расчете радиационного баланса кроме потери отраженной коротковолновой радиации необходимо учитывать расход радиационного тепла в результате эффективного излучения. Годовые величины эффективного излучения на Земном шаре изменяются по сравнению с величинами суммарной радиации значительно меньше, что обусловлено зависимостью эффективного излучения от температуры, абсолютной влажности и их противоположным влиянием на него.

Корпускулярная радиация состоит преимущественно из протонов, которые полностью поглощаются магнитосферой Земли.

Солнечная радиация характеризуется мгновенными значениями (энергетическая освещенность, кВт/м²) и суммами за час, сутки, месяц, год (в кДж/м², МДж/м²).

4. Распределение солнечной радиации на территории Республики Беларусь

На Беларуси количество суммарной солнечной радиации за год достигает 4100 МДж/м² на юге и 3500 МДж/м² на севере. Около 55 % ее приходится на рассеянную радиацию. Годовая сумма радиационного баланса составляет 1500 МДж/м² на северо-востоке и 1800 МДж/м² на юго-западе. Солнечная радиация - одна из основных движущих сил климата. От нее зависит уровень развития и интенсивность физико-географических процессов, происходящих на Земле; она служит источником энергии, которую растения используют при фотосинтезе для создания органического вещества, оказывает существенное влияние на развитие растений и т.д.

Под воздействием солнечной радиации в воздухе усиливается молекулярное движение, изменяется атмосферное давление, создаются конвективные движения. Причиной возникновения движения воздуха являются контрасты его температуры и плотности в разных частях атмосферы. Эти соотношения не являются постоянными, так как зависят от интенсивности поглощения энергии, сезонного изменения

взаимного положения Земли и Солнца, распределения суши и водоемов на Земном шаре. Лучистая энергия переносится разными частями воздуха неодинаково, поглощение ее земной поверхностью зависит от альбедо каждого участка поверхности. Атмосферная и океаническая циркуляция перераспределяют получаемое тепло. Температура воздушных масс меняется также с изменением их высоты и влажности. Температура в поднимающейся неустойчивой массе воздуха понижается несмотря на то, что такая масса непосредственно не теряет тепла. Лучистая энергия поглощается и сохраняется атмосферой; благодаря этому Земля не испытывает особенно больших суточных изменений температуры. Различные составные части атмосферы обуславливают рассеяние и рефракцию проходящего через нее света.

Поступление солнечной радиации определяется положением территории Беларуси между 56 и 51° с.ш. и зависит от высоты Солнца над горизонтом в различные сезоны года, а также от продолжительности дня и солнечного сияния. Разница в высоте стояния солнца летом и зимой в полдень - около 47°, в продолжительности дня — более 10 часов. Летом на севере Беларуси день более длинный, чем на юге, но солнце стоит ниже, что несколько уменьшает различие в климатических условиях между севером и югом. Зимой, когда продолжительность дня и высота стояния солнца над горизонтом на юге больше, чем на севере, юг оказывается в более выгодных условиях.

В теплое время года (март — сентябрь) продолжительность солнечного сияния достигает примерно 1200 часов на севере и 1300 - на юге, т.е. 61-71 % годовой суммы. Остальные 29-30 % часов солнечного сияния приходятся на другие зоны, в том числе около 25 % — на весенний период.

Значительная облачность в течение всего года, особенно в холодный период, приводит к тому, что величина действительного солнечного сияния составляет 41-46 % от возможного. Наименьшая продолжительность солнечного сияния приходится на декабрь, когда она колеблется от 21 часа на севере до 33 часов на юге (10-15 % от возможной).

Среднегодовой радиационный баланс в Беларуси положительный и составляет 37-42 ккал/см², постепенно увеличиваясь в направлении с северо-востока на юго-запад. На протяжении четырех месяцев (ноябрь-февраль) в Минске и трех (ноябрь-январь) в Пинске он отрицательный.

Остальные месяцы имеют положительный радиационный баланс максимум в июне-июле.

Полученная земной поверхностью тепловая энергия расходуется на испарение и теплообмен с воздухом и почвой. В среднем за год примерно 84 % радиационного баланса расходуется на испарение и 16 % - на турбулентный обмен с атмосферой.

Лекция № 6. Оценка уровня солнечной радиации и тепловой баланс земной поверхности

1. Общие сведения

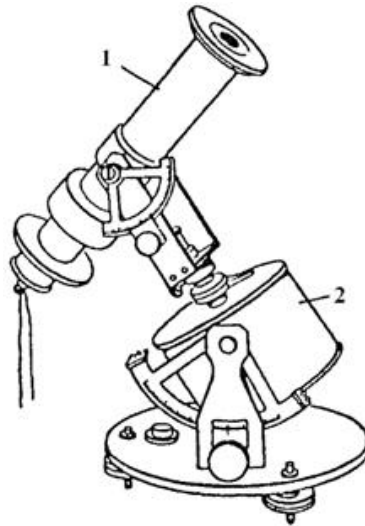
Для измерения уровня солнечной радиации используются различные методы, в основу которых положены действия, производимые лучистой энергией, при взаимодействии с разного рода приемниками и превращении ее в другие виды энергии. Например, при поглощении лучистой энергии Солнца какой-либо поверхностью идет переход лучистой энергии в тепловую. Регистрируя выделяющееся при этом количество тепла или повышение температуры приемной поверхности прибора, можно измерить величину падающего на приемную поверхность потока солнечной радиации.

Абсолютные приборы основаны на сравнении измеряемого параметра с другим таким же параметром, значение которого можно регулировать в процессе измерения. Пример – чашечные весы. Абсолютные приборы не требуют калибровки и не имеют шкалы.

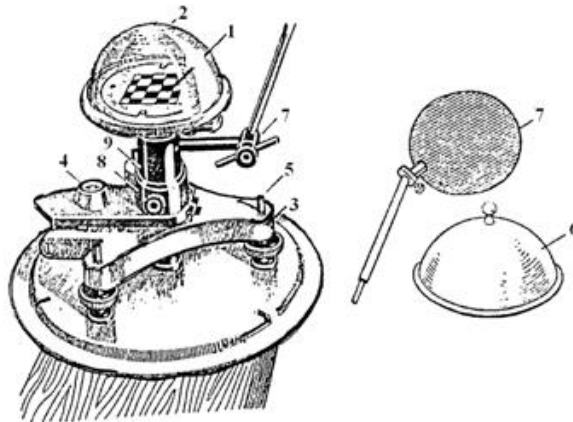
Относительные приборы основаны на преобразовании измеряемой величины в другую физическую величину, значение которой измерить достаточно просто. Пример – пружинные весы со стрелкой. Относительные приборы калибруются путем сравнения с абсолютными (так, например, компенсационный пиргелиометр является абсолютным прибором, термоэлектрический актинометр – относительным).

2. Измерение солнечной радиации

Солнечная радиация измеряется пиранометрами, пиргелиометрами, актинометрами, соляриметрами, балансомерами и др. Некоторые из наиболее распространенных приборов для измерения солнечной радиации представлены на рис. 1-7.



*Рис. 1. Гелиостат с актинометром (актинограф):
1 – термоэлектрический актинометр; 2 – барабан с часовым механизмом*



*Рис. 2. Пирометр термоэлектрический:
1 – термоэлектрическая батарея; 2 – стеклянный колпак; 3 –
металлическая подставка;
4 – уровень; 5 – регулировочный винт; 6 – крышка; 7 – теневой
экран; 8 – опорный станок; 9 – штатив*

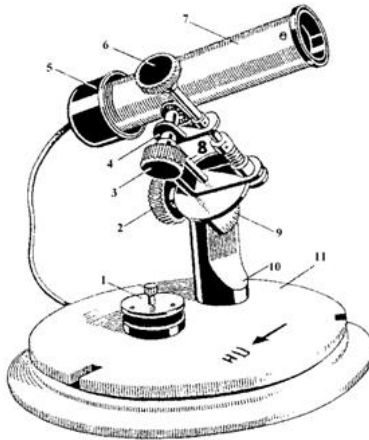


Рис. 3. Актинометр термоэлектрический: 1 – крышка; 2 – винт фиксации положения трубки; 3, 6 – винты регулирования положения трубки; 4 – ось положения трубки; 5 – экран; 7 – трубка; 8 – ось штатива; 9 – спектр широт; 10 – штатив; 11 – основание прибора

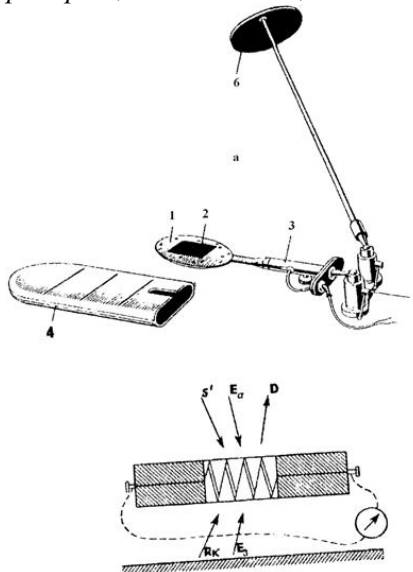


Рис. 4. Балансер термоэлектрический:
а – общий вид; б – схема

Компенсационный пиргелиометр Ангстрема (рис. 5) включает две тонкие полоски из манганина (1, 2). Со стороны, повернутой к Солнцу,

полоски зачернены сажей и имеют коэффициент $\delta = 0,985$. На противоположной стороне полосок приклеены термоэлементы, состоящие из константана и меди. К лентам термоэлемента подключен гальванометр 3, замыкающий термоэлектрическую цепь, что дает возможность сравнивать температуру полосок. В процессе измерения прямой солнечной радиации на полоску 1 попадают солнечные лучи, а полоска 2 в это время затенена. К затененной полоске поступает ток от батареи 5, регулируемый реостатом 4 так, чтобы температура полосок была одинаковой, что определяется по нулевому значению гальванометра, свидетельствующему о полной компенсации нагревания и равенстве температур двух полосок.

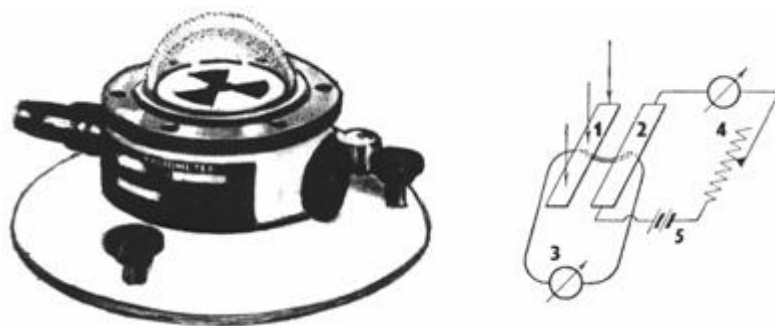


Рис. 5. Пиргелиометр Ангретра:
а – общий вид; б – схема



Рис. 6. Современный пиргелиометр DR01 фирмы Hukseflux

Полоска, облучаемая солнечной радиацией, получает тепла SE/δ , (кал/мин), где S – интенсивный признак радиации; δ – поглотительная способность поверхности полоски; EI – площадь полоски, равная $0,4 \text{ см}^2$. Затененная и нагретая током полоска 2 получает при компенсации

такую же мощность, равную $60 cr^2$ кал/мин, где $c = 0,293$ кал/эрг; r – сопротивление полоски в омах; I – сила компенсационного тока в амперах.

При полной компенсации величина энергии на двух полосках одинакова, т.е.

$$SEI\delta = 60 cr^2.$$

Отсюда величина интенсивности прямой солнечной радиации

$$S = \frac{60cr}{SI} i^2, \text{ или } S = KI^2,$$

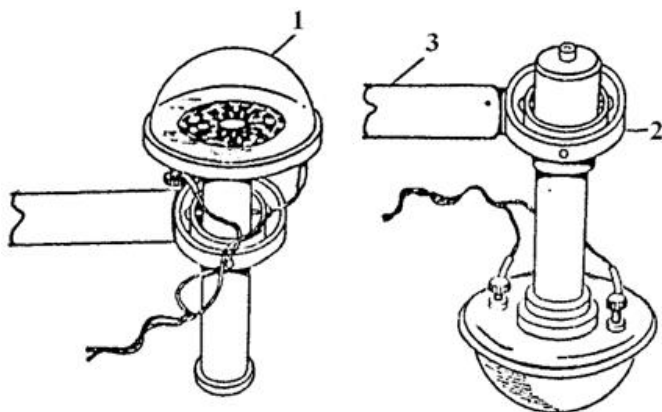
где K – переводной коэффициент пиргелиметра, который устанавливается в лабораторных условиях.

В современных пиргелиометрах в качестве сенсора используются термобатареи — ряд последовательно соединённых термоэлементов (полупроводниковые элементы, использующие термоэлектрические явления).

Отношение отраженной от земной поверхности радиации R к суммарной Q называется *альбедо*:

$$A = \frac{R}{Q}.$$

Альбедо характеризует отражательную способность рассматриваемой поверхности и выражается в долях единицы или в процентах. В настоящее время имеется довольно обширный фактический материал, позволяющий судить о среднем значении альбедо для различных естественных поверхностей.



*Рис. 7. Альбедометр термоэлектрический:
 а – положение вверх; б – положение вниз;
 1 – приемник (термоэлектрическая батарея); 2 – кардан; 3 –
 рукоятка*

При актинометрических измерениях радиационные потоки измеряются с точностью до $0,01 \text{ кВт/м}^2$, что эквивалентно $0,14 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$.

Часовая и суточная сумма лучистой энергии Солнца выражается в мегаджоулях на метр квадратный (МДж/м^2). Актинометрические измерения обеспечивают определение часовых и суточных сумм солнечной радиации с точностью до $0,01 \text{ МДж/м}^2$. Месячные суммы радиационных потоков вычисляются с точностью до целых, а числовые – до десятых МДж/м^2 . Для перехода от внесистемных единиц измерения к единицам СИ учитываются зависимости:

- 1 кал = 4,19 Дж;
- 1 $\text{кал/см}^2 = 697,8 \text{ Вт/м}^2$;
- 1 $\text{Вт/м}^2 = 1 \text{ Дж/с м}^2$;
- 1 $\text{кал/см}^2 = 41,9 \text{ МДж/м}^2$.

3. Тепловой баланс земной поверхности

Нижние слои атмосферы нагреваются и охлаждаются больше всего путем радиационного и нерадиационного обмена теплом с верхними слоями почвы и воды. Поэтому изменения температуры в

нижних слоях атмосферы, прежде всего, определяются изменениями температуры земной поверхности.

Земная поверхность непрерывно и разными способами получают и теряет тепло. Через земную поверхность тепло передается вверх – в атмосферу и вниз – в почву или воду.

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

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

Земная поверхность получает тепло при конденсации на ней водяного пара из воздуха или теряет тепло при испарении с нее воды.

Также нужно иметь в виду что влияние оказывают затраты тепла на таяние снега, распространение тепла в глубь почвы вместе с водой осадков, но ввиду незначительности влияния этих процессов, в дальнейшем их учитывать не будем.

Алгебраическая сумма всех приходов и расходов тепла на земной поверхности должна быть равна нулю. Это выражается уравнением теплового баланса земной поверхности.

$$B + P + G_n + LE_m = 0,$$

где B – радиационный баланс

P – приход (отдача) тепла путем теплопроводности

G_n - приход (отдача) тепла путем теплообмена с более глубокими слоями почвы или воды

LE_m – приход (потеря) тепла при конденсации (испарении)

Смысл уравнения состоит в том, что радиационный баланс на земной поверхности уравновешивается нерадиационной передачей тепла. Уравнение действительно для любого промежутка времени, в том числе и для многолетнего периода.

От суток к суткам и от года к году средняя температура самой верхней части почвы и воды в любом месте меняется мало. Это значит, что за сутки в глубь почвы или воды попадает столько же тепла, сколько уходит из нее ночью.

Лекция №7. Тепловой режим атмосферы

1. Температура воздуха

Состояние атмосферы определяется рядом физических характеристик (параметров), основными из которых являются температура, влажность, давление, плотность воздуха.

Температура воздуха - степень нагретости или характеристика теплового состояния воздуха. Она пропорциональна энергии движения молекул воздуха, измеряется в градусах по шкале Цельсия или в Кельвинах по абсолютной шкале.

Температура замерзания пресной воды или таяния льда принята за 0 °С (273,15 К), а температура кипения воды соответственно равна 100 °С (373,15 К). Соотношение различных шкал температур и их характеристика приведены в табл. 1.

2. Практические и англо-американские температурные шкалы

Шкала Цельсия	Шкала Реомюра	Шкала Фаренгейта	Шкала Ренкина (термодинамическая)
0°С - точка таяния льда 100°С - точка кипения воды $^{\circ}\text{C} = 1/100$ часть температурного интервала между этими точками по размеру $^{\circ}\text{C} = \text{K}$ Соотношение шкал $T = t + 273,15$ T - температура Кельвина t - температура Цельсия	0°R - точка таяния льда 80°R - точка кипения воды $^{\circ}\text{R} = 1/80$ часть температурного интервала между этими точками $1^{\circ}\text{R} = 1,25^{\circ}\text{C}$ $t_{\text{R}} = 1,25^{\circ}\text{C}$ Соотношение $t = 1,25 T - 273,15$	0°F - температура смеси льда с нашатырем 96°F - нормальная температура человеческого тела 32°F - точка таяния льда 212°F - точка кипения воды $^{\circ}\text{F} = 1/180$ часть температурного интервала между точкой таяния льда и точкой кипения воды $1^{\circ}\text{F} = 5/9^{\circ}\text{C}$ $t = 5/9(t_{\text{F}} - 32) + t_{\text{R}}$ - температура Фардея	Размер градуса Ренкина $^{\circ}\text{Ra} = ^{\circ}\text{F}$, но отсчет ведется от абсолютного нуля По шкале Ренкина $0^{\circ}\text{F} = 459,67^{\circ}\text{Ra}$ Соотношения $t_{\text{O}} = 5/9 t_{\text{Ra}} - 273,15$ $T = 5/9 t_{\text{Ra}}$

Практические и англо-американские температурные шкалы

Примечания:

1. 1 м - путь, проходимый в вакууме светом за $1/29972458$ доли секунды.

2. 1 с - 9192631770 периода излучения, соответствующего переходу между двумя сверхтонкими уровнями основного состояния (атом цезия -133).

3. Термометры и термографы

Для измерения температуры применяются различные термометры (рис. 1).

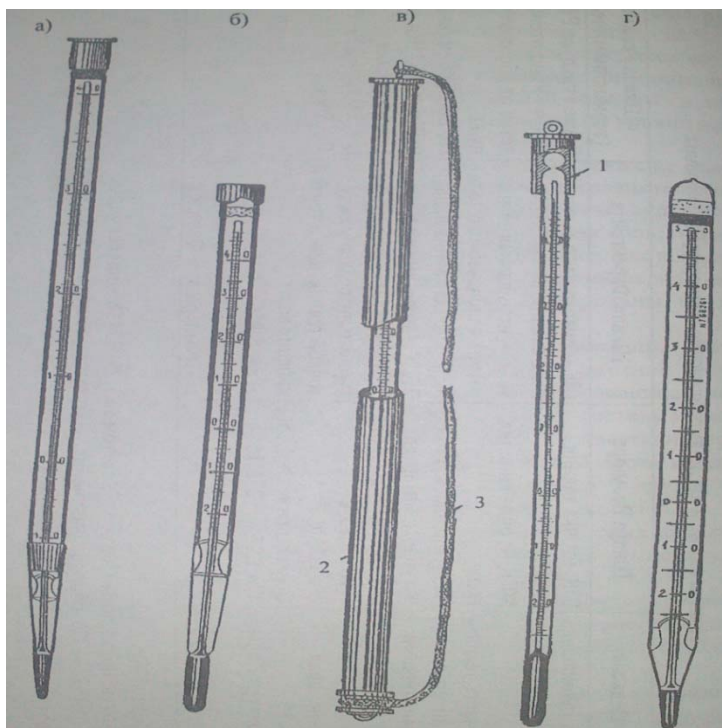


Рис. 7.1. Термометры: а - ртутный метеорологический к психрометру аспирационному (большая модель); б - ртутный метеорологический к психрометру аспирационному (малая модель); в - пращ ртутный

метеорологический (1) с футляром (2) и шнуром (J), г 1 ртутный метеорологический для определения температуры поверхности почвы

Термометры в зависимости от их особенностей подразделяются:

1. По принципу действия:

а) жидкостные (ртутные и спиртовые);

б) металлические (термометры сопротивления, биметаллические пластинки и спирали);

в) полупроводниковые (термисторы).

2. По назначению:

а) срочные;

б) максимальные;

в) минимальные.

Для непрерывной записи температуры воздуха используются суточные и недельные термографы (рис. 2)

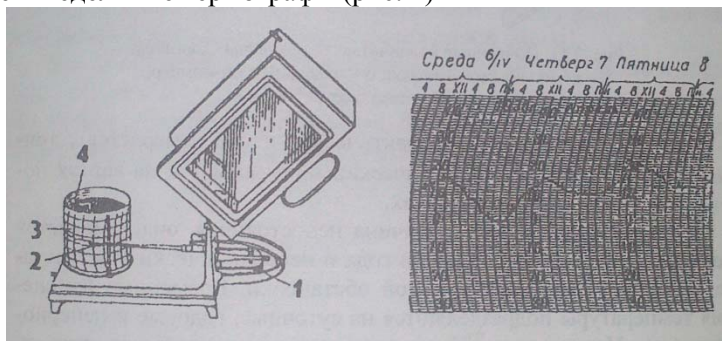


Рис. 7.2. Термограф с лентой для записи температуры: 1 - биметаллическая пластинка; 2 - стрелка; 3 - барабан; 4 - часовой механизм

На метеорологических площадках термометры и термографы устанавливаются в метеорологических будках на высоте 2 м от поверхности земли. Метеорологическая будка должна хорошо вентилироваться и защищать установленные в ней приборы от непосредственного воздействия солнечных лучей.

Для измерения температуры почвы используются почвенные коленчатые термометры (рис. 3).

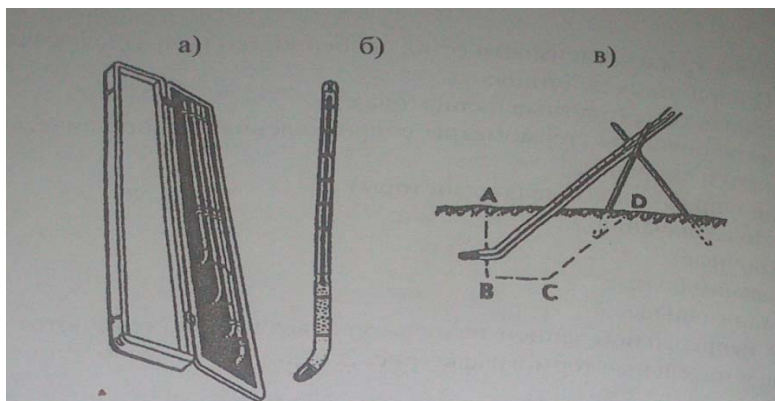


Рис. 7.3 - Почвенные коленчатые термометры Савинова: а — комплект термометров; б — отдельный термометр; в — установка термометра в почве

Температура воздуха для практических целей измеряется с точностью $0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$, а в метеорологических телеграммах и на картах погоды указывается в целых числах.

Температура воздуха - величина непостоянная, она изменяется периодически в течение суток и года и непериодически в результате изменения метеорологической обстановки. Временные изменения температуры подразделяются на суточные, годовые и непериодические. Пространственные изменения температуры зависят от географической широты и долготы места, от высоты над поверхностью Земли.

В приземном слое температура воздуха изменяется в течение суток. Минимальная температура наблюдается обычно в момент восхода Солнца: в июле - около 3 ч, в январе - около 7 ч по местному среднему солнечному времени. Максимальная температура бывает в 14-15ч.

Амплитуда колебаний температуры может меняться от нескольких до десятков градусов. Она зависит от времени года, широты места, высоты его над уровнем моря, рельефа, характера подстилающей поверхности, наличия облачности и развития турбулентности в атмосфере. Наибольшая амплитуда бывает в низких широтах, в котловинах с песчаной или каменистой почвой, в безоблачные дни. Над морями и океанами суточный ход температуры незначителен.

В течение года максимальная температура воздуха в приземном слое над континентами наблюдается в середине лета, над океанами — в конце, минимальная температура - в середине или конце зимы.

Амплитуда годового хода воздуха зависит от широты места, близости моря и высоты над уровнем моря. Наименьшая амплитуда наблюдается в экваториальной зоне, так как в ней приток тепла в течение года изменяется незначительно. Резкие различия в годовой амплитуде температуры наблюдаются между пунктами, расположенными в глубине континента на океанических островах.

Кроме того, в природе могут наблюдаться и неперiodические изменения температуры — отo дня ко дню независимо от времени суток. Они связаны с изменением метеорологической обстановки (прохождением циклонов и антициклонов, атмосферных фронтов, вторжением теплой или холодной воздушной массы).

Поскольку нижняя часть атмосферы нагревается, главным образом, от земной поверхности, в тропосфере температура воздуха с высотой, как правило, понижается. Понижение в среднем составляет 0,5 - 0,6 °C на каждые 100 м подъема (рис. 3).

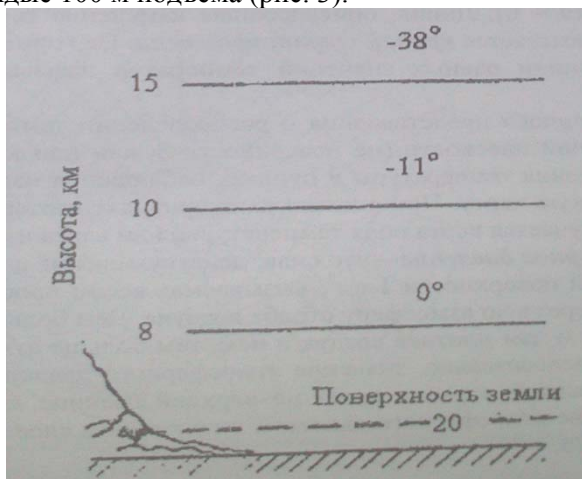


Рис. 7.4 - Вертикальные градиенты температуры

3. Градиенты температуры

Для количественной оценки пространственного изменения того или иного метеорологического элемента (например, температуры, давления, ветра) используется понятие градиент - изменение величины метеорологического элемента на единицу расстояния. В метеорологии принято считать градиент положительным, если его значение с расстоянием уменьшается.

Для количественной оценки пространственных изменений температуры используют вертикальный и горизонтальный градиенты температуры.

Вертикальный градиент температуры ν - изменение температуры на 100 м высоты. При понижении температуры $\nu > 0$, повышении $\nu < 0$, а если температура воздуха с высотой не изменяется, $\nu = 0$.

Горизонтальный градиент температуры - изменение температуры на 1 км расстояния.

Слои атмосферы, в которых наблюдается рост температуры с высотой ($\nu < 0$), называются слоями инверсии. Слои атмосферы, в которых температура с высотой не изменяется, называются слоями изотермии ($\nu = 0$). Линия, описывающая изменение температуры с высотой, называется кривой стратификации. На горизонтальной плоскости линии равных значений температур называются изотермами.

Для наглядного представления о распределении температуры в горизонтальной плоскости (на поверхности Земли или каком-либо уровне) значения температуры в пунктах наблюдения наносятся на географическую карту. При анализе карт проводят изотермы. В результате получается карта поля температуры, или карта изотерм.

Лекция №8. Тепловые процессы, протекающие на поверхности земли

Тепловой режим атмосферы является важнейшей характеристикой климата и определяется теплообменом между атмосферным воздухом и окружающей средой. Под окружающей средой при этом понимают космическое пространство, слои воздуха и земную поверхность

Теплообмен осуществляется радиационным путем, т.е. при собственном излучении из воздуха и при поглощении воздухом радиации Солнца, земной поверхности и других атмосферных слоев.

Также теплообмен осуществляется путем теплопроводности – молекулярной между воздухом и земной поверхностью и турбулентной внутри атмосферы. Передача тепла между земной поверхностью и воздухом может происходить в результате испарения и последующей конденсации или кристаллизации водяного пара.

Решающее значение для теплового режима атмосферы имеет теплообмен с земной поверхностью путем теплопроводности

Тонкая пленка воздуха, непосредственно соприкасающаяся с земной поверхностью, обменивается с нею теплом вследствие молекулярной теплопроводности. Внутри атмосферы действует турбулентная теплопроводность, которая способствует очень быстрой передаче тепла из одних слоев атмосферы в другие. Турбулентная теплопроводность увеличивает и передачу тепла от земной поверхности в воздух или наоборот

1. Тепловой баланс земной поверхности

Нижние слои атмосферы нагреваются и охлаждаются больше всего путем радиационного и нерадиационного обмена теплом с верхними слоями почвы и воды. Поэтому изменения температуры в нижних слоях атмосферы, прежде всего, определяются изменениями температуры земной поверхности.

Земная поверхность непрерывно и разными способами получают и теряет тепло. Через земную поверхность тепло передается вверх – в атмосферу и вниз – в почву или воду.

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

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

Земная поверхность получает тепло при конденсации на ней водяного пара из воздуха или теряет тепло при испарении с нее воды.

Также нужно иметь ввиду что влияние оказывают затраты тепла на таяние снега, распространение тепла в глубь почвы вместе с водой осадков, но ввиду незначительности влияния этих процессов, в дальнейшем их учитывать не будем.

Алгебраическая сумма всех приходов и расходов тепла на земной поверхности должна быть равна нулю. Это выражается уравнением теплового баланса земной поверхности.

$$B + P + G_n + LE_m = 0$$

где B – радиационный баланс

P – приход (отдача) тепла путем теплопроводности

G_n - приход (отдача) тепла путем теплообмена с более глубокими слоями почвы или воды

LE_m – приход (потеря) тепла при конденсации (испарении)

Смысл уравнения состоит в том, что радиационный баланс на земной поверхности уравновешивается нерадиационной передачей тепла. Уравнение действительно для любого промежутка времени, в том числе и для многолетнего периода

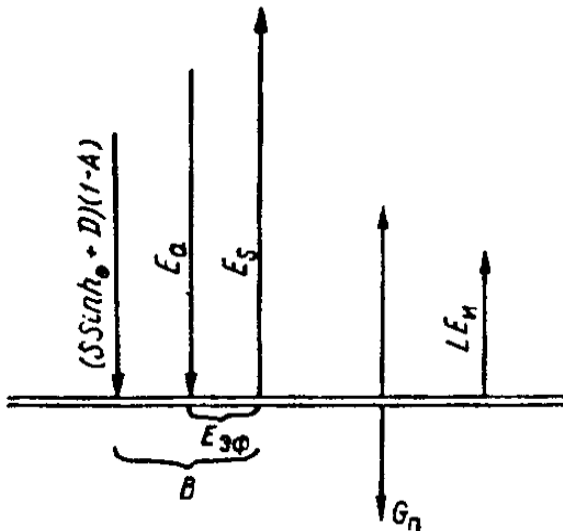


Рис.8.1 - Составляющие теплового баланса земной поверхности в дневное время суток

От суток к суткам и от года к году средняя температура самой верхней части почвы и воды в любом месте меняется мало. Это значит, что за сутки в глубь почвы или воды попадает столько же тепла, сколько уходит из нее ночью.

1. Различия в тепловом режиме почвы и водоемов

Существуют резкие различия в нагревании и тепловых особенностях поверхностных слоев почвы и верхних слоев водных бассейнов. В почве тепло распространяется по вертикали путем молекулярной теплопроводности, а в легкоподвижной воде – также и путем турбулентного перемешивания водных слоев, намного более эффективного. В ночное время суток и в холодное время года к этого рода турбулентности присоединяется термическая конвекция. В океанах и морях некоторую роль в перемешивании слоев и связанной с ним передаче тепла играет также испарение. Также, теплоемкость воды более значительна, чем почвы, и одно и то же количество тепла нагревает массу воды до меньшей температуры, чем такую же массу почвы.

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

Днем и летом температура на поверхности почвы выше, чем температура на поверхности воды, ночью и зимой ниже. Суточные и годовые колебания температуры на поверхности почвы значительно больше, чем на поверхности воды.

Температура воздуха над морем летом ниже, а зимой выше, чем над сушей

2. Суточный и годовой ход температуры на поверхности почвы

Температура на поверхности почвы имеет суточный ход. Минимум ее наблюдается примерно через полчаса после восхода солнца. К этому времени радиационный баланс поверхности почвы

становится равным нулю. Нерадиационный обмен тепла в это время незначителен.

Затем температура на поверхности почвы растет до 13-14 ч и достигает максимума в суточном ходе. После этого начинается падение температуры. Отдача тепла в дневные часы из верхнего слоя почвы в атмосферу происходит не только путем эффективного излучения, но и путем возросшей теплопроводности, а также увеличившегося испарения воды.

Суточный ход температуры на поверхности почвы на графике время-температура имеет вид волнообразной кривой. Высшая точка характеризует максимум, низшая – минимум температуры

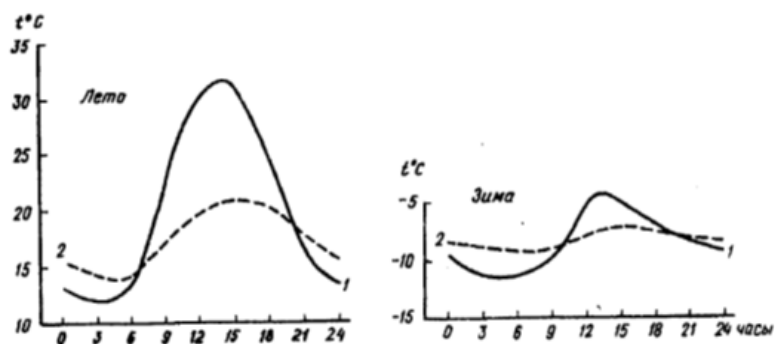


Рис. 2. Средний суточный ход температуры на поверхности почвы (1) и в воздухе на высоте 2 м (2) летом и зимой.

Максимальные температуры на поверхности почвы обычно выше, чем в воздухе на высоте метеорологической будки. Это понятно: днем солнечная радиация прежде всего нагревает почву, а уже от нее нагревает воздух. Ночные минимумы температуры, наоборот, на поверхности почвы ниже, чем в воздухе, так как прежде всего почва выхолаживается эффективным излучением, а от нее охлаждается воздух.

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

Суточный ход температуры почвы зависит также от экспозиции склонов, т.е. от того, как ориентирован наклон данного участка земной поверхности по отношению к сторонам света. Ночное излучение

одинаково на склонах любой ориентации, но дневное нагревание почвы наибольшее на южных склонах и наименьшее на северных. Суточный ход температуры почвы также зависит от почвенного покрова

3. Влияние почвенного покрова на температуру поверхности почвы

Растительный покров уменьшает охлаждение почвы ночью. Ночное излучение происходит преимущественно с поверхности растительности. Поэтому растительность охлаждается больше, чем почва под растительным покровом. Днем растительность препятствует рациональному нагреванию почвы. В результате суточная амплитуда температуры под растительным покровом меньше, а средняя суточная температура ниже, чем на открытой поверхности. Следовательно, растительный покров в общем охлаждает почву.

Снежный покров предохраняет почву зимой от чрезмерной потери тепла. Суточная амплитуда температуры на поверхности почвы под снегом резко уменьшается

Совместное действие растительного покрова летом и снежного зимой уменьшает годовую амплитуду температуры на поверхности почвы

4. Распространение тепла вглубь почвы

К распространению тепла в почве применима общая теория молекулярной теплопроводности, предложенная в свое время Фурье. Наблюдения показывают, что фактическое распространение тепла в почве достаточно близко соответствует этим законам.

Чем больше плотность и влажность почвы, тем лучше она проводит тепло, тем быстрее распространяются в глубину и тем глубже проникают колебания температуры. Независимо от типа почвы период колебаний температуры не изменяется с глубиной. Это значит, что не только на поверхности, но и на глубинах сохраняется суточный ход с периодом в 24 часа между каждыми двумя последовательными максимумами или минимумами и годовой ход с периодом в 12 месяцев.

Возрастание глубины в арифметической прогрессии приводит к уменьшению амплитуды в прогрессии геометрической

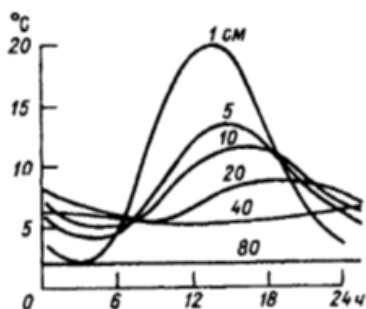


Рис. 3. Суточный ход температуры почвы на разных глубинах — от 1 до 80 см.

Амплитуда годовых колебаний температуры уменьшается с глубиной по тому же закону. Однако годовые колебания распространяются до большей глубины, что объясняется более длительным временем их распространения. Амплитуды годовых колебаний убывают практически до нуля на глубине около 30 м в полярных широтах, около 15-20 м в средних широтах, около 10 м в тропиках. На этих глубинах начинается слой постоянной годовой температуры.

Сроки наступления максимальных и минимальных температур как в суточном, так и в годовом ходе запаздывают с глубиной пропорционально увеличению глубины. Это понятно, так как требуется время для распространения тепла в глубину. Суточные экстремумы на каждые 10 см глубины запаздывают на 2,5-3,5 ч. Это значит, что на глубине например, 50 см суточный максимум наблюдается уже после полуночи. Годовые максимумы и минимумы запаздывают на 20-30 дней на каждый метр глубины.

Глубины слоев постоянной суточной и годовой температуры относятся между собой как корни квадратные из периода колебаний, т.е. $1:\sqrt{365}$. Это утверждение достаточно хорошо подтверждается наблюдениями. Осложнения вызываются неоднородностью состава и структуры почвы.

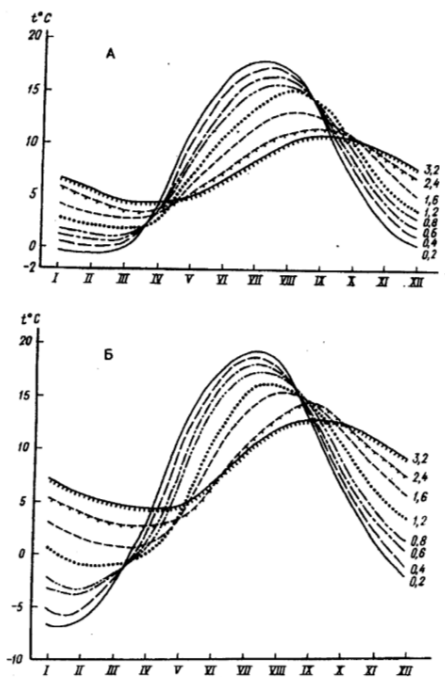


Рис. 4. Годовой ход температуры почвы на разных глубинах Москвы под травяным покровом (А) и на оголенной поверхности (Б)

Лекция № 9. Водный режим атмосферы: испарение и конденсация

1. Общие сведения о воде в атмосфере.

Важную роль в формировании климата и развитии различных атмосферных явлений играет вода. Она занимает около 71 % земной поверхности, а ее запасы составляют свыше $1,4 \cdot 10^8 \text{ км}^3$. Вода находится в постоянном круговороте, связывая воедино все части гидросферы, и обеспечивает взаимодействие гидросферы с литосферой, атмосферой и биосферой.

В атмосфере вода находится в трех агрегатных состояниях — газообразном (водяной пар), жидком (капли дождя) и твердом (кристаллики снега и льда). По сравнению со всей массой воды на планете, в атмосфере её совсем немного — около 0,001%, но её

значение огромно. Облака и водяные пары поглощают и отражают избыток солнечной радиации, а также регулируют ее поступление на Землю. Одновременно они задерживают встречное тепловое излучение, идущее от поверхности Земли в межпланетное пространство. Содержание воды в атмосфере определяет погоду и климат местности. От него зависит, какая установится температура, образуются ли облака над данной территорией, пойдёт ли из облаков дождь, выпадет ли роса.

Водяной пар непрерывно поступает в атмосферу, испаряясь с поверхности водоёмов и почвы. Его выделяют и растения — этот процесс называется транспирацией. Молекулы воды сильно притягиваются друг к другу благодаря силам межмолекулярного притяжения, и Солнцу приходится тратить очень много энергии, чтобы разделить их и превратить в пар. На создание одного грамма водяного пара затрачивается 537 калорий солнечной энергии - прим. от geoglobus.ru. Нет ни одного вещества, у которого удельная теплота испарения была бы больше, чем у воды. Подсчитано, что за одну минуту Солнце испаряет на Земле миллиард тонн воды.

Водяной пар поднимается в атмосферу вместе с восходящими потоками воздуха. Охлаждаясь, он конденсируется, образуются облака, и при этом выделяется огромное количество энергии, которую водяной пар возвращает атмосфере. Именно эта энергия заставляет дуть ветры, переносит сотни миллиардов тонн воды в облаках и увлажняет дождями поверхность Земли.

2.Круговорот воды в природе

Круговорот воды в природе (гидрологический цикл) — процесс циклического перемещения воды в земной биосфере. Состоит из испарения, конденсации и осадков. Моря теряют из-за испарения больше воды, чем получают с осадками, на суше — положение обратное. Вода непрерывно циркулирует на земном шаре, при этом её общее количество остаётся неизменным. Три четверти поверхности земного шара покрыты водой. Водную оболочку Земли называют гидросферой. Большую ее часть составляет соленая вода морей и океанов, а меньшую — пресная вода озер, рек, ледников, грунтовые воды и водяной пар. На земле вода существует в трех агрегатных состояниях: жидком, твердом и газообразном. Без воды невозможно существование живых организмов. В любом организме вода является

средой, в которой происходят химические реакции, без которых не могут жить живые организмы. Вода является самым ценным и самым необходимым веществом для жизнедеятельности живых организмов.

Постоянный обмен влагой между гидросферой, атмосферой и земной поверхностью, состоящий из процессов испарения, передвижения водяного пара в атмосфере, его конденсации в атмосфере, выпадения осадков и стока, получил название круговорота воды в природе. Атмосферные осадки частично испаряются, частично образуют временные и постоянные водостоки и водоемы, частично — просачиваются в землю и образуют подземные воды.

Различают несколько видов круговоротов воды в природе:

1. Большой, или мировой, круговорот — водяной пар, образовавшийся над поверхностью океанов, переносится ветрами на материки, выпадает там в виде атмосферных осадков и возвращается в океан в виде стока. В этом процессе изменяется качество воды: при испарении соленая морская вода превращается в пресную, а загрязненная — очищается.

2. Малый, или океанический, круговорот — водяной пар, образовавшийся над поверхностью океана, сконденсируется и выпадает в виде осадков снова в океан.

3. Внутриконтинентальный круговорот — вода, которая испарилась над поверхностью суши, опять выпадает на сушу в виде атмосферных осадков.

В конце концов, осадки в процессе движения опять достигают Мирового океана.

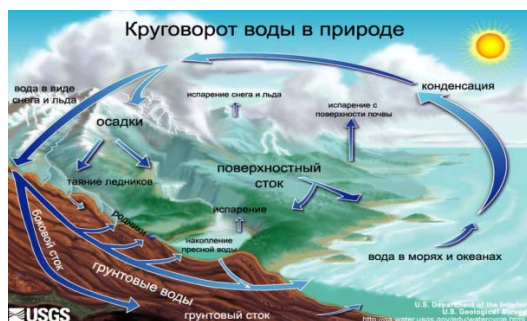
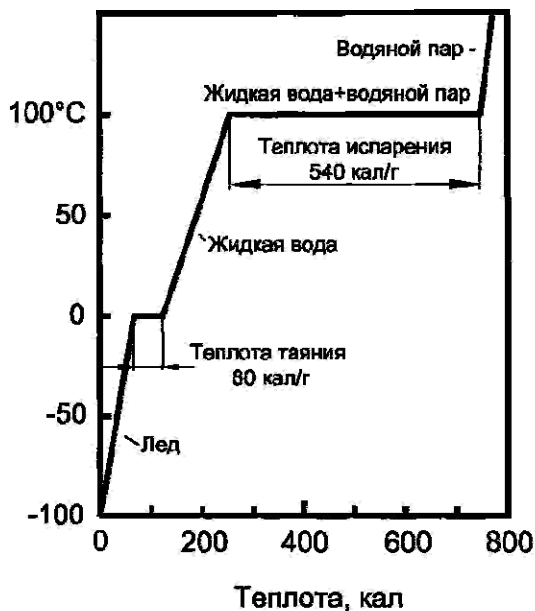


Рис.9.1. Круговорот воды в природе

3. Испарение и конденсация.

Вода в природе находится в постоянном круговороте. При этом огромное значение имеют процессы испарения воды и конденсации пара (рис. 9.2)

А)



Б)



Рис. 9.2 - Фазовые переходы воды:
а – температурно-тепловые процессы; б – переходы состояний

3.1. Испарение

Испарение – это переход воды или другого вещества из жидкого

или твердого состояния в газообразное (пар). Оно объясняется вылетом из поверхностного слоя жидкости молекул, обладающих наибольшей скоростью и кинетической энергией, так что в результате испарения жидкость охлаждается. Различают испарение физическое (с поверхности воды, снега, льда или почвы) и биологическое (транспирация). Физическое испарение жидкости происходит в результате теплового движения ее молекул при температуре ниже точки кипения (100 С). Скорость испарения, т.е. количество жидкости, переходящей в пар за 1 с, зависит от внешнего давления и движения газообразной фазы над свободной поверхностью жидкости. Испарение твердых тел называется сублимацией. Этот процесс предусматривает переход вещества (например, льда) из твердого состояния непосредственно (без плавления) в газообразное.

На испарение 1 г воды при температуре 100 С расходуется 540 кал, а для таяния льда затрачивается около 80 кал/г тепла. В различных районах Земли вода совершает фазовое превращение с разной интенсивностью, что приводит к неравномерному выпадению осадков по Земному шару. Ежегодно с поверхности Земли испаряется 525 тыс. км³ воды, а атмосферный пар конденсируется и в виде осадков возвращается на Землю.

На территории Беларуси испарение с открытой поверхности суши составляет около 475-575 мм, с водной поверхности (без ледоставного периода) – 520-700 мм (всего около 112 км³ воды).

3.1.1 Транспирация

Транспирация – это испарение воды растительностью. Ее интенсивность определяется количеством воды в граммах, которое теряется растением с единицы поверхности (1 см², 1 м² или 1 г сырой массы за час), и зависит от освещенности, температуры и влажности воздуха, скорости ветра, количества воды в растении.

Для измерения величины испарения используются приспособления и устройства, действующие на принципах определения объема или массы испарившейся из сосуда воды, изменения концентрации соли в сосуде, изменения веса монолитного образца почвы и др.

Испарение с поверхности воды измеряется водными измерителями (плавучие испарительные бассейны и др.), с поверхности почвы – почвенными (весовые, гидравлические и др.), с поверхности

болот – болотными.

3.2 Конденсация водяного пара

Водяной пар, находящийся в атмосфере, при снижении температуры воздуха, атмосферного давления и наличии ядер конденсации переходит в жидкое или твердое состояние– образуются водяные капли или кристаллы льда, которые в совокупности приводят к возникновению облаков, тумана или дымки. Происходит конденсация водяного пара на наземных предметах, которая приводит к образованию пленок воды или слоя льда. Наличие ядер конденсации (капель воды, кристаллов льда, пылинок и др.) способствует переходу пара в твердое или жидкое состояние. Процесс конденсации водяного пара происходит в результате его адиабатического подъема в атмосфере и теплообмена в земной поверхности.

Лекция № 10. Влажность воздуха и методы её определения

1. Общие сведения

Влажность — содержание водяного пара в атмосфере. Водяной пар является одной из важнейших составных частей земной атмосферы

Водяной пар непрерывно поступает в атмосферу вследствие испарения воды с поверхности водоемов, почвы, снега, льда и растительного покрова, на что затрачивается в среднем 23 % солнечной радиации, приходящей на земную поверхность. В атмосфере содержится в среднем $1,29 \cdot 10^{13}$ т влаги (водяного пара и жидкой воды), что эквивалентно слою воды 25,5 мм.

В атмосфере в среднем содержится $1,24 \cdot 10^{16}$ кг водяного пара, т.е., сконденсировавшись, он мог бы образовать "слой осажде́нной воды" толщиной 2,4 см. Значения E , а значит, и фактическое количество водяного пара быстро убывает с понижением температуры. Поэтому для атмосферы типично уменьшение кол-ва водяного пара от экватора к полюсам и очень быстрое его уменьшение по мере увеличения высоты над Землёй. У её поверхности среднее содержание водяного пара по объёму составляет у экватора 2,6%, а в полярных районах 0,2 %. От подстилающей поверхности до высоты 1,5-2 км среднее содержание водяного пара уменьшается вдвое. Выше тропопаузы воздух очень

сухой, и вплоть до высоты 30 км в среднем $q_{2,6} \cdot 10^{-6}$ г/г, а f обычно не превышает нескольких процентов. Лишь изредка влажность воздуха в стратосфере может быть гораздо большей. Так, на высотах 17-32 км иногда образуются перламутровые (стратосферные) облака, что свидетельствует о наличии насыщающей влажности воздуха.

Вода в атмосфере при $t=0$ °С может быть в газообразной и жидкой фазах, а при отрицательных температурах - в газообразной, жидкой (переохлаждённой вплоть до -35 - -40 °С) и твердой (лёд). Важной особенностью водяного пара является то, что его насыщающая упругость над переохлаждённой водой больше, чем надо льдом.

Влажность воздуха зависит от интенсивности испарения атмосферой циркуляции и характера подстилающей поверхности (водоёмы, суша, снег, лёд, растительность). Каждому виду и значению температуры соответствует определённое количество удерживаемой влаги (упругости насыщения).

Атмосферный воздух представляет собой смесь сухого воздуха и водяного пара.

2. Характеристики влажности воздуха

Влажность воздуха характеризуется следующими метеорологическими величинами:

- парциальное давление (упругость) водяного пара
- абсолютная влажность (плотность водяного пара)
- относительная влажность(f)
- удельная влажность(s)
- упругость насыщения
- отношение смеси
- дефицитная влажность
- дефицит точки росы
- точка росы

Парциальное давление (упругость) водяного пара (e) – давление, которое оказывает водяной пар в соответствии со своей массой. Упругость водяного пара зависит от количества водяного пара в единице объёма и выражается в гПА, мБар, мм.рт.ст.

Упругость водяного пара у земной поверхности может быть около нуля (в Антарктиде, зимой в Якутии, иногда в пустынях) и до

30—35 мбар вблизи экватора. Упругость пара в полярных широтах зимой меньше 1 мбар (иногда лишь сотые доли мбар) и летом ниже 5 мбар; в тропиках же она возрастает до 30 мбар, а иногда и больше. В субтропических пустынях упругость водяного пара понижена до 5—10 мбар. С высотой упругость пара быстро убывает — в 2 раза в нижних 1,5 км и почти до нуля на верхней границе тропосферы.

Абсолютная влажность (плотность водяного пара) – масса в граммах водяного пара в 1 м³ воздуха при данной температуре. Измеряется в г/м³.

Между абсолютной влажностью и упругостью водяного пара существует зависимость:

$$q = 217 \frac{e}{T} \text{ или } q = \frac{0,06e}{1 - \alpha t}$$

e – упругость водяного пара;

T, t - температура водяного пара (воздуха), К, °С;

α - температурный коэффициент объёмного расширения газа:

$$\alpha = 1/273 \approx 0,004$$

Относительная влажность(f) - это отношение парциального давления водяного пара, содержащегося в воздухе, к давлению насыщенного водяного пара при данной температуре. Выражают ее обычно в процентах с точностью до целых:

$$f = (e/E) \cdot 100\%$$

Относительная влажность выражает степень насыщения воздуха водяными парами.

Удельная влажность(s) г/кг - количество водяного пара в граммах, содержащееся в 1 кг влажного воздуха:

$$q = 622 e/P - 0,378e,$$

e — упругость водяного пара, гПа;

P — атмосферное давление, гПа.

Удельную влажность учитывают в зоометеорологических расчетах, например, при определении испарения с поверхности органов дыхания у сельскохозяйственных животных и при определении соответствующих затрат энергии.

Дефицит упругости водяного пара(d) – разность между упругостью насыщения и максимально возможной упругостью водяного пара при данной температуре

$$d = E - e$$

E - упругость насыщения.

Дефицит насыщения выражают в тех же единицах и с той же точностью, что и величины e и E . При увеличении относительной влажности дефицит насыщения уменьшается и при $= 100\%$ становится равным нулю.

Так как E зависит от температуры воздуха, а e — от содержания в нем водяного пара, то дефицит насыщения является комплексной величиной, отражающей тепло- и влагосодержание воздуха.

Упругость насыщения (E) - максимально возможное значение парциального давления при данной температуре; измеряют в тех же единицах, что и упругость водяного пара. Упругость насыщения возрастает с увеличением температуры. Это значит, что при более высокой температуре воздух способен содержать больше водяного пара, чем при более низкой температуре. После достижения упругости насыщения процесс насыщения прекращается и начинается процесс конденсации.

Отношение смеси (r) – отношение массы водяного пара, которое удерживается в определённом объёме влажного воздуха, к массе сухого воздуха в том же объёме

$$r = 622e / (p - e)$$

e — упругость водяного пара, гПа;

P — атмосферное давление, гПа.

Точка росы (t_d) ($^{\circ}\text{C}$) — температура, при которой водяной пар, содержащийся в воздухе при данном давлении, достигает состояния насыщения относительно химически чистой плоской поверхности воды. При $= 100\%$ фактическая температура воздуха совпадает с точкой росы. При температуре ниже точки росы начинается конденсация водяных паров с образованием туманов, облаков, а на поверхности земли и предметов образуются роса, иней, изморозь.

Дефицит точки росы – разность между температурой воздуха и точкой росы. Выражается в $^{\circ}\text{C}$.

3. Изменение характеристик влажности воздуха в атмосфере с высотой

Наибольшее количество водяного пара содержится в нижних слоях воздуха, непосредственно прилегающих к испаряющей поверхности. В вышележащие слои водяной пар проникает в результате турбулентной диффузии.

Проникновению водяного пара в вышележащие слои способствует то обстоятельство, что он легче воздуха в 1,6 раза (плотность водяного пара по отношению к сухому воздуху при 0 °С равна 0,622), поэтому воздух, обогащенный водяным паром, как менее плотный стремится подняться вверх.

Распределение упругости водяного пара по вертикали зависит от изменения давления и температуры с высотой, от процессов конденсации и облакообразования. Поэтому трудно теоретически установить точную закономерность изменения упругости водяного пара с высотой.

Парциальное давление водяного пара с высотой уменьшается в 4...5 раз быстрее, чем атмосферное давление. Уже на высоте 6 км парциальное давление водяного пара в 9... 10 раз меньше, чем на уровне моря. Это объясняется тем, что в приземный слой атмосферы водяной пар поступает непрерывно в результате испарения с деятельной поверхности и его диффузии за счет турбулентности. Кроме того, температура воздуха с высотой понижается, а возможное содержание водяного пара ограничивается температурой, так как понижение ее способствует насыщению пара и его конденсации.

Уменьшение упругости пара с высотой может чередоваться с ее ростом. Например, в слое инверсии упругость пара обычно растет с высотой.

Относительная влажность распределяется по вертикали неравномерно, но с высотой в среднем она уменьшается. В приземном слое атмосферы в летние дни она несколько возрастает с высотой за счет быстрого понижения температуры воздуха, затем начинает убывать вследствие уменьшения поступления водяного пара и снова возрастает до 100 % в слое образования облаков. В слоях инверсии она резко уменьшается с высотой в результате повышения температуры. Особенно неравномерно изменяется относительная влажность до высоты 2...3 км.

4. Суточный и годовой ход влажности воздуха

В приземном слое атмосферы наблюдается хорошо выраженный суточный и годовой ход влагосодержания, связанный с соответствующими периодическими изменениями температуры.

Суточный ход упругости водяного пара и абсолютной влажности над океанами, морями и в прибрежных районах суши аналогичен суточному ходу температуры воды и воздуха: минимум перед восходом Солнца и максимум в 14...15 ч. Минимум обусловлен очень слабым испарением (или его отсутствием вообще) в это время суток. Днем по мере увеличения температуры и соответственно испарения влагосодержание в воздухе растет. Таков же суточный ход упругости водяного пара и над материками зимой.

В теплое время года в глубине материков суточный ход влагосодержания имеет вид двойной волны. Первый минимум наступает рано утром вместе с минимумом температуры. После восхода Солнца температура деятельной поверхности повышается, увеличивается скорость испарения, и количество водяного пара в нижнем слое атмосферы быстро растет. Такой рост продолжается до 8...10 ч, пока испарение преобладает над переносом пара снизу в более высокие слои. После 8...10ч возрастает интенсивность турбулентного перемешивания, в связи с чем водяной пар быстро переносится вверх. Этот отток водяного пара уже не успевает компенсироваться испарением, в результате чего влагосодержание и, следовательно, упругость водяного пара в приземном слое уменьшаются и достигают второго минимума в 15...16 ч. В предвечерние часы турбулентность ослабевает, тогда как довольно интенсивное поступление водяного пара в атмосферу путем испарения еще продолжается. Упругость пара и абсолютная влажность в воздухе начинают увеличиваться и в 20...22ч достигают второго максимума. В ночные часы испарение почти прекращается, в результате чего содержание водяного пара уменьшается.

Годовой ход упругости водяного пара и абсолютной влажности совпадают с годовым ходом температуры воздуха как над океаном, так и над сушей. В Северном полушарии максимум влагосодержания воздуха наблюдается в июле, минимум - в январе. Например, в Санкт-Петербурге средняя месячная упругость пара в июле составляет 14,3 гПа, а в январе — 3,3 гПа.

Суточный ход относительной влажности зависит от упругости пара и упругости насыщения. С повышением температуры испаряющей поверхности увеличивается скорость испарения и, следовательно, увеличивается e . Но E растет значительно быстрее, чем e , поэтому с повышением температуры поверхности, а с ней и температуры воздуха относительная влажность уменьшается [см. формулу (5.1)]. В итоге ход e вблизи земной поверхности оказывается обратным ходу температуры поверхности и воздуха: максимум относительной влажности наступает перед восходом Солнца, а минимум — в 15... 16 ч (рис. 5.2). Дневное ее понижение особенно резко выражено над континентами в летнее время, когда в результате турбулентной диффузии пара вверх e у поверхности уменьшается, а вследствие роста температуры воздуха E увеличивается. Поэтому амплитуда суточных колебаний относительной влажности на материках значительно больше, чем над водными поверхностями.

В годовом ходе относительная влажность воздуха, как правило, также меняется обратно ходу температуры. Например, в Санкт-Петербурге относительная влажность в мае в среднем составляет 65 %, а в декабре — 88 % (рис. 5.3). В районах с муссонным климатом минимум относительной влажности приходится на зиму, а максимум — на лето вследствие летнего переноса на сушу масс влажного морского воздуха: например, во Владивостоке летом $= 89\%$, зимой $= 68 \%$.

Ход дефицита насыщения водяного пара параллелен ходу температуры воздуха. В течение суток дефицит бывает наибольшим в 14...15 ч, а наименьшим — перед восходом Солнца. В течение года дефицит насыщения водяного пара имеет максимум в самый жаркий месяц и минимум в самый холодный. В засушливых степных районах России летом в 13 ч ежегодно отмечается дефицит насыщения, превышающий 40 гПа. В Санкт-Петербурге дефицит насыщения водяного пара в июне в среднем составляет 6,7 гПа, а в январе — только 0,5 гПа

5. Влажность воздуха в растительном покрове

Растительный покров оказывает большое влияние на влажность воздуха. Растения испаряют большое количество воды и тем самым обогащают водяным паром приземный слой атмосферы, в нем наблюдается повышенное влагосодержание воздуха по сравнению с оголенной поверхностью. Этому способствует еще и уменьшение

растительным покровом скорости ветра, а следовательно, и турбулентной диффузии пара. Особенно резко это выражено в дневные часы. Упругость пара внутри крон деревьев в ясные летние дни может быть на 2...4 гПа больше, чем на открытом месте, в отдельных случаях даже на 6...8 гПа. Внутри агрофитоценозов возможно повышение упругости пара по сравнению с паровым полем на 6...11 гПа. В вечерние и ночные часы влияние растительности на влагосодержание меньше.

Большое влияние растительный покров оказывает и на относительную влажность. Так, в ясные летние дни внутри посевов ржи и пшеницы относительная влажность на 15...30 % больше, чем над открытым местом, а в посевах высокостебельных культур (кукуруза, подсолнечник, конопля) - на 20...30 % больше, чем над оголенной почвой. В посевах наибольшая относительная влажность наблюдается у поверхности почвы, затененной растениями, а наименьшая — в верхнем ярусе листьев.

6. Приборы для измерения влажности воздуха

Влажность воздуха и его температура фиксируются при помощи внутренних датчиков. Вне зависимости от типа выполняемых замеров профессиональные приборы демонстрируют высочайшую точность и способны функционировать в значительно большем диапазоне воспринимаемых величин. Прочие конструкционные отличия обусловлены спецификой той области применения, для которой был разработан конкретный измерительный прибор (нефтегазовая промышленность, пищевая промышленность, строительство и пр.).

Для определения влажности воздуха используют такие приборы, как гигрометры (конденсационный и волосной) и психрометры.

Конденсационный гигрометр (от греческих слов *hygros* – влажный и *metreo* – измеряю).

При понижении температуры, относительная влажность воздуха увеличивается. При некоторой температуре, называемой точкой росы, водяной пар становится насыщенным. Это означает, что в воздухе находится максимально возможное количество водяных паров. Относительная влажность воздуха равна 100 %. Дальнейшее понижение температуры приводит к тому, что образующийся избыток водяных паров начинает конденсироваться в виде капелек росы или тумана.

Для определения относительной влажности воздуха, можно искусственно понизить температуру воздуха в какой-то ограниченной области до точки росы. Абсолютная влажность и, соответственно, давление водяных паров при этом останутся неизменными. Сравнивая давление водяного пара при точке росы с давлением насыщенного пара, которое могло бы быть при интересующей нас температуре, мы тем самым, найдем относительную влажность воздуха.

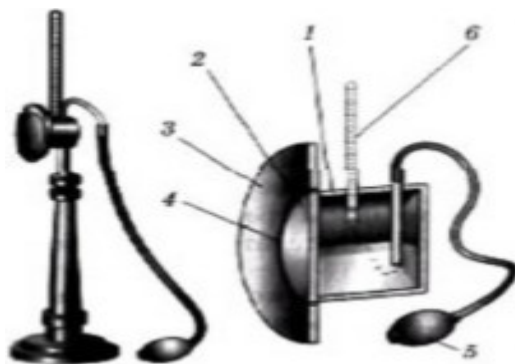


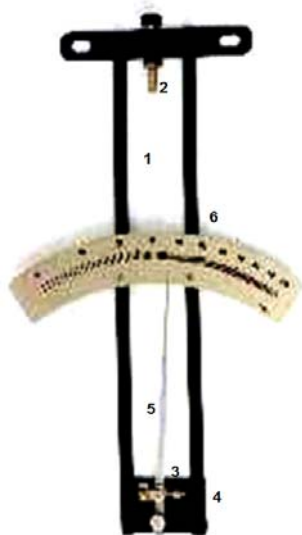
Рис.10.1 - Схема конденсационного гигрометра
1 - металлическая коробочка; 2 - передняя стенка; 3 – вольцо; 4- теплоизолирующая прокладка; 5- резиновая груша; 6- термометр

Быстрого охлаждения можно добиться при интенсивном испарении какой-нибудь летучей жидкости.

Конденсационный гигрометр состоит из металлической коробочки с двумя отверстиями. В коробочку заливается эфир. С помощью резиновой груши через коробочку прокачивается воздух. Эфир очень быстро испаряется, температура коробочки и воздуха, находящегося вблизи нее, понижается, а относительная влажность растет. При некоторой температуре, которая измеряется термометром, вставленным в отверстие прибора, поверхность коробочки покрывается мельчайшими капельками росы. Чтобы точнее зафиксировать момент появления на поверхности коробочки росы, эта поверхность полируется до зеркального блеска, а рядом с коробочкой для контроля располагается отполированное металлическое кольцо.

С помощью конденсационного гигрометра измеряют абсолютную влажность.

Волосяной гигрометр



Представляет собой металлическую рамку, посередине которой вертикально натянут светлый обезжиренный волос. Верхний конец волоса укреплен неподвижно, а нижний перекинут через блок и слегка натягивается небольшим грузом. К блоку прикреплена стрелка, которая в зависимости от изменения длины волоса перемещается вдоль шкалы, укрепленной горизонтально посередине металлической рамки и градуированной в процентах относительной влажности. Точность отсчета по шкале 1 %, продолжительность наблюдения 20 - 30 мин. Чувствительность волоса со временем меняется, а поэтому показания гигрометра следует периодически

проверять по аспира-ционному психрометру. Действие волосного гигрометра основано на свойстве обезжиренного человеческого волоса и некоторых органических пленок изменять свою длину в зависимости от относительной влажности воздуха. Если волос или пленку через передаточный механизм соединить с подвижной стрелкой, укрепленной на оси, и проградуировать шкалу, то с помощью такого прибора можно напрямую измерять относительную влажность воздуха.

Психрометры



Простейший психрометр состоит из двух спиртовых термометров, один - обычный сухой термометр, а второй имеет устройство увлажнения. Термометры имеют градуировку с ценой деления 0,1-0,5 градуса. Термодатчик влажного термометра обернут батистом, которая находится в сосуде с водой. Вследствие испарения влаги, увлажнённый термометр охлаждается. Для определения относительной влажности снимают показания с сухого и влажного термометров, а далее используют Психрометрическую таблицу. Обычно входными величинами в Психрометрической таблице являются показания сухого термометра и разница температур сухого и влажного термометров.

В конструкции прибора для удобства пользования может включаться Психрометрическая таблица. Так же может включаться вентилятор для аспирации воздуха около влажного термометра. При этом скорость аспирации небольшая, обычно 0,5-1 м/с.

На показания психрометра влияет также и атмосферное давление, поэтому для точных измерений, в случае отклонения атмосферного давления от номинального, к результатам Психрометрической таблицы добавляют поправку.

Современные психрометры можно разделить на три категории: стационарные, аспирационные и дистанционные. В стационарных психрометрах термометры закреплены на специальном штативе в метеорологической будке. Основной недостаток стационарных психрометров — зависимость показаний увлажнённого термометра от скорости воздушного потока в будке. Основной стационарный психрометр - психрометр Августа. В аспирационном психрометре (например, психрометр Ассмана) термометры расположены в специальной оправе, защищающей их от повреждений и теплового излучения окружающих предметов, где обдуваются с помощью аспиратора (вентилятора) потоком исследуемого воздуха с постоянной скоростью около 2 м/с. При положительной температуре воздуха аспирационный психрометр — наиболее надёжный прибор для измерения температуры и влажности воздуха. В дистанционных психрометрах используются термометры сопротивления, терморезисторы.

Принцип действия психрометра состоит в том, что корость испарения влаги увеличивается по мере уменьшения относительной влажности воздуха. Испарение влаги, в свою очередь вызывает

охлаждение объекта, с которого влага испаряется. По мере охлаждения влажного объекта уменьшается и скорость испарения влаги до тех пор пока при некоторой температуре не будет достигнуто динамическое равновесие - количество испарившейся влаги сравняется с количеством конденсирующейся. Таким образом температура влажного объекта (например термометра, обернутого во влажную ткань) даёт информацию об относительной влажности воздуха.

На точность измерений может повлиять тот факт, что испарившаяся влага остаётся в окрестностях влажного предмета и таким образом локально увеличивается влажность воздуха. Для уменьшения этого явления применяют аспирацию (отсос воздуха).

Лекция №11. Облака и облачность

Под облачностью подразумевается степень закрытия небосвода облаками. Облака являются важной составной частью кругооборота воды в природе. Необходимыми условиями для образования облаков является насыщение водяных паров до состояния конденсации (превращения пара в воду) или сублимации (превращения пара в ледяные кристаллы, минуя жидкую фазу) и понижение температуры воздуха до критической - ниже точки росы. Кроме того, в воздухе должны находиться ядра конденсации (или сублимации), на которых начинает осаждаться вода или лед. Ядрами конденсации в морских акваториях могут быть частицы соли, попавшие в воздух вместе с водной пылью и брызгами во время штормов, на суше - микроскопические частицы пыли и дыма. Состояние насыщения чаще всего наступает в результате снижения температуры воздуха.

Причиной снижения температуры воздуха, вызывающего конденсацию, бывают, прежде всего, адиабатические процессы, связанные с вертикальным перемещением воздуха. Адиабатическое охлаждение воздуха обычно обусловлено следующими атмосферными явлениями:

- 1) конвективными потоками внутри однородной воздушной массы;
- 2) восходящим скоплением теплого воздуха на наклонной фронтальной поверхности, разделяющей две воздушные массы с различными физическими свойствами;
- 3) волновыми движениями, возникающими на поверхности раздела двух различных по физическим свойствам слоев воздуха;

турбулентными процессами, происходящими в атмосфере

Облакообразованию способствуют также неадиабатические процессы, к которым относятся, главным образом, фазовые переходы воды, радиационные изменения температуры воздуха, адвекция теплого и влажного воздуха, который охлаждается от более холодной подстилающей поверхности. Облака чаще всего возникают в результате одновременного воздействия нескольких процессов и явлений.

Следует иметь в виду, что облака непрерывно эволюционируют. В процессе эволюции происходит изменение их морфологических черт, преобразование в другие формы, виды и разновидности

1. Понятие и микрофизические показатели облаков

Облака – это продукт конденсации, капли и кристаллы которых при этом образуются. Микрофизический состав облаков характеризуется следующими показателями:

1. Водяные/капельно-жидкие (могут быть в переохлажденном состоянии при охлажденной температуре 12-17 °С) . Ледяные/кристаллические (состоят из кристаллов, которые образуются в результате сублимации водяного пара или замерзшей воды)
2. Смешанные – образуют смесь переохлажденных капель воды и кристаллов льда.

2. Международная классификация облаков

Классификация облаков осуществляется в соответствии с международной системой. В основу принятой международной классификации облаков положены 2 признака: высота расположения облаков и их внешний вид.

В зависимости от высоты положения облака делятся на 3 яруса (табл. 11.1):

- ❖ облака верхнего яруса - выше 6000 м;
- ❖ облака среднего яруса: нижняя граница лежит между 2000 и 6000 м;
- ❖ облака нижнего яруса: нижняя граница находится ниже 2000 м и может достигать поверхности земли.

Таблица 11.1 - Высоты границ ярусов облаков по областям

Ярус	Полярные области	Умеренные области	Тропические области
Верхний	от 3 до 8 км	от 5 до 13 км	от 6 до 18 км
Средний	от 2 до 4 км	от 2 до 7 км	от 2 до 8 км
Нижний	от поверхности земли до 2 км	от поверхности земли до 2 км	от поверхности земли до 2 км

В особую группу выделяются облака вертикального развития, которые имеют большую мощность и могут распространяться на ярусы. Имеются и некоторые другие типы облаков.

Облака верхнего яруса

Обычно облака верхнего яруса - очень тонкие и белые. Конечно, когда Солнце расположено низко над горизонтом, они могут быть окрашены в теплые тона. Эти облака состоят преимущественно из кристаллов льда, и поэтому в зависимости от широты наблюдения формируются на различных высотах: в умеренных широтах - выше 5 км, в полярных - выше 3 км, в тропических - выше 6 км. К облакам верхнего яруса относятся перистые, перисто-слоистые и перисто-кучевые облака.

Перистые облака (Cirrus, Ci.) - это отдельные белые волокнистые облака, обычно очень тонкие и прерывистые, иногда - с более плотными частями. Их высота в умеренных широтах достигает 7-10 км, в тропиках - 17 - 18 км. Перистые облака состоят из кристаллов льда, которые возникают из переохлажденных капелек воды, и отличаются большой протяженностью и тем, что не заполняют все небо, обладая характерной прерывистой структурой. Чаще всего эти облака наблюдаются при хорошей погоде и наличии восходящего потока воздуха при наступлении теплого фронта.

Перистые облака подразделяются на следующие виды:

1) Волокнистые, или нитеподобные (Cirrus fibratus, Ci fib), имеющие вид параллельных или перепутанных волокон. Их разновидности:

- когтеподобные (*Cirrus uncinus*, *Ci unc.*), у которых концы нитей утолщены и загнуты вверх;
- хребтоподобные (*Cirrus vertebratus*, *Ci vert.*) - с более плотной средней полосой, от которой волокна расходятся в обе стороны;
- перепутанные (*Cirrus libratus intortus*, *Ci int.*) - с бессистемно перепутанными нитями в виде клубков или пятен, разбросанных по небу.

2) Плотные (*Cirrus spissatus*, *Ci spi.*), включающие многочисленные соединения неправильной формы, что существенно нарушает волокнистую структуру. Их разновидности:

- грозовые (*Cirrus incus-genitus*, *Ci ing.*), которые являются остатками вершин распадающихся кучево-дождевых облаков;
- комкоподобные (*Cirrus floccus*, *Ci fl.*), имеющие вид белых комков, разбросанных на пространстве волокон перистых облаков

Перистые облака образуются под слоем тропопаузы. Обычно они являются частью облачной системы теплого и холодного фронтов, а также циклонов.

Перисто-кучевые облака (*Cirrocumulus*, *Cc.*)- это белые тонкие облака, состоящие из мелких волн, комков или ряби и образующие слои или параллельные гряды с последовательным переходом в покрытие *Ci* или *Cs*. Эти облака напоминают мелкие "барашки", иногда похожие на рыбу чешую, имеют вид пелены или полос, состоящих из мелких белых элементов с четкими контурами, расположенных равномерно. Могут наблюдаться вместе с перистыми облаками. Перисто-кучевые облака малоустойчивые: быстро появляются, видоизменяются и исчезают. Они образуются в условиях волнового или конвективного движения воздуха.

Особый вид таких облаков — волновые облака (*Cirrocumulus undulatus*, *Cc und.*), которые выглядят как волны или мелкая рябь.

Разновидности перисто-кучевых облаков:

- линзоподобные (*Cirrocumulus lenticularis*, *Cc lent*) - вытянутые с гладкой поверхностью отдельные волокна, в которых кое-где просматривается волокнистая структура;
- кучепоподобные (*Cirrocumulus cumuliformis*, *Cc cumf.*) - мелкие башни или комки, которые кверху увеличиваются;

- комкоподобные (*Cirrocumulus flocus*, Cc floe.) - тонкие белые полупрозрачные образования, разбросанные на небе комки;
- башенковидные (*Castellanus Cast.*), каждый элемент которых - маленькая вертикально развитая башня с относительно четким горизонтальным основанием;
- слоистообразные (*Stratiformis St.*) — длинные тонкие слои с включением зернистых элементов, характерных для облаков этого рода (они называются также чечевицеобразными, если гряда облаков имеет миндалевидную или чечевицеобразную форму);
- дырявые (*Lacunosus, Ln.*), усеянные равномерными отверстиями, похожие на решето или сито.

Перисто-кучевые облака образуются в результате воздушных волн или конвективных ячеек, возникающих в верхней тропосфере, несколько ниже тропопаузы.

Перисто-слоистые облака (Cirrostratus, Cs) - это тонкая, белая или немного голубоватая пелена, которая имеет однородную или слегка волнистую структуру, может застлать все небо.

Высококучевые облака (Alto cumulus, Ac.) имеют белый или черный цвет, в некоторых случаях — с синеватым оттенком, встречаются в виде волн или гряд с просветами голубого неба. Иногда представляют собой почти сплошной облачный покров. Нижняя граница этих облаков может находиться на высоте от 2 до 6 км, а их толщина может быть от 0,2 до 0,7 км. В отличие от перисто-кучевых облаков, относящихся к облакам верхнего уровня, они могут иметь затененные части и, как правило, состоят из водяных капелек. Высококучевые облака обычно возникают в результате поднятия теплых воздушных масс, а также при наступлении холодного фронта, который вытесняет теплый воздух вверх. Поэтому наличие высококучевых облаков теплым и влажным летним утром часто предвещает скорое появление грозных облаков или перемену погоды.

Эти облака образуются в результате адиабатического охлаждения воздуха при его восходящем движении на атмосферный фронт.

Перисто-слоистые облака подразделяются на следующие виды:

- волокнистые (*Cirrostratus fibratus*, Cs fib) - *пелена немного волокнистой структуры;*

- туманоподобные — (*Cirrostratus nebulosus*, *Cs neb.*) - *однородная белая или голубоватая пелена*.

Условия образования этих облаков физически подобны условиям образования перистых, но перисто-слоистые облака чаще связаны с теплым фронтом, чем с холодным.

Облака среднего яруса

Все облака среднего яруса имеют смешанную структуру из смеси капелек с ледяными кристаллами. Такие облака обычно встречаются на высотах 2-7 км для умеренных широт, 2-4 км - для полярных и 2-8 км - для тропических. Поскольку их высоты небольшие, они преимущественно состоят из капелек воды, но зимой в наших широтах содержат кристаллики льда. Осадки, выпадающие из них летом, поверхности земли не достигают.

Осадки выпадают из таких облаков весьма редко и только в виде отдельных капель дождя или снежинок

Высококучевые облака подразделяются на два вида:

- 1) *Волнистые* (*Alto cumulus undulatus*, *Ac und.*), которые размещаются на небосклоне рядами или грядами. Их разновидности
 - просвеченные (*Alto cumulus translucidus*, *Ac trans.*), состоящие из отчетливо очерченных элементов (волн, пластин), между которыми имеются просветы, позволяющие видеть голубое небо или небесные светила;
 - непросвеченные плотные (*Alto cumulus opacus*, *Ac op.*), представляющие собой почти сплошное покрывало, на нижней поверхности которого выразительно выделяются более темные волны или гряды;
 - линзоподобные (*Alto cumulus lenticularis*, *Ac lent.*) - отдельные более плотные облака линзоподобной формы с выразительным или волокнистым абрисом;
 - неоднородные (*Alto cumulus inhomogenus*, *Ac inh.*), только в отдельных местах имеющие волнистое строение.
- 2) *Кучевоподобные* [*Alto cumulus cumuliformis*, *Ac cu./.*], встречающиеся обособленно, а иногда - в виде сплошной массы с признаками вертикального развития. Их разновидности:
 - комкоподобные (*Alto cumulus floccus*, *Ac floe.*) - разорванные по краям бесформенные комки, относительно быстро изменяющие свои контуры;

- башнеподобные (*Alto cumulus castellanus*, Ac cast.) - в виде гряды облаков, от которых вверх отходят белые кучевоподобные купола или башни; иногда они напоминают небольшие облака Си и Сб;
- криво подобные, образованные от кучевых облаков (*Alto cumulus cumulogenitus*, Ac sug.) — в виде белого покрова, который образуется от кучевых или кучево-дождевых облаков, вершины которых растекаются в середине яруса;
- с полосами падения (*Alto cumulus virga*, Ac vir.) в виде волокон и пучков, которые выпадают из некоторых высококучевых облаков.

Высококучевые облака формируются преимущественно из мелких переохлажденных капель. Они образуются, в основном, вследствие волнового движения воздуха при инверсии, а также под фронтовыми поверхностями и орографическими склонами

3). *Высокослоистые облака (Altostratus, As.)* обычно образуют сплошной ровный или волнистый покров, чем перистые облака, структуру. Солнце и Луна видны сквозь эти облака очень смутно, примерно, как спираль в матовой лампочке. Они почти всегда сменяют перисто-слоистые.

Высота нижней границы этих облаков - от 3 до 5 км; мощность облачного слоя - около 1 км, реже - до 2 км.

Чаще всего такие облака возникают в процессе опускания и уплотнения перисто-слоистого облака и состоят из мелких капелек воды, но их вершина может достигать верхнего яруса и состоять из кристаллов льда. В этом случае ледяные кристаллы, падая в основную массу облака, действуют как ядра конденсации и вызывают осадки. Высокослоистые облака покрывают большие пространства, по мере понижения их основания уплотняются, под ними появляются мелкие темные клочья. Высокослоистые облака подразделяются на следующие виды:

- Туманоподобные (*Altostratus nebulosus*, As neb) - в виде однородного серого слоя.
- Волнистые (*Altostratus undulatus*, As und.) - имеющие волнистую нижнюю границу и местами — волокнистую структуру.

Разновидностями этих видов являются:

просвеченные (*Altostratus translucidus*, As trans.) - подобные более плотным перисто-слоистым облакам, но имеющие серый

- цвет и располагающиеся ниже; Солнце и Луна просвечивают через эти облака;
- непросвеченные (*Altostratus opacus*, As op.) - в виде сплошного серого, местами - более светлого или темного покрова; Солнце и Луна не просвечивают через него;
- дающие осадки (*Altostratus graccipitans*, As рг.) - обычно из этих облаков выпадают небольшие осадки, которые летом не достигают, а зимой достигают земной поверхности.

Высокослоистые облака состоят из мелких снежинок и переохлажденных капель воды. В условиях теплого фронта они движутся вслед за перисто-слоистыми и постепенно переходят в слоисто-дождевые, а с течением времени - в перисто-слоистые облака. При образовании тонких высокослоистых облаков на их фоне могут наблюдаться цветные венцы вокруг Солнца и Луны.

К облакам нижнего яруса относятся слоисто-кучевые, слоистые и слоисто-дождевые облака

Слоисто-кучевые облака (Stratocumulus, Sc.) представляют собой серые или серовато-крупные гряды, волны или глыбы. Могут размещаться правильными рядами и иметь просветы голубого неба или образовывать сплошной покров неоднородной плотности. Обычно находятся на высоте 0,5-1,85 км и имеют мощность от 0,2 до 0,8 км. Слоисто-кучевые облака подразделяются на следующие виды:

1). *Слоисто-кучевые волнистые (Stratocumulus undulatus, Sc und.)* — в виде чередования гряд и валов, которые сливаются в сплошной покров или разделяются просветами. Их разновидности;

А) *Просвеченные (Stratocumulus translucidus, Sc trans.)* — в виде гряд, пластин и глыб, между которыми наблюдаются просветы голубого неба или верхние облака

- *плотные (Stratocumulus opacus, Sc op.)*, слагающиеся из глыб или пластин и образующие плотную темно-серую массу; нижняя граница отчетливо очерчена, а на ее фоне различаются волны и гряды;

- *линзоподобные (Stratocumulus lenticularis, Sc lent.)* в виде отдельных вытянутых в длину, достаточно плоских линзоподобных облачных образований.

Б) *Слоисто-кучевые кучевоподобные (Stratocumulus cumuliformis, Sc cuf.)*, отличающиеся заметной мощностью. Их разновидности:

- *башнеподобные* (*Stratocumulus castellanus*, Sc cast.) - сложно-кучевые облака, из которых в отдельных местах вырастают башни или купола; напоминают небольшие кучево-дождевые облака;
- *дневные, растекающиеся* (*Stratocumulus diurnalis*, Sc diurn.), образующиеся из дневных кучевых облаков в виде низкого продолжительного слоя или распадающихся гряд;
- *вечерние, распадающиеся* (*Stratocumulus vesperalis*, Sc vesp.), образующиеся вечером в результате ослабления конвенции, которая вызывает оседание вершин кучевых облаков и растекание их нижней части в виде плоских длинных гряд;
- *вымяподобные* (*Stratocumulus mammatus*, Sc mam.) - с выпуклостями, направленными вниз.

Слоисто-кучевые облака состоят преимущественно из мелких капель воды и осадков не дают. Они образуются вследствие волнового движения воздуха, возникающего в слоях инверсии, под слоем инверсии, где происходит растекание кучевых облаков, и вечером в связи с ослаблением конвенции.

2. *Слоистые облака* (*Stratus*, St.) имеют вид однородного слоя серого или желто-серого цвета, похожего на туман, поднявшийся над земной поверхностью. Эти облака обычно сплошной массой закрывают небо. Их нижняя граница выглядит косматой. Слоистые облака иногда опускаются так низко, что сливаются с туманом. Высота их основы обычно равна 0,1 - 0,7 км, мощность облачного слоя - от 0,2 до 0,8 км

Слоистые облака разделяются на следующие виды:

- *Слоистые туманоподобные* (*Stratus nebulosus*, St neb.) - однородные облака серого или желто-серого цвета, низко размещающиеся над земной поверхностью.
- *Слоистые волнистые* (*Stratus undulatus*, St und.) - облака серого или желто-серого цвета, на нижней поверхности которых слабо просматриваются волны в виде чередования более темных и светлых частей.
- *Слоистые разорванные* (*Stratus fractus*, St Jr.) - нагромождение отдельных облаков с разорванными краями или косматый покров с обледенениями.

Разновидность таких облаков - *разорванно-дождевые* (*Stratus fractonibus*, St frnb.) - низкие, серые, мрачные, разорванные облака, из которых выпадают осадки.

Слоистые облака состоят из мелких капель воды, в них могут присутствовать и кристаллики. Из таких облаков летом возможно выпадение мороси, а зимой - снега. Слоистые облака образуются в условиях однородной воздушной массы, охлаждающейся при движении над холодной земной поверхностью или в результате радиационного охлаждения в ночное время, а также при развитии турбулентных движений воздуха вверх до инверсивного слоя.

3. *Слоисто-дождевые облака (Nimbostratus, /Vs.)* представляют собой темно-серую облачную массу, иногда имеющую желтоватый или синеватый оттенок. Они состоят из капелек и ледяных кристаллов. Нижняя поверхность этих облаков находится на высоте 0,1 - 1,0 км; толщина облачного слоя составляет 2 — 5 км и более. Из этих облаков выпадают блочные осадки (снег или дождь).

Слоисто-дождевые облака образуются в результате охлаждения воздуха при восходящих потоках над поверхностью атмосферного фронта

3. Облака вертикального развития

1. *Кучевые облака (Cumulus, Cu.)* — это облака, имеющие вид изолированных облачных масс, вертикальные размеры которых соизмеримы с горизонтальными. Такие облака вызываются температурной конвекцией или фронтальным подъемом и могут достигать высоты 12 км.

Кучевые облака — весьма плотные, имеют значительную мощность (до нескольких километров), белые куполообразные вершины и плоскую сероватую или синеватую основу. При сильном ветре края этих облаков выглядят разорванными. Высота их нижней границы на умеренных широтах составляет обычно от 0,8 до 1,5 км. Кучевые облака являются капельно-жидкими. В умеренных широтах из них не выпадают осадки, только в тропиках бывают незначительные дожди

Кучевые облака подразделяются на следующие виды:

- *Кучевые плоские (Cumulus humilis, Cu hum.)*, имеющие незначительную мощность (не более 1 км) и поэтому кажущиеся плоскими. Эти облака обычно появляются утром, увеличиваются в размерах днем, а вечером постепенно расплываются, преобразуясь в слоисто-кучевые, а ночью исчезают вовсе.

- *Кучевые средние (Cumulus mediocris, Cu med.)* - облака с более значимой вертикальной мощностью (1—2 км), куполоподобными вершинами.

- *Кучевые мощные (Cumulus congestus, Cu cong.)* - сильно развитые по вертикали облака (более 2 км); их вершины имеют белый цвет и сильно клубятся. Основание более темное.

Возникновение кучевых облаков связано с развитием конвекции. Они служат приметам устойчивой хорошей погоды.

2_ Кучево-дождевые облака (*Cumulonimbus, Cb.*) - очень мощные облачные массы, которые появляются в результате преобразования кучевых облаков и напоминают горы или башни мощностью в несколько километров. Бывают случаи, что вершины кучево- дождевых облаков достигают тропопаузы и имеют волокнистую структуру. По достижении высоты перистых облаков вершина начинает размазываться, принимая форму наковальни. Наковальня такого облака характеризуется большими размерами. Кучево-дожде- вое Облако образуется из мощного кучевого облака, когда крайняя неустойчивость воздуха создает мощные восходящие потоки, распространяющиеся на несколько квадратных километров.

Кучево-дождевые облака могут существовать как отдельные ячейки или образуют линию из ячеек, которая называется *линией шквалов*

Поддерживаемые сильными потоками восходящего воздуха (иногда - более 50 узлов), вершины этих облаков могут легко подниматься на высоту 12000 метров и даже выше. Нижние уровни таких облаков состоят, в основном, из капелек воды, в то время как на более высоких уровнях, где температура намного ниже 0°C, преобладают кристаллы льда.

Кучево-дождевые облака по международной классификации являются последней стадией облаков вертикального развития. Они всегда дают сильные ливни, иногда с градом. В таких облаках почти всегда сосуществуют жидкая вода и ледяные кристаллы, что вызывает мощные электрические явления. Кучево-дождевое облако представляет собой природную электростатическую машину: по существу, это — грозовое облако.

Кучево-дождевые облака подразделяются на следующие виды:

- *Кучево-дождевые лысые (Cumulonimbus calvus, Cb calv.)* — с хорошо очерченными вершинами, напоминающими белоснежные круговые купола, и слегка волокнистой структурой.

- *Кучево-дождевые волосатые (Cumulonimbus capillatus, Cb cap)*, верхняя часть которых имеет хорошо выраженную лохматую структуру, поступательно распространяющуюся по небосводу, превращая их в перисто-волокунистые облака.

Разновидности кучево-дождевых волокунистых облаков:

- *волокунистые с ливневым валом (Cumulonimbus arcus, Cb arc)*, передняя часть которых напоминает дугообразный облачный вал; вызывают сильный шквалистый ветер и ливневые осадки

- *с кувалдой (Cumulonimbus incus, Cb inc.)*, когда перистоподобная часть облака растекается во все стороны, напоминая по форме огромную кувалду.

Кучево-дождевые облака образуются в результате адиабатического охлаждения воздуха при восходящих движениях его на фронтальных поверхностях или при конвенции.

4. Облачность и ее определение

Под *облачностью* подразумевается степень закрытия небосвода облаками.

Для определения облачности существует ряд методов:

1. Заключается в определение высоты облаков путем измерения времени, которое требуется небольшому воздушному шару отпущенного с поверхности земли для достижения основания облаков. Высота при этом равна скорости подъема умноженному на время шарика в полете.

2. Наблюдение пятна света образуемого на основании облака направленным вертикально вверх лучем прожектора с расстояния около 300м.. От прожектора определяется угол между направлением на это пятно и лучем прожектора . Высота облака рассматривается методом триангуляции.

3. Высота облаков измеряется при помощи радиоволн посылаемых радиолокатором импульса. Длина волны при этом равна $L = 0,86m$ Также используется ряд приборов для измерения облаков:

- Нефоскоп- прибор предназначен для определения скорости движения облаков и направления их движения.

- Облакомер - для определения верхней и нижней границ облаков, поднимаемые на шаре-зонде. Его действие основано на изменение

сопротивления фотоэлемента на изменение освещенности при входе/выходе через облако.

- СТ25К - лазерный прибор в виде датчика высоты использующий технологию импульсного диодного лазера для определения облаков. Малые размеры и небольшой вес позволяют использовать прибор при мобильной эксплуатации. Диапазон до 7,5км; размеры : высота – 1835мм, ширина – 445 м, толщина – 378, масса – 3.35 кг.

5. Особенности облачности в Республике Беларусь

Для территории Беларуси характерна высокая влажность воздуха, а с нею - и значительная облачность. В осенне-зимний период около 85 % времени преобладает пасмурная погода, в основном, с плотными облаками нижнего яруса. В весенне-летний период облачность уменьшается, и в мае-августе небо остается пасмурным 40-60 % всего времени.

Пасмурных дней (по общей облачности) в Беларуси бывает от 175 на северо-западе до 135 на юго-востоке, ясных - 30-35 за год, на юго-востоке — до 40-42. На большей части территории максимум ясных дней приходится на март-апрель, и только на юго-востоке - на июль-сентябрь. Продолжительность солнечного сияния составляет в среднем за год 1730-1950 часов, увеличиваясь на юго-востоке. Минимальная его продолжительность - в осенне-зимний период, когда бывает подряд до 20 дней в месяц без солнца, а в остальные дни продолжительность солнечного сияния составляет в среднем 3 часа. В мае-июле только 1-3 дня в месяц бывают без солнца; в отдельные дни продолжительность сияния достигает 16 часов.

Лекция № 12. Атмосферные осадки

1. Общие сведения

Атмосферные осадки — вода в жидком или твёрдом состоянии, выпадающая из облаков или осаждающаяся из воздуха на земную поверхность и какие-либо предметы.

Осадки измеряются толщиной слоя выпавшей воды в миллиметрах.

Осадки — одно из звеньев влагооборота на Земле.

Многолетнее, среднемесячное, сезонное, годовое количество осадков, их распределение по земной поверхности, годовой и суточный ход, повторяемость, интенсивность являются определяющими характеристиками климата, имеющими существенное значение для дорожной области и многих других отраслей народного хозяйства.

Классификация осадков



1.1. Осадки, выпадающие на земную поверхность

1.1.1. Обложные осадки

Характеризуются монотонностью выпадения без значительных колебаний интенсивности. Начинаются и прекращаются постепенно. Длительность непрерывного выпадения составляет обычно несколько часов (а иногда 1-2 суток), но в отдельных случаях слабые осадки могут длиться полчаса-час. Выпадают обычно из слоисто-дождевых или высоко-слоистых облаков; при этом в большинстве случаев облачность сплошная (10 баллов) и лишь изредка значительная (7-9 баллов, — обычно в начале или конце периода выпадения осадков). Иногда слабые кратковременные (полчаса-час) обложные осадки отмечаются из слоистых, слоисто-кучевых, высоко-кучевых облаков, при этом количество облаков составляет 7-10 баллов. В морозную погоду

(температура воздуха ниже $-10\dots-15^\circ$) слабый снег может выпадать из малооблачного неба.

Дождь — жидкие осадки в виде капель диаметром от 0,5 до 5 мм. Отдельные капли дождя оставляют на поверхности воды след в виде расходящегося круга, а на поверхности сухих предметов — в виде мокрого пятна.

Переохлаждённый дождь — жидкие осадки в виде капель диаметром от 0,5 до 5 мм, выпадающие при отрицательной температуре воздуха (чаще всего $0\dots-10^\circ$, иногда до -15°) — падая на предметы, капли смерзаются и образуется гололёд.

Ледяной дождь — твёрдые осадки, выпадающие при отрицательной температуре воздуха (чаще всего $0\dots-10^\circ$, иногда до -15°) в виде твёрдых прозрачных шариков льда диаметром 1-3 мм. Внутри шариков находится незамёрзшая вода — падая на предметы, шарики разбиваются на скорлупки, вода вытекает и образуется гололёд.

Снег — твёрдые осадки, выпадающие (чаще всего при отрицательной температуре воздуха) в виде снежных кристаллов (снежинок) или хлопьев. При слабом снеге горизонтальная видимость (если нет других явлений — дымки, тумана и т. п.) составляет 4-10 км, при умеренном 1-3 км, при сильном снеге — менее 1000 м (при этом усиление снегопада происходит постепенно, так что значения видимости 1-2 км и менее наблюдаются не ранее чем через час после начала снегопада). В морозную погоду (температура воздуха ниже $-10\dots-15^\circ$) слабый снег может выпадать из малооблачного неба. Отдельно отмечается явление мокрый снег — смешанные осадки, выпадающие при положительной температуре воздуха в виде хлопьев тающего снега.

Дождь со снегом — смешанные осадки, выпадающие (чаще всего при положительной температуре воздуха) в виде смеси капель и снежинок. Если дождь со снегом выпадает при отрицательной температуре воздуха, частицы осадков намерзают на предметы и образуется гололёд.

1.1.2. Морозящие осадки

Характеризуются небольшой интенсивностью, монотонностью выпадения без изменения интенсивности; начинаются и прекращаются постепенно. Длительность непрерывного выпадения составляет обычно несколько часов (а иногда 1-2 суток). Выпадают из слоистых облаков

или тумана; при этом в большинстве случаев облачность сплошная (10 баллов) и лишь изредка значительная (7-9 баллов, — обычно в начале или конце периода выпадения осадков). Часто сопровождаются ухудшением видимости (дымка, туман).

Морось — жидкие осадки в виде очень мелких капель (диаметром менее 0,5 мм), как бы парящих в воздухе. Сухая поверхность намокает медленно и равномерно. Осаждаясь на поверхность воды не образует на ней расходящихся кругов.

Переохлаждённая морось — жидкие осадки в виде очень мелких капель (диаметром менее 0,5 мм), как бы парящих в воздухе, выпадающие при отрицательной температуре воздуха (чаще всего 0...-10°, иногда до -15°) — оседая на предметы, капли смерзаются и образуется гололёд.

Снежные зёрна — твёрдые осадки в виде мелких непрозрачных белых частиц (палочек, крупинок, зёрен) диаметром менее 2 мм, выпадающие при отрицательной температуре воздуха.

1.1.3. Ливневые осадки

Характеризуются внезапностью начала и конца выпадения, резким изменением интенсивности. Длительность непрерывного выпадения составляет обычно от нескольких минут до 1-2 часов (иногда несколько часов, в тропиках — до 1-2 суток). Нередко сопровождаются грозой и кратковременным усилением ветра (шквалом). Выпадают из кучево-дождевых облаков, при этом количество облаков может быть как значительным (7-10 баллов), так и небольшим (4-6 баллов, а в ряде случаев даже 2-3 балла). Главным признаком осадков ливневого характера является не их высокая интенсивность (ливневые осадки могут быть и слабыми), а именно сам факт выпадения из конвективных (чаще всего кучево-дождевых) облаков, что и определяет колебания интенсивности осадков. В жаркую погоду слабый ливневой дождь может выпадать из мощно-кучевых облаков, а иногда (очень слабый ливневой дождь) — даже из средних кучевых облаков.

Ливневый дождь — дождь ливневого характера.

Ливневый снег — снег ливневого характера. Характеризуется резкими колебаниями горизонтальной видимости от 6-10 км до 2-4 км (а порой до 500—1000 м, в ряде случаев даже 100—200 м) в течение периода времени от нескольких минут до получаса (снежные «заряды»).

Ливневый дождь со снегом — смешанные осадки ливневого характера, выпадающие (чаще всего при положительной температуре воздуха) в виде смеси капель и снежинок. Если ливневой дождь со снегом выпадает при отрицательной температуре воздуха, частицы осадков намерзают на предметы и образуется гололёд.

Снежная крупа — твёрдые осадки ливневого характера, выпадающие при температуре воздуха около нуля градусов и имеющие вид непрозрачных белых крупинок диаметром 2-5 мм; крупинки хрупкие, легко раздавливаются пальцами. Нередко выпадает перед ливневым снегом или одновременно с ним.

Ледяная крупа — твёрдые осадки ливневого характера, выпадающие при температуре воздуха от -5 до $+10^{\circ}$ в виде прозрачных (или полупрозрачных) ледяных крупинок диаметром 1-3 мм; в центре крупинок — непрозрачное ядро. Крупинки достаточно твёрдые (раздавливаются пальцами с некоторым усилием), при падении на твёрдую поверхность отскакивают. В ряде случаев крупинки могут быть покрыты водяной плёнкой (или выпадать вместе с капельками воды), и если температура воздуха ниже нуля $^{\circ}$, то падая на предметы, крупинки смерзаются и образуется гололёд.

Град — твёрдые осадки, выпадающие в тёплое время года (при температуре воздуха выше $+10^{\circ}$) в виде кусочков льда различной формы и размеров: обычно диаметр градин составляет 2-5 мм, но в ряде случаев отдельные градины достигают размеров голубиноного и даже куриного яйца (тогда град наносит значительные повреждения растительности, поверхностей автомобилей, разбивает оконные стёкла и т. д.). Продолжительность града обычно невелика — от 1-2 до 10-20 минут. В большинстве случаев град сопровождается ливневым дождём и грозой.

1.2. Неклассифицированные осадки

Ледяные иглы — твёрдые осадки в виде мельчайших ледяных кристаллов, парящих в воздухе, образующиеся в морозную погоду (температура воздуха ниже $-10...-15^{\circ}$). Днём сверкают в свете лучей солнца, ночью — в лучах луны или при свете фонарей. Нередко ледяные иглы образуют в ночное время красивые светящиеся «столбы», идущие от фонарей вверх в небо. Наблюдаются чаще всего при ясном или малооблачном небе, иногда выпадают из перисто-слоистых или перистых облаков.

Золяция — осадки в виде редких и крупных (до 3 см) водяных пузырей. Редкое явление, возникающее во время слабых гроз.

1.3. Осадки, образующиеся на поверхности земли и на предметах

Роса — капельки воды, образующиеся на поверхности земли, растениях, предметах, крышах зданий и автомобилей в результате конденсации содержащегося в воздухе водяного пара при положительной температуре воздуха и почвы, малооблачном небе и слабом ветре. Чаще всего наблюдается в ночные и ранние утренние часы, может сопровождаться дымкой или туманом. Обильная роса может вызвать измеримое количество осадков (до 0,5 мм за ночь), стекание на землю воды с крыш.

Иней — белый кристаллический осадок, образующийся на поверхности земли, траве, предметах, крышах зданий и автомобилей, снежном покрове в результате десублимации содержащегося в воздухе водяного пара при отрицательной температуре почвы, малооблачном небе и слабом ветре. Наблюдается в вечерние, ночные и утренние часы, может сопровождаться дымкой или туманом. По сути дела это аналог росы, образующийся при отрицательной температуре. На ветках деревьев, проводах иней отлагается слабо (в отличие от изморози) — на проводе гололёдного станка (диаметр 5 мм) толщина отложения инея не превышает 3 мм.

Кристаллическая изморозь — белый кристаллический осадок, состоящий из мелких тонкоструктурных блестящих частиц льда, образующийся в результате десублимации содержащегося в воздухе водяного пара на ветках деревьев и проводах в виде пушистых гирлянд (легко осыпающихся при встряхивании). Наблюдается в малооблачную (ясно, или облака верхнего и среднего яруса, или разорванно-слоистые) морозную погоду (температура воздуха ниже $-10...-15^{\circ}$), при дымке или тумане (а иногда и без них) при слабом ветре или штиле. Отложение изморози происходит, как правило, в течение нескольких часов ночью, днём она постепенно осыпается под воздействием солнечных лучей, однако в облачную погоду и в тени может сохраняться в течение всего дня. На поверхности предметов, крышах зданий и автомобилей изморозь отлагается очень слабо (в отличие от инея). Впрочем, нередко изморозь сопровождается инеем.

Зернистая изморозь — белый рыхлый снеговидный осадок, образующийся в результате оседания мелких капелек

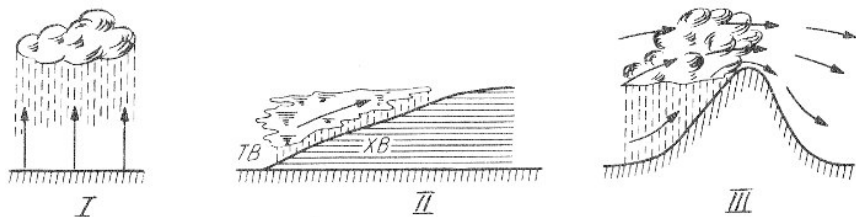
переохлаждённого тумана на ветвях деревьев и проводах в облачную туманную погоду (в любое время суток) при температуре воздуха от нуля до -10° и умеренном или сильном ветре. При укрупнении капель тумана может перейти в гололёд, а при понижении температуры воздуха в сочетании с ослаблением ветра и уменьшением количества облачности в ночное время — в кристаллическую изморозь. Нарастание зернистой изморози продолжается столько, сколько длится туман и ветер (обычно несколько часов, а иногда и несколько суток). Сохранение отложившейся зернистой изморози может продолжаться несколько суток.

Гололёд — слой плотного стекловидного льда (гладкого или слегка бугристого), образующийся на растениях, проводах, предметах, поверхности земли в результате намерзания частиц осадков (переохлаждённой мороси, переохлаждённого дождя, ледяного дождя, ледяной крупы, иногда дождя со снегом) при соприкосновении с поверхностью, имеющей отрицательную температуру. Наблюдается при температуре воздуха чаще всего от нуля до -10° (иногда до -15°), а при резком потеплении (когда земля и предметы ещё сохраняют отрицательную температуру) — при температуре воздуха $0...+3^{\circ}$. Сильно затрудняет передвижение людей, животных, транспорта, может приводить к обрывам проводов и обламыванию ветвей деревьев (а иногда и к массовому падению деревьев и мачт линий электропередач). Нарастание гололёда продолжается столько, сколько длится переохлаждённые осадки (обычно несколько часов, а иногда при мороси и тумане — несколько суток). Сохранение отложившегося гололёда может продолжаться несколько суток.

Гололедица — слой бугристого льда или обледеневшего снега, образующийся на поверхности земли вследствие замерзания талой воды, когда после оттепели происходит понижение температуры воздуха и почвы (переход к отрицательным значениям температуры). В отличие от гололёда, гололедица наблюдается только на земной поверхности, чаще всего на дорогах, тротуарах и тропинках. Сохранение образовавшейся гололедицы может продолжаться много дней подряд, пока она не будет покрыта сверху свежевывавшим снежным покровом или не растает полностью в результате интенсивного повышения температуры воздуха и почвы.

По происхождению различают конвективные, фронтальные и орographicские осадки.

1. *Конвективные осадки* характерны для жаркого пояса, где интенсивны нагрев и испарение, но летом нередко бывают и в умеренном поясе.
2. *Фронтальные осадки* образуются при встрече двух воздушных масс с разной температурой и иными физическими свойствами, выпадают из более теплого воздуха, образующего циклонические вихри, типичны для умеренного и холодного поясов.
3. *Орографические осадки* выпадают на наветренных склонах гор, особенно высоких. Они обильны, если воздух идет со стороны теплого моря и обладает большой абсолютной и относительной влажностью.



Типы осадков по происхождению:

I - конвективные, II - фронтальные, III - орографические; ТВ - теплый воздух, ХВ - холодный воздух

2. Годовой ход осадков

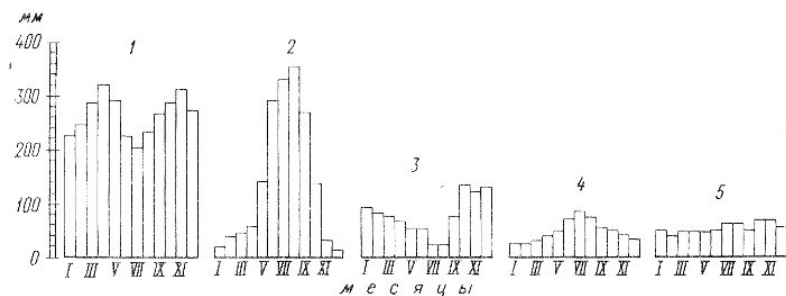
Годовой ход осадков, т.е. изменение их количества по месяцам, в разных местах Земли не одинаков. Можно наметить несколько основных типов годового хода осадков и выразить их в виде столбиковых диаграмм.

Экваториальный тип – осадки выпадают довольно равномерно весь год, сухих месяцев нет, лишь после дней равноденствия отмечаются два небольших максимума – в апреле и октябре – и после дней солнцестояния два небольших минимума – в июле и январе.

1. *Муссонный тип* – максимум осадков летом, минимум зимой. Свойствен субэкваториальным широтам, а также восточным

по бережьям материков в субтропических и умеренных широтах. Общее количество осадков при этом постепенно уменьшается от субэкваториального к умеренному поясу.

2. *Средиземноморский тип* – максимум осадков зимой, минимум – летом. Наблюдается в субтропических широтах на западных побережьях и внутри материков. Годовое количество осадков постепенно уменьшается к центру континентов.
3. *Континентальный тип осадков умеренных широт* – в теплый период осадков в два-три раза больше, чем в холодный. По мере возрастания континентальности климата в центральных областях материков общее количество осадков уменьшается, а разница летних и зимних осадков увеличивается.
4. *Морской тип умеренных широт* – осадки распределяются равномерно в течение года с небольшим максимумом в осенне-зимнее время. Их количество больше, чем наблюдается для этого типа.



Типы годового хода осадков: 1 - экваториальный, 2 - муссонный, 3 - средиземноморский, 4 - континентальный умеренных широт, 5 - морской умеренных широт.

Суточный ход осадков совпадает с суточным ходом облачности. Выделяются два типа суточного хода осадков – континентальный и морской (береговой). Континентальный тип имеет два максимума (в утренние часы и после полудня) и два минимума (ночью и перед полуднем). Морской тип – один максимум (ночью) и один минимум (днем).

Годовой ход осадков различен на разных широтах и даже в пределах одной зоны. Он зависит от количества тепла, термического режима, циркуляции воздуха, удаленности от побережий, характера рельефа.

2. Распределение количества осадков на Земле

Наиболее обильны осадки в экваториальных широтах, где годовое их количество (ГКО) превосходит 1000-2000 мм. На экваториальных островах Тихого океана выпадает 4000-5000 мм, а на подветренных склонах тропических островов до 10 000 мм. Причиной обильных осадков являются мощные восходящие токи очень влажного воздуха. К северу и югу от экваториальных широт количество осадков уменьшается, достигая минимума на 25-35°, где среднегодовое значение не превышает 500 мм и уменьшается во внутриконтинентальных районах до 100 мм и менее. В умеренных широтах количество осадков несколько увеличивается (800 мм). В высоких широтах ГКО незначительно.

Рекордно большая годовое количество осадков на Земле имеют в поселке Черапунджи, что у подножия Гималаев, - 23 000 мм. А самым дождливым местом на планете считаются Гавайские острова, где 335 дней в году бывает с дождем, который приносит 12 000 мм воды. Рекордно засушливыми местами, где осадки не выпадают годы, является пустыни Атакама в Южной Америке (1 мм в год) и Сахара в Африке (5 мм в год).

Таблица 1

Распределение количества осадков по материкам в % к общей сумме

	Европа	Азия	Африка	Австралия	Южная Америка	Северная Америка
Ниже 500 мм	47	67	54	66	52	16
500 –1000 мм	49	18	18	22	30	8
Свыше 1000 мм	4	15	28	12	18	76

1. Приборы для измерения количества осадков

Осадкомер конструкции В. Д. Третьякова состоит из сосуда с приёмной площадью 200 см² и высотой 40 см, куда собираются осадки, а также специальной защиты, предотвращающей выдувание из него осадков. Устанавливается осадкомер так, чтобы приёмная поверхность ведра находилась на высоте 2 метра над почвой. Измерение количества осадков в мм слоя воды производится измерительным стаканом с нанесёнными на нём делениями; количество твёрдых осадков измеряют после того как они растают в комнатных условиях.

Суммарный осадкомер – прибор для сбора осадков за большой период времени в труднодоступных местах (в горах, тундре, тайге, лесах и т.д.). В ёмкость с машинным маслом из воронки осадки попадают под слой масла и не испаряются; наблюдатель сливает осадки через краник внизу.

Почвенный дождемер применяется для установки на местности, вкапывается вровень с грунтом, в нем также установлено ведро для сбора осадков.

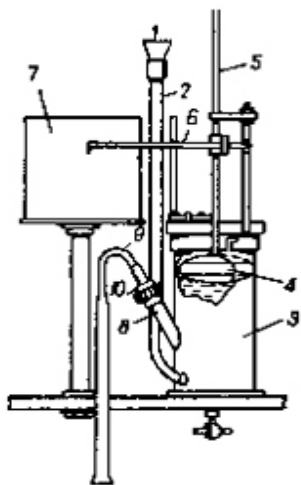
Полевой дождемер - стеклянный высокий стакан с делениями, для оценки осадков на с/х полях, выставляется на почву.

Снегомерная рейка - рейка, предназначенная для измерения толщины снежного покрова при метеонаблюдениях.

Радиоосадкомер предназначен для автономного сбора осадков в труднодоступных районах без его посещения. Осадки из воронки попадают на качающиеся ёмкости, которые, заполнившись, переворачиваются и сливаются, механизм включает радиосигнал радиопередатчика, когда в очередной раз ёмкость заполнилась. Сигнал поступает на ближайшую метеостанцию или метеорологический спутник.

Плювиограф – это прибор для непрерывной регистрации количества, продолжительности и интенсивности выпадающих жидких осадков. Он состоит из приемника и регистрирующей части, заключенной в металлический шкаф высотой 1,3 м. Приемный сосуд сечением 500 кв. см, находящийся в верхней части шкафа, имеет конусообразное дно с несколькими отверстиями для стока воды. Осадки через воронку 1 и сливную трубку 2 попадают в цилиндрическую камеру 3, в которой помещен полый металлический поплавок 4. На верхней части вертикального стержня 5, соединенного с поплавком, укреплен стрелка 6 с насаженным на ее конце пером. Для регистрации осадков рядом с поплавковой камерой на стержне устанавливается

барабан 7 с суточным оборотом. На барабан надевается лента, разграфленная таким образом, что промежутки между вертикальными линиями соответствуют 10 мин времени, а между горизонтальными – 0,1 мм осадков. Сбоку поплавковой камеры имеется отверстие с трубкой 8, в которую вставляется стеклянный сифон 9 с металлическим наконечником, плотно соединенным с трубкой специальной муфтой 10. При выпадении осадков вода через сливные отверстия, воронку и сливную трубку попадает в поплавковую камеру и поднимает поплавок. Вместе с поплавком поднимается и стержень со стрелкой. При этом перо чертит на ленте кривую (так как одновременно происходит вращение барабана), крутизна которой тем больше, чем больше интенсивность осадков. Когда сумма осадков достигнет 10 мм, уровень воды в сифонной трубке и поплавковой камере становится одинаковым, и происходит самопроизвольный слив воды из камеры через сифон в ведро, стоящее на дне шкафа. При этом перо должно прочертить на ленте вертикальную прямую линию сверху вниз до нулевой отметки ленты. При отсутствии осадков перо чертит горизонтальную линию.



Внутреннее устройство
плювиографа

Для больших площадей интенсивность осадков оценивается приблизительно с помощью метеорологических радиолокаторов.

Лекция № 13. Динамика атмосферы

1. Основные силы, действующие в атмосфере

Атмосфера, ее состояние и динамика обусловлены действием ряда сил, основными из которых являются сила Кориолиса, сила земного притяжения, градиент атмосферного давления, центробежная сила, силы сопротивления перемещению воздушных масс и др.

Кориолисова сила – это фиктивная сила, используемая для объяснения движения тела во вращающихся системах отсчета, – например, движение воздушных масс или ракет над поверхностью Земли

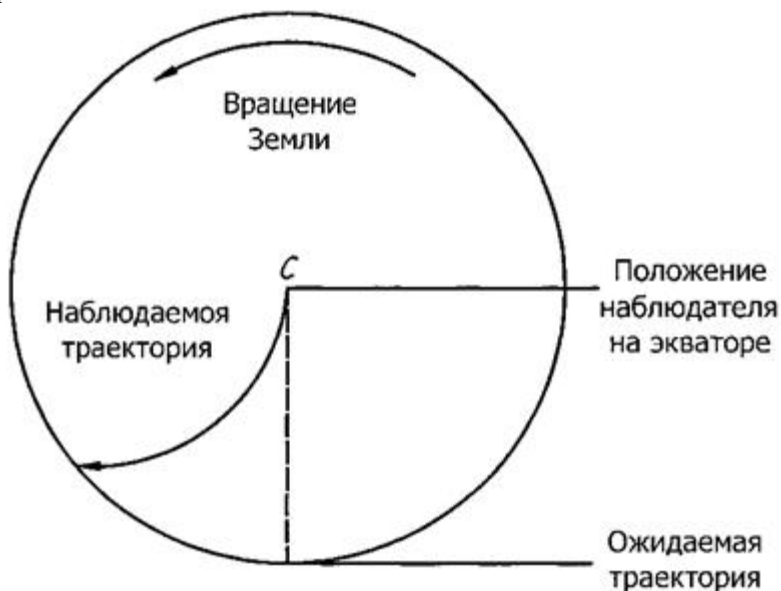


Рис. 1 Результат действия силы Кориолиса на предмет, движущийся с севера на юг

В результате вращения Земли точка на земном экваторе движется со скоростью около 1670 км/ч. Воздушная масса над этой точкой имеет ту же скорость и при удалении от экватора сохраняет ее. Однако, чем

больше она удалена от экватора, тем меньший путь проходят за час расположенные под ней точки земной поверхности. В итоге земному наблюдателю кажется, что эта воздушная масса при движении на север отклоняется. Таким образом, поток воздуха и воды в северном полушарии при движении отклоняется вправо, а в южном – влево.



Рис.2 Действие сил Кориолиса на различных широтах

Этот эффект лежит в основе закона Бейс-Баллота. Величина силы Кориолиса определяется по формуле

$$F_k = 2\omega u \sin\varphi,$$

где ω – угловая скорость вращения Земли;

u – скорость воздушного потока;

φ – географическая широта местности.

Из формулы видно, что с увеличением скорости воздушного потока сила Кориолиса возрастает. Она зависит также от географического положения рассматриваемой точки на местности. Наибольшее значение эта сила имеет на полюсе и убывает с уменьшением широты. На экваторе она равна нулю.

Сила земного притяжения, или гравитация, обусловлена величиной рассматриваемой массы и ускорением. Ее можно определить по формуле

$$F_{зп} = gM,$$

где g – ускорение земного притяжения, м/с^2 ;
 M – масса воздуха, кг.

Для количественной характеристики изменения давления по горизонтали пользуются понятием *горизонтального барического градиента* – отклонения изменения давления ($P_2 - P_1$) на единицу расстояния (ΔS).

Величина горизонтального барического градиента чаще всего измеряется в миллибарах на 100 км.

Отношение величины горизонтального барического градиента к единице массы воздуха (плотности воздуха) представляет собой силу барического градиента, или силу давления, под действием которой и происходит перемещение воздушных масс. Рассчитывается эта сила по формуле

Сила барического давления всегда направлена перпендикулярно изобарам в сторону низкого давления.

Как только некоторая масса воздуха начинает двигаться, на ее движение начинают оказывать влияние другие силы – отклоняющая сила инерции Земли, сила Кориолиса, сила трения и центробежная сила.

Сила трения возникает в результате взаимодействия движущегося воздуха с земной поверхностью и повышенной его турбулентности. Сила трения направлена в сторону, противоположную направлению движения воздуха. Ее величина равна

$$F_T = -K_T v,$$

где K_T – коэффициент трения, зависит от шероховатости подстилающей поверхности и высоты.

Если масса движется по криволинейной траектории, на ее движение оказывает влияние центробежная сила, направленная по радиусу кривизны траектории наружу, а ее величина определяется по формуле

$$F_c = m v^2 / R,$$

где R – радиус кривизны траектории.

Сила Кориолиса и сила трения по величине соизмеримы с силой барического градиента. Центробежная сила при прямолинейном

движении равна нулю, а при движении воздуха в циклонах и антициклонах имеет малую величину по сравнению с другими силами, и поэтому в практических расчетах не учитывается. Но ее учитывают при расчетах скоростей ветра в тропических циклонах, где она имеет величину больше силы Кориолиса.

Силы, действующие в атмосфере, приводят к развитию процессов по перемещению воздушных масс, к появлению и развитию различных метеорологических процессов.

2. Атмосферные циркуляции и возмущения

Для земной атмосферы характерны циркуляционные процессы, обусловленные горизонтальными и вертикальными потоками воздушных масс. Горизонтальные потоки возникают под влиянием атмосферного давления, изменяющегося в различных точках местности, вертикальные – конвекции, конвергенции, дивергенции различных уровней и плотности воздушных масс.

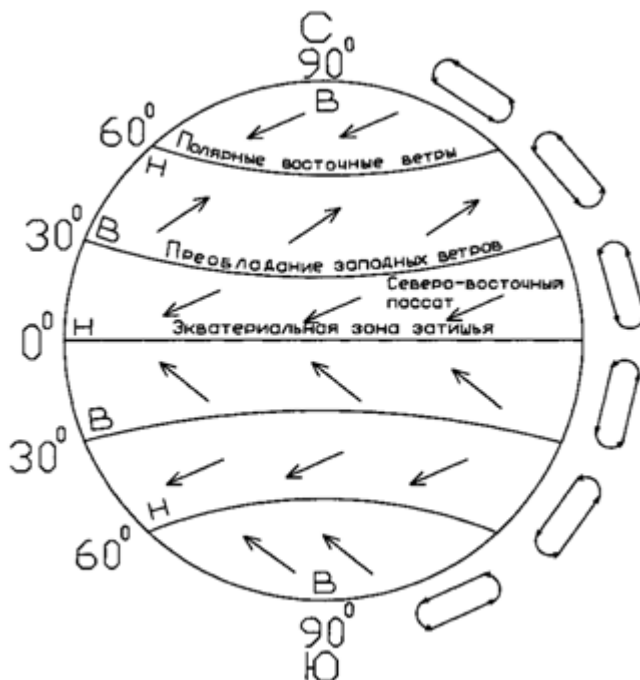


Рис.3 Схема общей циркуляции атмосферы:
В – пояс высокого давления; Н – пояс низкого давления.

При взаимодействии между собой воздушных масс разных плотностей, температур и влагосодержания, обладающих огромными запасами кинетической энергии, в атмосфере возникают циклонические движения, сопровождающиеся сильными ветрами, интенсивными осадками, молниями и громом. Эти движения на стадии своей зрелости

приводят к возникновению бурь, которые являются результатом неустойчивого состояния воздушных масс. Каждая буря проходит несколько стадий развития и прекращается после того, как в нее перестает поступать новая энергия. Бури отличаются геометрическими параметрами, динамикой протекающих в них процессов, и поэтому имеют различные названия: грозы, торнадо, ураганы и др.

Грозы представляют собой местные атмосферные возмущения, проявляющиеся при быстрых и сильных конвективных движениях воздуха во время формирования кучево-дождевых облаков.

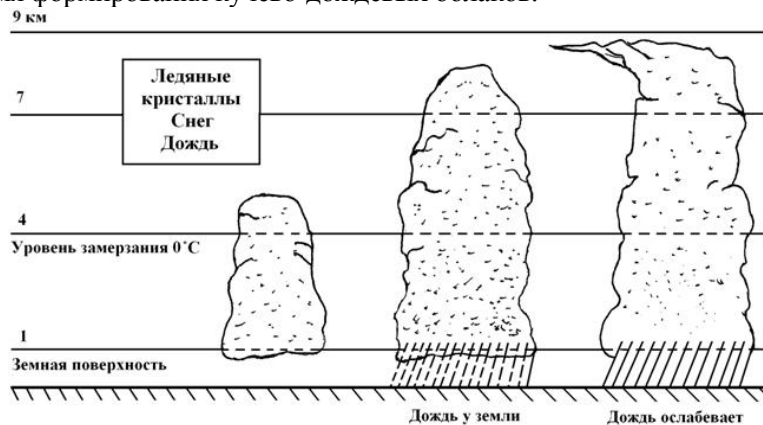


Рис.4 Стадии развития грозы:

а – стадия кучевого облака; б – зрелости; в – разрушения

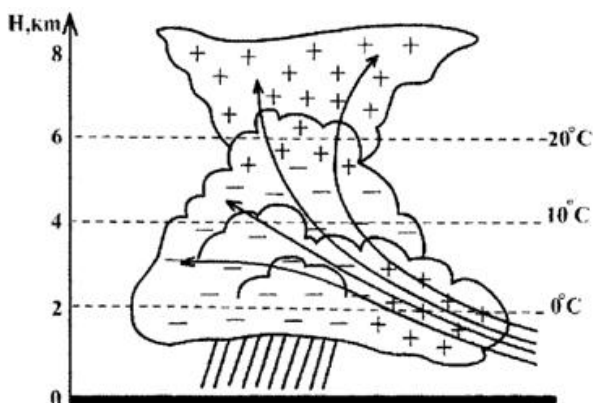


Рис.5 Электрическое строение грозового облака

Грозовые облака, как правило, сопровождаются молниями, громом, ливневыми дождями, выпадением града и ледяных частиц. Гроза возникает в нерегулярных ячеистых группах кучевых облаков, достигающих 1,5-8 км в длину и 7,5 км по вертикали. Грозовые атмосферные явления длятся в каждой группе облаков в течение 15-20 минут. Продолжительные грозы возникают в результате последовательного образования групп облаков и часто сопровождаются сильным шквалистым ветром.

Торнадо, смерч – сильнейший шторм с круговым ветром, вызванный грозой, когда воздушный поток в быстрорастущем кучевом облаке стекает к его основанию и спирально закручивается вокруг центрального ядра чрезвычайно низкого давления. От материнского облака отделяется вихревой волнообразный отросток, иногда достигающий поверхности Земли. Торнадо – сравнительно небольшое образование в атмосфере. Его обычно небольшой диаметр – от 50 до 500 м. Продвигаясь со скоростью 20-55 км/ч с оглушительным шумом, торнадо обладает огромной силой. Его разрушительный эффект определяется вращательной скоростью движения воздуха, достигающей 40 км/ч, и резким перепадом давления в вихре. Большинство штормов длятся не более 10-15 минут, хотя наиболее устойчивые не прекращаются в течение нескольких часов. В каждом отдельном пункте продолжительность торнадо обычно не превышает одной минуты. Они могут происходить во многих местах на Земле, но более всего распространены в Западной Африке, в начале и конце сезона дождей, и в центральных районах США. Над водой торнадо может вызвать водяной смерч.

В северном полушарии воздух в торнадо вращается против часовой стрелки, в южном – по часовой стрелке. Средний путь торнадо равен 25 км, но может достигнуть и сотен километров.

Ураганы (тайфун, тропический циклон) представляют собой быстро вращающиеся массы воздуха с определенным распределением ветра. Диаметр урагана колеблется в широких пределах и может достигать 480-960 км. Диаметр глаза – центра урагана – 24-40 км. Физические свойства воздуха урагана – одинаковая температура, давление, скорость ветра, характеристики облачности и т.д. – концентрически распределены вокруг его центра. Скорость ветра в его центральной части может достигать 320 км/ч. Ураганы, тропические циклоны, тайфуны или просто циклоны (в разных районах их называют

по-разному) образуются в экваториальной части земного шара – в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах, в Бенгальском и Мексиканском заливах и в других местах со значительными турбулентными процессами в атмосфере.

К числу других атмосферных возмущений относятся водяные смерчи, волны холода, вихри и метели. Их проявления различны в разных районах, но все они возникают в результате неустойчивости воздушных масс и взаимодействия атмосферы с сушей и водоемами.

Особыми атмосферными явлениями можно считать полярное сияние – свет, излучаемый возбужденными атомами атмосферных газов, и молния – искровой разряд между соседними частями облака или между отрицательно заряженной Землей и положительно заряженной центральной частью облака. Гром, сопровождающий молнию, возникает в результате выделения огромной энергии во время электрического разряда.

3. Воздушные массы и атмосферные фронты

3.1. Воздушные массы

В процессе общей циркуляции атмосферы воздух тропосферы расчленяется на отдельные воздушные массы – ограниченные порции воздуха, которые сформировались в определенном районе и постепенно приобрели свойства, характерные для этого района. Перемещаясь в другие области Земли, воздушные массы переносят в эти области и свой режим погоды.

Воздушная масса движется как одно целое в одном из основных течений общей циркуляции атмосферы или же длительно находится над одним и тем же районом в малоподвижном состоянии (чаще всего – в устойчивом антициклоне). Горизонтальные размеры воздушных масс измеряются тысячами километров. По вертикали они могут простираться от 1-2 км до верхней границы тропосферы и даже захватывать стратосферные слои.

Горизонтальная циркуляция атмосферы приведена на рис. 3.1, вертикальная – на рис. 3.2.

Существует 4 основных типа воздушных масс с различным зональным положением очагов (областей Земли), где они формируются:

- 1) массы арктического (в южном полушарии – антарктического) воздуха;
- 2) массы полярного (или умеренного) воздуха;
- 3) массы тропического воздуха;
- 4) массы экваториального воздуха.

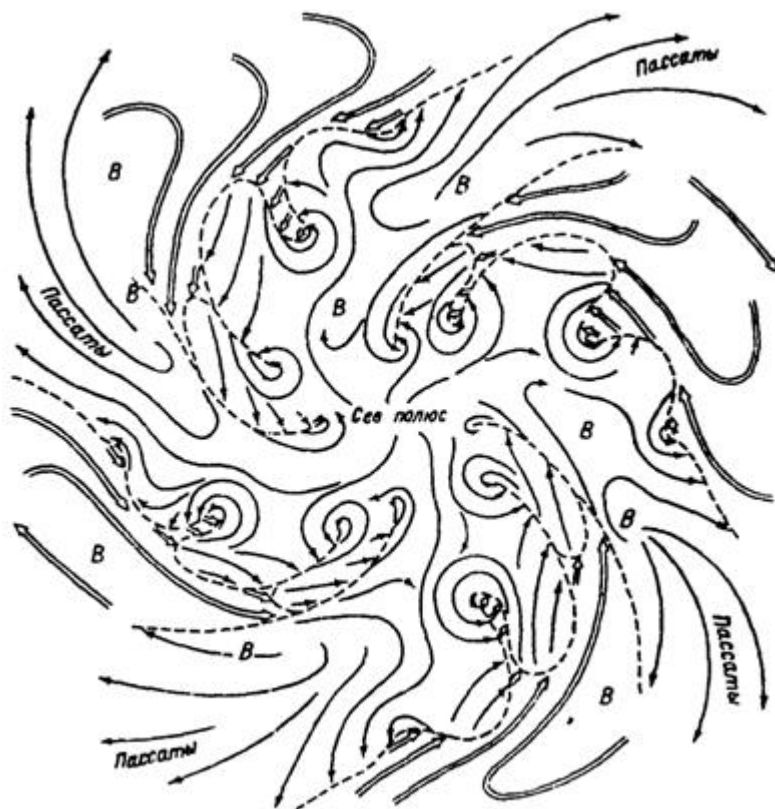


Рис.6 Схема горизонтальной циркуляции атмосферы
(по Бьеркнесу и Сульбергу)



Рис.7 Схема вертикальной циркуляции атмосферы

Для каждого из этих типов характерен свой интервал значений температуры у земной поверхности и на высоте, влажности, дальности видимости и пр. Свойства воздушных масс при их перемещении из одних районов в другие непрерывно меняются; происходит трансформация воздушных масс.

Различают воздушные массы теплые, холодные и местные.

Холодными массами называются воздушные массы, перемещающиеся с более холодной земной поверхности на более теплую. На своем пути холодная воздушная масса вызывает похолодание в тех районах, в которые она приходит. Но в пути она сама прогревается, притом преимущественно – снизу, от земной поверхности. Поэтому в ней возникают большие вертикальные градиенты температуры и развивается конвекция с образованием кучевых и кучево-дождевых облаков с выпадением ливневых осадков.

Теплыми массами называются воздушные массы, перемещающиеся на более холодную поверхность. Они приносят потепление, но сами охлаждаются снизу, отчего в их нижних слоях создаются малые вертикальные градиенты температуры. Конвекция в них не развивается; преобладают слоистые облака и туманы.

Местные воздушные массы длительно находятся в одном районе. Свойства таких масс определяются нагреванием или охлаждением снизу в зависимости от сезона.

Воздушные массы все время формируются заново, и постоянно опять теряют свою индивидуальность. При перемещении в другой географический район они меняют свой характер, трансформируются: например, арктический воздух, переходя в умеренные широты, превращается в полярный; морской воздух на суше – в континентальный и т.п.

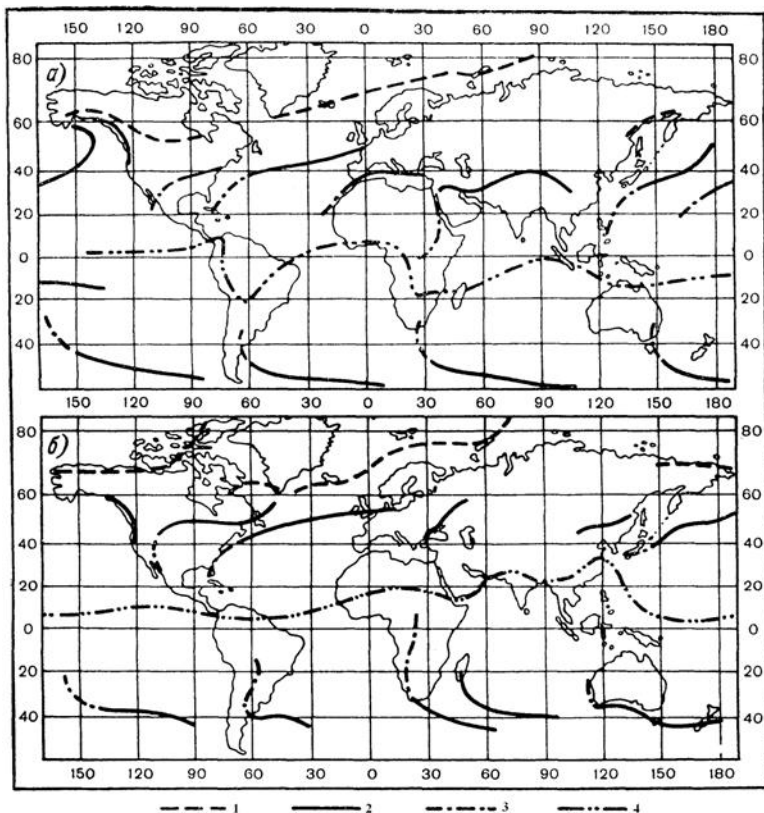
Наиболее устойчивые, медленно меняющиеся свойства воздушных масс называют консервативными свойствами. К ним относятся, прежде всего, потенциальная температура, эквивалентно-потенциальная температура, удельная влажность.

Смежные воздушные массы разделены между собой сравнительно узкими переходными зонами, сильно наклоненными к земной поверхности, которые называются атмосферными фронтами. Длина таких зон – тысячи, ширина – десятки километров. Вверх фронты прослеживаются на несколько километров, нередко – до самой стратосферы.

3.2. Атмосферные фронты

В атмосфере постоянно создаются такие условия, когда две воздушные массы с разными свойствами располагаются одна подле другой и при этом разделены узкой переходной зоной – фронтом. Атмосферные фронты между воздушными массами основных географических типов называют главными фронтами в отличие от менее значительных вторичных фронтов между массами одного и того же географического типа. Главные фронты между арктическим и полярным воздухом носят название арктических фронтов, между полярным и тропическим воздухом – полярных фронтов, между тропическим и экваториальным воздухом – тропических фронтов и т.д.

С атмосферными фронтами связаны особые явления погоды. Восходящие движения воздуха в зонах фронтов приводят к образованию обширных облачных систем, из которых выпадают осадки на больших площадях. Огромные атмосферные волны, возникающие в воздушных массах по обе стороны от фронта, приводят к образованию атмосферных возмущений вихревого характера – циклонов и антициклонов, определяющих режим ветра и другие особенности погоды. Особенно важны в этом отношении полярные фронты.



*Рис.8 Климатологические фронты в январе (а) и июле (б):
 1 – арктический; 2 – умеренный; 3 – пассатный (продолжение
 фронта умеренных широт в тропическую зону); 4 – тропический*

Фронты постоянно возникают и исчезают (размываются) вследствие определенных особенностей атмосферной циркуляции. Вместе с ними формируются, меняют свойства и, наконец, теряют свою индивидуальность воздушные массы.

В зоне фронта при переходе от одной воздушной массы к другой температура, ветры и влажность воздуха меняются более или менее редко.

Рассмотрим основные свойства фронтов.

Зона фронта всегда имеет определенную ширину в горизонтальном направлении и толщину по вертикали. Однако и ширина, и толщина фронта очень невелики в сравнении с размерами разделяемых ими воздушных масс. Поэтому, идеализируя действительные условия, можно представлять фронт как поверхность раздела между воздушными массами. В пересечении с земной поверхностью фронтальная поверхность, очевидно, образует линию фронта, которую также кратко называют фронтом. При такой идеализации можно рассматривать фронт также и как поверхность разрыва, понимая под этим, что температура и некоторые другие метеорологические элементы в зоне фронта резко меняются.

Очень важным является то обстоятельство, что фронтальные поверхности проходят в атмосфере наклонно.

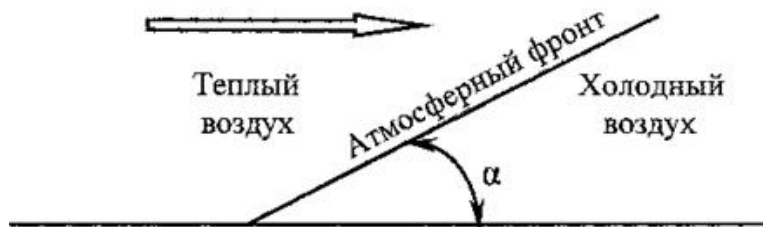


Рис.9 Схема образования атмосферного фронта

Если бы обе воздушные массы были неподвижными, поверхность фронта между ними проходила бы горизонтально, параллельно горизонтальным изобарическим поверхностям; теплый воздух лежал бы при этом над холодным. Но, поскольку воздушные массы движутся, поверхность фронта может существовать и сохраняться только при условии, что она наклонена к поверхности уровня, и, стало быть, к уровню моря. При этом угол наклона зависит от скоростей, ускорений и температур воздушных масс, а также от географической широты и ускорения тяжести.

Теория и опыт показывают, что углы наклона фронтальных поверхностей к земной поверхности очень малы – порядка угловых минут. Воздушные массы, разделяемые такой поверхностью,

располагаются не только одна рядом с другой, но и одна над другой. При этом холодный воздух лежит под теплым воздухом в виде клина.

С обеих сторон от поверхности фронта давление одинаковое. Но при переходе из одной воздушной зоны в другую, с другими температурами и скоростями, изобарические поверхности меняют свое направление, «ломаются»; это значит, что на поверхности фронта испытывают разрыв барические градиенты. С учетом основного уравнения статики, из которого следует, что барическая ступень в теплом воздухе больше, чем в холодном (и, значит, больше вертикальное расстояние между изобарическими поверхностями), при географическом ветре в обеих воздушных массах различают три основных типа распределения давления и скорости ветра около поверхности фронта в зависимости от их величины и направления.

Из рис.10 видно, что, пересекая поверхности фронта, изобарические поверхности прогибаются, принимая вид желобов, открытых вверх.

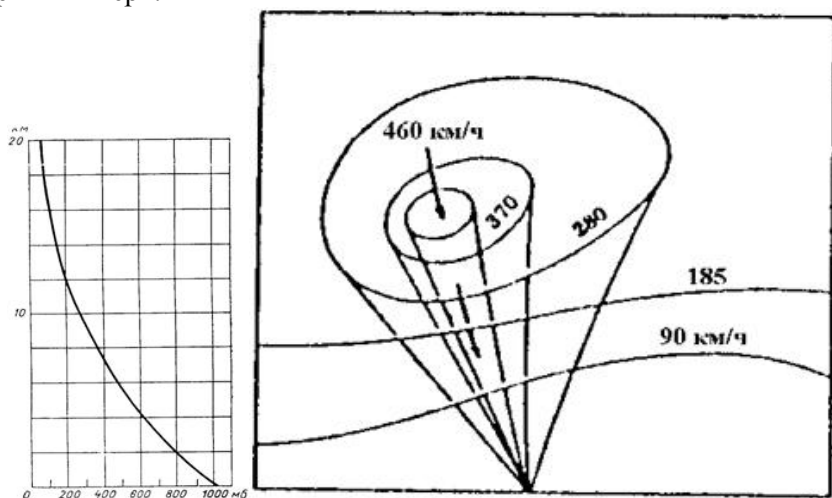
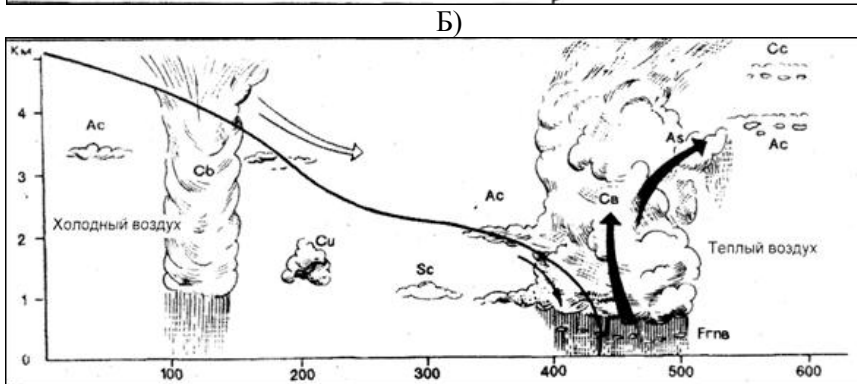
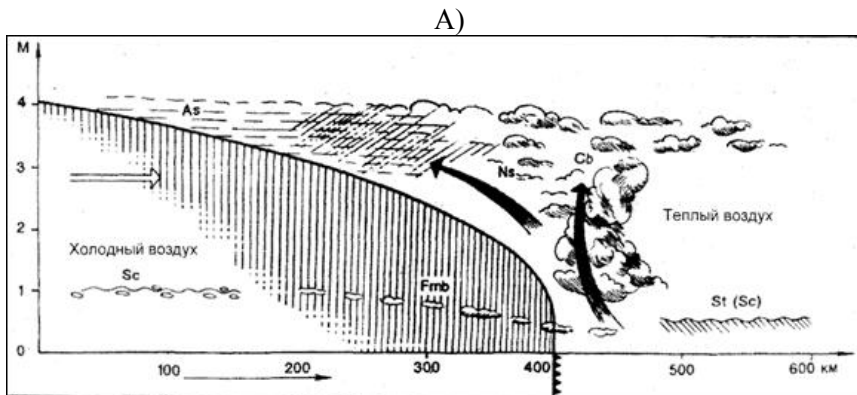


Рис.10 Распределение давления (а) и скорости ветра (б)

Это распределение давления представляет собой вид ложбины в барическом поле – явной (случай I) или замаскированной (случаи II и III). Легко убедиться, что при этом скорости воздушных течений по обе стороны от линии фронта распределяются следующим образом (рис.11).



*Рис.11 Распределение воздушных масс на линии фронта:
а – при медленном перемещении холодного воздуха;
б – при быстром перемещении.*

Если холодный воздух находится на севере, а теплый – на юге, и следовательно, поверхность фронта наклонена к северу, трем случаям распределения давления соответствуют три случая распределения ветра:

- 1) западное течение в теплом воздухе и восточное – в холодном;
- 2) оба течения – западные, причем в теплом воздухе – более сильное;
- 3) оба течения – восточные, причем в холодном воздухе – более сильное.

Атмосферные фронты не существуют постоянно. Они возникают заново, обостряются, размываются, исчезают. Однако условия для их образования всегда существуют в тех или иных частях атмосферы, и потому фронты являются не редкой случайностью, а постоянной, повседневной особенностью атмосферы.

Для уяснения этого рассмотрим схему общей циркуляции атмосферы. Воздушные течения в ней вызываются неравномерным распределением солнечного тепла на поверхности Земли, приводящим к неодинаковому нагреванию почвы и воздуха в различных поясах Земного шара. Особенно значительные различия в нагревании создаются между низкими и высокими широтами, образуя перепады давления воздуха, приводящие к обмену воздушными массами между низкими и высокими широтами. Между этими широтами создается круговорот воздуха, называемый *общей циркуляцией атмосферы*.

Различия в характере подстилающей поверхности, а также вращение Земли вокруг своей оси, в сильной степени изменяют простую циркуляцию воздуха. Неоднородность земной поверхности вызывает неодинаковое нагревание различных ее участков (суши, моря), приводящее к образованию различий в давлении воздуха, и создает в разных местах различное трение воздуха о земную поверхность. Вращение Земли вокруг оси вызывает отклонение движения воздушных масс от направления градиентов давления. Вследствие этих причин круговорот воздуха между полюсами и экватором разделяется на отдельные связанные между собой частные круговороты, что значительно усложняет характер общей циркуляции атмосферы. Особенно сильно влияют на характер общей атмосферной циркуляции циклоны и антициклоны, зарождающиеся в умеренных и высоких широтах.

Обычный механизм образования в атмосфере фронтов (фронтогенеза) – кинематический: фронты возникают под влиянием полей движения воздуха, сближающих между собой воздушные частицы с различной температурой и другими свойствами. В определенной зоне горизонтальные градиенты температуры растут, и происходит образование резкого фронта вместо постепенного перехода между воздушными массами. Точно так же уже существующие фронты могут размываться, т.е. превращаться в широкие переходные зоны, и сглаживаться.

Фронты в некоторых случаях могут возникать и под непосредственным тепловым влиянием подстилающей поверхности, например, вдоль кромки льдов или на границе снежного покрова.

3.3. Типы атмосферных фронтов

В реальных условиях фронты, как правило, не параллельны воздушным течениям. Ветер по обе стороны фронта имеет составляющие, нормальные к фронту, поэтому сами фронты не остаются в неизменном положении, а перемещаются.

Атмосферный фронт может перемещаться в сторону либо более холодного воздуха, либо более теплого.

Если линия фронта перемещается над земной поверхностью в сторону более холодного воздуха, это значит, что клин холодного воздуха отступает, и освобожденное им место занимает более теплый воздух.

Прохождение теплого фронта через место наблюдения приводит к смене холодной воздушной массы теплой, а следовательно, к повышению температуры и к определенным изменениям других метеорологических элементов.

Если линия атмосферного фронта перемещается в сторону теплого воздуха, это значит, что клин холодного воздуха продвигается вперед, и теплый воздух перед ним отступает либо вытесняется вверх наступающим холодным клином. Такой фронт называют холодным фронтом (рис.13).

Прохождение такого фронта создает смену теплой воздушной массы на холодную и в связи с этим – понижение температуры и резкие изменения других метеорологических элементов.

В зонах атмосферных фронтов (на фронтальных поверхностях) действуют вертикальные составляющие скорости движения воздуха. Нередко возникает ситуация, когда теплый воздух находится в состоянии восходящего скольжения, т.е. одновременно с горизонтальным движением еще перемещается вверх над клином

холодного воздуха. Именно с этим связано развитие над фронтальной поверхностью облачной системы, из которой выпадают осадки.

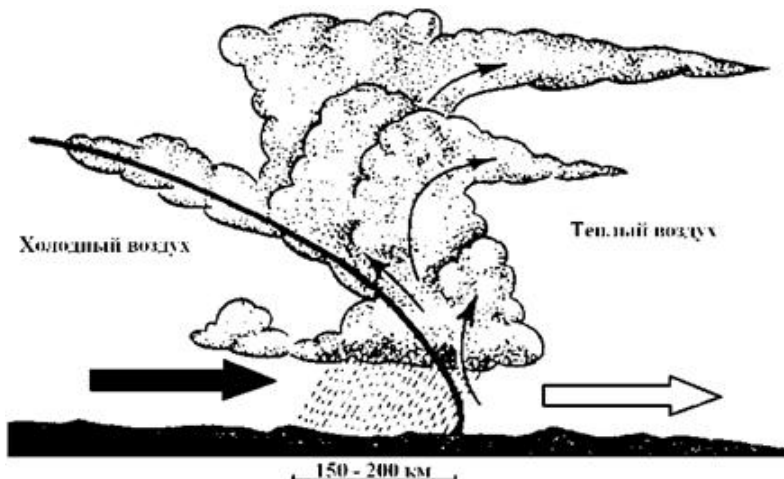


Рис.13 Схема перемещения холодного фронта

Движение атмосферных фронтов является главной причиной быстрых и разнообразных изменений погоды.

Теплый фронт образуется, когда масса теплого воздуха (обычно влажного) надвигается на более холодную и сухую воздушную массу. Поэтому приближению теплого фронта предшествует постоянное понижение атмосферного давления. Затем последовательно появляются перистые и перисто-слоистые облака, которые при приближении теплого фронта к данному району сменяются облаками среднего яруса. Высокослоистые и высококучевые облака могут полностью закрыть небо. Перед самым фронтом появляются слоисто-кучевые и слоисто-дождевые облака, имеющие значительную вертикальную протяженность. Если выпадают осадки, то не особенно сильные, но непрерывные. После прохождения теплого фронта наступает прояснение, сохранение сплошной или незначительной облачности.

Холодный атмосферный фронт обычно создает погоду в гораздо более узкой полосе местности, чем теплый. Он образуется тогда, когда северные ветры приносят холодный воздух в область, ранее занятую теплым воздухом. С приближением холодного фронта давление

понижается, и когда он подойдет, давление растет, температура резко падает, скорость ветра увеличивается. Летом холодному фронту предшествует полоса сильных шквалов и гроз, являющихся результатом быстрой конвекции воздуха непосредственно перед фронтом.

Теплые и холодные фронты являются участками главных фронтов, т.е. фронтов между воздушными массами перечисленных выше основных типов. Различают следующие типы главных фронтов:

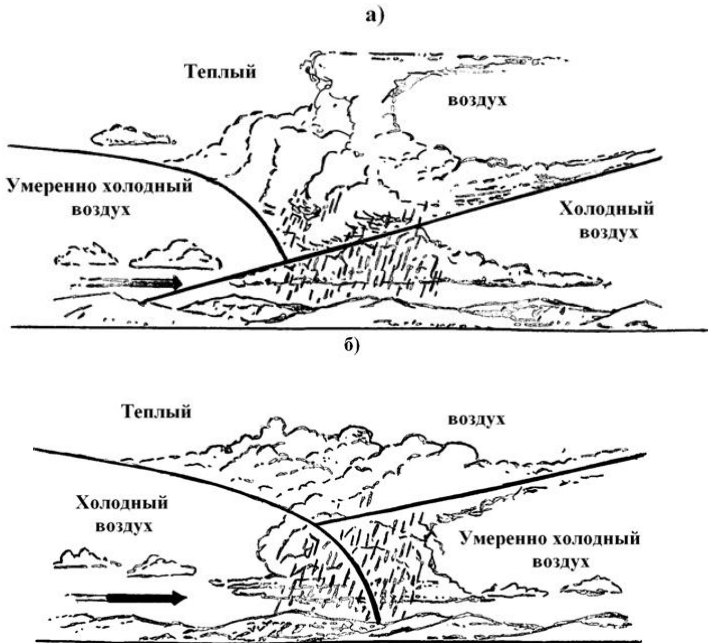
- а) арктические;
- б) полярные;
- в) тропические.

Южная граница арктической воздушной массы называется арктическим фронтом (АФ), южная (в северном полушарии) граница полярной воздушной массы – полярным фронтом (ПФ). Арктический фронт есть граница между арктическим и полярным воздухом, а полярный – между полярным и тропическим воздухом. Граница между тропическим и экваториальным воздухом называется тропическим фронтом (ТФ).

От главных фронтов отличаются вторичные фронты, находящиеся внутри основной воздушной массы, – например, отделяющие континентальный полярный воздух от морского полярного. Атмосферные фронты в тропосфере все время возникают заново и размываются.

Стационарный фронт образуется в том случае, когда атмосферный фронт может оставаться неподвижным в течение нескольких суток. В некоторых случаях он снова начинает двигаться, а иногда размывается. При стационарировании фронта погода обычно характеризуется слабым ветром и осадками по всему району, охваченному влиянием этого фронта.

Фронты окклюзии (рис.14) являются следствием наложения одного фронта на другой.



*Рис.14 Фронты окклюзии:
 а – теплый с неустойчивой теплой воздушной массой;
 б – холодный с устойчивой воздушной массой*

Между фронтами в этом случае находится большая масса воздуха, значительно более теплого, чем остальной окружающей воздух. На таких фронтах часто располагаются глубокие волновые циклоны. Фронт окклюзии в конечном итоге превращается во фронтальную зону, обширную и размытую, а затем постепенно полностью исчезает.

4. Ветры

4.1. Природа возникновения и классификация ветров

Ветер – это горизонтальное перемещение воздуха относительно земной поверхности.

Ветры возникают из-за разницы атмосферного давления, называемой барическим градиентом. Они никогда не дуют точно из области высокого давления в сторону низкого, смещаясь от действия силы Кориолиса (рис. 15).

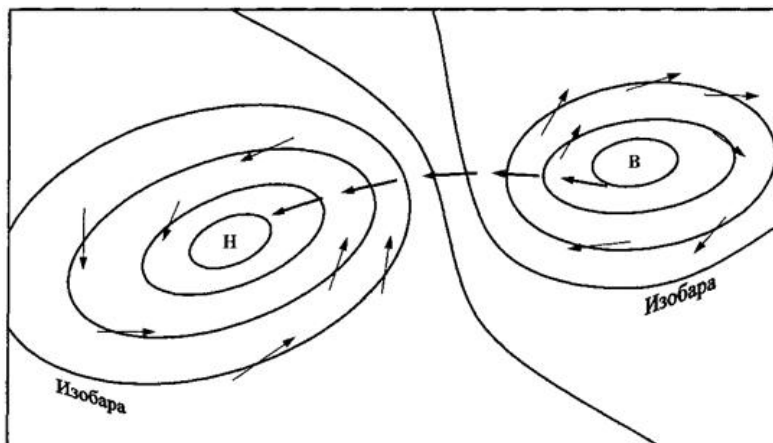


Рис.15 Перемещение воздуха из зоны высокого давления (В) в зону низкого (Н)

Ветры, направленные из субтропиков к полюсам, становятся вестами, а к экватору – восточными пассатами. Ветры, возникающие на большой высоте и определяемые исключительно барическим градиентом и силой Кориолиса, называются географическими. Ближе к поверхности Земли закономерности движения воздушного потока усложняются, так как он испытывает влияние не только нагревания и охлаждения (что приводит к изменению барического градиента), но и характера рельефа, соотношения суши и моря и многих других факторов. Ветер над большими площадями образуют обширные воздушные течения, например, муссоны. Местная циркуляция, связанная со специфическими формами рельефа, формирует морские и береговые бризы (рис.16), горные и долинны

ветры (рис.17), фены, чинуки (рис.18). Схема бризовой циркуляции атмосферного воздуха представлена на рис.19.

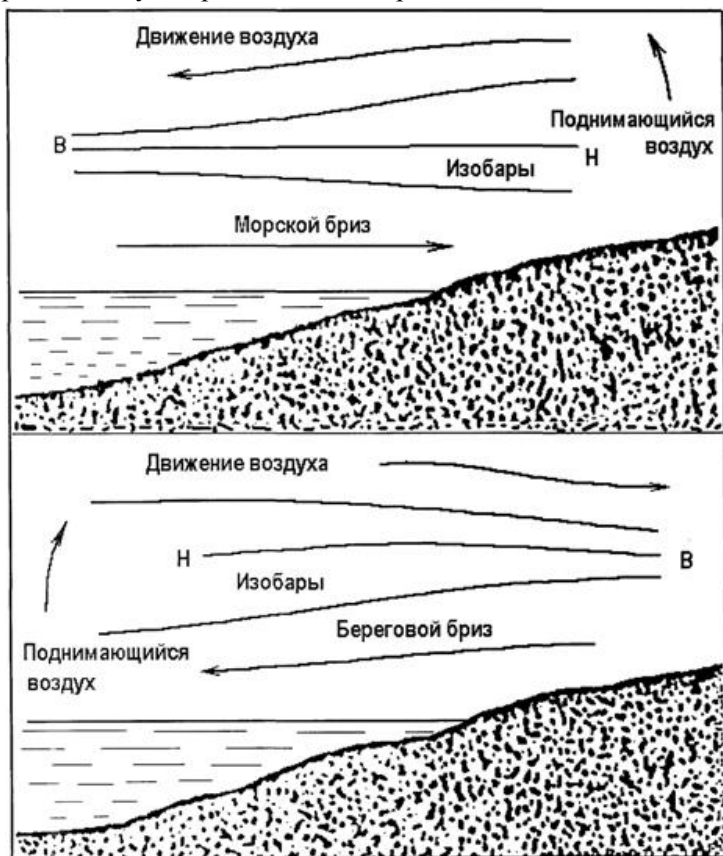


Рис.16. Морской и береговой бризы, возникающие в результате различия в удельной теплоемкости суши и водоема, а также в нагревании водоема и соседней с ней суши



Рис.17 Движение воздуха при горном и долинном ветре



Рис.18 Возникновение фена или чинука

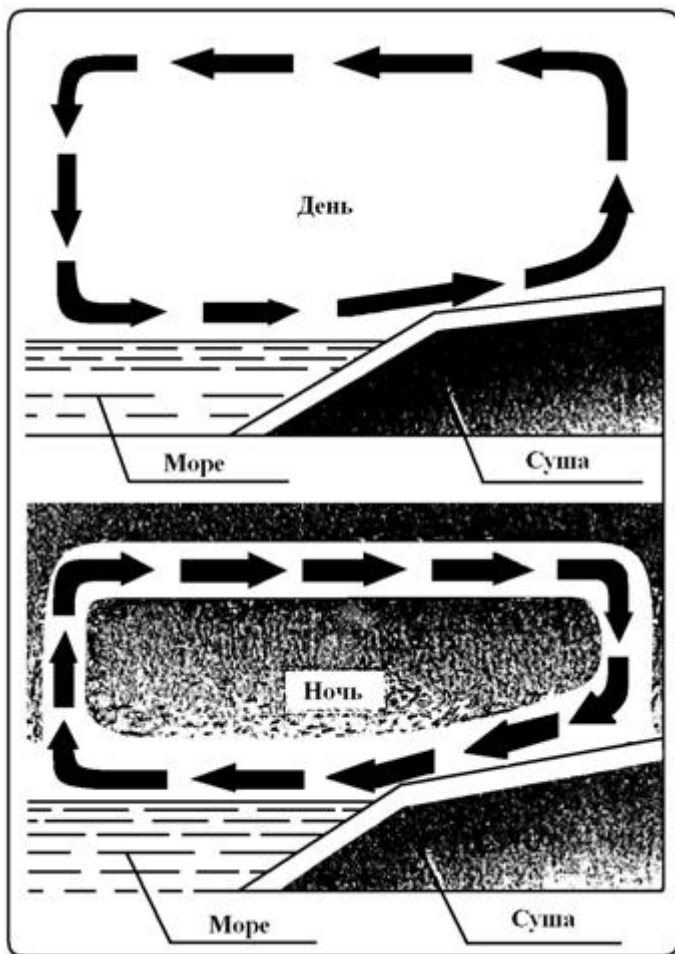


Рис.19 Схема бризовой циркуляции атмосферы

4.2. Характеристики ветра и методы их определения

Ветры классифицируются на основании шкалы Бофорта (табл. 1).

Таблица 1

Шкала силы ветра по Бофорту

Балл ветра	Скорость, м/с	Название ветра по его силе	Примеры для оценки скорости
1	2	3	4
0	0–0,5	Штиль	Дым поднимается отвесно, листья неподвижны
1	0,6–1,7	Тихий	По флажку направление ветра еще определить нельзя, но по ошущению ветер уже есть, столб дыма слегка отклоняется
2	1,8–3,3	Легкий	Дуновение ветра чувствуется лицом; листья шелестят; флажок начинает подниматься
3	3,4–5,2	Слабый	Листья и тонкие ветви деревьев все время колыхнутся; флажок развевается
4	5,3–7,4	Умеренный	Ветер поднимает пыль и приводит в движение тонкие ветви деревьев; флажок вытягивается
5	7,5–9,8	Свежий	Качаются тонкие стволы деревьев; на воде появляются волны с гребешками; возникает свист в ушах
6	9,9–12,4	Сильный	Качаются тонкие сучья деревьев; гулят телеграфные провода, трудно пользоваться зонтиком; свистит около неподвижных предметов
7	12,5–15,2	Крепкий	Качаются стволы деревьев; гнутся большие ветви; при ходьбе против ветра испытывается заметное сопротивление
8	15,3–18,2	Очень крепкий	Ветер ломает тонкие ветви и сухие сучья деревьев, затрудняет движение
9	18,3–21,5	Шторм	Ветер вызывает небольшие разрушения, срывает дымовые трубы и черепицу, ломает деревья
10	21,6–25,1	Сильный шторм	Ветер вызывает значительные разрушения, вырывает с корнем деревья
11	25,2–29,0	Жесткий шторм	Большие разрушения
12	Более 29,0	Ураган	Опустошения

На метеорологических станциях ветер оценивается **направлением и скоростью**.

Направлением ветра принято считать ту сторону горизонта, откуда дует ветер. На практике используется 16-румбо-вая система установления направления ветра (табл. 2).

Отсчет направления ветра начинается с севера и продолжается по часовой стрелке. Скорость ветра измеряется в метрах в секунду (м/с), в километрах в час (км/ч) или в баллах.

Скорость и направление ветра – весьма изменчивые характеристики физического состояния атмосферы. Поэтому скорость ветра принято принимать в среднем за 10-минутный, а направление ветра – за 2-минутный интервалы времени. При этом отмечается точка максимального порыва ветра (**максимальная скорость**). Кроме того, устанавливается изменчивость скорости и направления ветра, или его **порывистость**, которая оценивается качественно: по направлению – постоянный или переменный, по скорости – равномерный или порывистый.

Названия, обозначения и градусное выражение румбов

Название	Обозначения		Градусы	
	русское	международное	от	до
Северо-северо-восточный	С-СВ	NNE	13	33
Северо-восточный	СВ	NE	34	56
Восточно-северо-восточный	В-СВ	ENE	57	78
Восточный	В	E	79	101
Восточно-юго-восточный	В-ЮВ	ESE	102	123
Юго-восточный	ЮВ	SE	124	146
Юго-юго-восточный	Ю-ЮВ	SSE	147	168
Южный	Ю	S	169	191
Юго-юго-западный	Ю-ЮЗ	SSW	192	213
Юго-западный	ЮЗ	SW	214	236
Западно-юго-западный	З-ЮЗ	WSW	237	258
Западный	З	W	259	281
Западно-северо-западный	З-СЗ	WNW	282	303
Северо-западный	СЗ	NW	304	326
Северо-северо-западный	С-СЗ	NNW	327	348
Северный	С	N	349	11

Повторяемость направления ветра оценивается методами математической статистики, а полученные за рассматриваемый период (например, месяц) результаты выражаются в процентах от общего количества наблюдений. Аналогичным образом определяется и количество штилей. Режим ветра в рассматриваемом месте для определенного периода времени принято изображать в виде **розы ветров** (рис. 20).

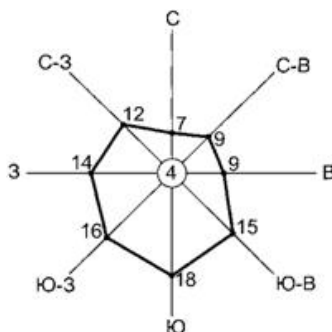


Рис.20 Роза ветров

4.3. Приборы, используемые для определения направления и скорости ветра

При наблюдении за ветром на метеорологических станциях используются различные приборы. Среди них – **флюгеры** (рис.21), **датчики скорости и направления ветра** (рис.22), **анемометры** (рис.23), **анеморумбометры** (рис.24,25), **анемографы** (рис.26) и др. Принципиальная электрическая схема **электрорумбометра** представлена на рис.27; установка стационарных приборов для измерения скорости и направления ветра – на рис.28,29.

Наряду с традиционными приборами в последние годы широкое распространение в дорожных организациях получили автоматические метеорологические станции с дистанционным управлением, предназначенные для измерения не только скорости и направления ветра, но и других метеорологических характеристик – температуры и влажности воздуха, температуры дорожного покрытия, количества выпадающих осадков и т.п.

Одновременно в пунктах контроля метеорологических характеристик организуется наблюдение за интенсивностью и составом транспортных потоков и экологический мониторинг окружающей среды.

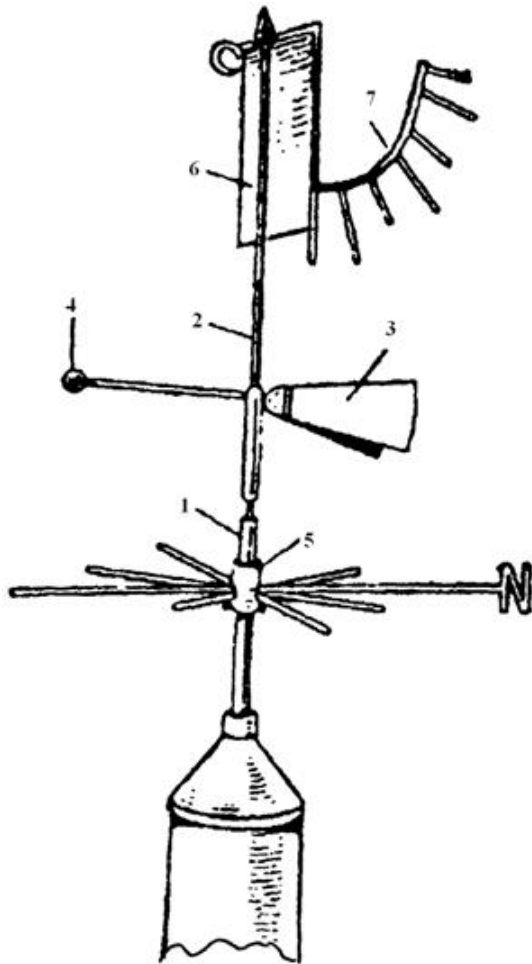


Рис.21. Флюгер:

1 – неподвижный вертикальный стержень; 2 – подвижная трубка; 3 – полости флюгарки, расположенные под углом 22° ; 4 – противовес; 5 – втулка с восьмью штифтами, ориентированными по сторонам света (север обозначен буквой N); 6 – металлическая доска 150×300 мм (вес 200 или 800 г), отклоняющаяся под силой ветра; 7 – дуга с восьмью штифтами для фиксации угла отклонения металлической доски

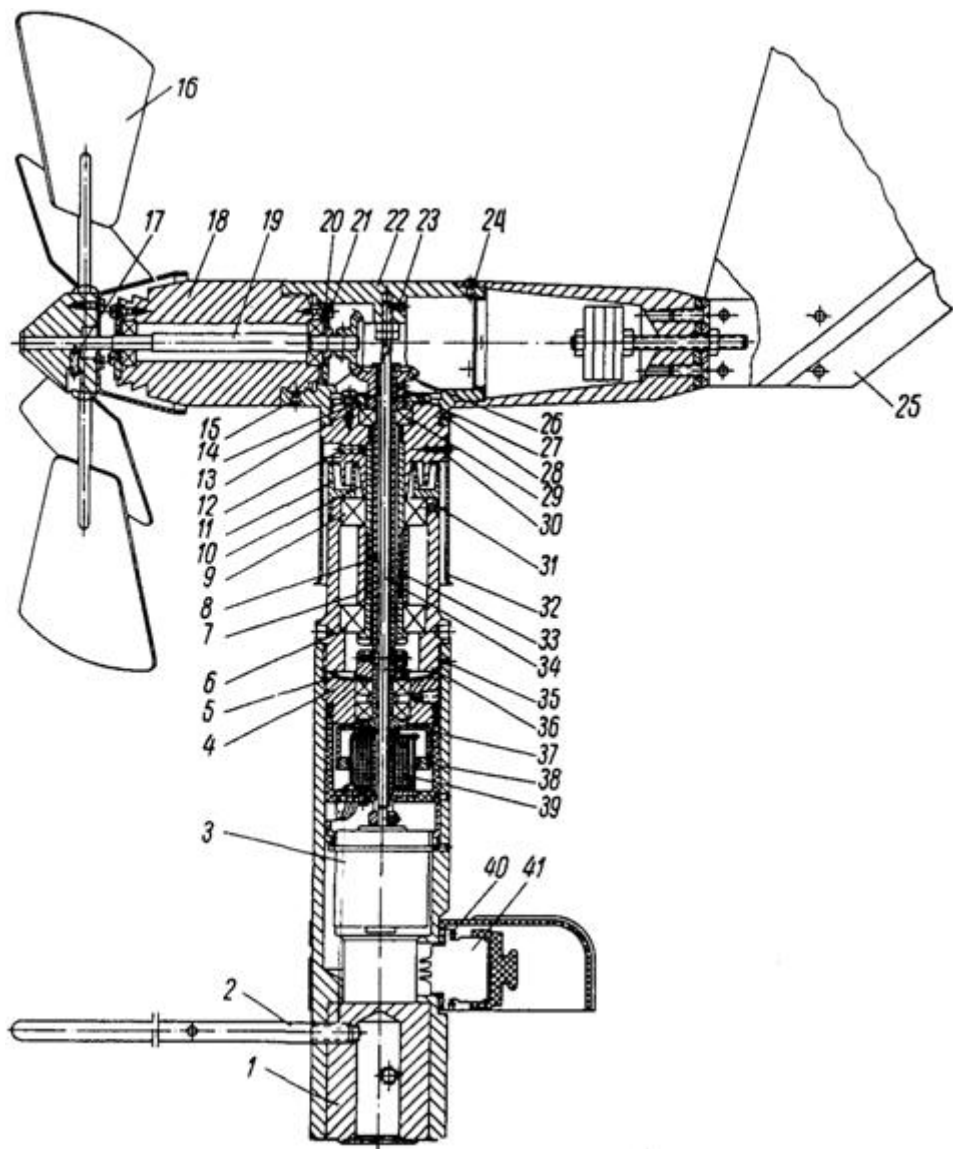


Рис.22. Датчик скорости и направления ветра (прибор 16А-1):
 1 – стойка; 2 – ориентир; 3 – селсин; 4 – втулка; 5 – шайба; 6, 9, 29 – подшипники; 7 – распорная втулка; 8 – ось; 10 – верхняя часть

лабиринта; 11 – нижняя часть лабиринта; 12, 15, 17, 28, 35 – стопорные винты; 13, 20 – фланцы; 14, 21, 23, 24, 27, 30, 31, 40 – крепежные винты; 16 – вертушка; 18 – втулка; 19 – ось; 22 – тройник; 25 – флюгарка; 26 – коническая шестерня; 32 – защита; 33 – трубка; 34 – ось; 36 – стойка подшипников; 37 – генератор; 38 – постоянный магнит; 39 – катушка генератора; 41 – штепсельный разъем

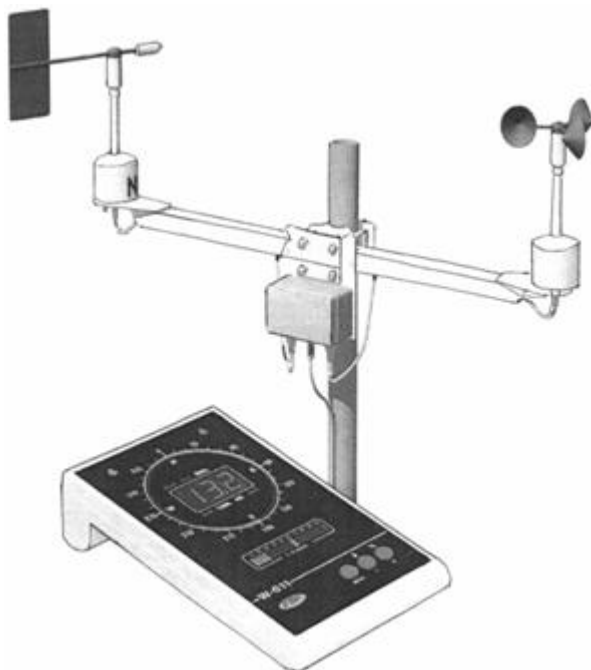
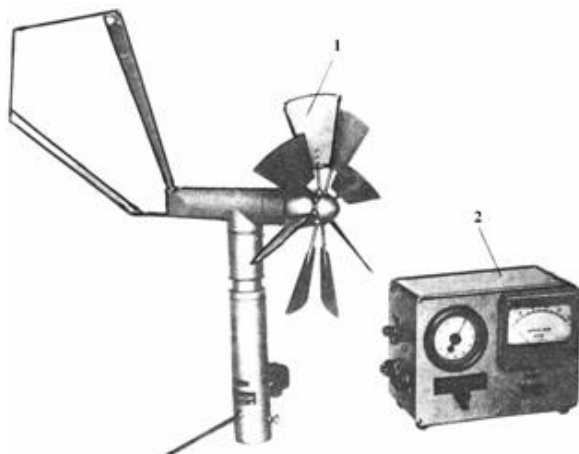


Рис.23 Анемометр W-011



*Рис.24 Анеморумбометр М-47:
1 – датчик скорости и направления ветра; 2 – указатель скорости и
направления ветра*

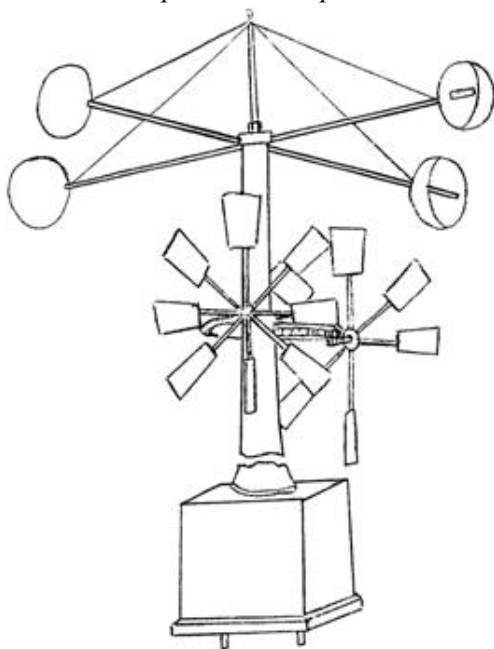


Рис.25 Анеморумбограф Мунро



Рис.26 Индукционный анемометр

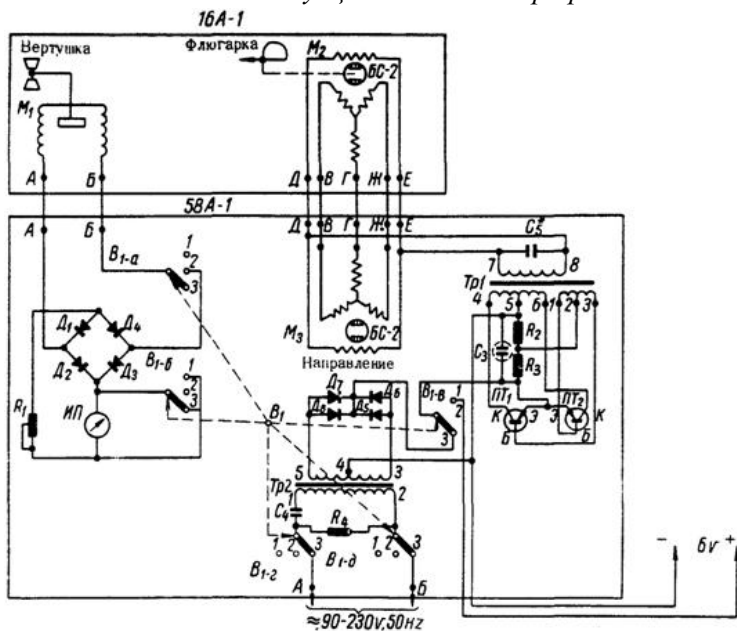


Рис.27. Принципиальная электрическая схема

электрорумбометра КБ 1.175.001. Сх.Э:

M_1 – генератор; Tr_1, Tr_2 – трансформаторы; M_2, M_3 – сельсины; А, Б, В, Г, Д, Е, Ж – выходы датчика и приемника; $R_1 - R_4$ – сопротивления; $C_3 - C_5$ – конденсаторы; $D_1 - D_8$ – полупроводниковые диоды; PT_1, PT_2 – полупроводниковые триоды; Э – эмиттер; К – коллектор; Б – база; V_1 – переключатель; ИП – измерительный прибор; положения переключателя V_1 : 1 – направление – питание от батарей; 2 – скорость; 3 – направление – питание от сети

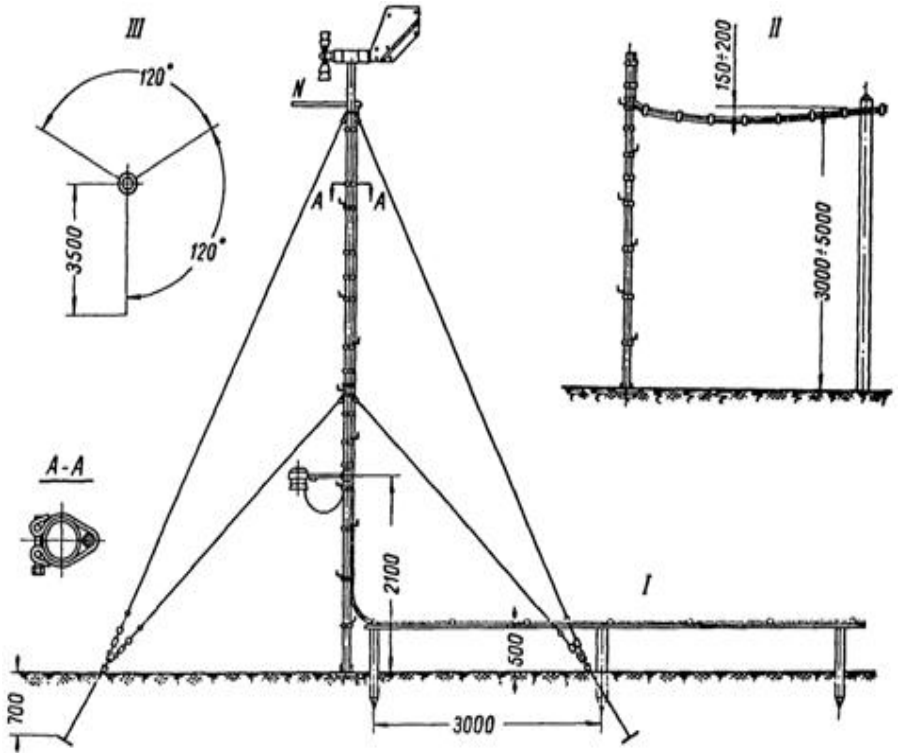


Рис.28 Установка датчика скорости и направления ветра на метеомачте КБ1.175.001.М4:

I, II – варианты установки; III – схема расположения оттяжек метеомачты

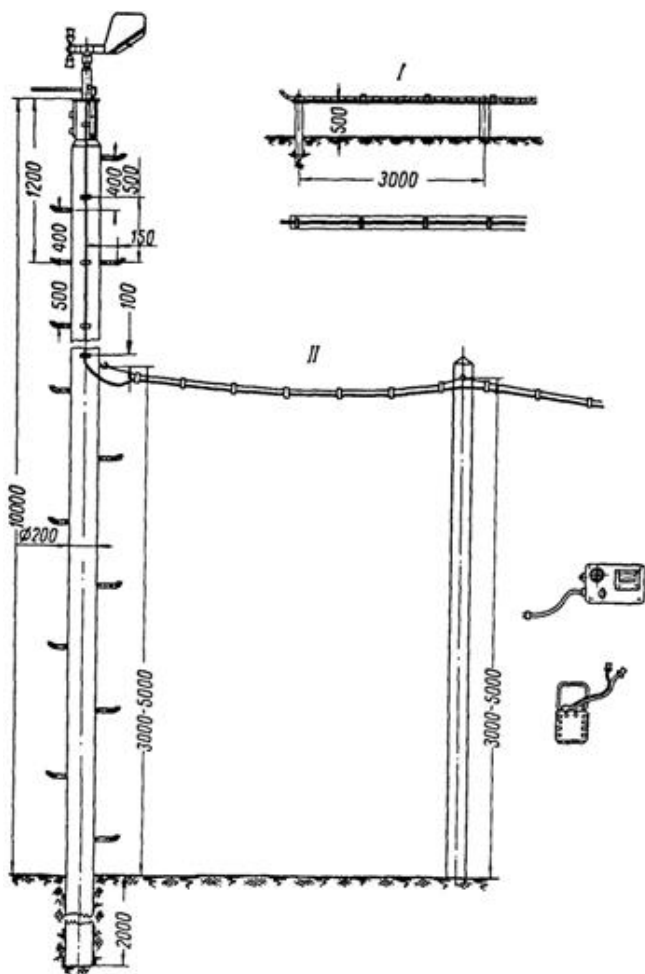


Рис.29 Установка анеморумбометра на деревянном столбе
КБ1.175.003. МЧ:

I, II – варианты установки

Флюгер считается простейшим прибором, предназначенным для измерения направления и скорости ветра. Он устанавливается на мачте высотой 10-12 м с таким расчетом, чтобы исключить влияние на показания прибора строений и растительности, находящихся в непосредственной близости. Прибор устанавливается с ориентацией по

сторонам света. Штифту с индексом N придается северное направление. В ночное время флюгер освещается эклектическими лампочками или прожектором.

При определении направления ветра наблюдатель должен стать рядом с мачтой и в течение 2 мин наблюдать за положением флюгарки. Среднее ее положение по отношению к штифтам стран света позволяет установить направление ветра. Скорость ветра определяется по величине отклонения металлической доски. Под воздействием ветра флюгарка устанавливается по его направлению, а доска оказывается всегда в перпендикулярном к нему направлении.

Доска отклоняется на угол, который зависит от скорости ветра и устанавливается рядом с соответствующим штифтом. При помощи флюгера с легкой доской (200 г) можно измерить скорость до 20 м/с, с тяжелой доской (800 г) – до 40 м/с. При этом наблюдатель должен отойти от мачты и стоять в направлении, перпендикулярном положению флюгарки, в течение 2 минут. Необходимо следить за положением доски и определить среднее ее положение по отношению к штифтам. Скорость ветра при наблюдении определяется по данным табл.3 при соответствующем положении доски.

Таблица 3

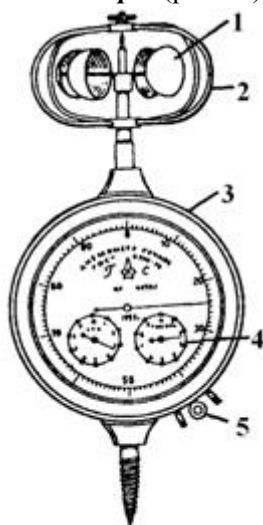
Значения скорости ветра, м/с, в зависимости от положения доски на дуге со штифтами

Вид доски	Скорость ветра при положении доски возле штифта														
	0	0-1	1	1-2	2	2-3	3	3-4	4	4-5	5	5-6	6	6-7	7
Легкая	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	12	14	17	20
Тяжелая	0	2	4	6	8	10	12	14	16	19	20	24	28	34	40

По показаниям флюгера определяется также характер ветра. Направление ветра считается *постоянным*, когда в течение периода наблюдения противовес колеблется в пределах одного румба, и *переменным*, если противовес сдвигается на 2 и более румбов.

Ветер считается *равномерным*, когда доска колеблется на протяжении 2 минут возле одного штифта или между двумя соседними штифтами. Если амплитуда ее колебаний – в пределах более двух штифтов, ветер считается *порывистым*.

Для измерения скорости ветра широко используются также **ручные чашечные анемометры** (рис.30).



*Рис.30. Ручной чашечный анемометр:
1 – полусферические чашки; 2 – защитная рамка;
3 – металлический корпус; 4 – циферблат; 5 – оретир*

С помощью этих приборов можно определять скорость ветра в пределах от 1 до 20 м/с. Принцип работы чашечных анемометров – в ориентации на преобразование вращения полусферичных чашек в показания отсчета на циферблатах. На первом (большом) циферблате написаны десятки, на втором – сотни, на третьем – тысячи делений, по которым определяется число оборотов вертушки. Преобразование может быть механическое, индуктивное и др. Зависимость скорости ветра от числа оборотов вертушки устанавливается по данным тарцеровки, приведенным в паспорте анемометра.

При измерении скорости ветра анемометр устанавливается вертикально на требуемой высоте путем ввинчивания его шурупа в деревянный столб; наблюдатель при этом должен стоять лицом к ветру, а циферблат прибора повернут к наблюдателю. До начала работы прибора производится запись показаний на всех трех шкалах, затем

одновременно с секундомером включается счетчик анемометра. Включение прибора может быть как непосредственное – с помощью оретира, так и дистанционное – с помощью шнура, прикрепляемого к оретиру. Через установленный интервал времени (обычно – 10 минут) прибор выключается. Разница показаний до и после включения прибора принимается за расчетную и используется для определения скорости ветра.

Анеморумбометр – прибор для измерения скорости и направления ветра. Он состоит из датчиков скорости и направления ветра, измерительных приспособлений и источников питания. В качестве датчика скорости ветра служит восьмиллопастный воздушный винт, а в качестве датчика направления ветра – флюгер. Электрические импульсы, возникающие при воздействии ветровых потоков, передаются по кабелю на измерительную установку.

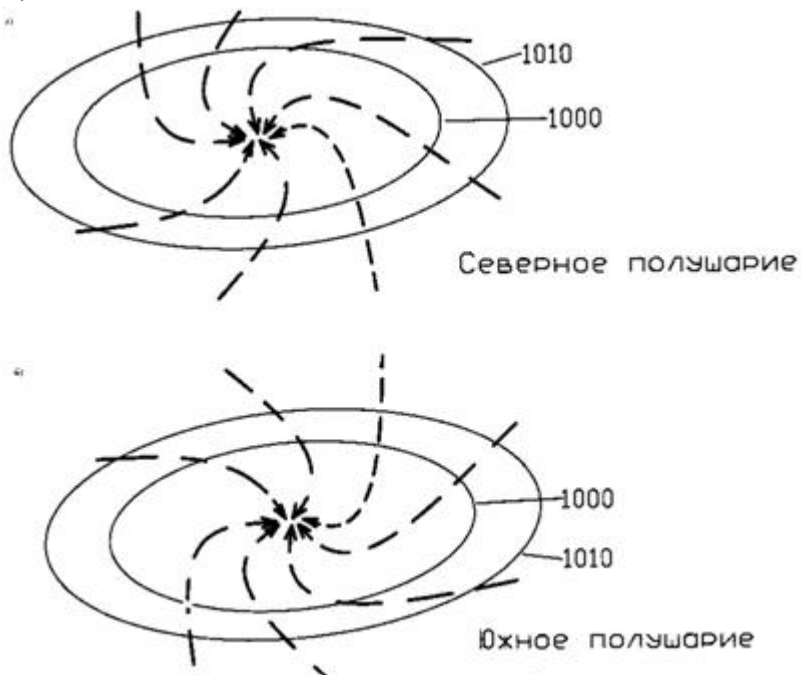
Анеморумбометр может быть соединен с системой регистрации импульсов, что дает возможность автоматически производить запись скорости и направления ветра. Приборный комплекс в этом случае называется *анеморумбграфом*.

4.4. Ветровой режим на территории Беларуси

Ветровой режим на территории Беларуси обусловлен общей циркуляцией атмосферы над континентом Евразии и над Атлантическим океаном и определяется существованием центров действия атмосферы: Исландской депрессии – на протяжении всего года, Сибирского антициклона – зимой и Озорского антициклона – летом. Под их влиянием с ноября по март преобладают юго-западные ветры, а с мая по сентябрь – северо-западные. Скорость ветра зимой – 4-5 м/с, летом – 2-3 м/с. Сильные ветры бывают редко (5-10 дней в году). Зимой – при прохождении холодного фронта, летом – при ливнях бывают бури. Летом изредка бывают смерчи. На берегах больших озер существует бризовая циркуляция.

5. Циклоны и антициклоны

Циклон – особый вид кругового движения воздуха вокруг центра с пониженным атмосферным давлением. В северном полушарии оно совершается против часовой стрелки, в южном – по часовой стрелке (рис.31).



*Рис.31 Циклон: изобары и околосемные линии потока воздуха:
а – северное полушарие; б – южное полушарие*

Различают собственно циклоны и тропические циклоны. Схема образования циклона представлена на рис.32.

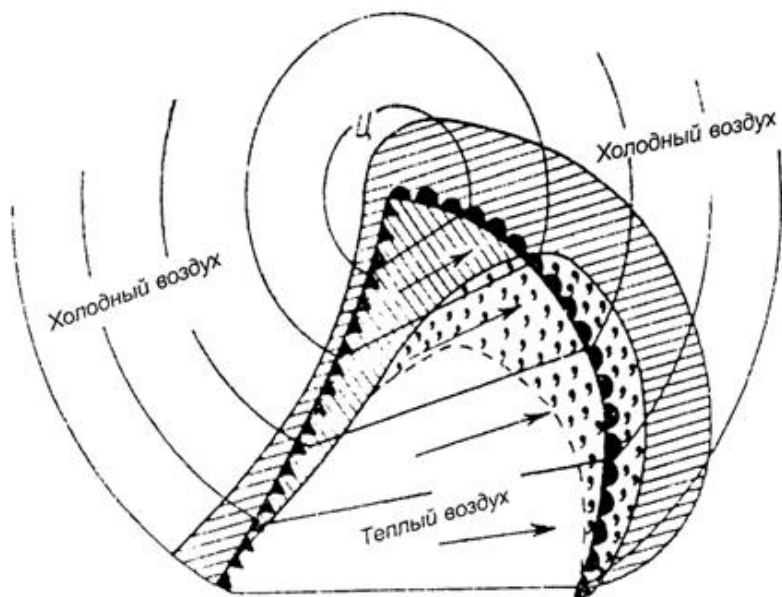
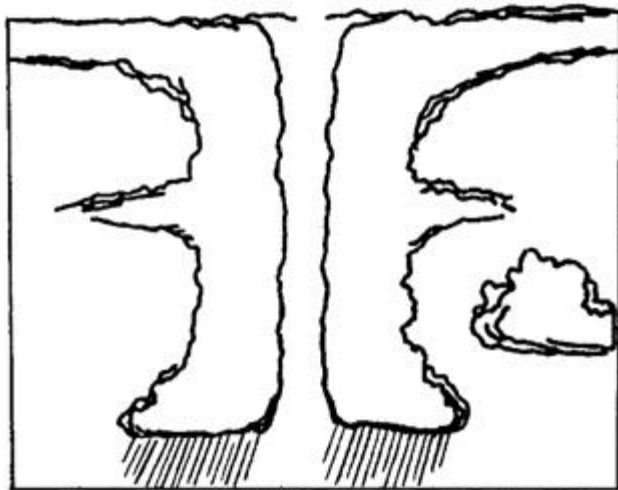


Рис.32 Схема образования циклона

Собственно **циклоны** представляют собой крупные вихревые образования диаметром от 1 тыс. км (в начале развития) до 2-3 тыс. км и более (при их углублении). Образуются в умеренных и полярных широтах северного и южного полушариев, преимущественно на полярных и арктических атмосферных фронтах. Атмосферное давление циклона на уровне моря снижается до 950-96 Мбар. В разных частях циклона наблюдаются температурные контрасты. Перемещаются циклоны преимущественно вдоль воздушных фронтов с запада на восток. Скорость их передвижения – 30-40 км/ч, а иногда достигает 80 км/ч. Над каждым полушарием за год бывает несколько сот циклонов. Продолжительность их действия – от нескольких дней до 1-2 недель.

Циклоны вызывают образование больших и мощных облаков, выпадение осадков, резкое изменение погоды. На Беларуси за год отмечается в среднем 40 % дней с циклонами: в ноябре – феврале и в мае – июне – около 50 %, в марте – апреле – 30 %, в сентябре – около 15 %.

Тропические циклоны (рис.33) возникают в тропических широтах – между 5 и 20° северной и южной широт. Они движутся обычно на запад (на северо-запад – в северном и на юго-запад – в южном полушарии). По сравнению с циклонами умеренных широт тропические циклоны отличаются меньшими размерами (до 300-400 км), значительно большим барическим градиентом, исключительно сильными ветрами (до 70 м/с и более) и сопровождаются катастрофическими ливневыми осадками, штормами на морях и разрушениями в прибрежных районах. Ежегодно на Земле возникает до 70-80 тропических циклонов. Возле берегов Восточной Азии их называют *тайфунами*.



Земная поверхность

Рис.33. Вертикальный разрез тропического циклона

Антициклон – область повышенного атмосферного давления (рис.34).

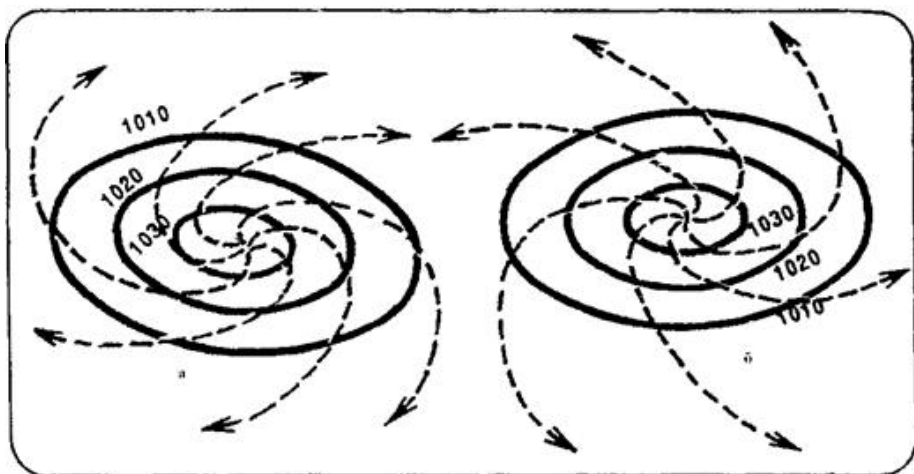


Рис.34 Антициклон: изобары и околосемные линии потока воздуха:
 а – северное полушарие; б – южное полушарие

Атмосферное давление в центре антициклона на уровне моря достигает 1025-1070 мб. Диаметр антициклона достигает от сотен до 2-3 тыс. км. Ветры направлены от центра к периферии антициклона, причем в северном полушарии под воздействием вращения Земли они отклоняются по часовой стрелке, а в южном – против часовой стрелки. Антициклоны перемещаются со скоростью 30-40 км/ч с запада на восток, отклоняясь от низких широт. Некоторые из них малоподвижны.

Для антициклонов характерны исходящие потоки воздуха, при которых происходит адиабатическое нагревание. В результате температура в антициклонах повышается. В зимний период при малоподвижных антициклонах над континентами умеренных широт происходит сильное охлаждение воздуха. Для территорий, занятых антициклонами, характерны ясная и сухая погода, температурная инверсия, слабые ветры. Антициклоны возникают ежедневно в субтропиках и над континентами. Над территорией Беларуси в течение года проходит 15-16 антициклонов, которые определяют погоду на протяжении около 150 дней.

Лекция №14. Магнитное поле Земли

1. Общие положения

Магнитосфера Земли – это зона околоземного пространства, физические свойства которой определяются магнитным полем и его взаимодействием с потоками заряженных частиц космического происхождения. Граница магнитосферы обусловлена разностью магнитного давления поля планеты и кинетического давления солнечного ветра. Магнитосфера Земли с дневной стороны распространяется на 8 – 14 земных радиусов, а с ночной – вытягивается на несколько сотен земных радиусов и образует *магнитный хвост Земли*. Пространство, в котором действуют силы земного магнетизма, называется *магнитным полем Земли*. Земной шар окружен сильным магнитным полем (рис. 9.1).

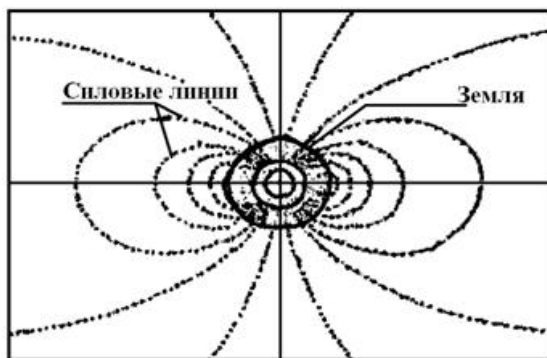


Рис. 9.1. Схема силовых линий магнитного поля Земли

Напряжение магнитного поля уменьшается с высотой и изменяется во времени. Оно выполняет защитные функции против космических лучей. На пути от Солнца к Земле заряженные частицы – протоны и электроны – попадают в магнитосферу, не могут пересечь магнитные силовые линии и передвигаются от полюса к полюсу. Если бы эти частицы достигали нашей планеты, общий уровень радиации был бы в несколько раз выше, чем теперь.

Много столетий естествоиспытатели стремятся понять, почему у земного шара есть магнитное поле, что представляют собой его могучие

источники, как глубоко они запрятыны в недрах Земли. Для современных ученых это по-прежнему в значительной мере остается тайной. Между тем, разгадав ее, удалось бы не только решить важнейшую познавательную задачу, но и больше узнать об образовании и развитии нашей планеты, а также об эволюции других планет солнечной системы.

С давних времен земное магнитное поле интересовало самых выдающихся ученых. Это уникальное явление природы, использование которого позволило бы использовать огромные возможности для решения важнейших практических задач, поражая их воображение. Вопросам геомагнитного поля в настоящее время уделяется большое внимание, т.к. изучение природы магнитного поля Земли относится к фундаментальным знаниям, является основой многих естественных и технических наук. Магнитное поле Земли выполняет важные защитные функции: улавливает заряженные частицы, приходящие от Солнца, создает радиационные пояса Земли (рис. 9.2).



Рис. 9.2. Радиационные пояса Земли

2. Земной магнетизм

Земной магнетизм (геомагнетизм, магнитное поле Земли и околоземного космического пространства) – раздел с геофизики, изучающий распределение в пространстве и изменение во времени геомагнитного поля, а также связанных с ними геофизических процессов в недрах земли и в различных слоях атмосферы.

В каждой точке пространства геомагнитное поле характеризуется вектором напряженности T , величина и направление которого определяются тремя составляющими x , y , z (северной, восточной и

вертикальной) в прямоугольной системе координат или тремя элементами земного магнетизма – горизонтальной составляющей напряженности H , магнитным склонением D (углом между H и плоскостью географического меридиана) и магнитным наклонением I (углом между T и плоскостью горизонта). Земной магнетизм обусловлен действием постоянных источников, расположенных внутри Земли и испытывающих лишь медленные вековые изменения (вариации), и внешних (переменных) источников, расположенных в магнитосфере Земли и иносфере. Соответственно различают *основное* (главное) ($\approx 99\%$) и *переменное* (1%) *геомагнитные поля*.

3. Основное (постоянное) геомагнитное поле

Для изучения пространственного распределения основного геомагнитного поля измеренные в разных местах значения H , D , I наносят на магнитные карты и соединяют линиями точки равных значений элементов, которые называются соответственно *изодинамами*, *изогонами*, *изоклинами*. Линия (изоклина) $I = 0$, т.е. магнитный экватор, не совпадает с географическим экватором. С увеличением широты значения I возрастают до 99% в магнитных полюсах. Полная напряженность T от экватора к полюсу растет с $33,4$ до $55,7$ А/м (от $0,42$ до $0,70$ Э, 1 эрстед = $79,577$ А/м). Координаты северного магнитного полюса на 1985 год: долгота – $102,48^\circ$ з.д.; широта – $77^\circ 36'$ с.ш.; южного магнитного полюса: долгота – 139° в.д.; широта – $65^\circ 06'$ ю.ш. Сложную картину распределения геомагнитного поля в первом приближении можно представить полем диполя (эксцентричного, со смещением от центра Земли приблизительно на 436 км) или однородного намагниченного шара, магнитный момент которого направлен под углом $11,5^\circ$ к оси вращения Земли.

Полосы геомагнитные (полосы однородно намагниченного шара) и полосы магнитные задают соответственно *систему геомагнитных координат* (широта геомагнитная, меридиан геомагнитный, экватор геомагнитный) и *магнитных координат* (широта, меридиан магнитные). Отклонения действительного распределения геомагнитного поля от дипольного (нормального) называют *магнитными аномалиями*.

В зависимости от интенсивности и величины занимаемой площади различают *мировые аномалии глубинного происхождения*, например, Восточно-Сибирскую и др., а также *аномалии локальные и региональные*, которые могут быть вызваны, например, неравномерным распределением в земной коре ферромагнитных минералов. Влияние мировых аномалий сказывается до высот $\sim 0,5 R_3$ над поверхностью Земли (где R_3 – радиус Земли). Основное магнитное поле имеет дипольный характер до высот $\sim 3R_3$.

На Беларуси модуль нормального магнитного поля составляет около 50 тыс. нТл (нанатесла), склонение восточное – около 5° , наклонение положительное на север – около 70° . Локальный анализ – 2000-3000 нТл. Максимальное значение аномального поля 7,5 тыс. нТл наблюдается в районе деревни Новоселки Гродненской области.

4. Происхождение основного геомагнитного поля

Для объяснения происхождения основного геомагнитного поля выдвигалось много различных гипотез. Современные гипотезы о вековых вариациях и многократных изменениях полярности геомагнитного поля удовлетворительно объясняются только *гипотезой о гидромагнитном динамо* (ГД). Согласно этой гипотезе, в электропроводящем жидком поле Земли могут происходить достаточно сжатые интенсивные движения, приводящие к самовозбуждению магнитного поля аналогично тому, как происходит генерация тока и магнитного поля в динамомашине с самовозбуждением.

Исследования ГД опираются на магнитную гидродинамику. Если считать скорость движения вещества в жидком ядре Земли заданной, можно доказать принципиальную вариационность генерации магнитного поля при стационарных и нестационарных движениях различного вида. Усредненное магнитное поле в ядре Земли можно представить в виде суммы двух составляющих – тороидального поля V_ϕ и поля V_r , силовые линии которого лежат в меридиональных плоскостях.

Силовые линии поля V_ϕ замыкаются внутри земного ядра и выходят наружу. Согласно наиболее распространенной схеме ГД, поле V_ϕ в сотни раз сильнее, чем проникающее наружу поле V_r .

Общая теория ГД находится еще в начальной стадии развития, в ней еще многое гипотетично. В качестве причин, вызывающих

движение, выдвигаются архимедовы силы, обусловленные небольшими неоднородностями плотности в ядре, и силы инерции.

5. Практическое применение явлений земного магнетизма

Под действием геомагнитного поля магнитная стрелка располагается в плоскости магнитного меридиана. Это явление используется с древних времен для ориентации на местности, в военном деле, в геодезической и маркшейдерской практике.

Исследование локальных магнитных аномалий, например, позволяет обнаружить полезные ископаемые (железную руду). Широкое распространение получил магнитотеллурический способ зондирования, в котором по полю магнитной бури вычисляют электропроводимость слоев Земли и оценивают затем существующие там давление и температуру. Геомагнитные данные служат также для прогноза радиационной обстановки в околоземном пространстве при космических полетах.

Постоянство геомагнитного поля до высот в несколько радиусов Земли используется для ориентации и маневров космических аппаратов.

Геомагнитное поле воздействует на живые организмы, растительный мир и человека: например, в условиях магнитных бурь увеличивается количество сердечно-сосудистых больных, страдающих гипертонией, и т.д. Магнитные бури возникают в результате воздействия на магнитное поле Земли усиленных потоков солнечной плазмы. В годы спокойного Солнца их количество – 1-2, в период наибольшей активности – 20-40 за год. Чаще всего магнитные бури наблюдаются в период магнитной активности Солнца, цикличность которой составляет 11 лет. Изучение характера электромагнитного воздействия на живые организмы представляет собой одну из новых и перспективных направлений биологии.

Лекция №15. КЛИМАТООБРАЗУЮЩИЕ ФАКТОРЫ

Климат формируется под воздействием нескольких факторов, которые обеспечивают атмосферу теплом и влагой и определяют динамику воздушных течений. Главные климатообразующие факторы – положение Земли относительно Солнца, распределение суши и моря, общая циркуляция атмосферы, морские течения, а также рельеф земной поверхности. Положение Земли.

При обращении Земли вокруг Солнца угол между полярной осью и перпендикуляром к плоскости орбиты остается постоянным и составляет $23^{\circ}30'$. Этим движением объясняется изменение угла падения солнечных лучей на земную поверхность в полдень на определенной широте в течение года. Чем больше угол падения солнечных лучей на Землю в данном месте, тем эффективнее Солнце нагревает поверхность. Только между Северным и Южным тропиками (от $23^{\circ}30'$ с.ш. до $23^{\circ}30'$ ю.ш.) солнечные лучи в определенное время года падают на Землю вертикально, и здесь Солнце в полдень всегда высоко поднимается над горизонтом. Поэтому в тропиках обычно тепло в любое время года. В более высоких широтах, где Солнце стоит ниже над горизонтом, прогревание земной поверхности меньше. Там наблюдаются значительные сезонные изменения температуры (чего не бывает в тропиках), а зимой угол падения солнечных лучей сравнительно невелик и дни существенно короче. На экваторе день и ночь всегда имеют равную продолжительность, тогда как на полюсах день продолжается всю летнюю половину года, а зимой Солнце никогда не восходит над горизонтом. Длительность полярного дня лишь отчасти компенсирует низкое стояние Солнца над горизонтом, и в результате лето здесь прохладное. В темные зимы полярные районы быстро теряют тепло и сильно выхолаживаются.

1. Распределение суши и моря.

Вода нагревается и остывает медленнее, чем суша. Поэтому температура воздуха над океанами имеет меньшие суточные и сезонные изменения, чем над материками. В прибрежных районах, где ветры дуют с моря, лето в целом прохладнее, а зима теплее, чем во внутренних областях материков на той же широте. Климат таких

наветренных побережий называется морским. Внутренние районы материков в умеренных широтах характеризуются значительными различиями летних и зимних температур. В таких случаях говорят о континентальном климате.

Акватории являются основным источником атмосферной влаги. Когда ветры дуют с теплых океанов на сушу, там выпадает много осадков. На наветренных побережьях обычно выше относительная влажность и облачность и больше дней с туманами, чем во внутренних регионах.

2. Циркуляция атмосферы.

Характер барического поля и вращение Земли обуславливают общую циркуляцию атмосферы, благодаря которой тепло и влага постоянно перераспределяются по земной поверхности. Ветры дуют из областей высокого давления в области низкого давления. Высокое давление связано обычно с холодным, плотным воздухом, тогда как низкое – с теплым и менее плотным. Вращение Земли заставляет воздушные потоки отклоняться вправо в Северном полушарии и влево – в Южном. Такое отклонение носит название «эффект Кориолиса».

Как в Северном, так и в Южном полушарии в приземных слоях атмосферы насчитываются по три главных зоны ветров. Во внутритропической зоне конвергенции у экватора северо-восточный пассат сближается с юго-восточным. Пассатные ветры зарождаются в субтропических областях высокого давления, наиболее развитых над океанами. Потоки воздуха, двигаясь по направлению к полюсам и отклоняясь под воздействием силы Кориолиса, формируют преобладающий западный перенос. В области полярных фронтов умеренных широт западный перенос встречается с холодным воздухом высоких широт, образуя зону барических систем с низким давлением в центре (циклонов), движущихся с запада на восток. Хотя воздушные течения в полярных областях выражены не столь ярко, иногда выделяют полярный восточный перенос. Эти ветры дуют главным образом с северо-востока в Северном полушарии и с юго-востока – в Южном. Массы холодного воздуха часто проникают в умеренные широты.

Ветры в областях схождения воздушных течений образуют восходящие потоки воздуха, который охлаждается с высотой. При этом

возможно образование облаков, часто сопровождаемое выпадением осадков. Поэтому во внутритропической зоне конвергенции и фронтальных зонах в поясе преобладающего западного переноса выпадает много осадков.

3. Океанические течения

формируются под воздействием приповерхностных ветров и различий в плотности воды, обусловленных изменениями ее солености и температуры. На направление течений влияют сила Кориолиса, форма морских бассейнов и очертания берегов. В целом циркуляция океанических течений сходна с распределением воздушных потоков над океанами и происходит по часовой стрелке в Северном полушарии и против часовой стрелки – в Южном.

Пересекая направляющиеся к полюсам теплые течения, воздух становится более теплым и влажным и оказывает соответствующее воздействие на климат. Направляющиеся к экватору океанические течения несут прохладные воды. Проходя вдоль западных краин материков, они понижают температуру и влагоемкость воздуха, и, соответственно, климат под их воздействием становится более прохладным и сухим. Благодаря конденсации влаги вблизи холодной поверхности моря в таких районах часто возникают туманы.

4. Рельеф земной поверхности.

Крупные формы рельефа оказывают существенное влияние на климат, который меняется в зависимости от высоты местности и при взаимодействии воздушных потоков с орографическими препятствиями. Температура воздуха с высотой обычно понижается, что приводит к формированию в горах и на плато более прохладного климата, чем на сопредельных низменностях. Кроме того, возвышенности и горы образуют препятствия, вынуждающие воздух подниматься вверх и расширяться. По мере расширения он охлаждается. Такое охлаждение, называемое адиабатическим, часто приводит к конденсации влаги и формированию облаков и осадков. Большая часть осадков, обусловленных барьерным эффектом гор, выпадает на их наветренной стороне, а подветренная сторона остается в «дождевой тени». Воздух, опускающийся на подветренных склонах,

при сжатию нагревается, образуя теплый сухой ветер, известный под названием «фен».

Лекция №16. Классификация и характеристика климата

1. Понятие климат

Климат — многолетний режим погоды, характерный для данной местности в силу её географического положения.

Климат — статистический ансамбль состояний, через который проходит система: гидросфера → литосфера → атмосфера за несколько десятилетий. Под климатом принято понимать усреднённое значение погоды за длительный промежуток времени (порядка нескольких десятилетий) то есть климат — это средняя погода. Таким образом, погода — это мгновенное состояние некоторых характеристик (температура, влажность, атмосферное давление). Отклонение погоды от климатической нормы не может рассматриваться как изменение климата, например, очень холодная зима не говорит о похолодании климата. Для выявления изменений климата нужен значимый тренд характеристик атмосферы за длительный период времени порядка десятка лет.

1. Классификация климата Алисова

В России и на территории бывшего СССР использовалась классификация типов климата, созданная в 1956 году известным советским климатологом Б. П. Алисовым. Эта классификация учитывает особенности циркуляции атмосферы. Согласно этой классификации выделяется по четыре основных климатических поясов на каждое полушарие Земли: экваториальный, тропический, умеренный и полярный (в северном полушарии — арктический, в южном полушарии — антарктический). Между основными зонами находятся переходные пояса — субэкваториальный пояс, субтропический, субполярных (субарктический и субантарктический). В этих климатических поясах в соответствии с преобладающей циркуляцией

воздушных масс можно выделить четыре типа климата: материковый, океанический, климат западных и климат восточных берегов.

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

Между ними Алисов различает шесть переходных зон, по три в каждом полушарии, характеризующихся сезонной сменой преобладающих воздушных масс. Это две субэкваториальные зоны, или зоны тропических муссонов, в которых летом преобладает экваториальный, а зимой тропический воздух; две субтропические зоны, в которых летом господствует тропический воздух, а зимой - умеренный; субарктическая и субантарктическая, в которых летом преобладает умеренный, а зимой арктический или антарктический воздух. Границы зон определяются по среднему положению климатологических фронтов. Так, тропическая зона находится между летним положением тропических фронтов и зимним положением полярных фронтов. Поэтому она будет круглый год занята преимущественно тропическим воздухом. Субтропическая зона находится между зимним и летним положением полярных фронтов; поэтому она и будет зимой находится под преобладающим воздействием полярного воздуха, а летом – тропического воздуха. Аналогично определяется и границы других зон.

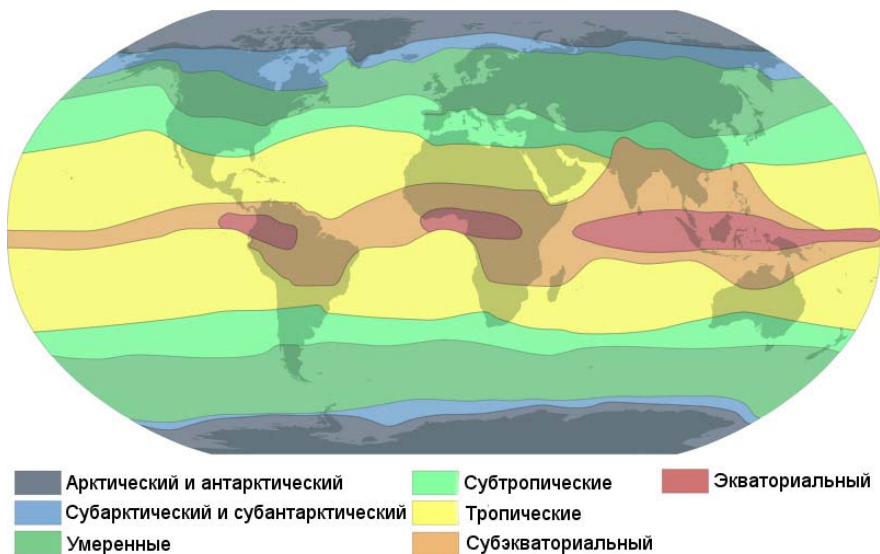


Рисунок 1. Климатические пояса Земли по Б. П. Алисову.

2. Классификация климата Кёппена

Классификация климатов Кёппена — одна из наиболее распространённых систем классификации типов климата.

Классификация была разработана русским климатологом Владимиром Петровичем Кёппеном в 1900. Она основывается на концепции, в соответствии с которой наилучшим критерием типа климата является то, какие растения растут на данной территории в естественных условиях.

Классификация климатов, основанная на учёте режима температуры и осадков. Намечается 5 типов климатических зон, именно: А — влажная тропическая зона без зимы; В — две сухие зоны, по одной в каждом полушарии; С — две умеренно тёплые зоны без регулярного снежного покрова; D — две зоны бореального климата на материках с резко выраженными границами зимой и летом; Е — две полярные области снежного климата. Границы между зонами проводятся по определённым изотермам самого холодного и самого тёплого месяцев и по соотношению средней годовой температуры и годового количества осадков при учёте годового хода осадков. Внутри

зон типов А, С и D различаются климаты с сухой зимой (w), сухим летом (s) и равномерно влажные (f). Сухие климаты по соотношению осадков и температуры делятся на климаты степей (BS) и климаты пустынь (BW), полярные климаты — на климат тундры (ET) и климат вечного (постоянного) мороза (EF).

Таким образом, получается 11 основных типов климата. Для дальнейшей детализации вводятся 23 дополнительных признака и соответствующие индексы (a, b, c, d и т. д.), основанные на деталях в режиме температуры и осадков. Многие типы климатов по классификации климатов Кёппена известны под названиями, связанными с характерной для данного типа растительностью.

Буквенные обозначения для климатической классификации Кёппена:

- А — тропический и экваториальный
- В — сухой, субэкваториальный, тропический
- С — умеренный, субтропический и континентальный
- Д — континентальный, субарктический (бореальный)
- Е — полярный, субарктический, арктический

Af — климат тропических лесов

Aw — климат саванн

BS — климат степей

BW — климат пустынь

Cs — климат умеренно тёплый с сухим летом (средиземноморский)

Cw — климат умеренно тёплый с сухой зимой

Cf — климат умеренно тёплый с равномерным увлажнением

Ds — климат умеренно холодный с сухим летом

Dw — климат умеренно холодный с сухой зимой

Df — климат умеренно холодный с равномерным увлажнением

ET — климат тундры

EF — климат постоянного мороза

Дополнительные буквы: третья для самого жаркого, четвёртая для самого холодного месяца в году

i — сильнейшая жара: 35 °С и выше

h — очень жарко: 28 — 35 °С

- a — жарко: 23 — 28 °C
- b — тепло: 18 — 23 °C
- l — средне: 10 — 18 °C
- k — прохладно: 0 — 10 °C
- o — холодно: -10 — 0 °C
- c — очень холодно: -25 — -10 °C
- d — мучительно холодно: -40 — -25 °C
- e — вечная мерзлота: -40 °C и ниже.

World map of Köppen-Geiger climate classification

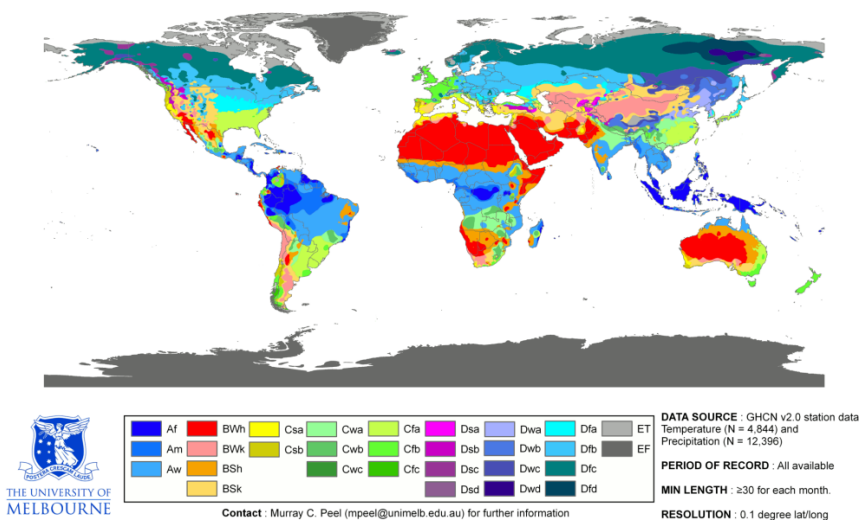


Рисунок 2. Классификация климата Кёппена.

3. Краткая классификация климата Будыко и Григорьева

Классификация климатов, в основу которой положено деление:

1) по условиям увлажнения (по значениям индекса сухости $K=R/Lr$),

2) по температурным условиям теплого периода.

3) по температурным условиям и степени снежности зимы.

По первому признаку различаются климаты: I — избыточно-влажные (K менее 0,45), II — влажные (K от 0,45 до 1,00), III — недостаточно влажные (K от 1,00 до 3,00), IV — сухие (K больше 3,0).

По второму признаку: 1 — очень холодные (температура воздуха весь год ниже 10°), 2 — холодные (сумма температур подстилающей поверхности за период с температурой воздуха выше 10° меньше 1000°), 3 — умеренно теплые (та же сумма температур за тот же период от 1000 до 2200°), 4 — теплые (та же сумма температур от 2200 до 4400°), 5 — очень теплые (та же сумма температур более 4400°).

По третьему признаку различаются зимы по средней температуре января и по наибольшей декадной высоте снежного покрова (меньше или больше 50 см): А — суровая малоснежная (средняя температура января ниже -32° , снежный покров меньше 50 см), В — суровая снежная (та же температура, покров выше 50 см), С — умеренно суровая малоснежная (температура от -13 до -32° , покров ниже 50 см), D — умеренно суровая снежная (та же температура, покров выше 50 см), Е — умеренно мягкая (температура января от 0 до -13°), F — мягкая (температура января выше 0°).

4. Классификация климатов Де Мартонна

Разделение климатов на 9 основных групп, эти 9 групп содержат 30 типов. Основные группы:

- 1) теплые климаты без сухого периода (экваториальные);
- 2) теплые климаты с сухим периодом (тропические);
- 3) муссонные климаты;

- 4) теплые умеренные климаты без морозного периода (субтропические);
- 5) умеренные климаты с холодным временем года;
- 6) жаркие климаты пустынь;
- 7) холодные климаты пустынь;
- 8) холодные климаты с умеренным летом;
- 9) холодные климаты без теплого времени года.

Для групп климатов указаны числовые характеристики режима температуры и осадков. Отдельные типы климата носят географические наименования по местностям, где они наиболее ярко выражены (бенгальский климат, норвежский климат и др.).

6. Классификация климатов Торнтвейта

Классификация климатов на основе индекса влажности

$$I_m = \frac{100s - 60d}{n},$$

где s - сумма месячных разностей между осадками и суммарной испаряемостью для тех месяцев, когда норма осадков превосходит суммарную испаряемость; d - недостаток влаги и n - сумма месячных величин суммарной испаряемости.

Выделяются типы: А — пергумидный климат (I_m выше 100); В — гумидный климат с 4 подтипами (I_m от 20 до 0); C_1 — субгумидный влажный климат (I_m от —40 до —20); C_2 — субгумидный сухой климат (I_m от —20 до 0); D — полуаридный климат (I_m от —40 до —20); E — аридный климат (I_m от —60 до —40).

7. Классификация Берга

Классификация климатов суши на основе ландшафтно-географических зон. Типы климатов разделяются на климаты низин

и климаты возвышенностей. Климатические зоны на низинах в общем совпадают с одноименными ландшафтными зонами. Типы климатов низин следующие: климат тундры, климат тайги, климат лиственных лесов умеренной зоны, муссонный климат умеренных широт, климат степей, средиземноморский климат, климат влажных субтропических лесов, климат внутриматериковых пустынь умеренного пояса, климат тропических пустынь, климат саванн, климат влажных тропических лесов.

На высоких плато различаются следующие типы климатов: климат полярных плато, климат высоких степей и полупустынь умеренного пояса, тибетский тип климата, климат высоких субтропических степей (иранский), климат тропических плато (высоких саванн).

8. Краткая характеристика климатов

В настоящее время принято различать 10 типов климатов:

1. Тропический влажный, или экваториальный климат – жаркий, с дождями в течение всего года, иногда – с двойным максимумом осадков. Амплитуда температур 2 °С.

Климат влажных лесов экваториального пояса со слабыми ветрами, очень малыми годовыми колебаниями температур (24-28 °С на уровне моря) и обильными осадками (от 1,5 тыс. до 5 тыс. мм в год), выпадающими более или менее равномерно в течение всего года. Наблюдается по обе стороны от экватора между субэкваториальными поясами (максимум примерно в 10 градусах по обе стороны от экватора).

Пониженное давление, обильные тропические дожди, высокая температура, но без засушливых периодов создают условия для произрастания влажноэкваториальных лесов. Экваториальный климат распространён на обширной территории Экваториальной Африки, в бассейне Амазонки в Южной Америке, местами в Центральной Америке. Сходные климаты, но под воздействием иных циркуляционных процессов формируются также в особых условиях рельефа в пределах соседних районов с экваториальных муссонов климатом.

2. Тропический переменно-влажный климат: дожди – преимущественно зимой, летом часто жарче, чем в экваториальном поясе, из-за меньшей облачности. Амплитуда температур 8 °С.

3. Тропический муссонный климат – находится под влиянием крупных

континентальных областей низкого давления; в жаркий сезон – дожди. Амплитуда температур 11 °С.

4. Жаркий пустынный климат: резкий перепад дневных и ночных температур. Амплитуда температур 23 °С.

5. Средиземноморский климат – засушливые летние месяцы, зимой – дожди, связанные с областями низкого давления умеренного пояса. Амплитуда температур 6 °С. Годовое количество осадков – 506 мм .

Климат, типичный для территорий, окружающих Средиземное море и входящих в его бассейн морей (Черное, Азовское, Мраморное, Эгейское, Адриатическое, Тирренское). Часто встречается на западном побережье материков, примерно между широтами 30° и 45° к северу и к югу от экватора. Одна из разновидностей субтропического климата.

6. Субтропический климат; иначе называется “китайским типом”. Амплитуда температур 16 °С. Годовое количество осадков – 1458 мм .

7. Умеренный морской климат – формируется под влиянием моря и среднеширотных областей низкого давления. Амплитуда температур 13 °С.

Характеризуется положительными среднегодовыми температурами, низкой суточной и годовой амплитудой, мягкой зимой, нежарким летом, повышенной влажностью, значительными количеством осадков. Годовой минимум и максимум температуры попадает на февраль и август соответственно (в северном полушарии, в южном — наоборот).

8. Умеренный континентальный климат: экстремальные температуры связаны с удалением от моря. Амплитуда температур 22 °С.

Тип климата, характеризующийся стабильно жарким летом, стабильно морозной зимой и малым количеством осадков. Континентальный климат формируется в результате

преобладающего воздействия на атмосферу крупных массивов суши. Этот тип климата характерен для внутренних регионов материков. Континентальный климат является господствующим на значительной части территории России, Украины, стран Средней Азии (например, Казахстан, Узбекистан), в Монголии и внутренних регионах США и Канады. Материком с наибольшим распространением континентального климата является Евразия. Континентальный климат приводит к образованию степей и пустынь, так как большая часть влаги морей и океанов не доходит до внутриконтинентальных регионов.

9.Бореальный климат: исключительно холодные зимы, летние дожди в результате конвекции. Амплитуда температур 45 °С.

10.Полярный климат: снег и лед сохраняются круглый год. Амплитуда температур 19 °С.

Лекция №17. Климат Республики Беларусь

Преобладает умеренно-континентальный тип климата, мягкая и влажная зима, теплое и влажное лето.

Умеренно континентальный климат, формирующийся под влиянием воздушных масс Атлантики, характеризуют дождливое нежаркое лето, мягкая зима с частыми оттепелями, неустойчивая погода осенью и зимой.

Климат Беларуси умеренно-континентальный, переходный от морского к континентальному. В последние десятилетия отмечается уменьшение континентальности климата, что связано с потеплением в зимнее время года.

Основные климатообразующие факторы:

За 30 лет среднегодовая температура увеличилась на 1 градус. Возросли флуктуации, колебания амплитуды температуры, возрастают экстремумы. На Полесье после мелиорации возросло количество заморозков.

Ветра: Средняя скорость ветров за последние 16 лет снизилась: с3,4м/сдо3м/с

Климат Беларуси определяется как умеренно континентальный. Основные его характеристики обусловлены расположением территории республики в умеренных широтах, отсутствием орографических преград, преобладанием равнинного рельефа, относительным удалением от Атлантического океана. Сложное взаимодействие различных атмосферных процессов и подстилающей поверхности (теплооборот, влагооборот, общая циркуляция атмосферы) определяют своеобразие режима каждого климатического элемента — температуры воздуха и почв, облачности, атмосферных осадков и так далее, всё более заметное влияние на климат оказывает хозяйственная деятельность человека. Широтным расположением территории Беларуси между 56 и 51° северной широты определяются угол падения солнечных лучей, продолжительность дня и солнечного сияния, с чем связано количество поступающей солнечной радиации. В течение года угол падения солнечных лучей в полдень в Беларуси изменяется на 47°, продолжительность дня — более чем на 10 часов. Годовой приход суммарной солнечной радиации, увеличиваясь от северных к южным районам, составляет от 3500 до 4050 МДж/м² (84—97 ккал/см²).

Циркуляция атмосферы вызывает постоянную смену воздушных масс над территорией. В нижних слоях атмосферы преобладает западный перенос, приводящий к частым вторжениям богатых влагой воздушных масс, в восточных районах влияние океана уменьшается и усиливается континентальность климата. Континент, воздушной массы могут приходить с востока и северо-востока или формироваться на месте, что сопровождается в основном ясной безоблачной погодой. Изредка с юга приходит тропический воздух, обуславливающий значительное повышение температуры воздуха. Господство западного переноса приводит к преобладанию западных циклонов, приносящих влажный воздух.

В холодную пору года они вызывают потепление, часто оттепели и осадки, летом — прохладную с дождями погоду. Значительно реже приходят циклоны с северо-запада. При движении в юго-восточном направлении зимой они вызывают быстрое и значительное потепление, которое после прохождения циклона сменяется резким похолоданием, а летом — неустойчивую

погоду. Примерно 1—2 раза в месяц на территории Беларуси приходят южные циклоны, вызывающие значительные, зимой с метелями, летом с грозами, осадки. Равнинный характер Беларуси и окружающей территории способствует проникновению воздушных масс с севера, запада и юга, что увеличивает изменчивость погоды. Возвышенности обуславливают местные климатические особенности — некоторое понижение температуры воздуха, увеличение количества осадков и частоты туманов. Термический режим характеризуется положительными среднегодовыми температурами воздуха, постепенно повышающимися к югу и юго-западу. На север они составляют $4,4^{\circ}$, на крайнем юго-западе $7,4^{\circ}\text{C}$. Средняя температура января изменяется от $-4,1^{\circ}$ на юго-западе до $-8,4^{\circ}\text{C}$ на северо-востоке. В отдельные периоды зимой почти ежегодно температура понижается до -22 , -30°C , самые низкие из отмеченных температур воздуха достигали -40 , -44°C .

В среднем за зиму наблюдаются 8—9 оттепельных периодов — в сумме от 25 дней на северо-востоке до 50 на юго-западе. Устойчивый переход температуры воздуха через 0°C и разрушение снежного покрова начинается на юго-западе в конце первой декады марта и заканчивается на северо-востоке до начала апреля. Через 2—3 недели температура воздуха превышает $+5^{\circ}\text{C}$ и начинается вегетация растений. Возвраты холодов и заморозков возможны до середины мая, изредка бывают и в июне.

Летом среднесуточная температура выше $+15^{\circ}\text{C}$. В этот период на температурный режим решающее влияние оказывает солнечная радиация, температура воздуха нарастает с севера на юг. Средняя температура самого тёплого месяца — июля составляет от $+17$ до $+19,7^{\circ}\text{C}$. В отдельные дни температура воздуха повышается до $+28$ - $+32^{\circ}\text{C}$ (максим, температуры $+36$ — 38°C). Средняя температура поверхности почвы достигает $+20$ — 24°C . В конце августа в северных районах уже возможны заморозки. С конца сентября — начало Октября они отмечаются повсеместно. Осенью возможны периоды кратковременного возврата тепла—так называемого “бабьего лета”. Переход температуры воздуха через $+5^{\circ}\text{C}$ в сторону понижения происходит во второй половине октября.

Общая продолжительность периода с температурой воздуха выше +5°C 180—208 суток.

Сумма средне суточных температур за этот период составляет 2350— 2950°C. В первой половине ноября температура воздуха понижается до отрицательной, выпадает снег. Но устойчивый снежный покров образуется только в начале декабря на северо-востоке и в конце месяца на юго-западе. Продолжительность тёплого периода (температура выше 0°C) на юго-западе 250—260 суток, на северо-востоке 220—230 суток. С ходом температуры воздуха связана продолжительность периода промерзания почвы. Зимой почва промерзает обычно на глубину от 40—50 см (максимальная глубина до 100—110 см) на юго-западе, до 50— 70 см (максимальная глубина 110—135 см) на северо-востоке глубина промерзания зависит от типа почвы и мощности снежного покрова. Беларусь относится к зоне достаточного увлажнения. Годовая сумма атмосферных осадков зависит от рельефа местности и составляет 500— 600 мм на низинах и 600—700 мм на равнинах и возвышенностях. Около 70 % осадков выпадает в тёплую пору года (с апреля до октября) преимущественно в жидком виде.

Общее количество суток с осадками (0,1 мм и более) — 160—190, значительные осадки наблюдаются реже: 1 мм и более — 100—120 суток, 5 мм и более— 30—40 суток, 10 мм и более — 12—16 суток, 20 мм и более—3—4 суток в год. Абсолютный максимумы суточных осадков за период наблюдений по отдельным пунктам достигают 80—150 мм. Суммарная продолжительность выпадения осадков 1000—1400 часов в год. В каждый из осенне-зимних месяцев продолжительность выпадения осадков в 2,5 раза большая, чем в летний.

Около 70—80 % осадков даёт дождь, 9—16 — снег, остальные — смешанные осадки. Летние осадки по каждому пункту в 25—33 случаях за год сопровождаются грозами, 1—2 раза — градом. Количество суток со снежным покровом увеличивается от 70 на юго-западе до 130 на северо-востоке. Максимальная высота его (15—35 см) наблюдается в конце февраля — начале марта, увеличивается с запада на восток и на возвышенностях.

Общий запас воды в снеге на конец зимы составляет 40—80 мм в поле и в 1,2— 1,5 раза больше на защищённых от ветра

местах. За год отмечается 55 — 82 суток с выпадением снега, 15—35 с метелью, 8—25 суток с гололёдом, 11 — 30 с изморозью. Значительное количество осадков, сравнительно невысокие температуры воздуха обуславливают повышенную влажность воздуха. Относительную влажность воздуха превышает 80 % во все сроки наблюдений в зимний и поздне-осенний период, а в остальные сезоны — в тёмную часть суток.

В весенне-летний период днём влажность уменьшается и в 14 часов составляет 54— 63 %. Минимальная относительная влажность наблюдается в мае. В отдельные годы в начале лета отмечается засуха. В среднем за год количество сухих дней (с влажностью 30 % или меньше в один из сроков наблюдения) 3—5 на северо-востоке и на наиболее крупных возвышенностях, 17—19 на крайнем юго-востоке. Высокая влажность воздуха обуславливает частые туманы. Среднее количество суток с туманом за год колеблется от 35—60 на равнинах до 80— 100 на возвышенностях. Среднегодовая суммарная продолжительность туманов от 140 до 860 часов.

С высокой влажностью связана и значительная облачность над территорией Беларуси. В осенне-зимний период около 85 % времени преобладает пасмурное небо, в основном с плотными облаками нижнего яруса. В весенне-летний период облачность уменьшается, в мае — августе небо пасмурное 40—60 % времени. Пасмурных дней (по общей облачности) от 175 на северо-западе до 135 на юго-востоке ясных 30—35 за год, на юго-востоке до 40—42. На большей части территории максимум ясных дней приходится на март — апрель, только на юго-востоке на июль — сентябрь. Продолжительность солнечного сияния составляет в среднем за год 1730 — 1950 часов, увеличивается на юго-востоке. Минимальная его продолжительность в осенне-зимний период, когда бывает до 20 дней в месяц без солнца, а в остальные дни продолжительность сияния составляет в среднем по 3 часа. В мае — июле только 1—3 дня в месяц бывают без солнца, в отдельные дни продолжительность сияния достигает 16 часов. Ветровой режим обусловлен общей циркуляцией атмосферы.

Преобладает западный перенос, зимой чаще дуют ветры с юго-запада, летом — с северо-запада. Среднегодовые скорости

ветра на открытых участках около 4 м/с, в котловинах около 3 м/с. Скорости ветра возрастают в холодный период. В году бывают только 5—10 суток в которые на открытых участках наблюдается усиление скорости ветра до 15 м/с и более. Ежегодно можно ожидать в каждом пункте усиление ветра до 18—20 м/с, раз в 5 лет— до 20-26 м/с. Изредка отмечаются бури и смерчи. Климату Беларуси свойственны некоторые отрицательные факторы — неустойчивый характер погоды весной и осенью, мягкая с продолжительными оттепелями зима, часто дождливое лето, нехватка влаги в начале его, поздние весенние и ранние осенние заморозки.

Однако в целом он благоприятен для успешного выращивания и получения высоких урожаев сельскохозяйственных культур, фруктовых еретьев и кустов средней полосы Европейской части СНГ и частично более южных районов. Сравнительно малые колебания основных метеорологических характеристик, их умеренность делают климат Беларуси благоприятным для жизни и деятельности человека. Отдельные части республики отличаются по условиям пригодности для отдельных сельскохозяйственных культур, поэтому в пределах Беларуси выделяют 19 агроклиматических районов.

В некоторых случаях отдельные метеорологические явления, достигая больших значений интенсивности, продолжительности или времени существования, наносят вред посевам, строениям, могут вызывать человеческие жертвы. В таких случаях их выделяют в категорию опасных метеорологических явлений или особо опасных метеорологических явлений. Изредка они становятся стихийными бедствиями. С особенностями происходящих атмосферных процессов связаны многочисленные наблюдаемые над территории республики природные явления (полярные сияния, гало, смерчи, пыльные бури). О климатических особенностях отдельных сезонов и месяцев смотрите в статьях Весна, Лето, Осень, Зима и в статьях о каждом месяце.

Изучение ископаемых остатков фауны и флоры, многочисленные материалы, характеризующие геологическое прошлое, показывают, что климат Земли, в том числе и Беларуси, в различные эпохи значительно изменялся. Известны колебания

климата, продолжавшиеся миллионы лет. Они приводили к изменениям климатических зон. На протяжении нескольких сотен миллионов лет до антропогенного периода было теплее, чем сейчас. Около 70 миллионов лет назад, в начале палеогена, температурные контрасты между полярными и тропическими широтами стали возрастать. В антропогене температура воздуха в высоких широтах понизилась, возникли материковые оледенения.

С конца последнего из них климат Европы колебался в сравнительно узких пределах. Сухие и тёплые периоды в голоцене сменялись более влажными и прохладными. На основе летописных сведений известно потепление 9—12 веках. Похолодание в 12—18 веках получило название малого ледникового периода. Инструментальные наблюдения, которые велись в последние 200 лет (в Беларуси с начала 19 века), позволяют количественно определить величину потепления и выделить кратковременные колебания климата.

За последние 100 лет на территории Беларуси наблюдались 3 периода потепления, которые сменялись похолоданием. Первое отмечалось в конце прошлого и в первом десятилетии нынешнего века. Второе, наибольшее, приходится на 1930-е годы. После небольшого похолодания в 40-х годах отмечено потепление 50—60-х годах. В период наибольшего потепления температура воздуха за десятилетие превышала средне многолетнюю величину на 0,4—0,6°C, что соответствует температуре воздуха пункта, лежащего на 100—150 км южнее.

Периоды подъёма и понижения температуры воздуха в разных районах республики почти одинаковые, но на юге последний максимум был менее значительным. Колебания режима увлажнения более значительны. В Беларуси в первой трети 20 века выделен период с максимумом осадков. Примерно в середине 20 века начался период со значительным недобором осадков. Дефицит осадков, несколько уменьшившись, существует до настоящего времени.

Самые древние сведения о климатических условиях и связанных с этим природных явлениях на территории Беларуси зафиксированы в летописях, описаниях путешественников и других источниках начиная с 9—10 веков. Первые метеорологические

станции созданы в Могилёве в 1809, Витебске в 1810, Бресте в 1834, Горках в 1841, Минске в 1849. Всестороннее изучение климата началось только после Октябрьской революции.

В 1930-е годы изучалась ультрафиолетовая радиация, были заложены основы службы погоды, разработана методика прогнозирования заморозков, А. И. Кайгородов выполнил разносторонние исследования, составил первое подробное описание климата Беларуси, сохранившее своё значение до нашего времени. В 1950-е — 80-е годы обобщены многолетние сведения об основных метеоэлементах, составлены справочники по климату республики и областей. Выполнен цикл исследований по отдельным элементам климата.

Завершены работы по исследованию климатических условий больших городов, проводится изучение климата и микроклимата курортных зон и так далее А. Х. Шкляр обобщил сведения о климате Беларуси в нескольких монографиях. На основании анализа климатических ресурсов, оказывающих влияние на сельское хозяйство и сезонное развитие природы, проведено агроклиматическое районирование республики.

Лекция №18. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

1. Климатическая система, глобальный и локальный климат

Климатическая система - атмосфера, гидросфера, литосфера, криосфера и биосфера. Глобальный климат - статистическая совокупность состояний, проходимых климатической системой за периоды времени в несколько десятилетий. Компоненты климатической системы и различные процессы, влияющие на формирование и изменения климата, делят на внешние и внутренние.

К внешним процессам относят:

- приток солнечной радиации

- изменения состава атмосферы, вызванные процессами в литосфере и притоком аэрозолей и газов из космоса

- изменения очертаний океанов, суши, орографии, растительности

К внутренним процессам относят:

- взаимодействия атмосферы с океаном, с поверхностью суши и льдом (теплообмен, испарение, осадки)

- взаимодействие лед-океан

- изменение газового и аэрозольного состава атмосферы

- облачность

- снежный и растительный покров

- рельеф и очертания материков

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

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

2. Теплооборот, влагооборот и атмосферная циркуляция как климатообразующие факторы

В атмосферных условиях теплооборот характеризует сложные процессы получения, передачи, переноса и потери тепла в системе Земля - атмосфера. Прямая солнечная радиация, прошедшая через атмосферу, и рассеянная радиация, частично от нее отражаются, но в большей части поглощаются ею и нагревают верхние слои почвы и водоемов. Земная поверхность испускает невидимую инфракрасную радиацию, которую в большей части поглощает атмосфера и нагревается. Атмосфера излучает инфракрасную радиацию, большую часть которой поглощает земная поверхность. Одновременно земная и атмосферная радиации непрерывно излучаются в мировое пространство и вместе с отраженной солнечной радиацией уравнивают приток солнечной радиации к Земле. Часть лучистой энергии идет на нагревание земной поверхности и атмосферы.

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

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

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

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

Совокупность основных воздушных течений, которые реализуют горизонтальный и вертикальный обмен масс воздуха, - общая циркуляция атмосферы. Ее проявление в первую очередь

зависит от постоянно возникающих в атмосфере волн и вихрей, перемещающихся с различной скоростью. Это образование атмосферных возмущений - циклонов и антициклонов - характерная черта атмосферной циркуляции. Общая циркуляция атмосферы является одной из характеристик состояния климатической системы. С перемещениями воздуха связаны основные изменения погоды.

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

3. Влияние географической широты на климат

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

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

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

4. Изменение климата с высотой

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

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

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

Высотная климатическая зональность определяется тем, что в горах изменение метеорологических величин с высотой создает быстрое изменение всего комплекса климатических условий. Образуются лежащие одна над другой климатические зоны (или пояса) с соответствующим изменением растительности. Смена высотных климатических зон напоминает смену климатических зон в широтном направлении. Разница, однако, в том, что для изменений, которые в горизонтальном направлении происходят на протяжении тысяч километров, в горах нужно изменение высоты только на километры. Типы растительности в горах сменяются в следующем порядке. Сначала идут лиственные леса. В сухих климатах они начинаются не от подножия гор, а с некоторой высоты, где температура падает, а осадки возрастают настолько, что становится возможным произрастание древесной растительности. Затем идут хвойные леса, кустарники, альпийская растительность из трав и стелющихся кустарников. За снеговой линией следует зона постоянного снега и льда.

Верхняя граница леса в районах с сухим континентальным климатом поднимается выше, чем в районах с влажным океаническим климатом. На экваторе она достигает 3800 м, а в

сухих районах субтропиков - выше 4500 м. От умеренных широт к полярным граница леса быстро снижается в связи с тем, что произрастание леса ограничено средней июльской температурой. Смена высотных климатических зон в горах за полярным кругом сводится к смене зоны тундры на зону постоянного мороза.

Граница земледелия в горах близка к границе леса; в сухом континентальном климате она проходит значительно выше, чем в морском. В умеренных широтах эта граница порядка 1500 м. В тропиках и субтропиках полевые культуры выращивают до высот около 4000 м, а на Тибетском нагорье - выше 4600 м.

5. Влияние распределения моря и суши на климат

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

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

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

6. *Континентальность климата, индексы континентальности*

Континентальность климата - совокупность характерных особенностей климата, определяемых воздействиями материка на процессы климатообразования.

В климате над морем (морской климат) наблюдаются малые годовые амплитуды температуры воздуха по сравнению с континентальным климатом над сушей с большими годовыми амплитудами температуры.

Годовой ход температуры воздуха на широте 62° с.ш. в Торсхавне (Фарерские острова) и Якутске отражает географическое положение этих пунктов: в первом случае - у западных берегов Европы, во втором - в восточной части Азии. Средняя годовая амплитуда в Торсхавне 8°, в Якутске 620С. На континенте Евразия наблюдается возрастание годовой амплитуды в направлении с запада на восток.

Величина годовой амплитуды температуры воздуха зависит от географической широты. В низких широтах годовые амплитуды температуры меньше по сравнению с высокими широтами.

7. *Орография и климат*

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

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

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

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

8. Океанические течения и климат

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

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

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

9. Влияние снежного и растительного покрова на климат

Снежный (ледяной) покров уменьшает потерю тепла почвой и колебания ее температуры. Поверхность покрова отражает солнечную радиацию днем и охлаждается излучением ночью, поэтому она понижает температуру приземного слоя воздуха.

Весной на таяние снежного покрова тратится большое количество тепла, которое берется из атмосферы: таким образом, температура воздуха над тающим снежным покровом остается близкой к нулю. Над снежным покровом наблюдаются инверсии температуры: зимой - связанные с радиационным выхолаживанием, весной - с таянием снега. Над постоянным снежным покровом полярных областей даже летом отмечаются инверсии или изотермии. Таяние снежного покрова обогащает почву влагой и имеет большое значение для климатического режима теплого времени года. Большое альbedo снежного покрова приводит к усилению рассеянной радиации и увеличению суммарной радиации и освещенности.

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

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

10. Принципы классификации климатов

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

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

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

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

Лекция №19. Учет погодно-климатических факторов при проектировании автомобильных дорог

В дорожном отношении территория СНГ разделена на 5 зон. Республика Беларусь относится ко II дорожно-климатической зоне, включающей районы, где переходные периоды длятся 40 – 110, а в зимний период – 40 – 125 суток. Зима в этих районах малоснежная, с частыми оттепелями, поэтому расчетным состоянием для них следует считать повышенную скользкость покрытия и подверженность дорожной конструкции значительным воздействиям мигрирующей влажности и знакопеременным температурам. Районирование СНГ разработано с учетом определенной степени увлажнения территории и факторов, влияющих на пучинообразование. Оно отражает лишь общую зависимость проектирования и строительства дорог от климата и большинства других природных условий, и поэтому является схематичным.

Учет местных условий позволяет более обоснованно подойти к принятию проектных решений. Следовательно, при проектировании дорог необходимо не ограничиваться общей характеристикой климата, полученной путем отнесения района прилегания трассы к соответствующей зоне, а изучать с достаточной подробностью климатические элементы по данным местных метеорологических станций.

Существенное значение для проектирования дороги имеют следующие климатические элементы:

1. Годовая сумма осадков и их распределение по месяцам; разделение их на твердые и жидкие; интенсивность, продолжительность и частота дождей.

2. Годовой режим температуры воздуха– максимальные, минимальные и средние месячные температуры.

3. Режим формирования снежного покрова; продолжительность его залегания; средние числа начала и конца устойчивого покрова; толщина снежного покрова по месяцам; частота и интенсивность метелей.

4. Сила ветра и его направление, особенно зимой, когда возможны метели и заносы дорог.

5. Глубина промерзания грунта, режим его промерзания и оттаивания.

6. Температура на поверхности покрытия и в его глубинах.

7. Условия испарения влаги.

Каждый из приведенных климатических элементов имеет свое определенное проектное назначение.

Важным для дорожной практики является режим атмосферных осадков, их годовое количество, сезонное и месячное распределение, продолжительность и интенсивность отдельных дождей. Под влиянием осадков формируется поверхностный сток, режим рек и работа водоотводных сооружений, происходят увлажнение поверхности покрытия и водонасыщение земляного полотна, заносы дорог снегом и эрозия неукрепленных поверхностей насыпей и выемок. Сезонное распределение осадков различно не только для разных мест, но и для одного и того же места в различные годы. Для суждения о режиме работы дорожных служб и об условиях строительного сезона следует знать число дней с осадками разной интенсивности.

Одной из важнейших климатических характеристик климата является температура воздуха. Колебания температуры в течение года влияют на условия просыхания дорог, особенно грунтовых и гравийных, на их пылимость, поэтому их следует учитывать при применении органических вяжущих, организации строительства дорог и обеспечении требуемых транспортно-эксплуатационных качеств проезжей части.

На климат определенной местности оказывают влияние местные природные условия, вследствие чего необходимо учитывать микроклимат различных районов. В вогнутых формах рельефа суточные колебания температуры больше, минимумы температур ниже и весенние заморозки заканчиваются позже, чем на холмах и на возвышенностях. В районах, лежащих высоко над уровнем моря, где сухость воздуха выше, интенсивность солнечной радиации больше, почва прогревается сильнее, чем в нижележащей местности.

Существенную роль играет и экспозиция склонов земной поверхности относительно солнца: южные склоны получают большее число часов солнечного прогрева, и поэтому раньше освобождаются от снега, чем северные, почва сильнее прогревается и скорее просыхает.

Наличие леса способствует уменьшению амплитуд колебания температуры воздуха и почвы, их температура здесь обычно ниже, чем на открытой местности. Это обстоятельство оказывает заметное влияние на просыхание дорожного полотна в лесу.

Кроме того, на режим влажности грунтов земляного полотна оказывают влияние влажность воздуха и условия испарения. Влажность и испарение в данной местности определяются температурой и количеством осадков, однако имеют значение и местные факторы, – например, рельеф и растительность. При повышенной относительной влажности испарение влаги с поверхности затрудняется, поскольку интенсивность испарения пропорциональна дефициту влаги в воздухе. Особо неблагоприятным периодом для испарения, а, следовательно, и для просыхания грунтов является осень, когда при сравнительно низких температурах наблюдается высокая относительная влажность воздуха.

Режим зимы с точки зрения строительства и содержания дорог определяется началом и концом устойчивого снежного покрова, его средней продолжительностью и толщиной, плотностью снега, числом дней без оттепелей, режимом метелей. Эти элементы климата определяют увлажнение и

оттаивание полотна, образование и таяние пучин, снегозаносимость дороги, высоту и длительность весеннего паводка на реках.

Глубина промерзания зависит от устойчивости и величины температур ниже 0°C в первую половину зимы, от толщины снежного покрова, времени его образования и свойств грунта. Под дорогой глубина промерзания грунта больше, чем в поле, где поверхность земли покрыта слоем снега. При соответствующих грунтах и водном режиме дорожного полотна образование пучин связано с глубиной промерзания.

Кроме указанных факторов устанавливается продолжительность светового времени суток в связи с необходимостью планирования многосменной работы строительных бригад.

Для климатической характеристики района дислокации проектируемой дороги обычно прибегают к составлению погодно-климатического графика, используя для этого материалы ближайших метеорологических станций.

В условиях Республики Беларусь при решении общих вопросов проектирования дорог климатические элементы могут устанавливаться на основании принятого здесь дорожного районирования.

С учетом глубины залегания грунтовых вод, температуры воздуха, количества осадков и испарения, глубины и скорости промерзания грунтов территория Беларуси разделена на 3 района: северный, центральный и южный.

Для обеспечения морозоустойчивости дорожной конструкции, возводимой на земляном полотне из сильнопучинистых и чрезмернопучинистых грунтов, выделены 6 изолиний, регламентирующих требования к толщине дорожной одежды. По условиям снегоборьбы и возникновения скользкости территория также разделена на ряд районов, которые необходимо учитывать при проектировании дорог.

Численное значение основных климатических элементов можно найти в приложениях настоящего издания. Методология их использования зависит от тех задач, которые решаются проектировщиком.

Практическое использование метеорологических характеристик при проектировании автомобильных дорог можно проиллюстрировать следующим образом:

1. При проектировании дорог, как отмечалось выше, необходимо не ограничиваться общей характеристикой климата, полученной путем отнесения района пролегания трассы к определенной зоне, а изучить с достаточной подробностью климатические элементы по данным местных метеорологических станций и принимать их во внимание наряду с общими данными для соответствующих дорожно-климатических зон.

2. При проектировании земляного полотна, дорожных одежд и других дорожных сооружений учитываются: общие погодно-климатические характеристики района, уровень залегания грунтовых вод, высота снежного покрова, глубина промерзания грунтов и др.

3. Для определения объема поверхностного стока, расчетных расходов водотоков и боковых водоотводных канав необходимы данные о годовой сумме осадков и их распределении по месяцам; разделении их на твердые и жидкие; интенсивности, продолжительности и частоте дождей; месячных и годовых суммах осадков различной обеспеченности.

4. Проектирование дорожных одежд, особенно с использованием в качестве материалов для их устройства органоминеральных смесей, требует знания годового режима температуры воздуха, а также показателей максимальных, минимальных и среднемесячных температур.

5. Проектирование тепло- и гидроизоляционных прослоек базируется на учете глубины промерзания грунтов и конструктивных слоев дорожной одежды, их водно-теплового режима, влияния температуры атмосферного воздуха на нагревание поверхности проезжей части.

6. Сила ветра создает дополнительную нагрузку, а поэтому многие несущие конструкции (опоры, пролетные строения мостов, павильоны, малые архитектурные формы и др.) рассчитываются с учетом этой нагрузки.

Скоростной напор воздушного потока определяется по формуле:

$$\sigma = \frac{\rho \cdot v^2}{2},$$

где ρ – плотность воздуха, кг/м³;

v – скорость воздушного потока, м/с.

Очевидно, что сила ветра, действующая на площадь F , будет равна

$$Q = \frac{\rho \cdot F \cdot v^2}{2}, \text{ н.}$$

7. Решение задач о выборе средств защиты автомобильной дороги от снежных заносов связано с учетом снежно-метелевого режима. Следовательно, необходимо изучить режим снегового покрова, начало и конец устойчивого покрова, изменение его толщины по месяцам, частоту и интенсивность метелей и др. Данные о снеговом покрове необходимы и при проектировании высоты земляного полотна, разработке мероприятий по зимнему содержанию дорог.

8. Проектирование ряда технологических процессов связано с интенсивностью высыхания грунта и различных дорожно-строительных материалов. Поэтому здесь требуются данные об испарении воды, о степени нагревания поверхности и др.

9. Организация изыскательских и строительных работ требует учета продолжительности светового дня, погодных особенностей рассматриваемого периода года.

10. При проектировании автомобильных дорог и системы их эксплуатации учитываются особенности микроклимата, который формируется под воздействием местных природных условий.

11. Удобной формой представления данных о климатических особенностях района дислокации автомобильной дороги является дорожно-климатический график (рис. 15.1), который

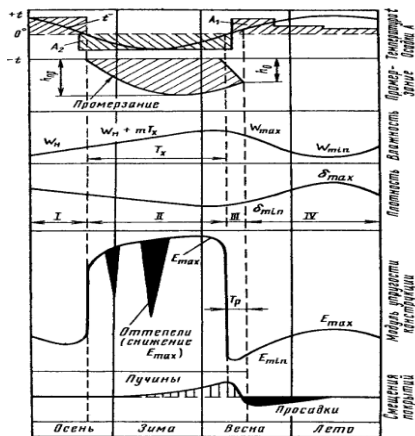


Рис. 15.1. Сезонное изменение показателей водно-теплового режима:
 I-IV – характерные состояния по сезонам года; T_x – холодный период;
 T_p – время растущести

составляется по материалам ближайших метеорологических станций или по данным климатологических справочников. Такой график позволяет иметь данные о

среднемесячной температуре воздуха, среднем минимуме температуры, относительной влажности воздуха, атмосферных осадках, глубине промерзания грунта, преобладающих ветрах, продолжительности светового времени и др.

12. Метеорологические факторы при проектировании автомобильных дорог учитываются в соответствии с требованиями действующих нормативных документов. Они периодически обновляются, а поэтому и требования могут несколько изменяться.

При проектировании автомобильных дорог необходимо учитывать все происшедшие изменения и по вопросам использования метеорологических характеристик руководствоваться действующими нормативными документами.

Литература

1. Строительная климатология: справочное пособие к СНиП. – М.: Стройиздат, 1990.
2. Н.А. Дашко. Курс лекций по синоптической метеорологии. М., 1999.
3. Леонович, И.И. Дорожная климатология: учебник/ И.И. Леонович.-Мн.: БНТУ, 2005.-485с.
4. Васильев, А.П. Проектирование дорог с учетом влияния климата на условия движения. – М.: Транспорт, 1986..
5. Васильев, А.П. Состояние дорог и безопасность движения автомобилей в сложных погодно-климатических условиях. – М.: Транспорт, 1986.
6. Интернет источники.