

О. А. Киселёва

**МЕТЕОРОЛОГИЯ
С ОСНОВАМИ КЛИМАТОЛОГИИ**

**Министерство образования и науки,
молодёжи и спорта Украины
Государственное учреждение
«Луганский национальный университет
имени Тараса Шевченко»**

О. А. Киселёва

МЕТЕОРОЛОГИЯ С ОСНОВАМИ КЛИМАТОЛОГИИ

*Учебное пособие для иностранных студентов
высших учебных заведений*

**Луганск
ГУ «ЛНУ имени Тараса Шевченко»
2013**

УДК [551.5 + 551.58] (075.8)

ББК 26.23я73 + 26.234. 7я73

К44

Рецензенты:

Трезубенко Е. Н. – доктор педагогических наук, профессор кафедры географии Луганского национального университета имени Тараса Шевченко.

Фаргал А. М. Х. – кандидат географических наук, доцент кафедры землеустройства и кадастра Луганского национального аграрного университета.

Жерлицын С. А. – магистр географии, проректор по научной работе Луганского областного института последипломного педагогического образования.

Киселёва О. А.

К44 Метеорология с основами климатологии : учеб. пособие для иностр. студ. высших учебных заведений / О. А. Киселёва ; Гос. учрежд. «Луган. нац. ун-т имени Тараса Шевченко». – Луганск : ГУ «ЛНУ имени Тараса Шевченко», 2013. – 157 с.

В пособие вошли основные сведения о воздушной оболочке нашей планеты, в частности, составе и строении атмосферы, солнечной радиации, теплообороте, влагообороте и циркуляции атмосферы, а также закономерности формирования погоды и климатов Земли.

Пособие предназначено для иностранных студентов, обучающихся по специальности «География», поэтому сопровождается русско-украинско-туркменским словарем метеорологических и климатологических терминов.

В компьютерном варианте он может быть использован также студентами, обучающимися дистанционно.

УДК [551.5 + 551.58] (075.8)

ББК 26.23я73 + 26.234. 7я73

*Рекомендовано к печати Учебно-методическим советом
Луганского национального университета имени Тараса Шевченко
(протокол № 6 от 16 января 2013 года)*

© Киселёва О. А., 2013

© ГУ «ЛНУ имени Тараса Шевченко», 2013

ВВЕДЕНИЕ

Наука, изучающая и объясняющая физические явления и процессы, происходящие в атмосфере при взаимодействии с сушей, водной поверхностью, растительностью, то есть, с подстилающей поверхностью, называется *метеорологией*.

Эта наука является физикой атмосферы, так как процессы, происходящие в ней, имеют физический характер. Разнообразные явления, проявляющиеся в земной атмосфере вследствие тех или иных физических процессов, не являются изолированными, они тесно связаны с процессами, происходящими в верхних слоях почвы и воды. Все эти явления и процессы осуществляются, в основном, благодаря солнечной энергии, поступающей к земной поверхности.

Состояние атмосферы над той или иной территорией или акваторией, которое определяется физическими процессами, происходящими в ней за короткое время при взаимодействии с подстилающей поверхностью, называется *погодой*.

Наблюдения за погодой за многолетний период позволяет определить климат данной местности. *Климатом* называется закономерная последовательность атмосферных процессов, складывающаяся вследствие проявления и взаимодействия трех *климатообразующих процессов*: теплооборота, влагооборота и атмосферной циркуляции. Климат определенной местности обуславливает характерный для нее режим погоды, так же как и многолетний режим погоды определяет климат.

Наука, изучающая условия формирования климата и климатический режим различных стран и районов Земли, называется *климатологией*. Последняя изучает факторы формирования климата, закономерности в

распространении на поверхности земного шара различных климатообразующих процессов и явлений и типы климатов, формирующихся в различных физико-географических условиях, а также решает вопросы, связанные с изменениями климата под влиянием деятельности человека.

Закономерности формирования климата тесно связаны с закономерностями, которым подчиняются атмосферные процессы. Поэтому изучение атмосферы, как части географической оболочки, должно быть комплексным, т.е. изучение ее должно осуществляться как с точки зрения особенностей хода метеорологических процессов, так и с позиции формирования различных типов климата и их распространения на Земле.

Изучение курса начинается с детального рассмотрения строения атмосферы и состава воздуха ее нижнего слоя - тропосферы, где именно и формируется погода.

Состояние атмосферы рассматривается логично через непосредственное или косвенное влияние на нее солнечной радиации, которая определяет тепловой режим, содержание влаги и циркуляцию атмосферы.

На основе уже усвоенного материала по метеорологии дается представление о факторах климатообразования и климатоформирующих процессах, обосновываются закономерности формирования различных типов климата.

Для лучшего усвоения курса «Метеорология и основы климатологии» приведены контрольные вопросы и задания, ответы на которые следует искать не только на страницах этого учебника, но и в рекомендованной литературе.

СОЛНЕЧНАЯ РАДИАЦИЯ И ТЕПЛОВЫЙ РЕЖИМ

Строение и состав атмосферы

Атмосфера (греч. «атмо» – воздух, «сфера» – слой) – воздушная оболочка, окружающая Землю и вращающаяся вместе с ней.

Нижняя граница атмосферы – земная поверхность. Верхнюю границу условно проводят на высоте около 1000 км, хотя атмосфера простирается значительно выше – до 40000 км, но на такой высоте она очень разрежена, и частицы воздуха уже не удерживаются земным тяготением, потому что здесь «заканчивается» гравитационное поле Земли. Поскольку Земля имеет форму эллипсоида, внешняя поверхность атмосферы имеет такую же форму. Но воздушный эллипсоид значительно больше, чем «твердый» земной шар, сжат у полюсов. Это обусловлено тем, что плотность воздуха значительно уступает плотности горных пород, которые слагают землю.

Воздух атмосферы – это механическая смесь газов, в которой во взвешенном состоянии находятся твердые и жидкие частицы.

Атмосфера имеется практически на всех планетах Солнечной системы. На Меркурии это разреженная атмосфера, планета получает от Солнца в 7 раз меньше тепла, чем Земля, и характеризуется большими перепадами температуры в течение суток. Венера имеет мощную горячую углекислую атмосферу. Значительный слой облаков образует здесь так называемый «оранжерейный эффект». На Марсе атмосфера разрежена, состоит в основном из углекислого газа и водорода, содержит в себе мало влаги. Атмосфера Юпитера водородная; вероятно, ближе к поверхности планеты она жидкая, а в верхних

слоях – газообразная. Земная атмосфера отличается оптимальными для органической жизни характеристиками.

Воздух приземной атмосферы состоит (по объему) на 78% из азота, на 21% из кислорода, содержит около 1% инертных газов. Постоянный газовый состав в атмосфере сохраняется до высоты 100 км. Эта часть атмосферы называется *гомосфера* (греч. гомо – одинаковый). Выше простирается *гетеросфера* (греч. гетеро – разный), где под влиянием ультрафиолетовой радиации Солнца происходит диссоциация (расщепление) молекул газов на атомы.

Каждый газ в атмосфере выполняет свои функции. Без свободного кислорода невозможны процессы дыхания и горения, не происходят окислительные процессы. За счет кислорода организмы получают энергию, необходимую для выполнения биологических функций. Практически весь кислород проходит через живое вещество: животные поглощают кислород и выделяют углекислый газ, а растения при помощи углерода формируют свой организм, возвращая в воздух кислород.

Азот является важным биогенным элементом, несмотря на его название (от греч. «азоо» – безжизненный). Он входит в состав белков и нуклеиновых кислот, его соединения обеспечивают минеральное питание растений, в чем исключительная роль принадлежит азотфиксирующим бактериям. Азот также выполняет роль разбавителя кислорода, чем регулирует процессы окисления, а следовательно, скорость биологических процессов.

Диоксид углерода (углекислый газ) используется зелеными растениями для построения органического вещества (фотосинтез). Кроме биологических процессов, кислород, азот и диоксид углерода активно участвуют в геохимических процессах, в частности, в химическом выветривании горных пород.

Углекислый газ – «утеплитель» Земли: вместе с водяным паром углекислый газ создает «парниковый», или «оранжерейный эффект», пропуская к земной поверхности коротковолновую солнечную радиацию и задерживая длинноволновое излучение Земли. Содержание углекислого газа в атмосфере очень мало (0,03%), однако его увеличение может привести к потеплению климата, а следовательно, к таянию ледников, к поднятию уровня Мирового океана. А это, в свою очередь, приведет к увеличению площади водной поверхности, следовательно, к коренным изменениям географических факторов климатообразования и перестройки ландшафтов.

Очень важна роль озона (O_3), хотя в атмосфере его мало, а концентрация наблюдается на высоте 20–25 км (*озоновый экран*). При такой плотности воздуха, какую имеет приземная атмосфера, озон, в зависимости от географической широты и времени года, создал бы слой мощностью 2,5–5,0 мм. Роль озона огромна: он поглощает большую часть ультрафиолетовой радиации Солнца, которая в больших дозах губительно действует на живые организмы.

В нижних слоях атмосферы много мелких твердых частиц, особенно в городах. Это минеральная пыль, семена и споры растений, частицы морской соли и проч. Их количество увеличивается после извержения вулканов, массовых лесных пожаров, пыльных бурь и т. д. В верхних слоях атмосферы концентрируется космическая пыль, в том числе продукты горения метеоритов. Подсчитано, что за год на Землю выпадает около 1000 т космической пыли. В тропосфере твердые частицы играют роль ядер конденсации, вокруг которых образуются капли воды и снежинки. Без таких «наполнителей» воздуха не образовывались бы облака и не выпадали осадки.

Составной частью воздуха является невидимый водяной пар, при определенных условиях он конденсируется или сублимируется, что является предпосылкой образования осадков. Как и углекислый газ, водяной пар играет роль утеплителя Земли. Почти вся атмосферная влага (90% от общего количества водяного пара) содержится в нижнем, 5-километровом слое атмосферы.

Воздух не имеет цвета. Но цвет неба меняется в зависимости от интенсивности рассеяния солнечных лучей, которое, в свою очередь, определяется длиной волны: интенсивность рассеивания обратно пропорциональна четвертой степени ее длины. В первую очередь рассеиваются коротковолновые лучи – фиолетовые, синие, голубые, в последнюю – красные. Поэтому на больших высотах цвет неба фиолетовый, а в нижних слоях – голубой. В зависимости от содержания пыли и водяного пара небо может принимать различные оттенки.

Масса атмосферы составляет одну миллионную долю массы земного шара. Половина находится в нижнем пятикилометровой, а три четверти – в десятикилометровом слое воздуха. С поднятием масса воздуха и его давление существенно уменьшаются. По вертикали атмосфера неоднородна не только по составу, но и по характеру изменения температуры воздуха.

Тропосфера (от греч. «тропос» – поворот) – самый низкий и плотный слой атмосферы (рис. 1). В нем содержится 80% всей массы воздуха. Его верхняя граница расположена на высоте 18 км над экватором и на высоте 8–9 км – над полюсами. Температура воздуха в нем понижается с высотой в среднем на 6° на каждый километр и достигает у верхней границы над северным полюсом

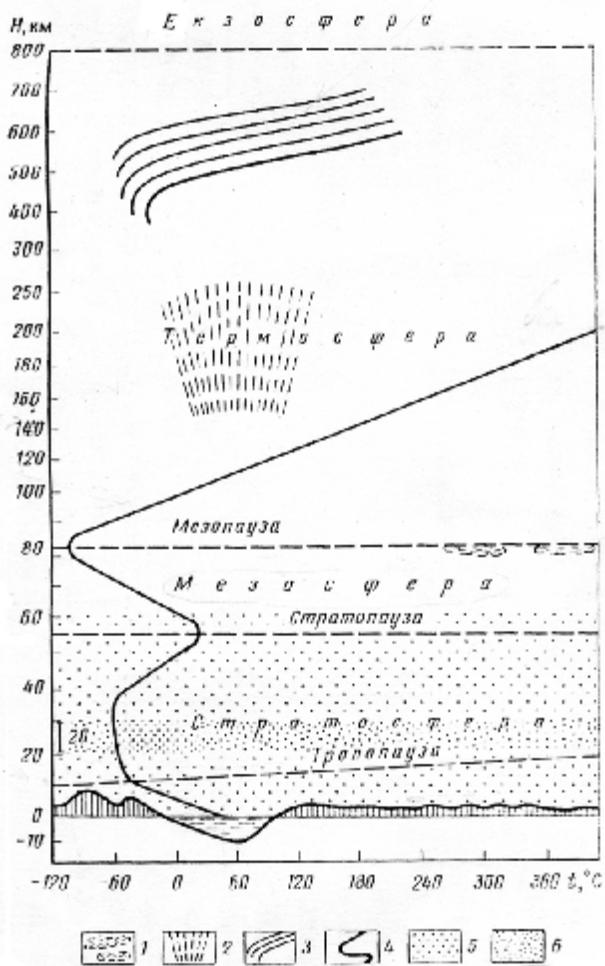


Рис. 1. Строение атмосферы:

- 1 – серебристые облака;
- 2 – полярные сияния в нижнем слое термосферы;
- 3 – полярные сияния в верхнем ионизированном слое термосферы;
- 4 – температурная кривая;
- 5 – слой распространения озона;
- 6 – слой наибольшей концентрации озона

значение $(-55^{\circ}\text{C}$, а над экватором даже $(-70^{\circ}\text{C}$. С высотой уменьшается и атмосферное давление. На верхней границе тропосферы оно в 4 раза меньше, чем у земной поверхности. В тропосфере происходит интенсивное вертикальное движение воздуха – конвекция и горизонтальное перемещение – ветры. Здесь сосредоточен почти весь водяной пар, здесь образуются туманы, облака, осадки.

Таким образом, погода, в основном, формируется в тропосфере. Именно в тропосфере проявляется влияние земной поверхности, так как от нее нагревается воздух. Верхние же слои атмосферы нагреваются непосредственно благодаря солнечной радиации, и там действует термодинамическая система, независимая от земной поверхности. Поэтому **тропосфера относится к географической оболочке, поскольку здесь земная поверхность и атмосфера находятся в непосредственном тепловом взаимодействии, и только здесь возникли условия для существования жизни.** На верхней границе тропосферы исчезают широтные различия в температуре воздуха, и географическая зональность нивелируется.

Тонкий (мощностью в 1 км) переходный слой – *тропопауза* – отделяет тропосферу от *стратосферы*, которая расположена выше тропосферы и простирается в среднем до высоты 50 км. Температура воздуха в ней повышается из-за поглощения солнечной радиации озоном, и у верхней границы она достигает нуля градусов. Озоновый экран, ограничивающий тепловое воздействие на земную поверхность и распространение жизни, на практике является верхней границей биосферы.

В стратосфере почти нет водяного пара, поэтому почти нет и облаков. В пределах стратосферы происходит интенсивная вертикальная и горизонтальная циркуляция

воздуха, вызванная неоднородным распределением тепла, и дуют ураганные ветры скоростью 300–400 км/ч.

Над нагретой стратосферой после соответствующего промежуточного слоя (*стратопауза*) расположена *мезосфера*, которая простирается до высоты 80 км. Температура в ней падает до (-90°C) . Выше мезосферы расположена *термосфера* (до высоты 1000 км). В этом слое атмосферы температура достигает значений, превышающих 1500°C .

В отличие от нижних, верхние слои атмосферы ионизированные. Здесь под действием ультрафиолетовой и электрической радиации молекулы газов и атомы разрушаются. Процесс расщепления атомов и образование заряженных электронов называется *ионизацией*. Поэтому термосферу еще называют *ионосферой*. Слой ионизации отражает радиоволны, это обеспечивает дальнюю радиосвязь на земле. Ионизация приводит к свечению газов и возникновению *полярных сияний*. В верхней мезосфере во время заката наблюдаются *серебристые облака*, природа которых изучена еще недостаточно.

Выше 1000 км начинается *экзосфера* (внешняя атмосфера). На ее верхней границе скорость движения частиц газов (водорода и гелия) достигает критической величины (11 км/с), и частицы воздуха, не удерживаемые земным тяготением, рассеиваются в космическом пространстве.

В климатологии тропосферу и нижнюю стратосферу называют *нижней атмосферой*, а более высокие слои – *верхней атмосферой*.

Атмосфера играет большую роль в жизни Земли. Она защищает все живое на планете от губительного воздействия ультрафиолетового солнечного излучения, а также частично и от корпускулярных потоков –

электрически заряженных частиц, летящих от Солнца, и космических лучей.

Без атмосферы Земля была бы такой безжизненной, как и Луна. Атмосфера предохраняет Землю от чрезмерного перегревания днем и переохлаждения ночью (на Луне, где отсутствует атмосфера, суточная амплитуда температур достигает 300°C). Атмосфера является «щитом» против **метеоритов** – железо-каменных «пришельцев» из Космоса, большинство из которых, попадая в плотные слои атмосферы, сгорают.

Атмосфера взаимодействует со всеми оболочками Земли. Между земной поверхностью (сушей и водой) и атмосферой происходит постоянный обмен теплом и влагой. При отсутствии атмосферы не было бы ветров, облаков, осадков и т. д. Воздух – необходимое условие органической жизни на нашей планете.

Для познания процессов, происходящих в атмосфере, исследуют не только ее нижние слои, но и верхние, высокие, которые изучают с помощью радиозондов, геофизических ракет, искусственных спутников Земли и т.д.

Исследованиями атмосферы и обслуживанием организаций, предприятий, населения информацией о погоде и климате занимается **метеослужба**, которая объединяет научные метеорологические учреждения и сеть метеостанций. Существует **Всемирная служба погоды** в рамках Всемирной метеорологической организации (ВМО) при ООН. В нее входят три мировых метеорологические центра – в Москве, Вашингтоне и Мельбурне, а также двадцать шесть региональных.

Значительное влияние на состав воздуха нижних слоев атмосферы оказывает деятельность человека. Изменения состава воздуха, вызванные хозяйственной деятельностью людей, приводят к нежелательным

последствиям. Например, увеличение оксида серы в воздухе вызывает кислотные дожди. С выбросами автотранспорта и металлургических предприятий в воздух поступают тяжелые металлы. Вредными являются выбросы химических и нефтехимических предприятий. Особенно загрязнен воздух крупных городов.

К глобальным изменениям климата может привести концентрация в атмосфере фреонов и диоксида углерода. Фреоны, широко используемые в быту и промышленном производстве, а также оксиды азота, выбрасываемые двигателями самолетов, могут до опасных значений уменьшить концентрацию озона. Основная часть антропогенного диоксида углерода образуется в результате сгорания органического топлива. Диоксид углерода усиливает «оранжерейный эффект» в атмосфере, а это может способствовать повышению температуры воздуха у земной поверхности, что непременно приведет к серьезным нарушениям природных процессов в географической оболочке.

В настоящее время строятся очистные сооружения и внедряется безотходное производство, что уменьшает выбросы вредных веществ в атмосферу. На охрану воздуха в нашем государстве и в других странах тратятся большие средства. За соблюдением норм предельно допустимых концентраций вредных веществ (ПДК) в воздухе наблюдает *экологическая служба*. Принципиально новой информационной системой является *мониторинг*, основной задачей которого является не только наблюдение за состоянием окружающей среды, в частности, атмосферного воздуха, но и оценка и прогноз его с целью охраны природы.

Вопросы и задания для самоконтроля

1. Почему состав атмосферного воздуха в различных слоях атмосферы неодинаков?

2. Почему, несмотря на минимальное количество углекислого газа в атмосферном воздухе, этот газ имеет большое функциональное значение?

3. Почему именно в тропосфере формируется погода?

4. Рассмотрите внимательно рис. 1, определите:

а) на какой высоте образуется полярное сияние и объясните - почему именно там?

б) на какой высоте заканчивается тропосфера? Объясните, на каком основании ее отделяют от стратосферы?

в) где сконцентрирован слой озона?

5. Самостоятельно нарисуйте схему строения атмосферы, сверьте ее с рис. 1.

Солнечная радиация в атмосфере и на земной поверхности

Основным источником жизни и многих природных процессов на Земле является лучистая энергия Солнца, или **энергия солнечной радиации**. Общее количество солнечной энергии огромно. За одну секунду Земля получает от Солнца столько энергии, сколько ее выделилось бы, если сжечь 3 млн. т бензина. По сравнению с этим колоссальным количеством тепла все другие источники энергии кажутся несравнимо маленькими. Так, от Луны Земля получает тепло, которое повышает температуру нашей планеты лишь на 1/6000 долю градуса. Внутренняя теплота Земли через плохую теплопроводимость земной коры способна повысить

температуру на поверхности Земли лишь на $0,1^{\circ}\text{C}$. Лесные пожары и вулканические извержения также мало влияют на температуру земной поверхности, да еще если учесть, что эти явления локальны и непродолжительны. Следовательно, температура поверхности Земли почти полностью определяется солнечной радиацией, поступающей на Землю. Земля получает лишь одну двухмиллиардную часть электромагнитной солнечной радиации, основная ее часть рассеивается в мировом пространстве.

Интенсивность солнечной радиации измеряется количеством тепла в калориях, получаемого за 1 минуту 1 см^2 черной поверхности, расположенной перпендикулярно солнечным лучам и поглощающей всю падающую на нее солнечную радиацию. Количество солнечной радиации, поступающей на земную поверхность, зависит от угла падения солнечных лучей (рис. 2). Эта зависимость выражается формулой:

$$I = I_0 \cdot \sin h,$$

где I – количество тепла, которое получает за 1 минуту 1 см^2 горизонтальной поверхности; I_0 – количество тепла, получаемого за 1 минуту 1 см^2 поверхности, перпендикулярной к солнечным лучам; h – угол между падающим солнечным лучом и горизонтальной земной поверхностью (высота солнца над горизонтом).

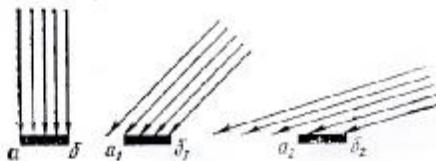


Рис.2. Зависимость нагревания поверхности от угла падения солнечных лучей. Площадь ab , a_1b_1 и a_2b_2 одинаковые

С изменением высоты солнца над горизонтом изменяется и интенсивность солнечной радиации. Максимальна она в истинный полдень, когда высота солнца над горизонтом максимальна.

Интенсивность солнечной радиации на верхней границе атмосферы выражается *солнечной постоянной* и равна $1,98 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{мин}$.

Интенсивность солнечной радиации при прохождении через атмосферу ослабевает из-за содержания в воздухе водяного пара, пыли и других примесей.

Солнечная радиация у верхней границы атмосферы неодинакова на разных широтах, что объясняется разной продолжительностью дня и разной высотой солнца над горизонтом. Годовая сумма радиации за пределами атмосферы на экваторе равна 320 ккал/см^2 , на полюсах – 133 ккал/см^2 . Летом, когда на экваторе угол падения солнечных лучей уменьшается, экватор получает 160 ккал/см^2 , а северный полюс – 133 ккал/см^2 . А в день солнцестояний, когда на полюсах солнце не заходит за горизонт, полюса получают больше тепла, чем экватор (соответственно 1100 и 814 ккал/см^2). Таким образом, *солярный климат* (климат на верхней границе атмосферы) несколько отличается от земного. На самом деле, климат полярных стран очень суровый. Это объясняется ослаблением радиации в атмосфере и отражением радиации снежной поверхностью.

Радиация бывает *прямой* и *рассеянной*. Прямая радиация непосредственно достигает земной поверхности в виде прямых лучей, поступающих от солнечного диска в ясный день. Проходя сквозь земную атмосферу, солнечная радиация изменяется и по интенсивности и по спектральному составу в результате ее поглощения и рассеяния атмосферными газами и взвешенными в воздухе

жидкими и твердыми частицами. Часть солнечной радиации, рассеянной в атмосфере, достигает поверхности Земли (рассеянная солнечная радиация). В высоких широтах рассеянная радиация преобладает.

Интенсивность рассеяния света зависит от соотношения рассеивающих частиц и длины волны света. В атмосфере молекулы воздуха интенсивно рассеивают лучи, которые имеют наименьшую длину волны. В видимой части спектра такими лучами являются голубые, синие и фиолетовые, в невидимой – ультрафиолетовые. Их рассеяние и обуславливает голубой цвет неба. С увеличением размера рассеивающих частиц усиливается степень рассеивания ними длинноволновых лучей – красных, оранжевых и т.п. Длинные и короткие лучи смешиваются, небо приобретает белесоватый оттенок.

Ослабление радиации зависит также от массы тех слоев атмосферы, которые проходят солнечные лучи, то есть от оптической массы. **Оптической массой** называют массу слоя воздуха при вертикальном падении солнечных лучей. Во время восхода и захода солнца солнечные лучи пронизывают несколько оптических масс (рис. 3), при этом радиация, естественно, становится слабее, на солнце можно смотреть незащищенными глазами.

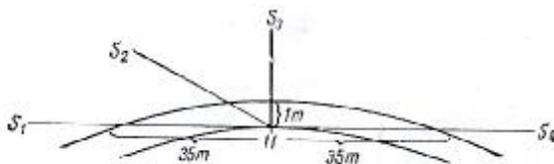


Рис. 3. Ослабление солнечной радиации в атмосфере в течение суток на экваторе: Н – точка наблюдения, m – число оптических масс, $S_{1,4}$ – положение солнца

Коэффициент прозрачности воздуха (Р) зависит от влажности и запыленности атмосферы. Зимой, когда в атмосфере наблюдается наименьшее содержание водяного пара, коэффициент прозрачности больше, чем летом. Запыленность воздуха после вулканических извержений и лесных пожаров также уменьшает прозрачность, что, в свою очередь, уменьшает солнечную радиацию.

Совокупность прямой и рассеянной радиации, поступающей на земную поверхность, называют **суммарной радиацией**. Годовое количество суммарной радиации зависит, прежде всего, от угла падения солнечных лучей на земную поверхность (он определяется географической широтой), а также от прозрачности атмосферы и продолжительности освещения. В целом суммарная радиация уменьшается от экваториально-тропических широт к полюсам (рис. 4).

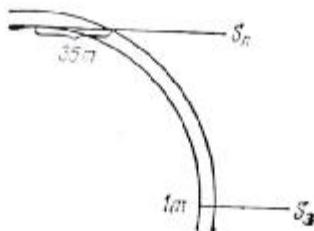


Рис. 4. Длина пути солнечных лучей в атмосфере в оптических массах над экватором и на полюсе

Она максимальна (около 220 ккал/см^2 за год) в тропических пустынях, где прямая солнечная радиация из-за большой высоты солнца и безоблачного неба наиболее интенсивная. В летнее полугодие различия в поступлении суммарной солнечной радиации между низкими и высокими широтами сглаживаются за счет большей продолжительности освещения в полярных районах

(*полярный день*), в зимнее полугодие достигают максимума (*полярная ночь*).

Суммарная солнечная радиация, поступающая на земную поверхность, частично отражается ею и теряется (*отраженная радиация*). Однако большая ее часть поглощается земной поверхностью и превращается в теплоту. Воздух нагревается от земной поверхности за счет длинноволнового излучения Земли, так называемого *собственного излучения* (E_s). Поэтому с поднятием воздуха его температура в тропосфере снижается. Часть земной радиации теряется в виде теплового излучения. Однако большая ее часть задерживается атмосферой. Способность атмосферы пропускать солнечную радиацию к земной поверхности, но задерживать ее тепловое излучение (главным образом, благодаря водяному пару и диоксиду углерода) называется *парниковым, или оранжевым эффектом*.

Та часть суммарной радиации, которая остается после расхода ее на отражение и на тепловое излучение от земной поверхности, называется *радиационным балансом* (остаточной радиацией). В целом за год всюду на Земле он **положительный**, за исключением высоких ледовых пустынь Антарктиды и Гренландии. Радиационный баланс закономерно уменьшается от экватора (свыше 120 ккал/см² за год) к полюсам, где он почти равен нулю. От экватора до субтропиков радиационный баланс в течение всего года положительный, а, начиная с умеренных широт, летом – положительный, зимой – отрицательный.

Таким образом, количество прямой и рассеянной радиации на разных широтах на земной поверхности разное и имеет зонально-региональный характер.

Суммарная солнечная радиация, поступающая к земной поверхности, поглощается ею не полностью, часть ее отражается. Способность поверхности отражать

радиацию зависит от рода тел, их физических свойств (цвета, шероховатости) (табл. 1).

Таблица 1

Значения альбедо для разных поверхностей

Виды поверхности и зональные ландшафты	Альбедо
Свежий сухой снег	80–95
Влажный снег	60–70
Морской лед	30–40
Тундра без снежного покрова	18
Устойчивый снежный покров в умеренных широтах	70
Неустойчивый снежный покров в умеренных широтах	38
Хвойный лес летом	10–15
То же, при устойчивом снежном покрове	45
Лиственный лес летом	15–20
То же, с желтыми листьями осенью	30–40
Луга	15–25
Степь летом	18
Пески различной окраски	25–35
Пустыня	28
Саванна в сухой сезон	24
То же, в сезон дождей	18
Вся тропосфера	33
Земля в целом (планета)	45

Отношение радиации отраженной к суммарной радиации, выраженное в процентах, называется *альбедо* (от лат. – белый). Альбедо свежевыпавшего снега равно 85–90%, старого талого снега – 30–50%. Альбедо зависит также от угла падения солнечных лучей. Так, альбедо водной поверхности при больших высотах солнца равно 2%, а при высоте солнца около 10° альбедо может достигать 78% (рис. 5). Альбедо облаков зависит от их

формы и увеличивается с увеличением их мощности. Наличие в облаках ледяных кристалликов также увеличивает способность облаков отражать солнечную радиацию.

Верхние слои почвы и воды, снежный покров, растительность сами излучают длинноволновую радиацию; эту земную радиацию называют **собственным излучением** земной поверхности. Земная поверхность при температуре $+15^{\circ}\text{C}$ отдает за минуту $0,6 \text{ кал/см}^2$. Такая большая потеря тепла земной поверхностью приводила бы к ее быстрому охлаждению, если бы этому не препятствовал обратный процесс – поглощение солнечной и атмосферной радиации земной поверхностью.

Атмосфера нагревается, поглощая как солнечную радиацию (около 15% от той, что поступает к Земле), так и собственное излучение земной поверхности. Кроме того, она получает тепло от земной поверхности путем теплопроводности и при испарении с последующей конденсацией водяного пара. Будучи нагретой, атмосфера излучает сама. Так же, как и земная поверхность, она излучает невидимую инфракрасную длинноволновую радиацию.

Большая часть (70%) атмосферной радиации поступает к земной поверхности (рис. 6), остальная уходит в космос.

Атмосферная радиация, поступающая к земной поверхности, называется **встречным излучением** (E_a) встречным потому, что оно направлено навстречу собственному излучению земной поверхности. Земная поверхность поглощает это встречное излучение почти полностью (на 90–99%). Таким образом, встречное излучение является для земной поверхности важным источником тепла в дополнение к поглощенной солнечной радиации.

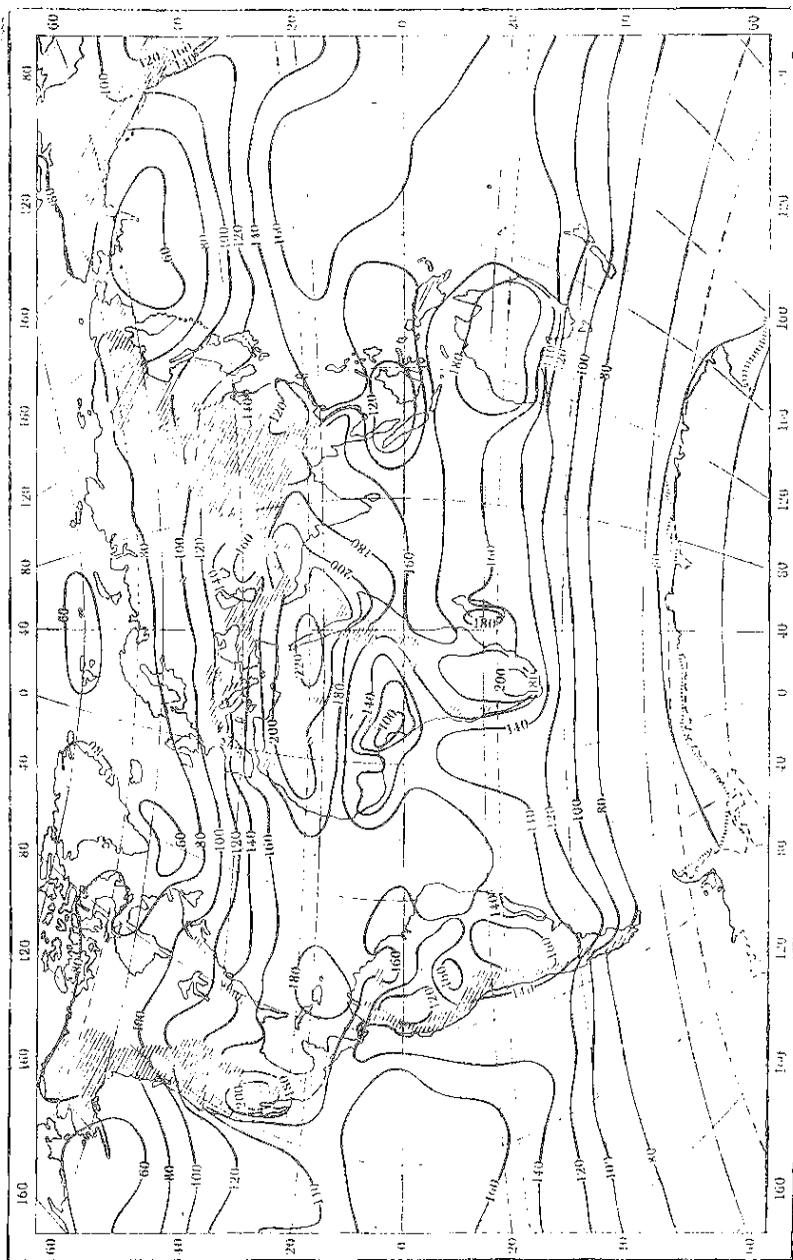


Рис.5. Суммарная солнечная радиация в ккал/см² в год за (ФГАМ)

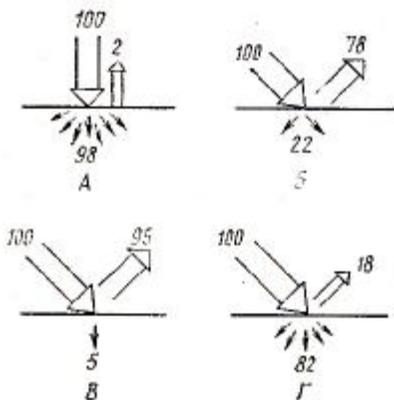


Рис. 6. Альbedo океанов при высоком (А) и низком (Б) положении солнца, снежной (В) и степной поверхности

Встречное излучение возрастает с увеличением облачности, потому что облака сами сильно излучают. Важную роль как в поглощении земного излучения, так и во встречном излучении, играет водяной пар.

Встречное излучение всегда несколько меньше земного. Поэтому ночью, когда солнечной радиации нет, и к земной поверхности поступает лишь встречное излучение, земная поверхность теряет тепло через положительную разницу между собственным и встречным излучением (рис. 7).

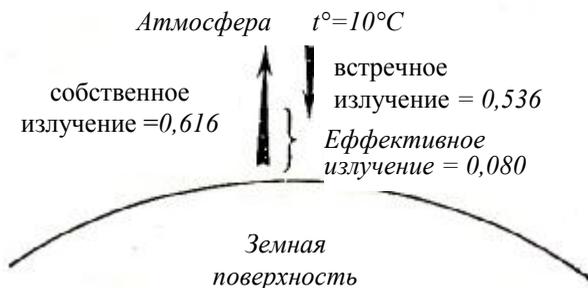


Рис. 7. Схема земного излучения в кал/мин

Эта разница между собственным излучением земной поверхности и встречным излучением атмосферы называется **эффективным излучением** ($E_{\text{эф}}$):

$$E_{\text{эф}} = E_s - E_a.$$

Эффективное излучение представляет собой чистую потерю лучистой энергии, а, следовательно, и тепла с земной поверхности ночью, и именно оно измеряется специальным прибором **пиргеометром**.

Интенсивность эффективного излучения в ясные ночи составляет около $0,10$ – $0,15$ кал/см² на равнинных станциях умеренных широт и до $0,20$ кал/см² мин на высокогорных станциях (где встречное излучение меньше).

С увеличением облачности увеличивается встречное излучение, эффективное излучение уменьшается.

При облачной погоде оно значительно меньше, чем в ясную, следовательно, уменьшается и ночное выхолаживание земной поверхности.

Эффективное излучение происходит и в дневные часы. Но днем оно перекрывается или частично компенсируется поглощенной солнечной радиацией.

Поэтому земная поверхность днем теплее, чем ночью, вследствие чего и эффективное излучение днем является большим.

Всего земная поверхность в средних широтах теряет примерно половину того количества тепла, которое она получает от поглощенной радиации.

Вопросы и задания для самоконтроля

1. Что такое солнечная радиация?
2. Что понимают под интенсивностью солнечной радиации?
3. Определить интенсивность солнечной радиации в Луганске ($48^{\circ}34'$ с. ш.) и г. Норильске ($69^{\circ}20'$ с. ш.) в дни

равноденствия. Сравнить полученные данные и объяснить разницу.

4. Почему в высоких широтах рассеянная радиация является преобладающей?

5. Объяснить механизм образования парникового, или оранжерейного, эффекта.

6. От чего зависит эффективное излучение, как оно изменяется в течение суток летом и зимой?

Радиационный баланс земной поверхности

Разница между поглощенной радиацией (приход) и эффективным излучением (расход) называют **радиационным балансом земной поверхности** (остаточная радиация), который выражается формулой:

$$R = I_0 \cdot \sin h (1-A) - I_{\text{эф}}$$

где $I_0 \cdot \sin h$ – интенсивность солнечной радиации, A – альбедо; $(1-A)$ – коэффициент поглощения; $I_{\text{эф}}$ – эффективное излучение.

Радиационный баланс переходит от ночных, отрицательных, значений к дневным, положительным **после восхода** солнца при высоте его $10-15^\circ$. От положительных значений к отрицательным он переходит **перед заходом** солнца при той же высоте над горизонтом. При наличии снежного покрова радиационный баланс переходит к положительным значениям только при высоте солнца около $20-25^\circ$, так как из-за большого альбедо снега поглощенная им суммарная радиация мала. Днем радиационный баланс растет с увеличением высоты солнца и снижается с ее уменьшением.

В ночные часы, когда суммарная радиация отсутствует, отрицательный радиационный баланс равен

эффективному излучению и поэтому меняется в течение ночи очень мало.

Излучение земной поверхности в большей мере поглощается атмосферой, и атмосфера излучает в мировое пространство в несколько раз больше, чем земная поверхность.

Таким образом, радиационный баланс атмосферы является отрицательным, а радиационный баланс земной поверхности – положительным.

Но поскольку атмосфера и земная поверхность обмениваются теплом не только радиационным путем, но и вследствие теплопроводности, а также путем выделения и поглощения тепла при испарении и конденсации водяного пара, то благодаря этому общий радиационный баланс уравнивается.

Длинноволновое излучение земной поверхностью и атмосферой в сторону космоса называется *исходящей радиацией*. Вместе с отраженной и рассеянной коротковолновой солнечной радиацией эта исходящая радиация компенсирует поступление солнечной радиации к Земле. Таким образом, Земля вместе с атмосферой теряет столько же энергии, сколько и получает, то есть она находится в состоянии лучистого (радиационного) равновесия.

Вопросы и задания для самоконтроля

1. Составить самостоятельно формулу радиационного баланса земной поверхности и объяснить ее составляющие.

2. Чем объясняется радиационное (лучистое) равновесие нашей планеты?

Географическое распределение радиационного баланса

Радиационный баланс – это разница между суммарной радиацией и эффективным излучением.

Поэтому логично предварительно рассмотреть географическое распределение составляющих радиационного баланса.

Эффективное излучение земной поверхности распределяется по земному шару более равномерно, чем суммарная радиация. Объясняется это тем, что с ростом температуры земной поверхности, т. е. с переходом к низким широтам, растет собственное излучение земной поверхности, но одновременно растет и встречное излучение вследствие большого влагосодержания воздуха и более высокой его температуры. Поэтому изменения эффективного излучения с широтой не очень большие.

Вблизи экватора, при большой влажности и облачности, эффективное излучение составляет около 30 ккал/см^2 за год как на суше, так и на море. По направлению к высоким широтам оно возрастает, достигая на 60-й параллели примерно $40\text{--}50 \text{ ккал/см}^2$ за год над океаном и 80 ккал/см^2 за год на суше.

Как уже отмечалось, радиационный баланс земной поверхности за год положительный для всех мест на Земле, кроме ледовых плато Гренландии и Антарктиды. Это означает, что годовое поступление поглощенной радиации больше, чем эффективное излучение за то же время. Но это вовсе не означает, что земная поверхность с каждым годом становится теплее. Объясняется это тем, что избыток поглощенной радиации уравнивается передачей тепла от земной поверхности в воздух путем теплопроводности и при фазовых превращениях воды. Таким образом, несмотря на то, что для земной поверхности не существует равновесия в поступлении и

расходе радиации, существует *тепловое равновесие*: поступление тепла к земной поверхности как радиационным, так и нерадиационными путями, равно его расходам теми же путями.

Около 60-й параллели в обоих полушариях годовой радиационный баланс равен 20-30 ккал/см².

Отсюда к более высоким широтам он уменьшается и на материке Антарктида оказывается отрицательным: от (-)5 до (-)10 ккал/см². К низким широтам он растет: между 40° с. ш. и 40° ю. ш. годовые величины годового баланса превышают 60 ккал/см², а между 20° с. ш. и 20° ю. ш. – более 100 ккал/см².

На океанах радиационный баланс выше, чем на суше в тех же широтах, потому что океаны поглощают радиацию больше. Существенные отклонения от зонального распределения наблюдаются в пустынях, где баланс снижен (в Сахаре, например, до 60 ккал/см²) вследствие большого эффективного излучения в сухом воздухе при безоблачном небе.

В меньшей степени баланс понижен в районах с муссонным климатом, где в теплое время года облачность повышается, а следовательно, поглощенная радиация уменьшается по сравнению с другими районами на той же широте.

Солнечная радиация (ее интенсивность и продолжительность солнечного сияния) является одним из существенных видов природных ресурсов. Она, в частности, определяет специализацию хозяйства.

Еще в прошлые века делались попытки непосредственного использования солнечной энергии. Сейчас ученые подсчитали, что солнечные приборы можно устанавливать везде, где в течение года наблюдается 100–120 дней с безоблачным небом. Среднее многолетнее количество часов солнечного сияния на земном шаре

колеблется в пределах 1700–2400. В Луганске эта величина в среднем составляет 2080 часов, а в степном Крыму – до 2500. Поэтому использование солнечной радиации, в частности, в нашей стране, можно считать надежным и, главное, экологически чистым источником энергии в будущем.

Для измерения прямой солнечной радиации используют **актинометр**, отраженной – **альбедометр**. Суммарную и рассеянную радиацию измеряют **пиранометры**, а продолжительность солнечного сияния – **гелиографом**.

Вопросы для самоконтроля

1. Почему эффективное излучение распределяется по земному шару более равномерно, чем суммарная радиация?
2. Почему радиационный баланс для Антарктиды и Гренландии является отрицательным?
3. Как соотносятся радиационный и тепловой баланс Земли?

Тепловой режим Земли

Нагревание и термические особенности суши и водной поверхности различны:

- в почве тепло распространяется по вертикали путем молекулярной теплопроводности, а в легкоподвижной воде – еще и путем турбулентного перемешивания слоев воды;
- в водоемах турбулентность обеспечивается волнением и течениями;
- благодаря термической конвекции охлажденная на поверхности вода опускается вниз из-за увеличения

плотности и замещается более теплой, легкой водой из нижних слоев. В морях процесс ещё более выразительный: верхний слой становится соленым и плотным и опускается на глубину;

- в воде радиация проникает глубже, чем в почву (благодаря прозрачности);

- теплоемкость воды больше, чем почвы.

Как следствие, суточные колебания температуры в воде распространяются на глубину порядка десятков метров, а в почве – менее чем на один метр. На глубине в среднем около 1 м суточные колебания температуры почвы „гаснут”. Слой, в котором эти колебания практически прекращаются, называется *слоем постоянной суточной температуры*. Чем больше период колебания температур, тем глубже они распространяются. В средних широтах слой постоянной годовой температуры расположен на глубине 20 м.

Годовые колебания температуры в воде распространяются на глубину сотен метров, а в почве – на 10–20 м.

Таким образом, вода прогревается на незначительную величину, но на большую глубину. В почве же нагревается, и довольно сильно, только поверхностный слой.

Ночью и зимой вода теряет тепло из поверхностного слоя, но оно возмещается из нижних слоев. Поэтому температура на поверхности воды снижается медленно.

На поверхности почвы температура при расходе тепла снижается быстро, потому что тепло, накопленное в тонком верхнем слое, быстро теряется без возмещения его снизу.

Как следствие, **днем и летом температура на поверхности почвы выше, чем температура на**

поверхности воды, а ночью и зимой – соответственно ниже. Это означает, что суточные и годовые колебания температуры на поверхности почвы значительно больше, чем на поверхности воды.

Водный бассейн за теплый период года накапливает в достаточно мощном слое воды большое количество тепла, которое он поставляет в атмосферу в холодное время года. Суша в теплый сезон отдает ночью большую часть того тепла, которое получает днем, и мало накапливает его к зиме. Величина (+/-) тепла, накопленного в течение теплого времени и которое поступило в атмосферу в холодный период, называется *теплооборотом*.

Годовой теплооборот океана примерно в 20 раз превышает годовой теплооборот суши. Как следствие этого, температура воздуха над морем летом ниже, а зимой – выше, чем над сушей.

Температура на поверхности суши имеет суточный ход. Минимум ее наблюдается примерно через полчаса после восхода Солнца. **На этот момент радиационный баланс поверхности почвы равен нулю,** поскольку передача тепла из верхнего слоя почвы через эффективное излучение уравнивается увеличенным поступлением суммарной радиации. Нерадиационный обмен в этот момент оказывается незначительным.

Затем температура на поверхности почвы возрастает до 13–14 часов и достигает максимума в суточном ходе. После этого начинается снижение температуры (рис. 8).

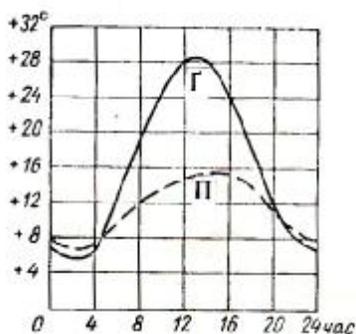


Рис. 8. Средний суточный ход температуры на поверхности почвы (Г) и в воздухе на высоте 2 м (П).
Июль, средние широты.

Максимальные температуры на поверхности почвы обычно выше, чем в воздухе. Ночные минимумы температуры, наоборот, на поверхности почвы ниже, чем в воздухе, и затем уже от земной поверхности выхолаживается воздух. Температура поверхности почвы изменяется в годовом ходе.

В тропиках годовая амплитуда температуры воздуха мала, а с увеличением широты она растет.

Температура воздуха изменяется в суточном ходе вслед за температурой земной поверхности. Рост температуры воздуха начинается вместе с ростом температуры почвы (опаздывает на 15 минут) утром, после восхода солнца. В 13–14 часов температура почвы и температура воздуха выравниваются. С этого момента при дальнейшем падении температуры почвы падает и температура воздуха. Таким образом, **минимум** в суточном ходе температуры воздуха у земной поверхности приходится на время **после восхода** солнца, а **максимум** — в **14–15 часов**.

Суточный ход температуры воздуха отчетливо проявляется лишь в условиях устойчивой ясной погоды.

Моменты максимумов температуры воды в водоемах запаздывают по сравнению с сушей. Суточный максимум наступает около 15–16 часов, минимум – за 2–3 часа после восхода Солнца. Годовой максимум температуры на поверхности океана в северном полушарии приходится на август, минимум – на февраль.

По времени наступления максимальных и минимальных среднемесячных температур воздуха в течение года выделяют четыре основных *типа годового хода температур*.

Экваториальный тип: температуры в течение года почти одинаковы с двумя небольшими максимумами (27–28°C) после дней равноденствий (апрель, октябрь) и двумя небольшими минимумами (24–25°C) после дней солнцестояний (июль, январь); *тропический тип*: для него характерны в день соответствующих солнцестояний один максимум (свыше 30°C) и один минимум (около 20°C) температур воздуха; *умеренный тип*: характерны один максимум и один минимум температур в течение года, причем температуры качественно разные – как положительные, так и отрицательные; хорошо выражены четыре времени года; *полярный тип*: типичны один максимум и один минимум температур, приуроченные к дням солнцестояний, причем, практически весь год температуры отрицательные.

Разница среднемесячных температур теплого и холодного месяцев называется *годовой амплитудой температур*, разница между самой высокой и низкой температурами воздуха в течение суток – *суточной амплитудой температур*. Обе амплитуды температур незначительны в условиях морского климата и

существенны во внутренних частях материков в условиях континентального и, особенно, резко континентального климата.

Величина суточной амплитуды воздуха зависит от суточной амплитуды температуры почвы и других общих факторов: облачности, рельефа местности, времени года, географической широты местности, близости водных бассейнов, характера почвенного покрова и т. д.

Так, с увеличением широты суточная амплитуда температуры воздуха уменьшается, так как уменьшается полуденная высота солнца над горизонтом. На широтах $20-30^\circ$ на суше среднегодовая суточная амплитуда температуры воздуха составляет около 12°C , на широте 60° – около 6°C , на широте 70° – только 3°C . В высоких широтах, где солнце не заходит или не восходит много дней подряд, регулярного суточного хода температуры нет совсем.

Небольшие суточные амплитуды температуры воздуха над поверхностью моря обусловлены такими же небольшими амплитудами температуры поверхностного слоя воды.

Если бы в тропосфере сохранялось идеальное распределение воздуха, и водяной пар, содержание которого равномерно уменьшалось бы при поднятии вверх, поглощал и излучал радиацию соответственно своему содержанию, то температура воздуха снижалась бы с высотой равномерно (в первом километре – на $2^\circ/100$ м, в следующих 2–3 км – на $1^\circ/100$ м, еще выше – на $0,1^\circ/100$ м и т. д.). На самом же деле вертикальное распределение температуры в тропосфере является не только результатом лучистого равновесия. Воздух находится в постоянном движении, постоянно перемешивается вследствие *атмосферной турбулентности*, в т. ч. *термической конвекции*.

Воздух, нагреваясь от земной поверхности, поднимается вверх, унося с собой тепло. Проходя сквозь атмосферу, имеющую относительно низкую температуру, он обуславливает ее неустойчивое состояние, или ***неустойчивую стратификацию***.

Как только температура поднимающегося потока воздуха и температура окружающей атмосферы выравниваются, воздух перестает подниматься, наступает ***индифферентное состояние атмосферы***. В случае, если в потоке воздуха, который поднимается, температура окажется ниже температуры окружающего воздуха, он начинает опускаться. Это так называемое ***устойчивое состояние атмосферы***.

От земной поверхности в атмосферу тепло поступает не только через конвекцию и турбулентное перемешивание, но и благодаря излучению. Это явление можно наблюдать в Арктике и Антарктике, в пустынях ночью и в умеренных широтах при безоблачном небе. Например, снежный покров не только предохраняет земную поверхность от охлаждения, но и, отражая радиацию, выхолаживает воздух в нижних слоях тропосферы. Это т.н. ***радиационное выхолаживание воздуха*** (этим объясняются особенно низкие температуры в Антарктиде).

Часто температура воздуха зависит от прихода, или ***адвекции***, как теплых, так и холодных воздушных масс со стороны.

Температура воздуха может повышаться ***адиабатически*** (от греч. «адиабатос» – закрытый), т. е. внутри самой воздушной массы, без поступления тепла извне. Когда воздух опускается, он уплотняется. Механическая энергия сжатия переходит в тепловую. Температура при этом повышается на 1°C на каждые 100 м

высоты (*термический градиент*). Этот процесс называется *сухоадиабатическим*.

Когда воздух поднимается, он расширяется. Тепловая энергия переходит в кинетическую. Но поскольку воздух влажный, то при его охлаждении происходит конденсация влаги. При этом выделяется теплота, которая уменьшает температурный градиент до $0,6^\circ \text{C}/100 \text{ м}$. Это *влажноадиабатический процесс*.

Не всегда с высотой температура понижается. Повышение температуры с высотой называется *инверсией*.

Различают инверсии в приземном слое атмосферы и инверсии в свободной атмосфере.

По происхождению приземные инверсии бывают радиационными, адвективными, орографическими и снежными, часто они смешанные.

Радиационные инверсии бывают летом при тихой и безоблачной погоде. После захода Солнца нижние слои воздуха охлаждаются от поверхности, верхние еще теплые. Радиационные инверсии над ледяными полями могут быть в любое время года.

Орографические инверсии наблюдаются в горах при безветренной погоде, когда холодный воздух накапливается внизу, а на склонах остается теплый.

Адвективная инверсия возникает, когда происходит вторжение масс теплого воздуха на холодную местность. В этом случае нижние слои теплой воздушной массы охлаждаются от холодной поверхности, а верхние остаются теплыми.

Снежные (весенние) инверсии возникают рано весной над снежными поверхностями вследствие затрат тепла на таяние снега.

В свободной атмосфере наблюдаются *инверсии сжатия* (в антициклонах) и *фронтальные инверсии* в циклонах.

Следствием инверсий являются заморозки, т. е. снижение температуры воздуха ночью до нуля градусов и ниже в то время, когда среднесуточные температуры превышают нуль градусов. Если температура воздуха над почвой выше нуля, но сама почва или растения на ней охлаждаются из-за излучения до отрицательных температур, на них образуется *иней*. Это явление называется *заморозками на почве*.

Температурные свойства атмосферы обуславливают различные световые явления в ней. Когда в атмосфере устанавливается *температурная стратификация*, т. е. расслоение воздуха, возникают *миражи*. Они обуславливаются аномальной рефракцией света в атмосфере.

Температура воздуха, равно как и солнечная радиация, зональна и уменьшается от экватора к полюсам. Эта закономерность наглядно отражена на климатических картах мира, где нанесены летние изотермы теплого и холодного месяцев (июля и января). *Изотермы* – это линии на картах, соединяющие точки с одинаковой температурой воздуха за определенный промежуток времени.

В распределении температуры воздуха на уровне моря для отдельных месяцев и для всего года обнаруживается ряд закономерностей, свидетельствующих о влиянии географических факторов.

Температура уменьшается от экватора к полюсам в соответствии с распределением радиационного баланса земной поверхности. Это уменьшение особенно значительно зимой (рис. 9; 10).

Изотермы на климатической карте практически нигде не совпадают с широтными кругами, как и изолинии радиационного баланса. Особенно сильно они отклоняются от параллелей в северном полушарии. В этом

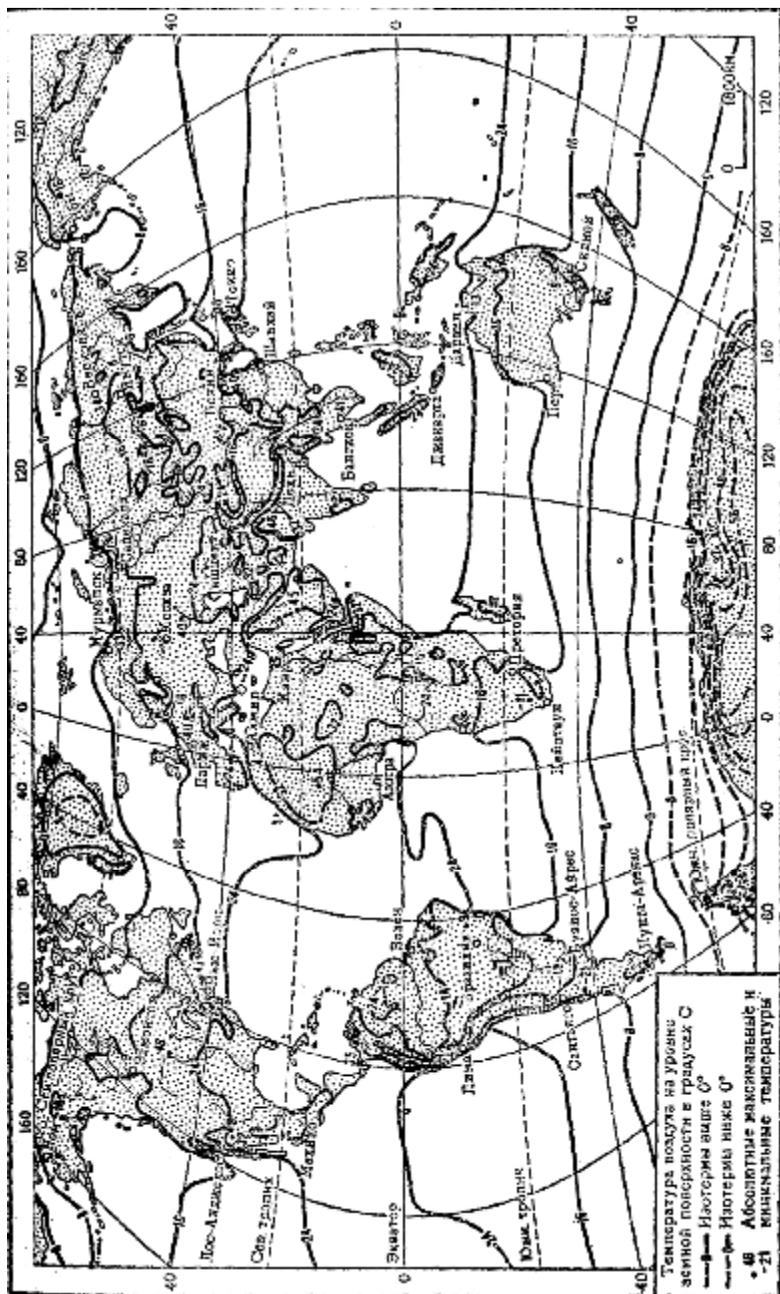


Рис. 10. Карта июльских изотерм

ясно прослеживается влияние расчленения земной поверхности на сушу и море. Кроме того, отклонения в распределении температуры связаны с наличием снежного или ледового покровов, орографией, с теплыми и холодными течениями. Наконец, на распределение температуры влияют особенности общей циркуляции атмосферы.

Теплые места Земли в среднегодовом выражении лежат на побережьях южной части Красного моря и на севере Африки (вблизи Триполи зарегистрирована температура $+58,1^{\circ}\text{C}$).

Холодным районом является Восточная Антарктида, где в центре плато средние годовые температуры достигают $(-50^{\circ} \dots (-) 55^{\circ}\text{C}$. *Полюс холода* северного полушария находится в Оймяконе (Якутия); там минимальная температура достигала $(-78^{\circ}\text{C}$. На станции «Восток» в Антарктиде зарегистрирована самая низкая температура на Земле $(-89,2^{\circ}\text{C}$), но она несопоставима с минимальной температурой Оймякона, поскольку станция «Восток» расположена на высоте 3488 м над уровнем моря.

В среднегодовом выражении теплой является параллель 10° с. ш. с температурой $+27^{\circ}\text{C}$. Эту изотерму называют *термическим экватором*. В течение года термический экватор перемещается, но остается в северном полушарии. Это объясняется преобладанием материковых площадей в тропиках северного полушария по сравнению с южным.

Северное полушарие зимой является более холодным, чем южное (в свою зиму), а летом значительно теплее (табл. 2).

Годовая амплитуда температуры для северного полушария 14°C , а для южного – только 7°C .

Таблица 2

Средние температуры
для северного и южного полушарий

	Январь	Июль
Северное полушарие	+8°C	+22°C
Южное полушарие	+17°C	+10°C

Следовательно, климат северного полушария в целом более континентальный, чем климат южного.

Средняя температура воздуха у земной поверхности для всего земного шара в январе составляет +12°C, в июле +16°C, а в среднегодовом выражении +14°C. Сильное зимнее охлаждение материков северного полушария (особенно Азии) и такое же сильное летнее прогревание приводят к тому, что январь для всего земного шара в целом значительно холоднее июля, несмотря на близкое расстояние от Земли до Солнца в январе (Земля в перигелии) по сравнению с июлем (Земля в афелии).

По признаку распределения температуры воздуха на разных широтах выделяют **тепловые (температурные) пояса**, за границы которых принимают изотермы 0°, 10°, 20°. Тепловых поясов 7: жаркий, два умеренных, два холодных, два пояса мороза.

Тепловые пояса являются основой для выделения климатических поясов.

Вопросы и задания для самоконтроля

1. Что такое слой постоянной суточной температуры, и почему он разный для воды и для земли?
2. Что такое термическая конвекция, какую роль она играет в формировании погоды?
3. Объяснить различия в последствиях сухо- и влажноадиабатического процессов.

4. Какие типы температурных инверсий характерны для нашей местности?

5. Объяснить, почему климат северного полушария теплее, чем климат южного.

6. Где расположены полюса холода и жары? Объясните их положение.

Тепловой баланс земной поверхности

Земная поверхность непрерывно различными путями получает и теряет тепло. Через земную поверхность тепло передается вверх – в атмосферу и вниз – в почву и воду (рис. 11).

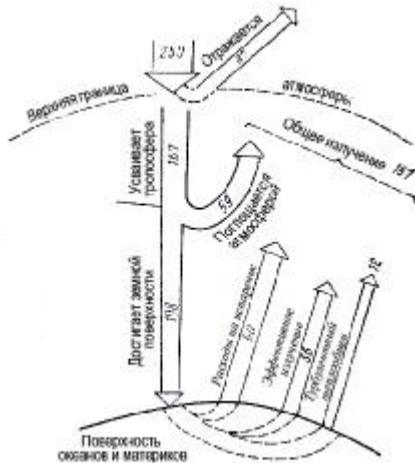


Рис. 11. Тепловой баланс Земли в ккал /см² год
(по М.И. Будыко)

На земную поверхность поступают суммарная радиация и встречное излучение атмосферы.

Они в определенной мере поглощаются поверхностью, т. е. тратятся на нагревание верхних слоев

почвы и воды. В это же время земная поверхность излучает сама и при этом теряет тепло (рис. 12).

К земной поверхности тепло поступает сверху, из атмосферы, путем теплопроводности (P_1). Тем же путем от земной поверхности тепло уходит в атмосферу (P). Путем теплопроводности тепло также уходит от земной поверхности вниз, в почву и воду (A), или поступает к земной поверхности из глубины почвы и водной массы (B).

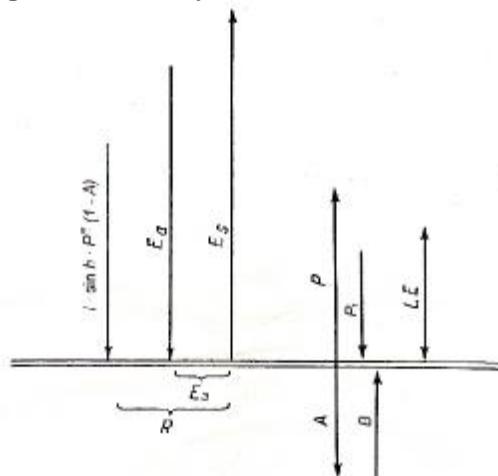


Рис. 12. Пример составляющих теплового баланса земной поверхности днем

Земная поверхность получает тепло при конденсации на ней водяных паров из воздуха или теряет тепло при испарении из нее воды. В первом случае выделяется скрытое тепло, во втором – тепло переходит в скрытое состояние (LE).

Таким образом, уравнение теплового баланса выглядит так:

$R - P - A + P_1 + B \pm LE = 0$, т. е. от земной поверхности идет вверх и вниз совокупно то же количество тепла, которое она за это время получает сверху и снизу.

Значение полученного уравнения состоит в том, что радиационный баланс на земной поверхности уравнивается нерадиационным поступлением тепла. Изю дня в день и из года в год средняя температура деятельного слоя земной поверхности в любом месте практически не меняется. Это означает, что за сутки вглубь почвы или воды попадает днем столько же тепла, сколько уходит из нее ночью. И все же за летнее время года вниз поступает больше тепла, чем приходит снизу. Поэтому слои почвы и воды, а, следовательно, и их поверхность, изю дня в день нагреваются. Зимой происходит обратный процесс. Эти сезонные изменения поступления-расхода тепла в почве и воде за год почти уравниваются, и средняя годовая температура земной поверхности и деятельного слоя из года в год меняется мало.

Вопросы для самоконтроля

1. Из каких составляющих складывается тепловой баланс земной поверхности?
2. Как происходит процесс теплообмена между земной поверхностью и атмосферой зимой и летом? В чем состоит различие?

Тепловой баланс Земли

Доходная часть теплового баланса Земли формируется за счет двух потоков радиации, направляющихся к земной поверхности: коротковолновой солнечной радиации (прямой + рассеянной) и длинноволновой (тепловой) радиации атмосферы. Летом земная поверхность от атмосферы получает в 1,6 раза больше тепла, чем за счет коротковолновой солнечной радиации (табл. 3).

Таблица 3

Приток солнечной радиации
к земной поверхности

Вид радиации (ккал/см ²)	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
Коротковолновая радиация Солнца	22,3	37,0	38,0	26,7	124,0
Длинноволновая радиация атмосферы	57,6	62,0	68,7	64,7	253,0

К расходным статьям теплового баланса Земли принадлежит, во-первых, расход тепла земной поверхностью Земли за счет собственного излучения. Во-вторых, это отраженная радиация.

Наша планета сама не излучает, как Солнце, она лишь отражает, отдавая в мировое пространство примерно 1/3 всей солнечной энергии, поступающей к ней. Эта величина зависит от альбедо Земли.

Доходная часть теплового баланса Земли равна расходной, т. е. **тепловой баланс Земли равен нулю.**

Вопросы и задания для самоконтроля

1. Записать и объяснить уравнение теплового баланса земной поверхности.
2. Объяснить, почему тепловой баланс Земли равен нулю?

ВОДА В АТМОСФЕРЕ

Влажность воздуха

Атмосфера состоит из смеси газов, в которой во взвешенном состоянии находятся жидкие и твердые частицы. Атмосферный воздух у земной поверхности содержит водяной пар. Содержание водяного пара во влажном воздухе у земной поверхности в среднем составляет от 2% в полярных широтах до 2,5% у экватора, а в среднем по всему земному шару – от 0 до 4%. В связи с этим становится изменчивым и процентное соотношение других газов во влажном воздухе.

Водяной пар атмосферы принимает участие во влагообороте, одном из важнейших циклов климатообразующих процессов. Таким образом, влагооборот состоит из испарения, конденсации, осадков и стока.

Водяной пар поступает в атмосферу путем транспирации растений и через физическое испарение.

Момент, когда количество молекул воды, испаряющейся с земной поверхности, равно числу молекул воды, возвращающейся в воду или почву, называется **насыщением**, водяной пар в этом состоянии называется **насыщающим**, а воздух – **насыщенным**.

Влажность воздуха характеризуется абсолютной влажностью, физической упругостью, упругостью насыщения, относительной влажностью, дефицитом влажности и точкой росы.

Абсолютной влажностью называется содержание в атмосфере водяного пара, выраженное в граммах в 1 м³ воздуха (а). Эта величина практически равна фактической упругости, т.е. давлению водяного пара в мм рт. ст. или мб (е).

Упругость насыщения (E , мб) – максимально возможное содержание водяного пара в воздухе при данной температуре. Чем выше температура, тем больше водяного пара может содержать воздух.

Относительная влажность – отношение фактической упругости (абсолютной влажности) к упругости насыщения, выраженное в процентах:

$$r = \frac{e}{E} \cdot 100\%.$$

Относительная влажность показывает степень насыщенности воздуха водяным паром.

При полном насыщении, когда $E = e$, тогда $r = 100\%$.

Дефицит влажности (D) – недостаток насыщения при данной температуре: $D = E - e$ (мб).

Точка росы (T^0) – температура, при которой водяной пар, содержащийся в воздухе, насыщает его. При r менее 100% T^0 всегда меньше фактической температуры воздуха.

Различают фактическое **испарение** и максимально возможное испарение, т. е. **испаряемость**. Под испаряемостью понимают максимально возможное испарение, не ограниченное запасами влаги. Величина испаряемости характеризует, насколько погода и климат в данной местности способствуют процессу испарения.

Испарение прямо пропорционально дефициту влажности и скорости ветра.

В приземных условиях влажность воздуха определяется психрометрическим методом, то есть по показаниям двух термометров – с сухим и смоченным резервуарами. Испарение с поверхности обернутого смоченной белой тканью резервуара термометра понижает температуру самого термометра по сравнению с „сухим”

термометром. Снижение температуры „смоченного” термометра тем больше, чем больше дефицит влажности. По разнице температур „сухого” и „смоченного” термометров с помощью психрометрических таблиц определяют все характеристики влажности воздуха.

Влагосодержание воздуха у земной поверхности имеет суточный и годовой ход, связанный с соответствующими изменениями температуры воздуха. Над морем и в приморских областях на суше упругость водяного пара имеет простой суточный ход, параллельный суточному ходу температуры: влагосодержание растет днем, когда температура выше и испарение интенсивнее. Такой же суточный ход характерен и для внутренних районов материков в холодное время года.

Но в теплое время года в удаленных от моря частях материков упругость водяного пара имеет двойной суточный ход. Первый минимум наступает рано утром, вместе с минимумом температуры воздуха. Затем упругость пара быстро растет вместе с температурой до 9 часов утра и достигает первого максимума. После этого упругость пара уменьшается до 15 часов, когда наступает второй минимум (**почему?**). Затем упругость пара вновь возрастает до 21–22 часов, когда наступает второй максимум. После этого температура и упругость водяного пара снова падают до утра.

Годовой ход упругости водяного пара параллелен годовому ходу температуры воздуха: летом она больше, зимой меньше. В тропиках, где максимум температуры приходится на период до начала сезона дождей, максимум влагосодержания в воздухе совпадает с началом дождей.

Годовая амплитуда упругости пара тем больше, чем больше амплитуда температуры воздуха. Следовательно, в континентальном климате она больше, чем в морском. Еще больше она в муссонных областях, где существует резкая

противоположность между сухой зимой и влажным летом. Над океанами и в морском климате на суше, особенно в экваториальных областях, годовая амплитуда влагосодержания в воздухе мала.

С высотой упругость водяного пара растет. В горах влагосодержание является несколько большим, чем на тех же высотах в свободной атмосфере: здесь ближе источник влаги – земная поверхность.

Переход влаги из газообразного в жидкое состояние – **конденсация** – происходит в атмосфере в виде образования мелких капелек, когда воздух становится насыщенным, чаще всего – когда снижается температура воздуха. Продукты конденсации называются **гидрометеорами** (туман, дымка и др.).

В атмосферных условиях происходит не только образование капелек, но и **сублимация** – образование кристалликов, переход водяного пара в твердое состояние без прохождения жидкой фазы.

Конденсация может происходить и при столкновении теплого воздуха с холодной земной поверхностью или холодными наземными предметами. Продукты конденсации этого типа называются наземными **гидрометеорами** (жидкий налет и роса – жидкие продукты конденсации, к твердым продуктам относятся иней, изморозь, гололед и гололедица).

Опасное явление представляет собой **смог** – сильный туман, состоящий из водяного пара, смешанного с дымом и выхлопными газами автомобилей. В зависимости от причины образования туманы делятся на туманы испарения и туманы охлаждения.

Туманы испарения возникают чаще всего осенью и зимой в холодном воздухе над теплой водной поверхностью. Над морем в полярных широтах туманы испарения образуются над прорубями или над чистой водой у кромки льда, куда переносится

воздух с ледового покрова. Туман испарения обычно клубится и быстро исчезает, если исчезает причина его образования (т. е., температура воздуха повышается).

Адвективные туманы возникают в теплых воздушных массах, движущихся на более холодную поверхность (например, из низких широт в высокие, зимой с теплого моря на холодную сушу или летом с теплой суши на холодное море).

Радиационные туманы могут быть поземные и высокие. Поземные наблюдаются только над сушей в ясные и тихие ночи, они связаны с ночным радиационным выхолаживанием почвы или снежного покрова. Возникают они в низовьях, вблизи болот, т. е. локально. Высота их от 2 до 200 м. Поземные туманы образуются в слое приземной инверсии и после восхода солнца исчезают, т. е. испаряются.

Вопросы и задания для самоконтроля

1. Объяснить взаимозависимость элементов влажности в атмосферном воздухе.
2. Почему на материках отмечается двойной ход упругости водяного пара в воздухе, а над морем – простой?
3. При каких условиях происходит конденсация и сублимация водяного пара в воздухе?
4. Какие типы туманов характерны для нашей местности?

Баланс влаги

В целом на земном шаре испаряется слой воды, равный примерно 1 м. Для поверхности океана слой воды, испаряющейся за год, значительно больше. Заметим, что на испарение 1 см^3 расходуется 60 ккал солнечной

энергии. Если учесть, что площадь Мирового океана равна 360 млн км², можно представить, какое огромное количество тепла расходуется на испарение с его поверхности. Подсчитано, что на испарение воды с поверхности Земли расходуется треть солнечной радиации, поступающей к поверхности нашей планеты.

Баланс влаги на Земле, так же как и баланс тепла, всегда поддерживается в равновесии. Вся вода, испаряющаяся с поверхности суши и океана, должна возвращаться на землю в виде осадков. Если бы этого равновесия в природе не было, вся вода на Земле со временем полностью испарилась бы. О том, что такое равновесие в природе существует, свидетельствует уровень Мирового океана, который остается примерно постоянным.

Вопросы и задания для самоконтроля

1. Почему баланс влаги на Земле равен нулю? Чем это подтверждается?
2. Подсчитать, какое количество тепла, поступающего от Солнца, расходуется на испарение с земной поверхности.

Облака

В свободной атмосфере на ядрах, роль которых выполняют морские соли, продукты горения или органического распада, аэрозольные примеси и т. д., при охлаждении образуются капельки воды.

Скопление капелек и кристалликов – продуктов конденсации и сублимации – называется облаком. **Облака** – чрезвычайно подвижные и неустойчивые образования. Они легко переносятся воздушными потоками. При увеличении относительной влажности в воздухе облака

капельки воды увеличиваются, делаются тяжелыми и выпадают из облака, т. е. образуются осадки. Это часть круговорота воды в географической оболочке.

По структуре облака делятся на водяные (капельные), ледяные (кристаллические) и смешанные. **Водяные облака** состоят только из капелек, которые могут быть и в переохлажденном состоянии. **Ледяные облака** содержат только ледяные кристаллы при низких температурах. **Смешанные облака** состоят из смеси переохлажденных капелек и ледяных кристаллов при умеренных отрицательных температур.

Летом в нижних слоях тропосферы образуются водяные облака, в средних – смешанные и в верхних – ледяные.

Водностью облаков называется содержание в них воды в жидком или твердом состоянии.

В современной международной классификации облака по внешнему виду делятся на 10 основных родов (табл. 4).

Таблица 4

Основные роды облаков

1	Перистые	C	Cirrus
2	Перисто-кучевые	Cc	Cirro-cumulus
3	Перисто-слоистые	Cs	Cirro-stratus
4	Высококучевые	Ac	Alto-cumulus
5	Высокослоистые	As	Alto-stratus
6	Слоисто-кучевые	Sc	Strato-cumulus
7	Слоистые	St	Stratus
8	Слоисто-дождевые	Ns	Nimbo-stratus
9	Кучевые	Cu	Cumulus
10	Кучево-дождевые	Cb	Cumulo-nimbus

Внутри этих основных родов выделяют значительное количество видов, разновидностей и дополнительных особенностей.

Облака всех указанных родов приурочены к определённым высотам между уровнем моря и тропопаузой (рис. 14). Высота эта зависит от температуры воздуха и от высоты тропопаузы.

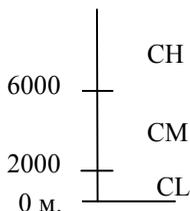


Рис. 14. Расположение родов облаков

Верхний ярус (CH) – в полярных широтах простирается в среднем на высоту от 3 до 8 км, в умеренных широтах – от 5 до 13 км и в тропических широтах – от 6 до 18 км (перистые, перисто-кучевые и перисто-слоистые облака). Средний ярус (CM) в полярных широтах – от 2 до 4 км, в умеренных – от 2 до 7 км и в тропических - от 2 до 8 км (высококучевые и высокослоистые облака). Нижний ярус (CL) во всех широтах – от земной поверхности до 2 км (слоисто-кучевые, слоисто-дождевые и слоистые облака).

Нижняя граница кучевых и кучево-дождевых облаков обычно приурочена к нижнему ярусу, но их верхушки часто проникают в средний, а иногда и в верхний ярус.

С кучево-дождевыми облаками связаны грозовые явления, поэтому их еще называют грозовыми. На фоне кучево-дождевых облаков наблюдаются *радуги, гало, венцы, gloria* и другие световые явления.

Грозы чаще бывают над сушей и в тропических широтах (100–150 дней в году). В субтропических широтах, где преобладает высокое атмосферное давление, гроз меньше (20–50 дней над сушей и 5–20 – над морем). В полярных широтах грозы – уже редкое явление. Это объясняется тем, что для грозы нужны не только **большая неустойчивость стратификации атмосферы и сильная конвекция, но и большая водность облаков.** Водность же уменьшается с широтой вследствие снижения температуры воздуха.

Степень укрытия неба облаками называют **облачностью**. Ее измеряют в баллах по 10-балльной шкале.

Облачность важна для теплового режима Земли. Облака отражают прямую солнечную радиацию, тем самым уменьшая её поступление к земной поверхности.

В суточном ходе облачности над сушей в умеренных широтах летом отмечаются два максимума: утром и, более весомый, после полудня. В холодное время года, когда конвекция слаба или отсутствует, преобладает утренний минимум, который может быть единственным.

В тропиках в течение года преобладает послеполуденный максимум, потому что там важным облакообразующим процессом является конвекция.

На высокогорье, особенно летом, минимум наблюдается ночью, когда облака расположены низко, а максимум – после полудня, при развитии конвекции.

В годовом ходе облачность в различных климатических областях изменяется по-разному. Над океанами в высоких и средних широтах годовой ход вообще незначительный, с максимумом летом или осенью и минимумом весной.

В Европе максимум приходится на зиму, когда циклоническая деятельность с ее фронтальной

облачностью наиболее развита, а минимум – на лето и весну, когда преобладают облака конвекции.

Средняя годовая облачность для всей Земли равна 5,4, для суши – 4,9, для моря – 5,8. Максимального значения облачность достигает над Белым морем (0,8), а минимума – в Асуане (0,5).

Вопросы для самоконтроля

1. Какие типы облаков характеризуются наибольшей водностью?
2. Почему в полярных широтах не наблюдаются грозы?
3. В какое время года в Европе отмечается наибольшая облачность и почему?

Осадки

Основными видами осадков являются ***дождь и снег***. К жидким осадкам принадлежит также ***ледяной*** (переохлажденный) ***дождь***. Твердые осадки более разнообразны, это ***снежная и ледяная крупа, ледяные иглы, град и др.***

Количество выпадающих осадков зависит, прежде всего, от абсолютного влагосодержания воздуха. Например, при почти одинаковой годовой величине относительной влажности воздуха (около 70–80%) на экваторе и в приполярных районах осадков на экваторе выпадает 2000 мм/год и более (абсолютная влажность воздуха – 25–30 мм рт. ст.), а в приполярных широтах около 100–200 мм (абсолютная влажность 1–3 мм рт. ст.). Обильные осадки выпадают в том случае, если облака смешанные, т. е. в них содержатся как переохлажденные капли, так и ледяные кристаллы.

По характеру выпадения осадков различают: **ливневые осадки** (они интенсивные, непродолжительные, выпадают на небольшой площади), **обложные** (средней интенсивности, равномерные, длительные – могут длиться круглосуточно, выпадают на большой площади); **морозящие** (мелкокапельные, словно взвешенные в воздухе, дают мало влаги).

Характер выпадения осадков очень важен, от него зависит, сбегает воды по поверхности, размывая почвы, или просачиваются в грунт и пополняют запасы подземных вод.

По происхождению различают конвективные, фронтальные и орографические осадки.

Конвективные осадки характерны для жаркого пояса, где интенсивны нагревание и испарение, но летом встречаются и в умеренном поясе. **Фронтальные осадки** образуются, когда встречаются две воздушные массы с разной температурой и разными физическими свойствами. Эти осадки связаны с теплым воздухом, образующим циклонические вихри; такие осадки типичны для умеренного и холодного поясов. **Орографические осадки** выпадают на наветренных склонах гор, особенно высоких. Они обильны, если воздух поступает со стороны теплого моря и имеет высокую абсолютную и относительную влажность.

Чаще всего осадки образуются из облаков восходящего скольжения (слоисто-дождевые и высоко-слоистые) и из облаков конвекции. В зависимости от того, из какого типа облаков они образуются, осадки имеют различный характер. Например, из облаков восходящего скольжения, связанных с фронтами, выпадают **обложные осадки**. Это длительные осадки средней интенсивности. Обложные осадки охватывают большую территорию, порядка нескольких сотен тысяч км², и длятся часами и

десятками часов. Наибольший процент в общем количестве осадков в умеренных широтах составляют именно обложные осадки.

Из облаков конвекции (кучево-дождевых) выпадают **ливневые осадки**. Они очень интенсивные, но непродолжительные. Это объясняется тем, что эти осадки связаны с отдельными облаками или узкими зонами облаков. Несмотря на интенсивность ливневых осадков, они дают мало воды из-за кратковременности. Дождь является основным видом осадков в низких тропических и экваториальных широтах.

Морось – это внутримассовые осадки. Морозящие осадки выпадают из слоистых и слоисто-кучевых облаков небольшой вертикальной мощности. Морось состоит из очень мелких капелек. Зимой при низких температурах эти облака могут содержать кристаллы. Вместо мороси из них выпадают мелкие снежинки и снежные зерна. Морось дает мало воды. При некоторых условиях (в горах) морось может быть интенсивной и обильной.

Для измерения количества осадков применяются **дождемеры и осадкомеры** различной конструкции и самописцы – **плювиографы**.

При устойчивых отрицательных температурах выпавший на земную поверхность снег остается на ней в виде **снежного покрова**. В полярных широтах он сохраняется круглогодично, в умеренных широтах на равнинах – сезон, а в тропических и экваториальных широтах снежный покров имеется лишь в высокогорьях.

В снежном покрове содержится много воздуха, и плотность снега очень мала (0,02–0,2 от плотности воды), что уменьшает его теплопроводность. За зиму плотность снега увеличивается. Если снег начинает таять, а затем снова подмерзает, то образуется твердая ледяная корка – **наст**.

Снежный покров распространен не так значительно, как снег. Так, в низких широтах может выпадать снег, но снежный покров может не образовываться. Распределение снежного покрова во многом зависит от топографии и орографии местности.

Снег является продуктом атмосферных осадков, т. е. климата, но в то же время и сам влияет на климат. Наличие снежного покрова увеличивает освещенность. Особое значение это приобретает в Арктике и Антарктике летом.

Снегу присуще высокое альbedo, поэтому температура над снежной поверхностью ниже, чем на поверхности почвы. В то же время шероховатая поверхность снега сильно излучает. Потеря тепла сверху не компенсируется его поступлением снизу из-за низкой теплопроводности снега. Поэтому почва, покрытая снегом, сохраняет зимой достаточно высокую температуру. Чем тоньше снежный покров, тем сильнее промерзание почвы при прочих равных условиях.

Запасы воды в снеге обеспечивают питание большинства рек умеренных широт. Суточный ход осадков является очень сложным, и даже в многолетних средних величинах в нем часто не наблюдается явной закономерности.

На суше выделяют два типа суточного хода осадков – *континентальный и береговой*.

В *континентальном типе* слабый первый максимум отмечается перед полуднем, а главный максимум осадков приходится на послеполуденное время.

Первый максимум, менее выразительный, обусловлен образованием ночью слоистых облаков, главный максимум связан с возникновением конвекции днем.

Летом главный максимум выражен четче, чем зимой, что объясняется годовым ходом конвекции.

В *береговом типе* единственный максимум приходится на ночь и утро, а минимум – на послеполуденные часы. Этот тип суточного хода выражен летом лучше, чем зимой.

Годовой ход осадков, то есть изменение их количества по месяцам в разных местах Земли неодинаков. Можно выделить несколько основных типов годового хода осадков.

Экваториальный тип – за год выделяется два дождливых сезона, разделенных сравнительно сухими сезонами (после дней равноденствия отмечаются два небольших максимума – в апреле и октябре – и после дней солнцестояния – два небольших минимума – в июле и январе).

Муссонный тип – максимум осадков летом, минимум – зимой. Он присущ субэкваториальным широтам, а также восточным побережьям материков в субтропических и умеренных широтах. Общее количество осадков при этом постепенно уменьшается от субэкваториального до умеренного пояса.

Средиземноморский тип – максимум осадков зимой, минимум – летом. Наблюдается в субтропических широтах на западных побережьях и в глубине материков. Годовое количество осадков постепенно уменьшается вглубь континентов.

Континентальный тип осадков умеренных широт – летом осадков в 2–3 раза больше, чем зимой. С увеличением континентальности климата общее количество осадков уменьшается, а разница между летними и зимними осадками увеличивается.

Морской тип умеренных широт – осадки распределяются равномерно в течение года с небольшим максимумом в зимне-осенний период. Их количество больше, чем в предыдущем типе.

Географическое распределение осадков на земной поверхности на климатических картах изображается с помощью *изогиет*, зависит от совокупного действия ряда условий: температуры, испарения, влажности воздуха, атмосферного давления, распределения суши и моря, господствующих ветров и др.

Атмосферные осадки распределяются зонально (рис. 15). В экваториальной зоне выпадает наибольшее количество осадков – 1000–2000 мм и более, потому что здесь в течение всего года высокие температуры, большая испаряемость и господствуют восходящие токи воздуха. В тропических широтах количество осадков уменьшается до 300–500 мм, а во внутренних областях материков выпадает осадков менее 100 мм. Это результат преобладающего высокого давления с нисходящими токами воздуха, который нагревается, поэтому удаляется от состояния насыщения. Здесь лишь на восточных побережьях материков, которые омываются теплыми течениями, осадки значительны, особенно летом.

В умеренных широтах количество осадков вновь увеличивается до 500–1000 мм, особенно на западных побережьях материков в горах, где в течение года преобладают западные ветры со стороны океанов с теплыми течениями.

В полярных районах, несмотря на большую облачность, осадков выпадает лишь 100–200 мм как следствие малого содержания влаги из-за низких температур.

Максимум годового количества осадков приходится на предгорья Гималаев. В Северной Индии, в Черрапунджи, выпадает 12660 мм/год, а наибольшее зарегистрированное количество осадков там – около 23000 мм/год (т. е. 23 м). Второе влажное место на Земле –

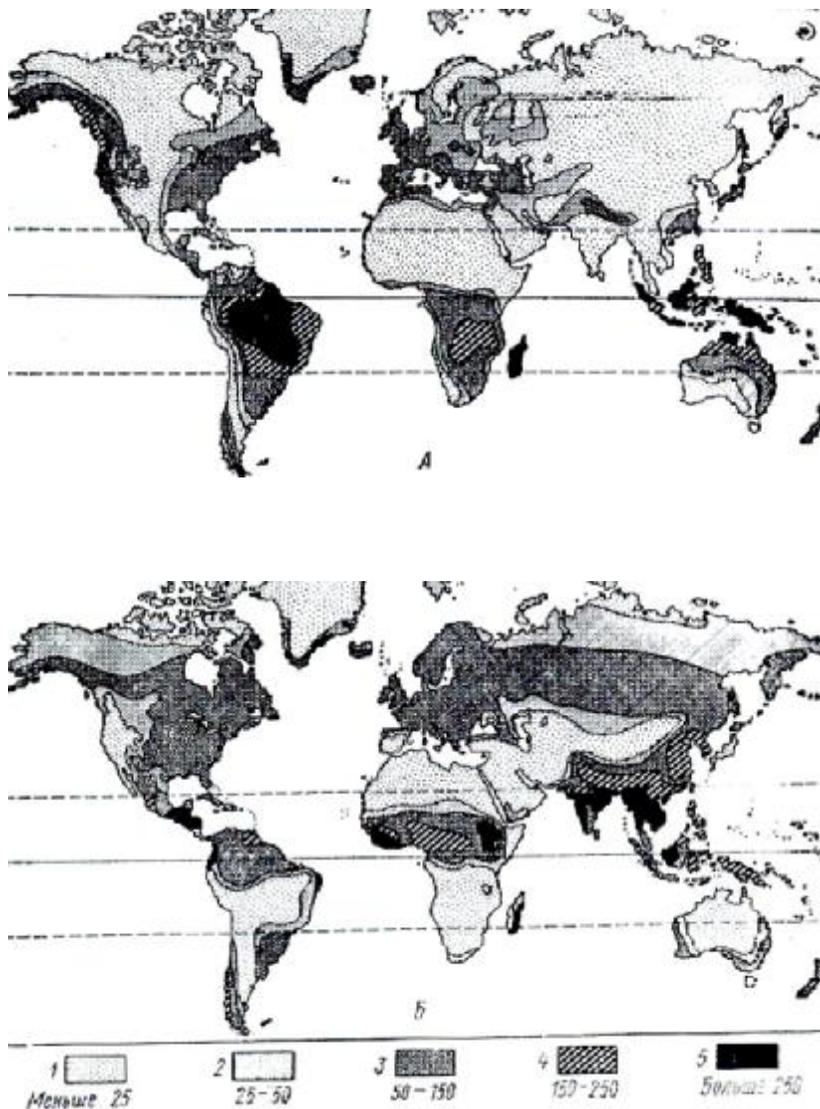


Рис. 15. Распределение осадков (в см)
в январе (А) и в июле (Б)

Гавайские острова (до 12500 мм/год). Минимальное количество осадков выпадает в тропических пустынях: в Сахаре (Асуан) выпадает в среднемноголетнем выражении – 1 мм / год.

Однако количество осадков еще не определяет условий увлажнения. Так, и в заболоченной тундре и в пустынях Средней Азии выпадает одинаковое количество осадков – около 200 мм. Но для оценки условий увлажнения нужно учитывать не только количество осадков, но и испаряемость – максимально возможное испарение, которое определяется температурой.

Степень увлажнения выражают *коэффициентом увлажнения* (К) – отношением количества осадков к испаряемости за один и тот же период; выражается он дробью или в процентах. **Увлажнение имеет зональный характер.**

Различают: избыточное увлажнение ($K > 1$), нормальное увлажнение ($K = 1$), недостаточное увлажнение ($K < 1$). **Коэффициент увлажнения определяет тип природно-растительных зон: при $K > 1$ растут леса; при K около 1 – лесостепь, саванны; при K от 1 до 0,3 – луговые сухие степи; при K от 0,3 до 0,1 – полупустыни; при $K < 0,1$ – пустыни.**

На годовое испарение в определенном месте должно расходоваться количество тепла, которое равно годовому радиационному балансу чрезмерно увлажненной подстилающей поверхности в этом месте. Это выражается *радиационным индексом сухости*:

$$K = R / r \cdot L,$$

где R – годовой радиационный баланс; r – годовая сумма осадков и L – скрытая теплота парообразования.

Радиационный индекс сухости показывает, какая доля годового радиационного баланса расходуется на испарение годового количества осадков.

При K меньше 0,45 климат (по М.И. Будыко) называется **чрезмерно влажным**: поступление тепла в почву за счет радиационного баланса намного меньше, чем необходимо для испарения осадков, образующихся над этой территорией; при K от 0,45 до 1,0 климат называется **влажным**; при K от 1,0 до 3,0 – **недостаточно влажным**; при K более 3,0 – **сухим**.

Вопросы и задания для самоконтроля

1. Охарактеризовать основные типы осадков.
2. Какие облака и почему дают наибольшее количество осадков?
3. Составить схему, на которой обозначить типы облаков, их приуроченность к фронтам, воздушным массам и т. д., и типы осадков, выпадающих из них.
4. Объяснить, почему над снежной поверхностью температура выше, чем над поверхностью открытой почвы.
5. Составить сравнительную таблицу типов годового хода осадков (название типа, время года с максимальным количеством осадков, время года с минимальным количеством осадков).
6. Найти на климатической карте мира места с наибольшим количеством осадков и объяснить их приуроченность.
7. К какой зоне увлажнения принадлежит наша местность?

АТМОСФЕРНАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ

Атмосферное давление

Газовая оболочка Земли благодаря своему весу и вследствие силы земного притяжения вращается вместе с планетой. Любой газ оказывает давление на стенки, которые его ограничивают, т. е. действует на них с определенной силой давления, направленной перпендикулярно (нормально) к стенке. Давление газа объясняется движением его молекул, давлением их на стенки, ограничивающие какой-то объем воздуха. На каждый квадратный метр поверхности (не обязательно горизонтальной) на уровне океана масса воздуха осуществляет давление, равное 10333 кг. Это означает, что столько весит столб воздуха сечением 1 м^2 и высотой от уровня моря до верхней границы атмосферы.

Числовая величина давления, отнесенная к единице площади, называется атмосферным давлением. Выделенный объем воздуха может быть бесконечно малым и в конце концов сводится к точке. Таким образом, в каждой точке атмосферы имеется определенная величина атмосферного давления.

Атмосферное давление можно выразить в граммах или килограммах веса на один квадратный метр или сантиметр. В метеорологии его выражают в *миллиметрах ртутного столба (мм рт. ст.)*.

Для измерения атмосферного давления ранее широко применялся в стационарных условиях ртутный чашечный *барометр*. Современный принцип измерения атмосферного давления, который широко используется в анероидах, барографах, метеорографах, радиозондах, основывается на деформациях упругой, пустой внутри

металлической коробочки при изменениях внешнего давления на нее. Приборы этого типа градуируют по показаниям ртутного барометра.

Давление в различных точках земной поверхности, расположенных на разной высоте, будет неодинаковым вследствие различной мощности воздушного столба. На уровне моря давление на каждый квадратный сантиметр поверхности составляет 1003,3 г. Это давление уравновешивается давлением столба ртути высотой 760 мм, сечением 1 см², на уровне Мирового океана, на 45° широты. Он равен 760 мм, или 1013 мб. В СИ давление измеряется в паскалях (Па). Один паскаль – это давление силой в один ньютон (Н), который приходится на площадь в 1 м². Соотношение их таково: **(1 мб = 100 Па = 1 гПа)**.

С поднятием вверх давление уменьшается (в нижней тропосфере примерно на 1 мм рт. ст., или на 1,33 мб на каждые 10,5 м), так как уменьшается столб воздуха и уменьшается его плотность. Это позволяет с помощью барометра-высотомера определять высоту места.

Несмотря на большую протяженность атмосферы, половина массы сосредоточена в первых 5–6 км. Давление на этом уровне составляет всего 500 мб, т. е. вдвое меньше, чем на уровне моря. В столбе воздуха высотой около 16 км (а это тропосфера) сосредоточено 0,9 всей массы атмосферы. Давление на этом уровне составляет 100 мб, а на высоте 40 км – всего 2,4 мб.

Уменьшение атмосферного давления с высотой выражают через вертикальный градиент давления, или так называемую *барическую ступень*.

Барическая ступень – это расстояние по вертикали (в м), на котором атмосферное давление изменяется на единицу.

Величина барической ступени зависит от высоты над уровнем моря и от температуры воздуха. В приземном слое при давлении 1000 мб и температуре 0°С барическая ступень равна 8 м. Это означает, что на каждые 8 м поднятия давление снижается на 1 мб. В слое с давлением 600–500 мб, что соответствует высотам около 4,5–5,5 км, барическая ступень равна 16 м, в слое с давлением 100–200 мб – 40 м.

Барической ступеню пользуются при приведении давления к общему уровню, например, к уровню моря.

Приведенные значения атмосферного давления наносятся на синоптические карты. Этим самым исключается влияние разницы в высотах станций на величину давления и становится возможным выяснить горизонтальное распределение давления.

Барическая ступень обратно пропорциональна температуре воздуха и прямо пропорциональна высоте.

При одном и том же давлении барическая ступень больше при высокой температуре, чем при низкой (рис. 16).

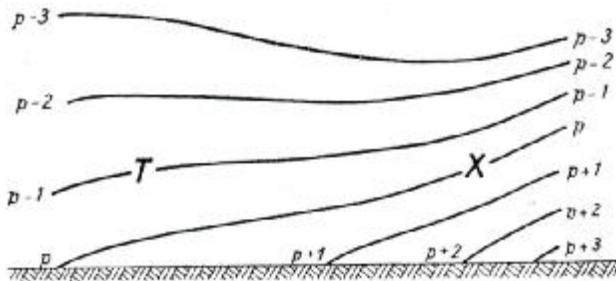


Рис. 16. Изобарические поверхности в областях тепла (Т) и холода (Х) в вертикальном разрезе

Распределение атмосферного давления по высоте зависит от того, какое давление внизу, и как распределяется температура с высотой. На высоте 5 км давление вдвое меньше, чем на уровне моря, на высоте 10 км – в 4 раза, 15 км – в 8 раз, 20 км – в 18 раз. Таким образом, давление уменьшается приблизительно в геометрической прогрессии, в то время как высота увеличивается в арифметической прогрессии.

Давление меняется не только с высотой. На одинаковом уровне оно не везде одинаково. Кроме того, в каждой точке атмосферы давление непрерывно меняется с течением времени.

Распределение атмосферного давления называют **барическим полем**. Наглядно его можно представить в пространстве поверхностями равных значений давления (**изобарические поверхности**), на плоскости – линиями равных значений (**изобары**). Для анализа изменений барического поля в практике метеорологической службы погоды по данным аэрологических наблюдений составляют **карты барической топографии**.

В атмосфере всегда существуют области, в которых давление снижено или повышено по сравнению с окружающими областями. Расположение таких областей непрерывно меняется. При этом в областях пониженного давления – циклонах или депрессиях - давление на каждом уровне низкое в центре области, а к периферии растет. Давление, кроме того, снижается с высотой; поэтому изобарические поверхности в центре вогнутые в виде воронок.

В области повышенного давления – антициклоне – наоборот, на каждом уровне в центре будет высокое давление, поэтому изобарические поверхности в антициклоне приобретают форму куполов, и на карте

абсолютной барической топографии в центре антициклона находится изогипсы с наибольшими значениями.

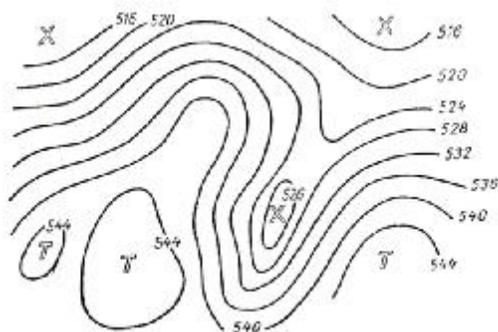


Рис. 17. Области тепла (Г) и холода (X) на карте относительной топографии изобарической поверхности 500 мб над поверхностью 1000 мб

В практике службы погоды составляют **синоптические карты**, на которых, кроме давления над уровнем моря, наносят и другие метеорологические элементы по данным наземных наблюдений. На этих картах проводят и изобары. На синоптических картах отчетливо наблюдаются местами сгущения изобар, в других местах они разреженные, степень сгущения изобар свидетельствует о характере изменений давления по горизонтали. Последний выражается через **горизонтальный барический градиент** – изменение давления (в мб) по горизонтали на единицу расстояния (100 км) по нормали к изобаре в сторону уменьшения давления.

Величина горизонтального барического градиента обратно пропорциональна расстоянию между изобарами.

Вертикальный барический градиент (барическая ступень) в десятки тысяч раз больше горизонтального. Он

уравновешивается (или почти уравновешивается) направленной навстречу силой тяжести. **На горизонтальное движение воздуха вертикальный барический градиент не влияет.**

С высотой барическое поле изменяется. Это означает, что меняется форма изобар и взаимное их расположение, следовательно, изменяются величины и направления барических градиентов. Эти изменения связаны с неравномерным распределением температуры.

Известно, что в холодном воздухе барическая ступень меньше, чем в теплом: давление падает с высотой тем быстрее, чем ниже температура воздуха. Отсюда следует, что изобарические поверхности, как правило, не могут быть горизонтальными. Если даже нижняя, приземная изобарическая поверхность горизонтальна (рис. 18), то каждая выше расположенная изобарическая поверхность будет приподнята над расположенной ниже поверхностью в холодном воздухе меньше, в теплом – больше (см. рис. 18).

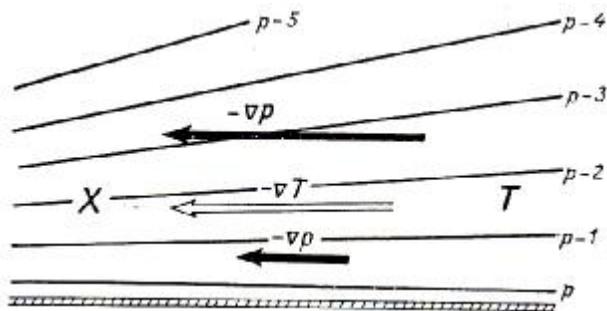


Рис. 18. Связь между горизонтальными градиентами температуры и атмосферным давлением

Итак, выше расположенные поверхности будут наклонены от теплого воздуха к холодному, причем

наклонены тем больше, чем выше лежит эта поверхность. Это означает, что у земной поверхности горизонтального барического градиента нет, а в вышележащих слоях такой градиент есть. На рисунке 18 видно, что в теплых областях атмосферы давление на высоте будет повышенным, а в холодных – пониженным.

Области повышенного и пониженного давления, на которые постоянно расчленяется барическое поле атмосферы, называют **барическими системами**. Основные их типы – циклоны и антициклоны – на синоптических картах изображаются замкнутыми концентрическими изобарами неправильной формы. К барическим системам с незамкнутыми изобарами принадлежат **ложбины, гребни, седловины** (рис. 19).

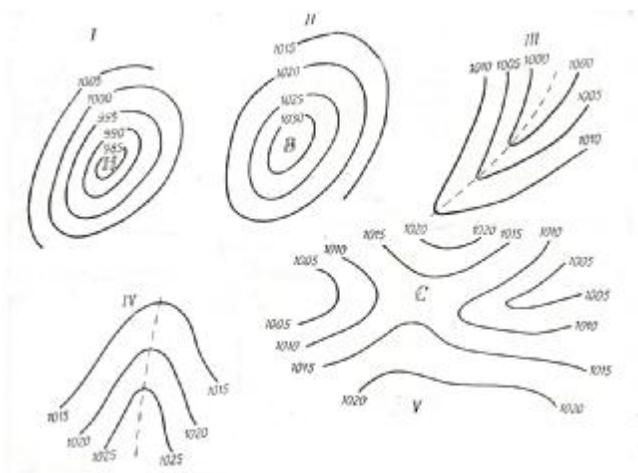


Рис. 19. Изобары на уровне моря в различных типах барических систем I - циклон, II - антициклон, III - ложбина, IV - гребень, V – седловина

Атмосферное давление в каждой точке у земной поверхности или в любой точке свободной атмосферы

постоянно меняется, т.е. растет или падает. **Изменение давления за последние 3 часа перед сроком наблюдений называется *барической тенденцией*.**

Изменение атмосферного давления может иметь характер **суточного хода**. Суточный ход давления хорошо выражен в тропиках. Во внетропических широтах он проявляется слабо. Причинами суточного хода давления является суточный ход температуры, приливные волны в атмосфере и т. д.

Непериодические колебания давления является следствием циклонической деятельности.

В связи с сезонными изменениями в циклонической деятельности атмосферное давление приобретает **годовой ход**, который в разных областях Земли разный.

Типы годового хода атмосферного давления разнообразны. Самый простой ход давления над материками, где максимум приходится на зиму, минимум на лето, а годовая амплитуда возрастает с удаленностью от океана.

Такой же ход присущ и для муссонных областей окраин материков (максимум – поздней осенью, минимум – в начале лета).

В высоких широтах океанов наблюдается летом максимум, зимой – минимум. В средних широтах океанов наблюдается двойной ход давления – максимум зимой и летом, минимумы – весной и осенью, причем, амплитуды сравнительно невелики.

В тропических океанах годового ход давления выражен слабо.

В распределении давления над земной поверхностью проявляется **зональность**. Общая планетарная схема распределения давления такова: вдоль экватора простирается пояс пониженного давления

(экваториальная депрессия), на север и на юг от нее (на 30–40-х широтах) – пояса повышенного давления, далее – на 60-70-х широтах обоих полушарий – пояса пониженного давления и в приполярных районах располагаются области повышенного давления (рис. 20).

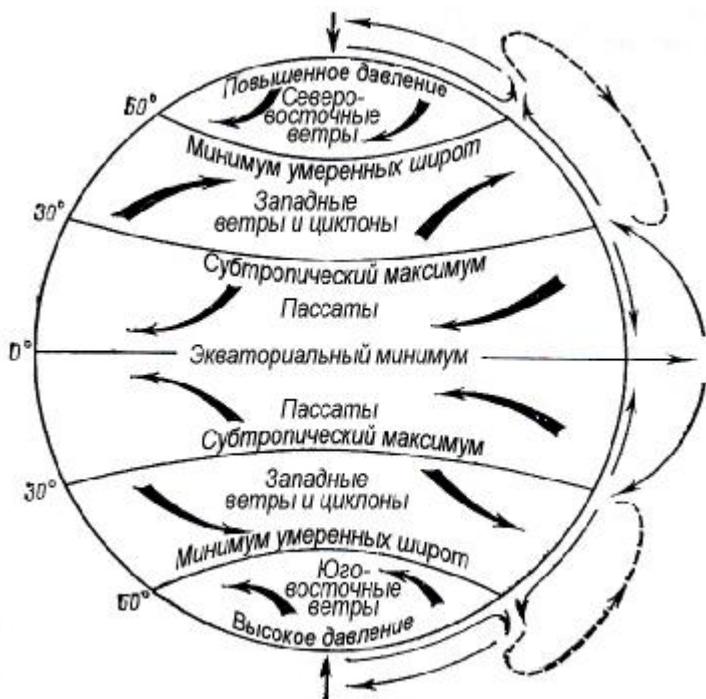


Рис. 20. Зональное распределение атмосферного давления и ветров у однородной земной поверхности

Реальная картина распределения давления значительно сложнее, что отражено на картах январских и июльских изобар. Причем, это касается прежде субтропических, умеренных и субполярных широт.

Экваториальный пояс пониженного давления сохраняется на протяжении всего года, только ось его

вслед за солнцем смещается то в северное полушарие (июль), то в южное (январь). Круглогодично существуют и барические максимумы в полярных областях – над Антарктидой и Гренландией.

На 30–40° с. ш. и ю. ш. в зимнее полугодие соответствующего полушария формируются пояса высокого давления. Летом над нагретыми материками давление низкое, а над океанами сохраняется и даже усиливается высокое давление. Таким образом, в течение года барические максимумы существуют только над океанами: Северо-Атлантический (Азорский), Северо-Тихоокеанский (Гонолульский), Южно-Атлантический, Южно-Тихоокеанский и Южно-Индийский (рис. 21).

В умеренных и субполярных широтах южного полушария над океанами существует на протяжении всего года пояс пониженного давления вокруг Антарктиды. В северном полушарии, где чередуются материки и океаны, давление над ними разное, особенно зимой. Над охлажденными материками давление высокое, здесь возникают сезонные барические максимумы: Азиатский с центром над Монголией и Северо-Американский (Канадский). Над незамерзающими океанами с теплыми течениями зимой ясно выражены барические минимумы – Исландский и Алеутский. Летом во всем поясе давление снижено.

Неравномерное распределение давления у земной поверхности приводит к перемещению воздуха. Движение масс воздуха в горизонтальном направлении называется *ветром*. Ветер всегда дует из области повышенного давления в область пониженного давления. Он характеризуется скоростью и направлением. Скорость ветра измеряется в м/с и км/час. В морском флоте скорость

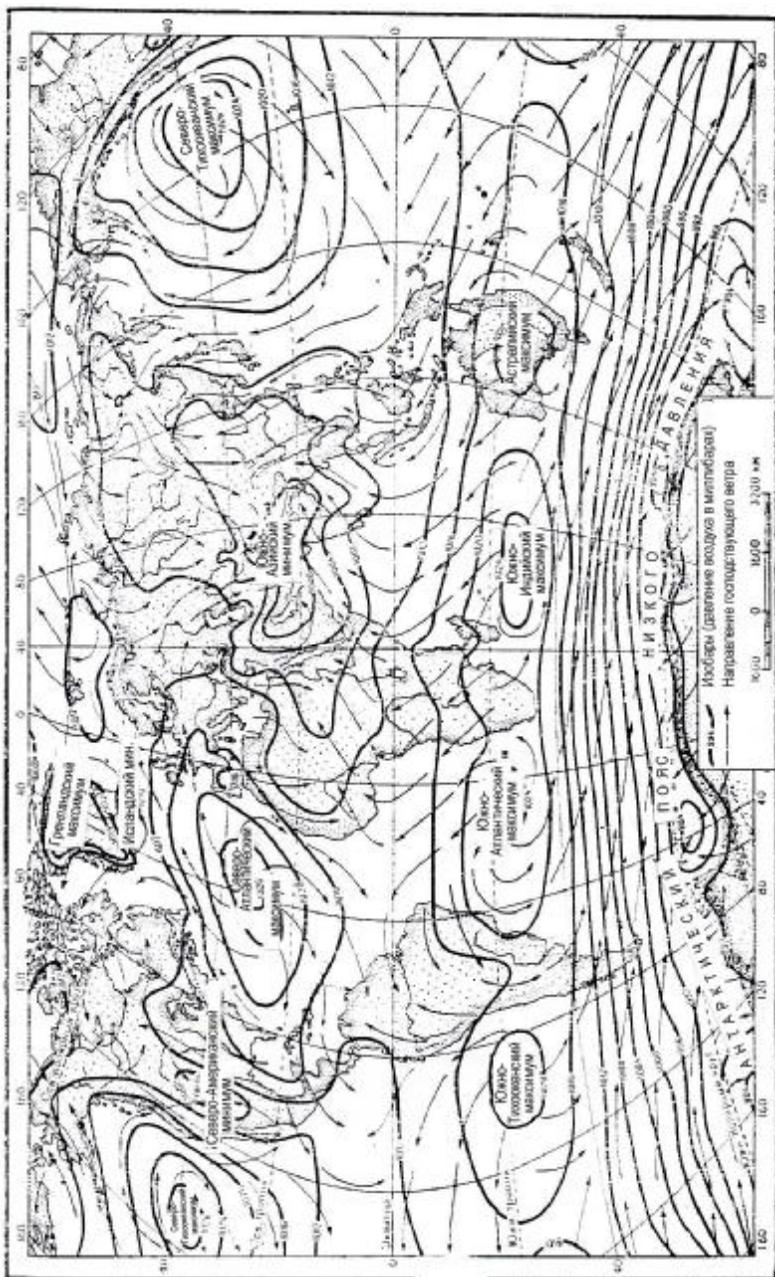


Рис. 21. Давление воздуха на уровне моря и ветры в июле

ветра измеряют в узлах (морская миля в час).

Чем больше разница в давлении, тем ветер сильнее. Для характеристики силы ветра используется **шкала Бофорта**, где сила ветра оценивается в баллах: от 0 до 12. Силу ветра можно определять визуально. Например, ноль баллов – штиль, 7 баллов – сильный ветер, он раскачивает стволы небольших деревьев, 12 баллов – ураган, который вызывает разрушение зданий. Сила ветра обязательно учитывается при строительстве высотных сооружений, например, телевизионных башен.

Скорость ветра определяется с помощью приборов **анемометров** и **анемографов**.

Направление ветра определяется той стороной горизонта, откуда дует ветер, по 16 румбам. Для определения направления ветра в свободной атмосфере указывают азимут – угол между направлением на север и вектором скорости ветра. Отсчитывается азимут от точки севера по часовой стрелке от 0° до 360°. Направление и силу ветра определяют с помощью **флюгера**.

На направление ветра влияют отклоняющая сила вращения Земли: он отклоняется вправо – в северном полушарии, влево – в южном. Отклонение увеличивается от экватора к полюсам и тем сильнее, чем больше скорость ветра. Наглядное представление о преобладании ветров различных направлений в данном пункте за определенный промежуток времени (месяц, сезон, год) дает диаграмма **«роза ветров»**.

Любое препятствие на пути ветра возмущает поле ветра. Минуя препятствие, ветер перед ним ослабевает, но по бокам усиливается, особенно у выступов препятствий (береговые мысы, углы зданий и т.п.).

За препятствием скорость ветра уменьшается, в результате чего образуется **ветровая тень**. Существенно усиливается ветер, когда попадает в узкое орографическое

ложе (узкая горная долина, узкий пролив между островами, узкие городские улицы).

Единственной причиной, вызывающей ветер, является горизонтальный барический градиент.

Все другие силы, проявляющиеся при движении воздуха, могут лишь тормозить движение и отклонять его от направления градиента.

Если бы на движение частиц воздуха действовала только сила градиента, ветер бы достигал невероятных скоростей. На самом деле этого не происходит, потому что на движение воздуха действуют другие силы, уравнивающие силу градиента.

Известно, что при движении любого свободно движущегося тела (а таким является воздушный поток) относительно системы координат, которая вращается вместе с Землей, возникает *поворотное ускорение, или отклоняющая сила вращения Земли, или сила Кориолиса*. Подвижная система координат (сетка меридианов и параллелей) расположена на поверхности Земли, а свободно движущееся тело – это ветер. Поворотное ускорение направлено в северном полушарии вправо от вектора скорости, в южном – влево. Отклоняющая сила по величине практически равна ускорению, которое вызвано градиентом, т. е., отклоняющая сила вращения Земли при движении воздуха может уравновесить силу барического градиента.

Простейший вид движения воздуха, который можно представить теоретически, это прямолинейное равномерное движение без трения. Такое движение воздуха называется *геострофическим ветром* (рис. 22).

В северном полушарии геострофический ветер дует вдоль изобар, оставляя низкое давление слева, в южном – справа.

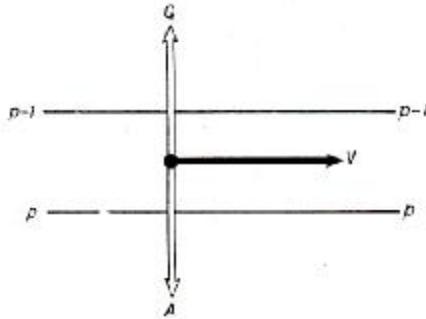


Рис. 22. Геострофический ветер
(G – сила барического градиента, A – отклоняющая сила вращения Земли, V – скорость ветра)

Скорость ветра прямо пропорциональна величине самого барического градиента: чем больше сближены изобары, тем больше градиент, тем сильнее ветер.

Ветер у земной поверхности всегда в большей или меньшей степени отличается от геострофического и по скорости и по направлению из-за силы трения. Такой ветер называется *геотриптическим*.

Механизм его формирования следующий. При равномерном прямолинейном движении воздуха при наличии сил трения должны уравниваться три силы: градиента, отклоняющая и трения (рис. 23). Так как сила трения направлена противоположно скорости, то она не находится на одной прямой с отклоняющей силой вращения Земли. Поэтому и сила градиента, которая уравнивает сумму двух других сил, не может находиться на одной прямой с отклоняющей силой.

Как видно из рис. 23, она составит со скоростью ветра не прямой, а острый угол. Таким образом, скорость ветра будет направлена не по изобарам. Вектор скорости

будет пересекать изобары, отклоняясь при этом от градиента вправо (в северном полушарии), но составляя с ним некоторый угол, меньше прямого. Скорость ветра можно в этом случае разложить на две составляющие - по изобаре и по градиенту. В свободной атмосфере (приблизительно с высоты 1000 м) геотриптический, т. е. реальный ветер уже близок к геострофическому.

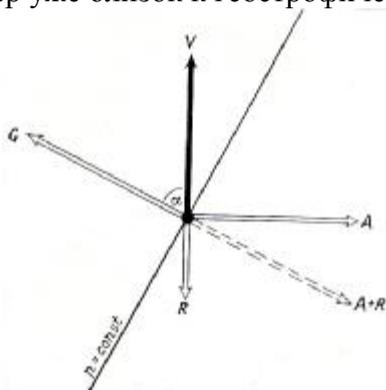


Рис. 23. Геотриптический ветер (равномерное прямолинейное движение воздуха при наличии силы трения)
 G – сила барического градиента, A – отклоняющая сила вращения Земли, R – сила трения, V – скорость ветра

Если движение воздуха происходит без воздействия силы трения, но криволинейно, это означает, что, кроме силы градиента и отклоняющей силы вращения Земли, действует еще и центробежная сила. Направлена она по радиусу кривизны наружу, в сторону выпуклости. Тогда в случае равномерного движения должны уравниваться уже три силы (рис. 24), которые действуют на воздух, – градиента (G), отклоняющая (A) и центробежная (B).

Такой теоретический случай равномерного движения воздуха по круговым траекториям без влияния трения называют **градиентным ветром**. Градиентный ветер, так

же, как и геострофический, направлен по изобарам, но круговым.

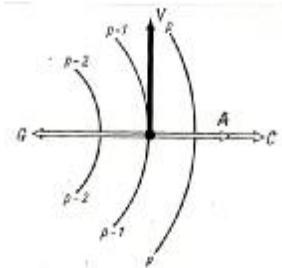


Рис. 24. Градиентный ветер в циклоне

G – сила барического градиента,
 A – отклоняющая сила вращения Земли,
 C – центробежная сила,
 V – скорость ветра.

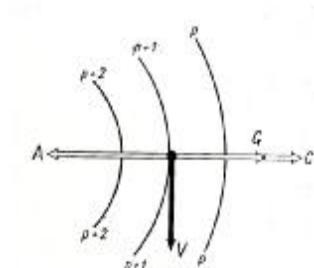


Рис. 25. Градиентный ветер в антициклоне

Обозначения те же, что и на рис. 24

Для градиентного ветра возможны два варианта: в центре барической системы давление может быть высоким или низким.

В первом случае формируется атмосферный вихрь с системой ветров, направленных по часовой стрелке (антициклон), во втором – против часовой стрелки (циклон). Это важное различие между циклоном и антициклоном.

Трение в атмосфере является силой, которая придаёт уже существующему движению воздуха отрицательное ускорение, а также изменяет его направление. Высота, на которой сила трения практически исчезает, называется **уровнем трения**. Слой воздуха в тропосфере от поверхности Земли до уровня трения называется **слоем трения**, или **планетарным пограничным слоем**.

В слое трения проявляется **суточный ход скорости ветра**. У земной поверхности над сушей максимум

скорости ветра наблюдается около 14-ти часов, минимум – ночью или днем. С высоты 500 м суточный ход обратный, с максимумом ночью и минимумом днем.

Над морем суточный ход скорости ветра незначителен. Циклоническая деятельность часто нарушает суточный ход скорости ветра.

Причина суточного хода скорости ветра – в суточном ходе турбулентного обмена. При развитии конвекции в первую половину дня вертикальное перемешивание между приземным слоем и вышележащими слоями воздуха усиливается. Во второй половине дня и ночью оно ослабевает. Усиленное дневное перемешивание приводит к выравниванию скоростей ветра между приземным слоем и вышележащей частью слоя трения. Воздух сверху, с увеличенными скоростями, поступает в процессе обмена вниз, и тем самым общая скорость ветра внизу днем увеличивается. В то же время приземный воздух, заторможенный трением, перемещается вверх, и в верхней части слоя трения происходит уменьшение скорости. Ночью, при ослабленном вертикальном перемешивании, скорость внизу будет меньше, чем днем, а сверху – больше.

Над морем некоторое усиление конвекции приходится на ночь, поэтому и суточный максимум наблюдается ночью.

Суточный ход проявляется и относительно направления ветра. **Увеличение скорости утром и днем в приземном слое над сушей сопровождается вращением ветра вправо, по часовой стрелке, уменьшение скорости вечером и ночью – вращением влево. В более высоких слоях атмосферы – наоборот: левое вращение при усилении скорости и правое – при ослаблении. В южном полушарии вращение происходит в обратном направлении.**

Причина суточного изменения направления ветра та же: суточный ход турбулентного обмена.

В горах суточный ход скорости ветра тот же, что и в свободной атмосфере – максимум скорости ночью и минимум – днем.

Вопросы и задания для самоконтроля

1. От чего зависит атмосферное давление?
2. Что такое барическая ступень, от чего зависит её величина?
3. По рис. 18 объяснить причины колебания изобарических поверхностей и изменения величины барической ступени.
4. Какую форму имеют изобарические поверхности в циклоне и антициклоне? Объяснить различия.
5. Что такое горизонтальный барический градиент, когда он возникает и что вызывает?
6. Где на земном шаре четко выделяются типы годового хода давления?
7. Рассмотрите и проанализируйте рис. 21, объясните закономерности расположения центров атмосферного действия (барические максимумы и барические минимумы).
8. Объяснить образование геострофического, геотриптического и градиентного ветров (рис. 23 – 25).
9. От чего зависит суточный ход скорости ветра?

Атмосферная циркуляция

Крупнейшие воздушные течения планетарного масштаба, которые можно сравнить по величине с материками и океанами, охватывают всю тропосферу и нижнюю стратосферу (примерно до 20 км) и

характеризуются относительным постоянством. Они формируют общую циркуляцию атмосферы. В тропосфере к ним относятся **пассаты, западные ветры умеренных широт и восточные ветры приполярных областей, а также муссоны**. Иногда к ветровым потокам общей циркуляции атмосферы относят ветры циклонов и антициклонов. Разнообразии проявления общей циркуляции атмосферы зависит от того, что в атмосфере постоянно возникают огромные волны и вихри, которые по-разному развиваются и по-разному перемещаются. Эти образования атмосферных возмущений – циклоны и антициклоны – являются самой характерной чертой общей циркуляции атмосферы.

Устойчивая особенность в распределении как ветров, так и связанного с ним атмосферного давления над земным шаром, – зональность этого распределения. Главная причина этой зональности – зональность в распределении температуры, что обуславливает возникновение барического градиента в большей части тропосферы. Градиент направлен по меридиану к полюсам, а отклоняющая сила вращения Земли приводит к тому, что основная масса атмосферного воздуха переносится с запада на восток (в обоих полушариях). Это **западный перенос воздушных масс**.

Основными «ветроразделами» Земли являются субтропические пояса высокого давления. От них воздушные массы отходят как к экватору, образуя пассаты, так и в сторону умеренных широт, образуя западный перенос (см. рис. 17). Таким образом, **пассаты** – это ветры периферических субтропических барических максимумов, дующие от тропиков к экватору. Им свойственно постоянное направление: преимущественно северо-восточное в северном полушарии и юго-восточное в южном полушарии. Над океаном они дуют круглый год,

так как океанические субтропические максимумы постоянны, над сушей – только зимой.

На восточных побережьях материков в умеренных и субтропических широтах северного полушария, где западные ветры ослабевают при удалении от океанических субтропических максимумов, возникает муссонная циркуляция. **Муссоны** – воздушные потоки сезонного характера, изменяющие направление от зимы к лету на противоположное.

Во внетропических широтах муссоны возникают благодаря разному нагреванию суши и моря в течение летнего времени года. Они выражены, в основном, в северном полушарии. Зимний северо-западный муссон дует с охлажденной суши (из Азиатского и Канадского максимумов) в сторону теплого моря, которое не замерзает (Алеутский и Исландский минимумы). Летний юго-восточный муссон дует со стороны океана (от Северо-Тихоокеанского и Северо-Атлантического максимумов) на нагретую сушу. Летний муссон, таким образом, является «нарушителем» западных ветров, господствующих в умеренном поясе.

Тропические (экваториальные) муссоны другого происхождения. Как уже отмечалось, экваториальная барическая депрессия перемещается вслед за солнцем. В июле она находится на $15^{\circ} - 25^{\circ}$ с. ш. Поэтому юго-восточный пассат южного полушария пересекает экватор и направляется к барической депрессии, отклоняясь при этом в северном полушарии вправо и приобретая юго-западное направление. Это и есть *летний экваториальный муссон северного полушария*. В январе барическая депрессия смещается в южное полушарие примерно на 5° ю. ш. Туда направляется северо-восточный пассат северного полушария, который меняет свое направление в южном полушарии на северо-западное. Этот ветер для

северного полушария является *зимним тропическим муссоном*, а для южного – *летним экваториальным муссоном*.

Тропические (экваториальные) муссоны являются следствием различий в нагревании северного и южного полушарий. Так как контрасты подстилающей поверхности, а, следовательно, и нагревание её являются максимальными между Южной Азией и Индийским океаном, именно в этих регионах они получили наибольшее распространение.

Преобладающими ветрами полярных областей являются *северо-восточные* в северном полушарии и *юго-западные* – в южном.

Ветры, дующие у земной поверхности, весьма разнообразны. Их обычно подразделяют на три группы: ветры, являющиеся частью общей циркуляции атмосферы, ветры циклонов и антициклонов и местные ветры, вызванные местными условиями (температура, орография).

В циклонах ветры дуют от периферии к центру, где давление низкое. При этом в северном полушарии они отклоняются вправо и образуют круговые (против часовой стрелки) вихревые потоки воздуха диаметром до 1000–2000 км (рис. 26). В южном полушарии они отклоняются влево и соответственно дуют по часовой стрелке.

В антициклонах ветры дуют от центра, где давление высокое, к периферии. Как следствие отклонения, возникают такие же большие вихревые нисходящие потоки воздуха, в которых ветры дуют по часовой стрелке в северном полушарии и против часовой стрелки в южном (см. рис. 26).

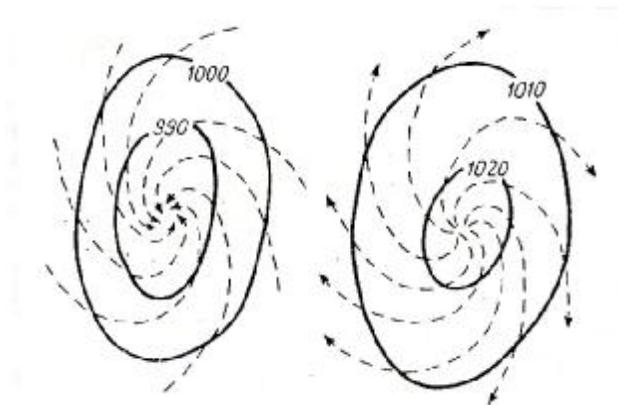


Рис. 26. Изобары (сплошные кривые) и линии тока (прерывистые кривые) в нижних слоях циклона (слева) и антициклона (справа)

Под **местными ветрами** понимают ветры, характерные только для определенных географических районов. Происхождение их разное. К местным ветрам термического происхождения относятся **бризы** (рис. 27). Это ветры на берегах морей, озер, крупных рек, которые дважды в сутки изменяют своё направление на противоположное из-за разного нагревания суши и воды.

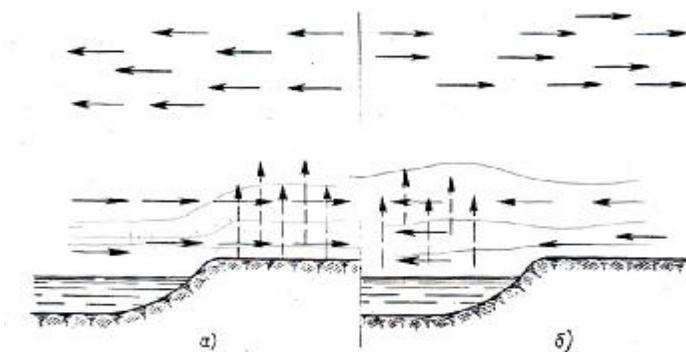


Рис. 27. Схема возникновения бриза: направление движения воздуха днем (а) и ночью (б). Стрелками обозначены направления вертикальных и горизонтальных движений воздуха

Ночной (береговой) бриз дует со стороны быстро остывающей суши в сторону водоема, *дневной (морской) бриз* – со стороны водоема в сторону нагретой суши. Они охватывают слой воздуха в сотни метров и проникают вглубь суши (моря) на несколько километров или десятков километров. Лучше выражены они при безоблачной антициклональной погоде. Особенно они характерны для западных побережий в тропических широтах, где нагретые материи омываются водами холодных течений. Этим обстоятельством объясняется глубокое (до 50 км) проникновение на сушу дневного морского бриза. С бризами связаны весьма низкие для тропиков температуры побережий (15–20°C) и значительная влажность воздуха береговых пустынь.

В горных системах наблюдаются ветры с суточной периодичностью, подобные бризам. Это *горно-долинные ветры*.

Днем долинный ветер дует из устья долины вверх по долине и вверх по склонам. Ночью – вниз по склонам и вниз по долине, в сторону равнины. Одной из причин возникновения таких ветров является образование и изменение направления горизонтальных градиентов через сложный механизм нагревания и охлаждения поверхности в течение суток.

Ледниковый ветер – ветер, дующий в горах вниз по леднику. Этот ветер не имеет суточной периодичности, потому что круглосуточная температура поверхности ледника охлаждающе действует на воздух.

Разновидностью ледникового ветра являются *стоковые ветры Антарктиды* – перенос выхоложенного воздуха по уклону местности в сторону океана.

Теплый, сухой и порывистый ветер, дующий временами с высоких склонов гор в долины, называется

фёном. Фёны известны в Альпах, на Западном Кавказе (рис. 28).

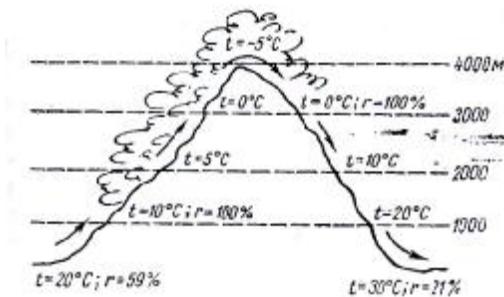


Рис. 28. Фён

Борóй называется сильный холодный и порывистый ветер, дующий с низких горных хребтов в сторону достаточно теплого моря. Классическая борá часто дует в районе Новороссийской бухты на Черном море. К типу боры принадлежат **норд** в районе Баку, **мистраль** на средиземноморском побережье Франции, **нортсер** в Мексиканском заливе.

Мелкомасштабные вихри, напоминающие циклоны, возникают в условиях значительной неустойчивости атмосферной стратификации. Это **смерчи**, возникающие над морем, и **торнадо** или **тромбы** – над сушей.

Вопросы и задания для самоконтроля

1. Что относится к общей циркуляции атмосферы?
2. Какая главная закономерность общей циркуляции атмосферы?
3. Почему пассаты над океанами дуют круглый год, а над материками – с перерывами?
4. Составить схему и объяснить образование летних и зимних муссонов в Южной Азии и прилегающей части акватории Индийского океана.

5. По рис. 24 и 25 объяснить образование ветров циклонов и антициклонов.

6. По рис. 27 объяснить образование бризов.

7. В чем сходство горно-долинных ветров и бризов?

8. Чем отличаются по физическим характеристикам и механизму образования фён и бора?

9. Как в разных странах называются мелкомасштабные вихри?

ПОГОДА И КЛИМАТ

Воздушные массы и атмосферные фронты

Воздух тропосферы неоднородный, и причины неоднородности заключаются в неодинаковом распределении солнечного тепла по земной поверхности и в характере подстилающей поверхности (суша, море). Поэтому воздух тропосферы разделяют на *воздушные массы*.

Под воздушной массой понимают большой объем воздуха, который имеет относительно однородные свойства и движется как единое целое. По площади воздушные массы занимают тысячи квадратных километров, по вертикали они простираются практически до верхней границы тропосферы.

Воздушные массы подразделяют на *теплые (ТВ)* и *холодные (ХВ)*. Воздушная масса считается теплой, если она продвигается на относительно холодную подстилающую поверхность, и холодной, если она продвигается на более теплую поверхность. При перемещении свойства воздушной массы меняются.

Выделяют четыре зональных типа воздушных масс в зависимости от районов формирования: экваториальный (ЭВ), тропический (ТВ), воздух умеренных широт, или, по международной классификации, полярный (ПВ), арктический – антарктический (АВ).

Они различаются прежде всего по температуре. Все типы, **кроме экваториального**, делятся на подтипы: морской и континентальный, в зависимости от характера поверхности, над которой формируется воздушная масса.

Экваториальный воздух (ЭВ) образуется в полосе пониженного давления над влажными лесами и океанами, характеризуется высокими температурами и высокой

влажностью. Летом соответствующего полушария в виде экваториальных муссонов он проникает в тропические широты, особенно в Индии – до Гималаев.

Континентальный тропический воздух (кТВ) формируется над тропическими пустынями. Он характеризуется высокой температурой, значительной абсолютной, но низкой относительной влажностью.

Морской тропический воздух (мТВ) формируется в барических максимумах над океанами, характеризуется высокими температурами и значительной абсолютной влажностью.

Континентальный воздух умеренных широт (кПВ) формируется над материками, господствует в северном полушарии. Его свойства по временам года неодинаковы: летом характерны достаточно высокие значения температуры и абсолютной влажности, наблюдается интенсивная конвекция, осадки, зимой – низкие температуры и абсолютная влажность.

Морской воздух умеренных широт (мПВ) формируется в барических минимумах над океанами, где вода, благодаря воздействию теплых течений, не замерзает. Летом он прохладнее (кПВ), зимой – теплее, абсолютная влажность высокая.

Континентальный арктический – антарктический воздух (кАВ) формируется над льдами Арктики и Антарктики, характеризуется крайне низкими температурами и низкой абсолютной влажностью.

Морской арктический – антарктический воздух (мАВ) формируется над периодически замерзающими морями. Его температура несколько выше, чем кАВ, абсолютная влажность больше.

Различные по своим свойствам воздушные массы обычно находятся в постоянном движении. Между ними образуются переходные фронтальные зоны шириной 500–

900 км, длиной 2–3 тыс. км. Плоскость раздела между воздушными массами называется **фронтальной поверхностью**. Она всегда наклонена в сторону холодного воздуха, который располагается под фронтальной поверхностью, а менее плотный и поэтому более легкий теплый воздух – над ним.

Линия пересечения фронтальной поверхности с поверхностью Земли называется линией фронта, или просто **фронтом** (атмосферным фронтом). Чаще всего одна из воздушных масс оказывается активной, а фронт – движущимся. Теплый фронт образуется при наступлении ТВ на ХВ, холодный – наоборот (рис. 29; 30).



Рис. 29. Теплый фронт и его облачная система.

→ Направление движения фронта

При прохождении атмосферных фронтов происходят резкие изменения погоды: перепады температуры, давления, осадки, усиление и резкое изменение направления ветра и т. д. В формировании климата нашей страны, расположенной в умеренных широтах,

фронтальной деятельности принадлежит существенная роль, поэтому погода в Украине обычно неустойчива, особенно зимой.

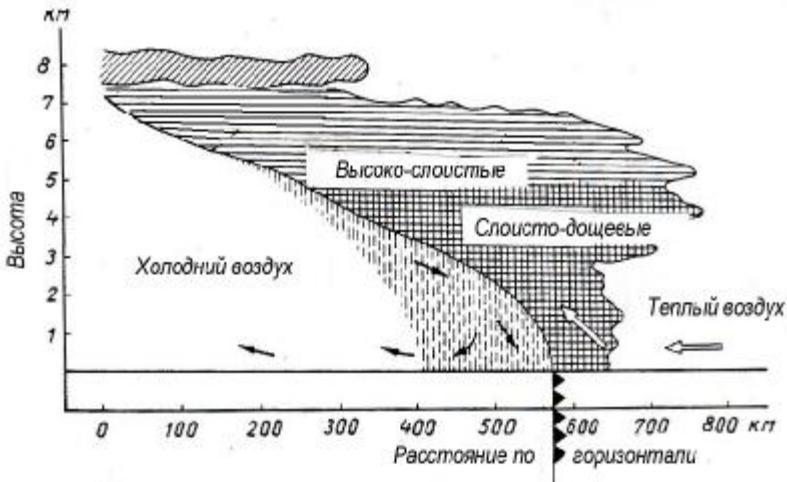


Рис. 30. Холодный фронт и его облачная система

На климатических картах по средним многолетним данным можно выделить зоны, где чаще всего формируются атмосферные фронты (рис. 31; 32). Их называют **климатическими фронтами**. Главные климатические фронты – это зоны раздела и взаимодействия основных зональных типов воздушных масс. На Земле выделяют арктический и антарктический фронты – между АВ и ПВ, два полярных фронта – между ПВ и ТВ и один тропический фронт – между ТВ и ЭВ (выражен только летом в соответствующем полушарии). Они смещаются по временам года вслед за солнцем, то на север (июль), то на юг (январь).

Климатические фронты возникают также между континентальным и морским воздухом одного и того же типа воздушных масс. Например, полярный – между кПВ и

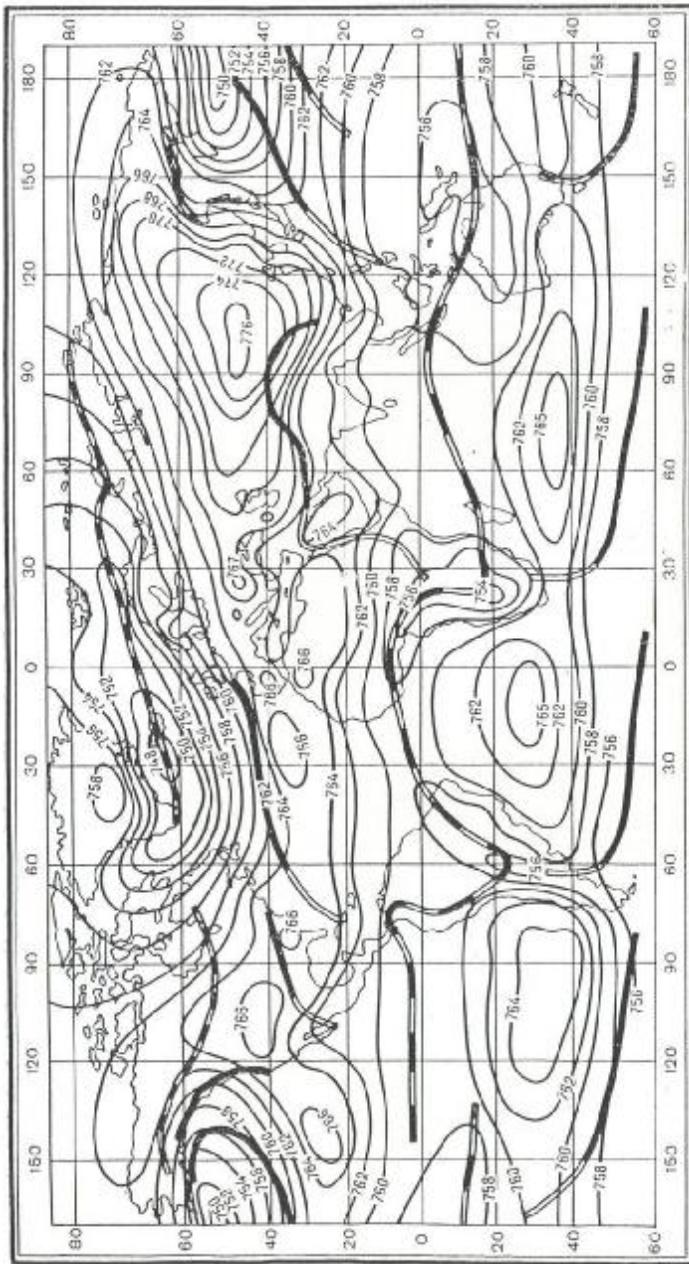


Рис. 31. Климатологические фронты в январе (по С.П. Хромову):
 1 – арктический, 2 – полярный, 3 – пассатный, 4 – тропический

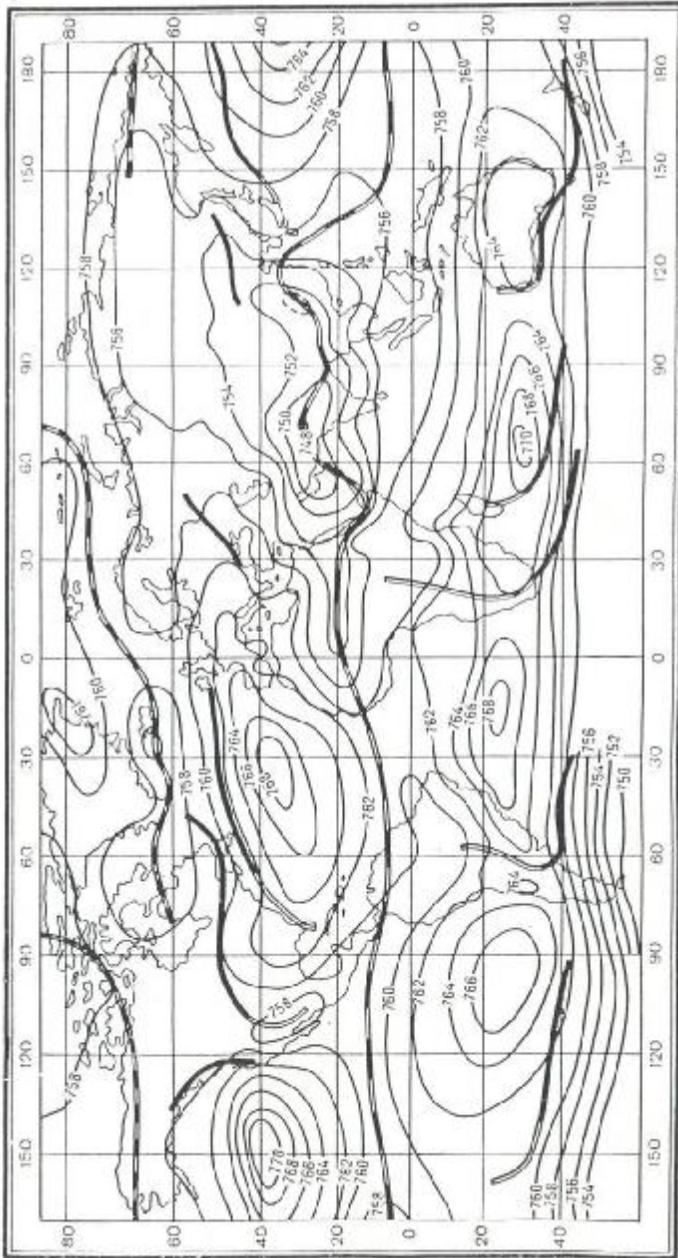


Рис. 32. Климатологические фронты в июле (по С. П. Хромову):
 1 – арктический, 2 – полярный, 3 – пассатный, 4 – тропический

мПВ. Активная фронтальная деятельность на этом фронте весьма характерна для территории Европы, в том числе и для нашей страны. Причем, относительно воздуха над сушей, мПВ, приходящий из Атлантики зимой, является теплой воздушной массой, которая обуславливает осадки, а летом – холодной массой, способствующей осадкам из местного, более теплого кПВ.

Главной особенностью атмосферной циркуляции во внетропических и, особенно, в средних широтах, является интенсивная циклоническая деятельность.

Циклонической деятельностью называется постоянное возникновение, развитие и перемещение в атмосфере внетропических широт крупномасштабных атмосферных возмущений с пониженным и повышенным давлением – циклонов и антициклонов.

Все воздушные течения большого масштаба во внетропических широтах связаны с этими *атмосферными возмущениями*.

Атмосферные возмущения внетропических широт возникают преимущественно на главных фронтах тропосферы, между арктическим и полярным воздухом. Лишь незначительная часть циклонов и антициклонов, слабо развитых и малоподвижных, возникает под непосредственным влиянием подстилающей поверхности.

Процесс начинается с возникновения на поверхности главного фронта больших волн. В возникновении участвуют как разрывы температуры и барические градиенты, так и отклоняющее действие осевого вращения Земли на воздушные течения.

Воздушные частицы по обе стороны фронта испытывают колебательные движения. При этом волнообразные деформации испытывает и сама поверхность и линия фронта. В гребнях волн фронт продвигается к низким широтам, в котловинах – к

высоким. Возникают языки холодного и теплого воздуха (рис. 33).

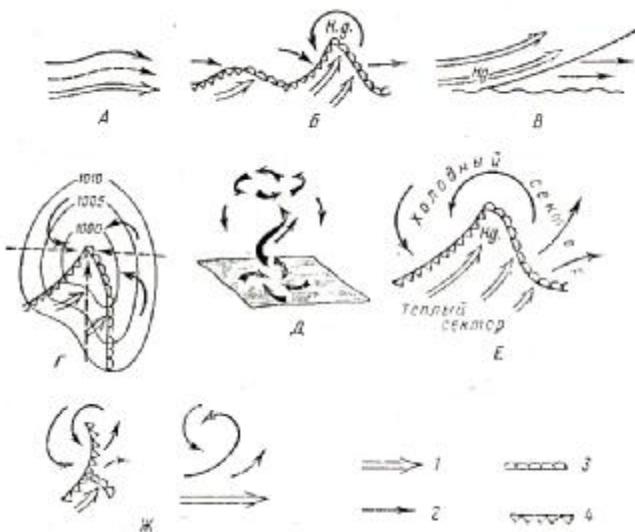


Рис. 33. Развитие циклона:

А - невозмущенный фронт; Б - волновое возмущение фронта и зарождение циклона (план) В - подъем теплого воздуха по склону холодного и образование низкого давления (профиль); Г - система изобар, градиент и направление ветров в циклоне северного полушария (план); Д - сочетание горизонтальных и восходящих движений воздуха образует подъем его по спирали против часовой стрелки в северном полушарии (профиль) Е - фронты и секторы циклона; Ж - окклюзия циклона: 1 - теплый воздух, 2 - холодный воздух, 3 - теплый, 4 - холодный фронты.

При этом в долинах фронтальных волн развивается циклоническое движение, и давление падает: образуются циклоны. **Центр каждого циклона лежит на фронте.**

В передней части циклона фронт передвигается к высоким широтам и имеет характер теплого. В тыловой части циклона фронт передвигается к низким широтам и приобретает характер холодного фронта. Одновременно

оба – холодный и теплый фронты – являются участками единого главного фронта.

Соответственно, в циклоне возникают системы облаков и осадков, присущие фронтам (см. рис. 30).

Сами фронты в циклоне *обостряются* вследствие схождения воздушных течений. Язык теплого воздуха в циклоне называется *теплым сектором циклона*. В нем наблюдаются высокие температуры у земной поверхности. Циклон в этой стадии развития - с теплым сектором - называется *молодым циклоном*. Со временем он *углубляется*, то есть давление в его центре падает. Сам циклон перемещается в восточном направлении. При этом холодный фронт в области циклона постепенно догоняет теплый, движущийся медленнее, и, наконец, с ним соединяется (*окклюдируется*). Происходит так называемая *окклюзия циклона* (рис. 34).

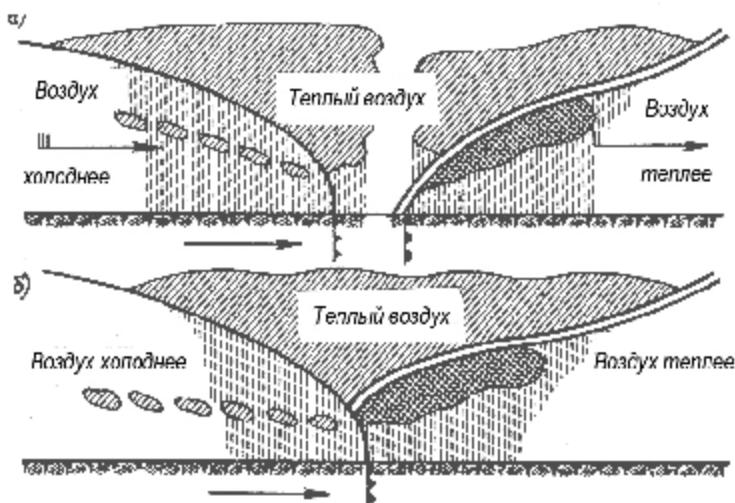


Рис. 34. Схема образования фронта окклюзии при соединении теплого и холодного фронтов: (а) до соединения, (б) после соединения. → направление движения фронтов

В окклюдированном циклоне теплый воздух уже вытеснен холодным в верхнюю тропосферу, где он охлаждается путем излучения, а сам циклон становится холодным и высоким. Скорость его перемещения уменьшается, а давление в центре начинает повышаться – начинается *угасание* циклона.

Большинство циклонов развивается на полярных фронтах. При этом воздух теплого сектора в молодом циклоне будет тропическим воздухом, а остальная часть циклона заполнена полярным (умеренным) воздухом. Соответственно, на арктических фронтах теплый сектор занят полярным воздухом.

Циклоны всегда перемещаются, причем, они движутся как единое целое, независимо от ветров, дующих в самом циклоне в разных направлениях и с разными скоростями. Циклоны перемещаются в направлении общего переноса воздуха в средней и верхней тропосфере – с запада на восток с составляющей, направленной к высоким широтам.

Скорость перемещения циклона – 30–40 км/ч, иногда – 80 км/ч и более. За несколько суток циклон может переместиться на большое расстояние, меняя на своем пути режим погоды (рис. 35).

При прохождении циклона ветер усиливается и изменяется его направление. **Если циклон проходит через какую-то местность своей южной частью, ветер меняется с южного на юго-западный и северо-западный. Если циклон проходит своей северной частью, ветер меняется с юго-восточного на западный, северо-восточный и северный. С этим связаны и колебания температуры при прохождении циклона.**

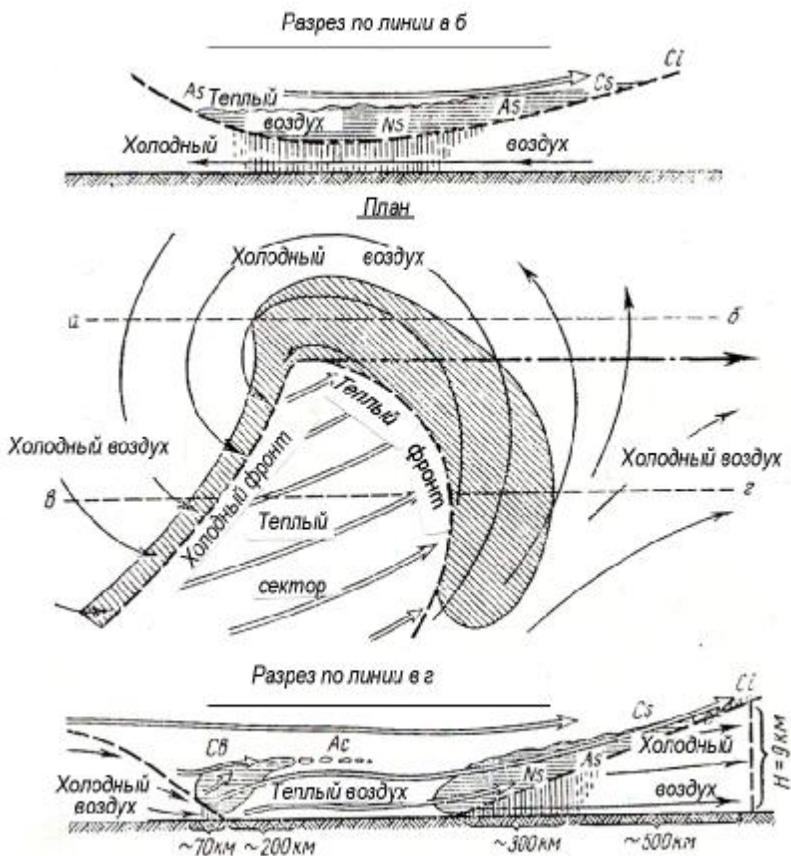


Рис. 35. Строение циклона.

Циклонические области характеризуются увеличением облачности и осадками. В передней части циклона осадки обложные, они образуются из облаков теплового фронта или фронта окклюзии. В тыловой части осадки ливневые, из кучево-дождевых облаков, которые присущи холодному фронту. В южной части циклона иногда наблюдается морось из теплой воздушной массы.

Между циклонами возникают и развиваются **антициклоны**. Их размеры и скорости движения примерно такие же, как и циклонов, но в поздней стадии развития антициклоны чаще циклонов становятся малоподвижными и могут сохраняться в таком состоянии долгое время. Направление движения антициклона также в основном определяется направлением ведущего потока, но, в отличие от циклона, с составляющей, направленной в низкие широты. **Поэтому в субтропических и тропических широтах происходит накопление антициклонов, т. е. здесь формируется полоса высокого давления.**

В антициклонах фронтов нет, и существует общая тенденция к нисходящему движению воздуха. По мере развития антициклона мощные слои воздуха медленно опускаются, что приводит к их динамическому нагреву и возникновению инверсий температур. В связи с этим воздух удаляется от насыщения, в антициклонах преобладает малооблачная и сухая погода. Только в нижних слоях в холодное время года (суток) возможно образование туманов и низких слоистых облаков, связанных с охлаждением от земной поверхности.

Со временем температура воздуха в антициклоне становится все выше, хорошо развитый антициклон становится теплой областью тропосферы. Тропопауза над высоким антициклоном поднята, а температура нижней тропосферы снижена. Таким образом, теплой тропосфере в высоком антициклоне соответствует высокая холодная стратосфера.

Барические градиенты и ветры во внутренних частях антициклона слабые, у земной поверхности часты штили. Но на периферии могут быть и сильные ветры.

Таким образом, благодаря циклонам и антициклонам происходит обмен воздухом между низкими и высокими широтами.

Вопросы и задания для самоконтроля

1. На каком основании выделяют воздушные массы?
2. Какие типы воздушных масс выделяют по зональному признаку?
3. По рис. 29 и 30 охарактеризовать элементы фронта.
4. Что такое атмосферное возмущение, какие причины их вызывают?
5. Пользуясь рис. 33, объяснить образование фронтов.
6. Пользуясь рис. 35, объяснить условия и характер образования облачных систем и осадков в циклоне.
7. Пользуясь рис. 34, объяснить, как происходит окклюзия.
8. Какую роль играют циклоны и антициклоны в циркуляции атмосферы?

Погода и климат

Погода – это совокупность процессов, происходящих в атмосфере в настоящее время и над определенной местностью. Характерные свойства погоды – изменчивость и разнообразие. Изменения погоды могут быть периодическими и непериодическими.

Периодические изменения погоды обусловлены суточными и годовыми различиями в поступлении солнечной радиации. С этим связаны регулярные суточные и сезонные колебания всех метеозаэментов: температуры и

влажности воздуха, облачности, осадков, атмосферного давления, ветров.

Непериодические колебания обусловлены фронтальными процессами и наиболее типичны для умеренного и холодного поясов.

Погоду каждых суток можно отнести к тому или иному типу. Различают три группы погод, среди которых выделяют классы.

Группа безморозных погод:

- 1) засушливо-суховейная ($t^{\circ} > 22^{\circ}\text{C}$; $r < 40\%$);
- 2) умеренно-засушливая ($t^{\circ} > 22^{\circ}\text{C}$; $r = 40\text{--}60\%$);
- 3) малооблачная;
- 4) облачная днем (при прохождении фронта днем или при нагревании воздуха над теплой поверхностью);
- 5) облачная ночью (при прохождении фронта ночью или над теплой, по сравнению с сушей, поверхностью моря);
- 6) пасмурная без осадков;
- 7) пасмурная с осадками;
- 8) влажнотропическая.

Группа погод с переходом через 0°C :

- 9) облачная днем (при прохождении фронта – ветер, осадки);
- 10) ясная днем (из-за повышенного давления).

Группа морозных погод:

- 11) слабо и умеренно морозная ($0^{\circ}\text{C} - (-)12,4^{\circ}\text{C}$);
- 12) значительно морозная $(-)12,5^{\circ}\text{C} - (-)22,4^{\circ}\text{C}$);
- 13) сильно морозная $(-)22,5^{\circ}\text{C} - (-)32,4^{\circ}\text{C}$);
- 14) жестоко морозная $(-)32,5^{\circ}\text{C} - (-)42,4^{\circ}\text{C}$);
- 15) крайне морозная ($< -42,5^{\circ}\text{C}$).

Часть из перечисленных классов погод связана с прохождением фронта (например, облачные погоды). Это фронтальные погоды. Фронтальные погоды сопровождаются образованием облаков, осадками, ветрами. Состояние элементов погоды зависит от того, какой фронт проходит через местность. Например, **прохождение теплого фронта приводит к образованию слоистых облаков, продолжительным осадкам, слабым ветрам.**

Когда проходит холодный фронт, образуются кучево-дождевые облака, выпадают осадки, дует сильный порывистый ветер. При фронтах окклюзии погода бывает еще сложнее и изменчивее.

Те погоды, формирование которых зависит от нагревания воздуха подстилающей поверхностью, т. е. от радиационного баланса, называются **внутримассовыми**. Они могут сопровождаться повышением или понижением температуры, слабой или усиленной конвекцией, образованием облаков.

Своеобразными являются погоды в циклонах и антициклонах, о чем говорилось выше.

Если сравнивать погоды по широтам, оказывается, что **наиболее постоянна погода в экваториальной зоне**, где не развита циклоническая деятельность. В других районах земного шара, где наблюдается активная циклоническая деятельность, погода чрезвычайно изменчива как в течение сезона, так и при смене времен года.

Главной причиной различий погоды на разных широтах являются различия в радиационном балансе и циркуляции атмосферы.

Смена дня и ночи вносит в погоду простые, но регулярные изменения в виде суточного хода метеорологических элементов. Резкие и нерегулярные

изменения являются результатом изменения воздушных масс, прохождения разделяющих их фронтов, перемещения и эволюции циклонов и антициклонов.

В связи с быстрыми изменениями погоды и с возможными катастрофическими последствиями этих изменений во всех странах мира возникла и сформировалась *служба погоды*. Метеорологические станции работают по определенной программе и методике. Результаты наблюдений систематически передаются в зашифрованном виде специальным международным кодом в мировые и региональные метеорологические центры. В центрах на основании многочисленной информации несколько раз в сутки, т. е., на каждый срок наблюдений составляют *синоптические карты* (карты погоды). Сопоставление карт позволяет определить направление движения воздушных масс с разными физическими свойствами, фронтов, циклонов и антициклонов и тем самым предвидеть изменения в атмосферных процессах и составить *прогноз погоды*.

Прогноз погоды имеет большое значение для всех отраслей хозяйства: сельского хозяйства, транспорта, многих отраслей промышленности. Он является важным для военного дела, для жизни и деятельности населения.

Из многолетнего режима погод, типичных для данной местности, состоит *климат*. В отличие от погоды, он имеет такие свойства, как устойчивость, постоянство, хотя ежегодно наблюдаются отклонения в температуре, количестве и режиме осадков и т. д.

Климат обусловлен одновременным проявлением трех климатообразующих процессов: теплооборота, влагооборота и атмосферной циркуляции. В различных географических условиях эти процессы приводят к формированию различных

воздушных масс, которые и определяют режим погоды в конкретной местности.

Наличие водной поверхности и суши приводит к формированию двух различных типов климатов: **морского и континентального**. Их различия объясняются разными механизмами нагревания и охлаждения суши и воды, различными альбедо этих поверхностей, различными годовыми амплитудами температуры, величинами относительной влажности воздуха и количеством осадков. **Континентальность климата** возрастает вглубь суши и в высокогорных районах (рис. 36).

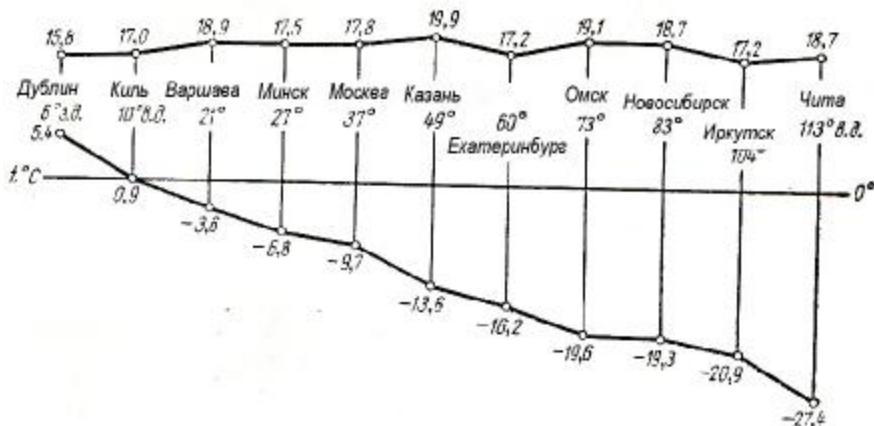


Рис. 36. Годовые амплитуды температуры воздуха в Евразии. Пункты расположены на 52 – 53° с.ш.

Характерной особенностью **континентального климата** является большая годовая амплитуда температуры воздуха, низкая относительная влажность, высокое атмосферное давление зимой и низкое – летом.

Морской климат значительно мягче, отличается сравнительно теплой зимой и прохладным летом,

высокими значениями относительной влажности, значительной облачностью и большим количеством осадков.

Непосредственная близость к морю не является определяющим условием формирования морского климата (примером этого может быть климат пустыни Атакама на западном побережье Южной Америки). На формирование климата влияет много других климатообразующих факторов.

Энергетической основой климатообразующих процессов является поступление к Земле солнечной радиации, интенсивность которой зависит от широты места. Это главный климатообразующий фактор.

Большое влияние на формирование климатов осуществляет также **атмосферная циркуляция** – закономерное перемещение воздушных масс, в процессе которого происходит перенос тепла и влаги как между широтами, так и между материками и океанами.

Характер подстилающей поверхности (прежде всего – суша и вода) определяет многие климатические характеристики: температурный режим, суточную и годовую амплитуду температур, влажность воздуха, режим осадков и т. п. Именно в связи с этим выделяют морской и континентальный климаты. Различное влияние суши и моря на климат возрастает от экватора к умеренным широтам.

Степень континентальности климата материков зависит от их **размеров и расчлененности береговой линии**. Чем больше материк, тем значительнее является континентальность климата его внутренних районов. Она выражается в малом количестве осадков и большой годовой амплитуде температур. Значительная

расчлененность береговой линии уменьшает степень континентальности климата.

На климат материков влияет **абсолютная высота местности**. В горах температура с высотой уменьшается примерно на 6° на каждый километр, и на определенной высоте даже летом может равняться нулю. Выше начинается **хионосфера**.

Климатообразующим фактором является **орография**, т. е. расположение гор относительно господствующих ветров. Горы, особенно высокие, являются климатическими барьерами. Наветренные склоны получают много осадков (например, юго-западный макросклон Гималаев), на подветренных склонах осадков выпадает мало.

Климатообразующее значение имеет ориентировка (**экспозиция**) склонов гор по сторонам горизонта. Например, северный и южный макросклоны Кавказских гор получают разное количество тепла, что отражается на высоте природных поясов и снеговой границы, а сами горы служат рубежом между умеренным и субтропическим климатическими поясами.

Большое влияние на климат оказывают **морские течения**. Они переносят значительное количество тепла из низких широт в высокие.

Весьма существенное влияние оказывают течения и на климат побережий. Побережья, омываемые теплыми течениями, более теплые и влажные, а те, которые омываются холодными течениями - холодные и сухие. Так, в умеренных широтах на западном побережье Скандинавии благодаря теплым течениям до полярного круга температура даже зимой около 0°C , много осадков, господствует тайга, а на той же широте на полуострове Лабрадор, омываемом водами холодного течения, – сухая,

продолжительная зима, прохладное лето, преобладают ландшафты тундры. В тропиках на западных берегах материков, омываемых холодными течениями, температура воздуха 15–20°C, сухо, преобладают береговые пустыни, на восточных побережьях, вдоль которых проходят теплые течения, температура 25–28°C, осадков около 1000 мм, растут вечнозеленые тропические леса.

Вопросы и задания для самоконтроля

1. Дать определение погоды и климата.
2. По какому признаку выделяют группы погод?
3. Какие типы погод относятся к фронтальным?
4. Какие типы погод относятся к циклональным?
5. Какие типы погод относятся к антициклональным?
6. Какие типы погод относятся к внутримассовым?
7. Что является энергетической основой климатообразующих процессов?
8. Перечислить факторы климатообразования по их значимости.

Классификации климатов

Среди существующих классификаций климатов (В.П. Кёппена, М.И. Будыко и А.А. Григорьева, Л.С. Берга) самой удачной считается генетическая классификация Б.П. Алисова (рис. 37).

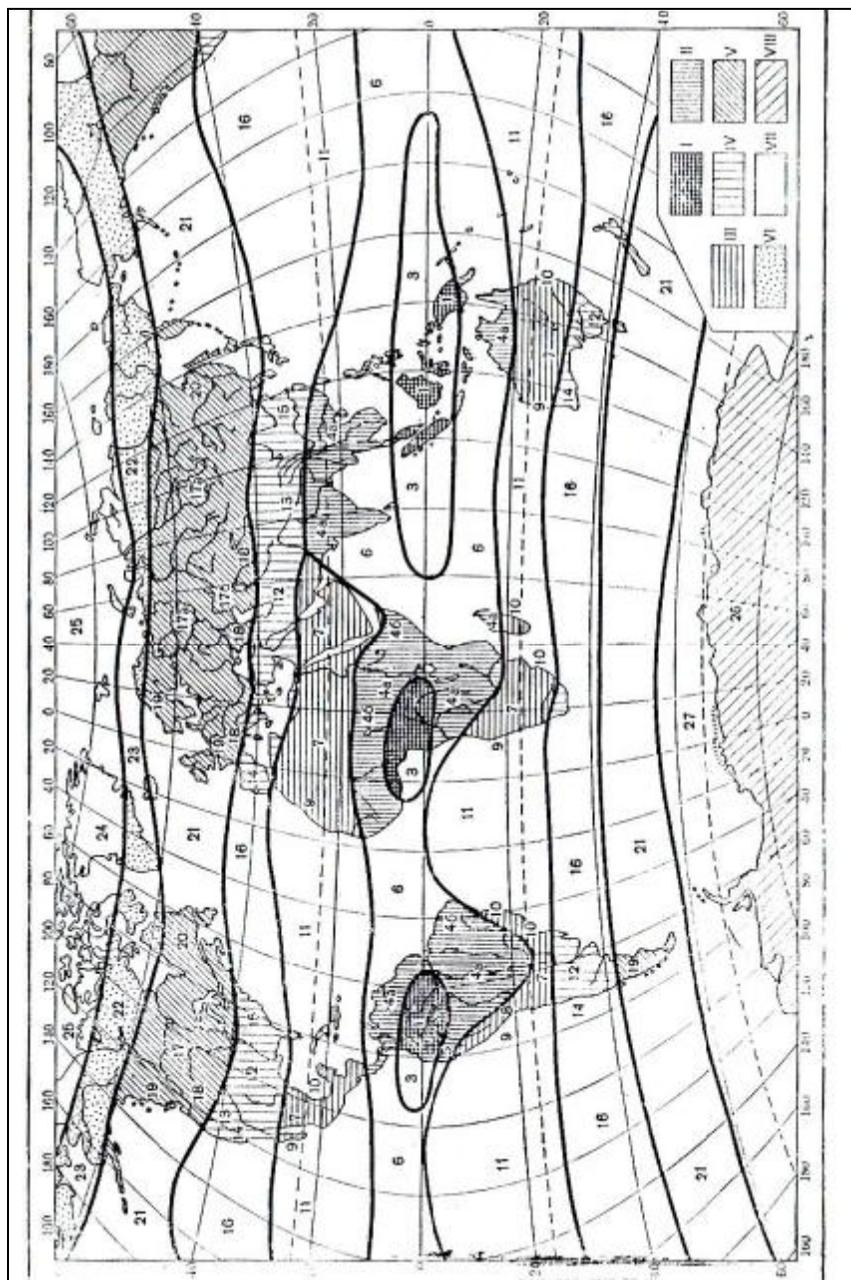


Рис. 37. Климатические пояса и области (по Б.П. Алисову)

Условные обозначения к рис. 37: I – *экваториальный пояс*: 1 – континентальные, 2 – высокогорные, 3 – океанические; II – *субэкваториальный пояс*: 4а – континентальные, 4б – то же самое, но более засушливые, 5 – высокогорные, 6 – океанические; III – *тропический пояс*: 7 – континентальные, 8 – высокогорные, 9 – западные берега континентов, 10 – восточные наветренные берега континентов и островов, 11 – океанические; IV – *субтропический пояс*: 12 – континентальные, 13 – высокогорные, 14 – средиземноморский, 15 – муссонные области восточных побережий материков, 16 – океанические; V – умеренный пояс: 17а – континентальные, 17б – то же самое, но осадков меньше, чем возможное испарение, 18 – высокогорные области умеренного пояса, 19 – западные части материков с относительно теплой, влажной зимой и умеренно теплым летом, 20 – муссонные области восточных побережий материков с относительно холодной зимой и влажным дождливым летом, 21 – океанические с относительно теплой, ветреной зимой и прохладным летом; VI – *субарктический пояс* (области сезонных перемещений арктического фронта): 22 – континентальные, очень холодная зима и относительно теплое лето, 23 – океанические, не холодная, но очень ветреная зима и прохладное лето; VII – *арктический пояс* (область арктических воздушных масс): 24 – континентальная (внутренняя Гренландия) с исключительно холодной зимой и морозным летом, 25 – океаническая (Северный ледовитый океан) с холодной зимой и влажным туманным летом; VIII – антарктический и субантарктический пояса (объединены из-за отсутствия данных): 26 – континентальная (внутренняя Антарктида) с исключительно холодной зимой и морозным летом, 27 – океанические (южные высокоширотные моря и прибрежные воды Антарктики).

Климат, как и все метеорологические элементы, является зональным. В каждом полушарии, по Б.П. Алисову, выделяется семь климатических поясов (четыре основных и три переходных). Главным признаком

пояса является господство тех или иных типов воздушных масс. В основных поясах формирование климата круглогодично происходит под преобладающим влиянием воздушных масс одного типа: экваториальный пояс – ЭВ, два тропических – ТВ, два умеренных – УВ, два холодных – арктический и антарктический – АВ. Расположенные между ними переходные пояса характеризуются сезонной сменой господствующих воздушных масс. Это два субэкваториальных пояса, два субтропических, субарктический и субантарктический. Границы всех поясов проведены согласно расположению главных климатических фронтов.

Климатические пояса – наиболее зональные подразделения земной поверхности по климатическим условиям. Внутри них выделены **климатические области** с различными типами климатов: материковый и океанический (присутствуют почти во всех поясах), климаты западных и восточных побережий материков (в тропическом, субтропическом, умеренном поясах).

Экваториальный пояс. Температуры в течение всего года высокие (24–28°C), влажность воздуха большая. Осадков много – около 2000 мм. Сезонные колебания среднемесячных температур и осадков незначительны. Это зона низкого давления, восходящих токов воздуха, слабых ветров. Над сушей, которая быстро прогревается, конвекция развивается днем, образуются мощные кучево-дождевые облака, после полудня выпадают обильные дожди, часто сопровождающиеся грозами. Над морем ливни и грозы бывают в ночное время. Увлажнение избыточное. В условиях экваториального пояса растут вечнозеленые леса.

Субэкваториальные пояса. Им присуща сезонная смена воздушных масс: летний муссон приносит экваториальный воздух, зимой господствует

континентальный тропический воздух. Летом жарко и влажно, как на экваторе, зимой температура несколько снижается (около 20°C), влажность воздуха низкая, осадков нет. Такой климат с влажным летом и сухой зимой называется **муссонным**. Увлажнение близко к нормальному. Распространены листопадные леса и саванны.

Тропические пояса. Над большей частью материков царит континентальный тропический воздух (кТВ). Температура летом 30-35°C, зимой около 20°C. Суточная амплитуда температур (30-40°C) больше летом (10-15°C). Осадков почти нет. Увлажнение крайне незначительно. Такой климат называется **аридным** (сухим). Здесь расположены крупнейшие тропические пустыни мира: Сахара, аравийские, австралийские.

Своеобразен **климат западных побережий** материков, где круглогодично господствует мТВ. Температуры невысокие – около 20°C летом, 15°C зимой, потому что побережье омывается холодными течениями. Несмотря на высокую влажность воздуха, осадков нет. Ночью – щедрые росы и туманы. Увлажнение крайне незначительное, поэтому здесь формируются береговые пустыни.

На **восточных побережьях материков**, вдоль которых идут теплые течения, климат другой. Высокие температуры (25–28°C летом, около 20°C зимой), количество осадков – до 1000 мм, выпадают преимущественно летом. Увлажнение избыточное. Растут вечнозеленые тропические леса.

Перечисленные климатические пояса лежат в основном в пределах жаркого теплового пояса, ограниченного годовыми изотермами 20°C. В этих поясах главным признаком сезонных изменений в природе

является режим и количество осадков. Поэтому развитие растительности определяется главным образом продолжительностью сухих и влажных периодов. Простираение природно-растительных зон также подчинено условиям увлажнения.

Субтропические пояса. Климат формируется под влиянием сезонной смены воздушных масс: ТВ – летом, ПВ – зимой. Материковый субтропический климат – аридный, с жарким (около 30°C) сухим летом, прохладной (0–5°C), относительно влажной (200–250 мм) зимой, с неустойчивой фронтальной погодой. Увлажнение недостаточное, поэтому преобладают природные зоны пустынь, полупустынь, сухих степей.

Климат западных побережий материков называется *средиземноморским*, потому что он наиболее типичный для побережий Средиземного моря. Для него характерны сравнительно жаркое (более 20°C) сухое лето, мягкая (около 10°C) влажная (500–700 мм) зима. Растительность – засухоустойчивые вечнозеленые жестколистные леса и кустарники.

Климат восточных побережий материков – муссонный, лучше всего он выражен в Евразии. Летом жарко (25°C), влажно, преобладает устойчивый муссон с океана (мТВ). Зима сравнительно прохладная (0–5°C) и относительно сухая, потому что муссон с суши из сезонных барических максимумов, в частности, Азиатского, приносит кПВ. Общее количество осадков около 1000 мм. Увлажнение достаточное. Растительность – влажные широколиственные и смешанные леса.

Субтропический пояс характеризуется положительными температурами круглогодично. Но возможны краткосрочные понижения температуры до отрицательных значений и даже выпадение снега. На

равнинах снег быстро тает, в горах может сохраняться до нескольких месяцев. Исключением является самое большое и самое высокое нагорье мира – Тибет, расположенное в этом поясе. Для него характерен особый вид резко континентального климата: прохладное лето, суровая зима, незначительные осадки. На нагорье сформировались высокогорные пустыни.

Умеренные пояса. В этих поясах в течение года господствует ПВ, возможны вторжения как ТВ (особенно летом), так и АВ (обычно зимой). Радиационный баланс летом положительный (благодаря довольно значительной высоте полуденного солнца и значительной продолжительности дня), зимой – отрицательный (небольшая высота полуденного солнца, короткий световой день, большое альbedo снега). Характерная особенность поясов – интенсивная циклоническая деятельность на фронтах, с ними связана неустойчивость погодных условий, особенно зимой.

Континентальный умеренный климат. Он развит практически только в северном полушарии – в Евразии и Северной Америке. Господствует кПВ, с запада часты вторжения мПВ. В среднем температуры самого теплого летнего месяца – июля – изменяются от 10 до 12°C на севере до 30°C на юге, холодного – января – от 5°C на западе до (-)25–30°C в центре материка (в Якутии) даже ниже (-)40°C. Низкие зимние температуры почвы и воздуха, а также незначительное количество снега поддерживают существование многолетней мерзлоты. Годовое количество осадков уменьшается с запада на восток от 700–600 мм до 300 и даже до 200–100 мм в Средней и Центральной Азии. Летом в центре материка, особенно в Восточной Сибири, осадков выпадает больше, чем зимой, когда господствует антициклон. Преобладают осадки фронтального происхождения, летом выпадают

еще и конвективные, а перед горами (например, в Тянь-Шане, на Алтае) – орографические осадки. Через большую протяженность пояса с севера на юг в нем выделяют северную часть с прохладным летом и относительно суровой зимой (совпадает с тайгой) и южную часть с теплым летом и относительно мягкой зимой. По степени континентальности климата выделяют его разновидности: от умеренно континентального к резко континентальному. Увлажнение изменяется от избыточного на севере до резко недостаточного на юге, поэтому здесь богатый спектр природно-растительных зон: тайга, смешанные и широколиственные леса, лесостепь, степь, полупустыни, пустыни.

Климат западных побережий материков формируется под влиянием мПВ, образуется над теплыми течениями и приносится господствующими западными ветрами. Поэтому он называется морским умеренным климатом. Для него характерны нежаркое лето (10°C на севере, 17°C на юге), мягкая зима с температурами от 0 до 5°C . Зимой на севере часты понижения температуры до отрицательных значений, снегопады. Осадков много – 800–1000 мм, перед горами - 2000 мм (северо-запад Скандинавии), 3000 мм (западные склоны Кордильер), 5000 мм (западные склоны Анд). Осадки фронтальные и орографические. Увлажнение избыточное. Растут хвойные и широколиственные леса.

Климат восточных побережий материков умеренного пояса – муссонный. Он хорошо выражен в Евразии – в Приморском крае и Северо-Восточном Китае. Наблюдается сезонная смена воздушных масс: летом теплый и влажный мПВ, зимой очень холодный и сухой кПВ от Азиатского и Канадского максимумов. Соответственно температура около 20°C летом и $(-10-20)^{\circ}\text{C}$ зимой. Количество летних осадков в 10–20 раз больше

количества зимних, а общее количество варьирует от 500 до 1000 мм в зависимости от орографии: осадков больше на восточных склонах гор. Увлажнение избыточное, растут смешанные и хвойные леса.

В южном полушарии в умеренном поясе почти безраздельно господствует океанический климат с нежарким летом, мягкой зимой, щедрыми фронтальными осадками, западными ветрами, неустойчивой погодой («ревущие» сороковые широты).

Субарктический и субантарктический пояса. Им присуща сезонная смена воздушных масс: летом ПВ, зимой АВ. Континентальный, в том числе резко континентальный, климат наблюдается только в северном полушарии на севере Евразии и Северной Америки. Прохладное сырое лето с температурами ниже 10–12°C, суровая (до –40°C) продолжительная малоснежная зима. Полюс холода северного полушария – Оймякон (–78°C). Большие годовые амплитуды температур. Осадков выпадает 200–100 мм. Характерны многолетняя мерзлота, чрезмерная увлажненность, распространена заболоченность. Природные зоны – тундра и лесотундра.

Морской (океанический) климат наблюдается на севере Европы, в Северном Ледовитом океане (Баренцево, Гренландское моря), вокруг Антарктиды. Характерны прохладное лето (3–5°C), относительно мягкая зима. Осадков до 500 мм, постоянные туманы. На побережьях материков и на островах распространена тундра.

Арктический и Антарктический пояса. Преобладает континентальный климат в Антарктиде, в Гренландии, на островах Канадского архипелага. Круглогодично отрицательные температуры. В Антарктиде на внутриконтинентальной станции «Восток» зарегистрирован минимум температуры (–89,2°C). Осадков менее 100 мм. Типичны ледяные пустыни.

Океанический климат наблюдается в Арктике. Температуры отрицательные, во время полярного дня могут достигать 5°C. Осадков – 100–150 мм за счет циклонов, проникающих в Арктику. На островах – тундра.

Вопросы и задания для самоконтроля

1. Пользуясь рекомендованной литературой (1; 6; 10), сравнить принципы классификации климатов В.П. Кёппена, Б.П. Алисова, Л.С. Берга, А.А. Григорьева и М.И. Будыко и сделать выводы.

2. Почему классификация климатов Б.П.Алисова является генетической?

3. Какой тип климата присущ нашей местности?

Местный климат и микроклимат

Климат небольшой территории называют **местным климатом**. Под ним понимают местные особенности климата, существенно меняющиеся уже на небольших расстояниях. Если для климата имеют значение крупномасштабные географические факторы, т. е. наиболее общие особенности поверхности, то для местного климата имеют значение локальные, местные особенности поверхности. В одном и том же типе климата можно выделить различные местные климаты, а в нем – микроклиматы (например, городской микроклимат).

Микроклимат формируется под влиянием неровностей микрорельефа, степени увлажненности почвы, растительного покрова и т. д. Эти различия выражаются в количестве поглощенной радиации, в эффективном излучении, в радиационном балансе поверхности, в условиях нерадиационного обмена между поверхностью и атмосферой. Как следствие, наблюдаются

микроклиматические различия в режиме температуры и влажности воздуха и в испарении. Так, летом в низовьях или над открытой теплой водной поверхностью зимой могут образовываться туманы. В городе свой микроклимат могут иметь улицы, дворы, парки и т. д.

Микроклиматические наблюдения проводятся при изучении природных комплексов низкого ранга.

Вопросы для самоконтроля

1. Чем отличается местный климат от микроклимата?
2. С какой целью проводят микроклиматические наблюдения?

КРАТКИЙ РУССКО-УКРАИНСКО-ТУРКМЕНСКИЙ СЛОВАРЬ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ И КЛИМАТОЛОГИЧЕСКИХ ТЕРМИНОВ

АБСОЛЮТНАЯ ВЛАЖНОСТЬ – АБСОЛЮТНА ВОЛОГІСТЬ – АБСОЛЮТ ЧЫГЛЫЛЫК – количество водяного пара в единице объема воздуха; измеряется в г/м^3 . В атмосфере колеблется от 0,1 до $1,0 \text{ г/м}^3$ (зимой над материками, в высоких широтах) до 30 г/м^3 и больше (в экваториальной зоне). Иногда А.в. называют упругостью водяного пара.

АБСОЛЮТНАЯ ТЕМПЕРАТУРА – АБСОЛЮТНА ТЕМПЕРАТУРА – АБСОЛЮТ ТЕМПЕРАТУРАСИ – температура, которая отчисляется от абсолютного нуля (Т). Единица измерения А. т. – кельвин (К). Значения А. т. связаны с температурой по шкале Цельсия (t) соотношением $t = T - 273,16^\circ\text{C}$.

АБСОЛЮТНЫЙ МАКСИМУМ – АБСОЛЮТНИЙ МАКСИМУМ – АБСОЛЮТ МАКСИМАЛЛЫГЫ, АБСОЛЮТ ИҢ УЛЫ ДЕРЕЖЕСИ – наибольшее значение любого метеорологического элемента, который изменяется во времени (температура воздуха, атмосферное давление) в определенном пункте, области, стране, полушарии или на всей Земле за многолетний период наблюдений.

АБСОЛЮТНЫЙ МИНИМУМ – АБСОЛЮТНИЙ МІНІМУМ – АБСОЛЮТ МИНИМАЛЛЫГЫ, АБСОЛЮТ ИҢ АЗ ДЕРЕЖЕСИ – наименьшее значение любого метеорологического элемента, который изменяется во времени (температура воздуха, атмосферное давление) в

определенном пункте, области, стране, полушарии или на всей Земле за многолетний период наблюдений.

АДВЕКЦИЯ – АДВЕКЦІЯ – АДВЕКЦИЯ – в метеорол.: перенесение масс воздуха с их свойствами (температура, атмосферное давление, влажность) в горизонтальном направлении; в океанол.: перенесение воды как в горизонтальном так, иногда, и в вертикальном направлениях.

АДИАБАТИЧЕСКИЙ ГРАДИЕНТ ТЕМПЕРАТУРЫ – АДИАБАТИЧНИЙ ГРАДІЄНТ ТЕМПЕРАТУРИ – ТЕМПЕРАТУРАНЫҢ АДИАБАТИК ГРАДИЕНТИ – величина изменения температуры в массе воздуха (или воды) при адиабатическом перемещении воздуха на 100 м (морской воды – на 1 м).

АДИАБАТИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС – АДИАБАТИЧНИЙ ПРОЦЕС – АДИАБАТИК ПРОЦЕСИ – изменение термодинамического состояния воздуха, которое происходит без теплообмена с окружающей средой. Внутренняя энергия и температура воздуха при этом изменяются за счет сжатия или расширения. При сжатии давление и внутренняя энергия воздуха увеличиваются, и температура увеличивается; при расширении, напротив, давление и внутренняя энергия уменьшаются, и температура снижается. Атмосферные процессы при образовании облаков конвекции считаются адиабатическими.

АЗИАТСКИЙ (ЗИМНИЙ) АНТИЦИКЛОН – АЗИАТСЬКИЙ (ЗИМОВИЙ) АНТИЦИКЛОН – АЗИЯ ГЫШКЫ АНТИЦИКЛОНЫ – область высокого атмосферного давления над Сибирью, Центральной Азией;

проявляется зимой, является результатом сильного охлаждения материка.

АЗОРСКИЙ АНТИЦИКЛОН – АЗОРСЬКИЙ АНТИЦИКЛОН – АЗОР АНТИЦИКЛОНЫ – субтропическая область высокого атмосферного давления над Атлантическим океаном с центром вблизи Азорских о-вов. Проявляется на протяжении всего года, особенно хорошо выражен летом. Влияет на климат Юж. Европы и Сев. Америки, образуя летом отрог в направлении Средиземного м., а зимой – в направлении Сахары.

АКТИНОМЕТРИЯ – АКТИНОМЕТРИЯ – АКТИНОМЕТРИЯ – отрасль астрономии, учение о солнечном, земном и атмосферном излучении в условиях атмосферы.

АЛЕУТСКАЯ ДЕПРЕССИЯ – АЛЕУТСЬКА ДЕПРЕСИЯ – АЛЕУТ ДЕПРЕССИЯСЫ – алеутский минимум давления, аляскинская депрессия – область низкого атмосферного давления в сев. части Тихого океана, в районе Алеутских о-вов. Один из центров действия атмосферы, хорошо выражен зимой, почти исчезает летом. Связан с частым пребыванием и углублением центральных циклонов.

АЛЬБЕДО – АЛЬБЕДО – АЛЬБЕДО – величина, которая характеризует отражательную способность любого тела или поверхности. Определяется отношением потока радиации, которую отражает данная поверхность или тело, к потоку радиации, которая падает; измеряется в % или частях единицы.

АМПЛИТУДА – АМПЛИТУДА – АМПЛИТУДА;
амплитуда абсолютная - амплітуда абсолютна;
амплитуда годовая - амплітуда річна; амплитуда
колебания - амплітуда коливання.

АНЕМОМЕТР – АНЕМОМЕТР – АНЕМОМЕТР –
прибор, предназначенный для определения скорости ветра.
А. чашечный – анемометр чашечный; А. электрический –
анемометр электрический.

АНЕРОИД – АНЕРОЇД – АНЕРОИД –
метеорологический прибор для измерения атмосферного
давления. А.- высотомер – анероид-высотомер.

АНОМАЛИЯ – АНОМАЛІЯ – АНОМАЛИЯ,
НЭДОГРЫЛЫК – отклонение от нормы или среднего
значения любой величины, от общей закономерности
явлений. А. температурная - аномалія температурна.

АНТАРКТИЧЕСКИЙ АНТИЦИКЛОН –
АНТАРКТИЧНИЙ АНТИЦИКЛОН – АНТАРКТИКИ
АНТИЦИКЛОНЫ – антарктический максимум давления –
область повышенного давления над Антарктидой.

АНТИПАССАТ – АНТИПАСАТ – АНТИПАССАТ –
преимущественно западный перенос воздуха в верхней
тропосфере и нижней стратосфере тропических широт над
нижерасположенным слоем восточных ветров – пассатов;
имеет направление, противоположное пассату.

АНТИЦИКЛОН – АНТИЦИКЛОН – АНТИЦИКЛОН –
область повышенного атмосферного давления в
тропосфере, с максимальным давлением в центре и

барическими градиентами, направленными от центра к периферии. **А. стационарный** – антициклон стационарный.

АРИДНЫЙ КЛИМАТ – АРИДНИЙ КЛИМАТ – АРИД КЛИМАТЫ, ГУРАК КЛИМАТ – сухой климат, в котором атмосферное увлажнение оказывается недостаточным для многих растений. В условиях А. к. преобладают ландшафты пустынь и полупустынь.

АТМОСФЕРА – АТМОСФЕРА – АТМОСФЕРА – воздушная оболочка Земли, связанная с ней силой тяжести. Участвует в суточном и годовом движениях Земли. Атм. воздух состоит из смеси газов, водяного пара и пыли. Теоретическая мощность А. около 40 тыс. км.

АТМОСФЕРНОЕ ДАВЛЕНИЕ – АТМОСФЕРНЫЙ ТИСК – АТМОСФЕРА БАСЫШЫ, ХОВАНЫҢ БАСЫШ ГҮЙЖИ – давление, которое осуществляет атмосферный воздух на все предметы в нем и на земную поверхность. Давление уменьшается с высотой и в зависимости от температуры воздуха. В горизонтальном направлении А. т. распределяется неравномерно, изменяется во времени, которое вызывает его движение, то есть ветер. Средняя величина А.д. на уровне моря (нормальное атмосферное давление - н.а.д.) равно 1013 мб, или 760 мм рт. ст.

АТМОСФЕРНЫЕ ОСАДКИ – АТМОСФЕРНИ ОПАДИ – АТМОСФЕРА ЯГНЫ – вода в жидком или твердом состоянии, которая выпадает из облаков, а также выделяется из воздуха на земную поверхность и предметы (гидроконденсаты).

АТМОСФЕРНЫЙ ФРОНТ – АТМОСФЕРНИЙ ФРОНТ – АТМОСФЕРА ФРОНТЫ – поверхность раздела между

двумя воздушными массами с разными физическими свойствами. Прохождение фронта сопровождается изменениями в погоде.

«БАБЬЕ ЛЕТО» – «БАБИНЕ ЛІТО» – «ГҮЙЗ БАШЫНДАКЫ МАЙЫЛ ГҮНЛЕР» – более-менее длительный период теплой и сухой погоды в конце сентября или в начале октября в Европе и Сев. Америке. Связан с устойчивым антициклоном над данной территорией. В Сев. Америке этот период называется «индейским летом».

БАЛАНС УВЛАЖНЕНИЯ – БАЛАНС ЗВОЛОЖЕННЯ – ЧЫГЛЫЛЫК БАЛАНСЫ – разница между количеством осадков и испаряемостью за определенный период в данном месте в мм. Положительный Б. з. означает излишек влаги, отрицательный – недостаток.

БАР – БАР – БАР – единица давления. Одна тысячная часть Б. – миллибар (мб).

БАРИЧЕСКАЯ СТУПЕНЬ – БАРИЧНИЙ СТУПІНЬ – БАР БАСГАНЧАГЫ – расстояние по вертикали, на котором атмосферное давление падает на единицу. Около земной поверхности, если давление равняется 1000 мб, а температура воздуха 0°, Б. с. равняется 8 м/мб.

БАРИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ – БАРИЧНІ СИСТЕМИ – БАР СИСТЕМАСЫ – крупномасштабные области в барическом поле атмосферы с типичным распределением атмосферного давления (циклоны, антициклоны, ложбины, гребни, седловины).

БАРИЧЕСКИЙ ГРАДИЕНТ - БАРИЧНИЙ ГРАДИЕНТ – БАР ГРАДИЕНТИ – векторная величина, которая характеризует изменение атмосферного давления в горизонтальном направлении. Количественно равняется падению давления на единицу расстояния (100 км) по нормали к изобаре и направлен в сторону падения давления.

БАРИЧЕСКИЙ МАКСИМУМ – БАРИЧНИЙ МАКСИМУМ – БАРИК МАКСИМАЛЛЫГЫ (см. Антициклон).

БАРИЧЕСКИЙ МИНИМУМ – БАРИЧНИЙ МІНІМУМ – БАРИК МИНИМАЛЛЫГЫ (см. Циклон).

БАРОМЕТР – БАРОМЕТР – БАРОМЕТР – прибор для определения атмосферного давления. Чаще применяют ртутный Б. или aneroid.

БОРА – БОРА – БОРА – сильный и порывистый ветер, направленный вниз по горному склону. Возникает в результате перетока холодного плотного воздуха через горный гребень к теплому морскому побережью. Зимой приносит значительное похолодание, как следствие – оледенение набережных, судов.

БОРЕАЛЬНЫЙ КЛИМАТ – БОРЕАЛЬНИЙ КЛИМАТ – БОРЕАЛЬ КЛИМАТЫ – холодный климат умеренных широт с хорошо выраженными временами года, „климат снега и льда”. Разновидности: с сухой зимой (климат тайги) и влажной зимой (климат лиственных лесов).

БРИЗ – БРИЗ – БРИЗ – местный ветер с суточной периодичностью направления. Образуется на берегах

морей, озер; обусловлен температурным контрастом суши и водных масс. Дневной (морской) Б. дует с моря на сушу, ночной (береговой) – с более охлажденной суши на море. Хорошо выражен в тропиках.

ВЕТЕР – ВІТЕР – ЕЛ, ШЕМАЛ – горизонтальное движение воздуха относительно земной поверхности, вызванное неравномерным распределением атмосферного давления и направленное от высокого давления к низкому. На В. действует отклоняющая сила вращения Земли (*сила Кориолиса*), сила трения, а при криволинейном движении – и центробежная сила. Направление В. определяется стороной горизонта, откуда он дует. Скорость измеряется в м/с, км/ч, в узлах или приблизительно в баллах по шкале Бофорта.

ВЕТРОРАЗДЕЛ – ВІТРОПОДІЛ – ШЕМАЛ ТЕРАЗЫ – более-менее стойкая граница в атмосфере, по обе стороны которой направление ветра противоположно. В. может быть осью стойкого антициклона, гребня или впадины в барическом поле, а также орографической границей (ось Воейкова).

ВИДИМОСТЬ – ВИДИМІСТЬ – ГӨРНУШ – дальность видимости – расстояние, на котором днем нельзя распознать черты предметов, а ночью нельзя распознать несфокусированный источник света определенной интенсивности.

ВИЛЛИ-ВИЛЛИ – ВІЛЛІ-ВІЛЛІ – ВИЛЛИ-ВИЛЛИ – тропический циклон в юж. части Индийского океана вблизи берегов сев.-зап. Австралии.

ВИХРЬ – ВИХОР – ТУВЕЛЕЙ – атмосферное образование с вращательным движением воздуха вокруг оси (напр., циклон, тромб, смерч).

ВЛАЖНОАДИАБАТИЧЕСКИЙ ГРАДИЕНТ – ВОЛОГОАДИАБАТИЧНИЙ ГРАДІЄНТ – ЧЫГЛЫ АДИАБАТИК ГРАДИЕНТИ – величина, на которую снижается или повышается температура воздуха при поднятии его вверх или при опускании. Обычно В. г. равняется $0,6^{\circ}\text{C}$.

ВЛАЖНОСТЬ ВОЗДУХА – ВОЛОГІСТЬ ПОВІТРЯ – ХОВАНЫҢ ЧЫГЛЫЛЫҒЫ – содержимое водяного пара в воздухе, которое характеризуется: упругостью водяного пара, абсолютной влажностью, удельной влажностью, относительной влажностью, дефицитом влажности, точкой росы.

ВЛАЖНЫЙ КЛИМАТ – ВОЛОГИЙ КЛИМАТ – ЧЫГЛЫ КЛИМАТ (см. Гумидный климат).

ВОДА – ВОДА – СУВ

ВОЗДУХ – ПОВІТРЯ – ХОВА

ВЫСОТА – ВИСОТА – БЕЙИКЛИК, БЕЛЕНТЛИК

ВЬЮГА, БУРАН – ВЬЮГА – ЗАВІЯ, ПУРГА, ХУРТЕЧА – ГАРЛЫ СЫРҒЫН – перенос снега сильным ветром над поверхностью почвы или снежного покрова. Если перенос снега ветром над земной поверхностью не достигает роста человека, явление наз. *поземок*.

ГЕЛИОГРАФ – ГЕЛИОГРАФ – ГЕЛИОГРАФ – прибор для регистрации длительности солнечного сияния.

ГИГРОМЕТР – ГИГРОМЕТР – ГИГРОМЕТР – прибор для измерения влажности воздуха.

ГИДРОМЕТЕОРЫ – ГИДРОМЕТЕОРИ – ГИДРОМЕТЕОРЛОР – атмосферная вода, которая выделяется из воздуха в результате конденсации или сублимации и оседает на поверхностях (роса, иней, изморозь и т. п.).

ГЛАЗ БУРИ – ОКО БУРИ – ТУВЕЛЕЙ ГӨЗИ – область в центре тропического циклона с поперечником в 20–30 км (иногда до 60 км) с ясным небом и слабыми ветрами. Обрамляющая область тропического циклона характеризуется ливнями, грозами, штормовыми ветрами и сильным волнением моря.

ГОЛОЛЕДИЦА – ОЖЕЛЕДИЦЯ – СУРЧЕК, ДОҢАКЛЫК – слой тонкого льда на земной поверхности, который образовался в результате замерзания воды после таяния снега.

ГОЛОЛЕД – ОЖЕЛЕДЬ – СУРЧЕК – тонкий слой льда на земной поверхности или любых предметах, который образовался в результате намерзания капель переохлажденного дождя или мороси.

ГРАД – ГРАД – ДОЛЫ – атмосферные твердые осадки в виде частиц неправильной формы (до 15 – 20 см в диаметре), которые выпадают в теплое время года из мощных кучево-дождевых облаков, часто при грозе вместе с ливнем.

ГРАДИЕНТ – ГРАДІЄНТ – ГРАДИЕНТ – величина изменения какой-либо характеристики пространства (поля) на единицу длины (Г. температуры, Г. солености, Г. атмосферного давления и т.п.).

ГРОЗА – ГРОЗА – ТУПАН – атмосферное явление, необходимой частью которого являются электрические разряды (молнии) между облаками или между облаками и земной поверхностью. Сопровождается громом. Возникает при большой неустойчивости стратификации атмосферы.

ГРОМ – ГРОМ – ГӨК ГҮРРҮЛДИСИ – звуковое явление, которое сопровождает молнии при грозе. Вызывается нагреванием и быстрым расширением воздуха в канале молнии.

ГУМИДНЫЙ КЛИМАТ – ГУМІДНИЙ КЛІМАТ – ЧЫГЛЫ КЛИМАТ – климат, в котором осадки превышают испарение, и излишек воды расходуется на поверхностный сток.

ДЕФИЦИТ ВЛАЖНОСТИ – ДЕФІЦИТ ВОЛОГОСТІ – ЧЫГЛЫЛЫГЫҢ ЕТМЕЗЧИЛИГИ – разница между упругостью насыщения и фактической упругостью водяного пара при данной температуре и атмосферном давлении.

ДНЕВНИК ПОГОДЫ – ЩОДЕННИК ПОГОДИ – ХОВАНЫҢ ГҮНДЕЛИК

ДОЖДЬ – ДОЩ – ЯГЫШ – жидкие осадки

ДЫМКА, МГЛА – ДИМКА, МЛА – ҮМЕЗ – слабый помутневший воздух около земной поверхности, вызванный рассеиванием света на мелких капельках воды или кристалликах льда.

ЗАМОРОЗКИ – ПРИМОРОЗКИ – АЯЗ, ИРКИ СОВУК, АГШАМКЫ СОВУК – снижение температуры воздуха ниже 0° в ночное время при положительных температурах днем. Возникновение обусловлено вторжением холодных воздушных масс или ночным охлаждением поверхности почвы и растительного покрова.

ЗАПАДНЫЙ ПЕРЕНОС – ЗАХІДНЕ ПЕРЕНЕСЕННЯ – ГУНБАТАР ГЕЧИРМЕ – преобладающий перенос воздуха с запада на восток в процессе общей циркуляции атмосферы.

ЗАРНИЦА – ЗАРНИЦЯ – УЗАКДАКЫ ЙЫЛДЫРЫМ ШӨХЛЕСИ – световое явление в виде кратковременной диффузной вспышки при далекой грозе, которая не сопровождается громом. Наблюдается чаще всего вечером или ночью.

ЗАРЯ – ЗОРЯ – ШАПАК – совокупность красочных световых явлений в атмосфере при закате солнца или перед его восходом. Интенсивность расцветки зависит от процессов поглощения, рассеивания, дифракции, преломления света. З. бледного цвета, а при насыщенности воздуха пылью и влагой – красного.

ЗАСУХА – ПОСУХА – ГУРАКЛЫК, ГУРАКЧЫЛЫК – период длительного и значительного недостатка атмосферных осадков (весной и летом) при повышенных температурах и сниженной влажности воздуха. Приводит к

высыханию влаги в почве и гибели урожая полевых культур. Вызывается чаще всего устойчивыми антициклонами.

ЗЕМЛЯ – ЗЕМЛЯ – ЕР

ИЗБЫТОЧНОЕ УВЛАЖНЕНИЕ – НАДМІРНЕ ЗВОЛОЖЕННЯ – АРТЫКМАЧЛЫ ЧЫГЛЫЛЫК – значительное преобладание осадков над испарением в данном районе.

ИЗЛУЧЕНИЕ ВСТРЕЧНОЕ – ВИПРОМІНЮВАННЯ ЗУСТРІЧНЕ – ГАРШИДАН ШӨХЛЕ ЯЙРАДЫШ – инфракрасное излучение атмосферы, направленное к земной поверхности.

ИЗЛУЧЕНИЕ СОЛНЕЧНОЕ – ВИПРОМІНЮВАННЯ СОНЯЧНЕ (см. Солнечная радиация) – ***ГУН ШӨХЛЕ ЯЙРАДЫШ***

ИЗЛУЧЕНИЕ ЭФФЕКТИВНОЕ – ВИПРОМІНЮВАННЯ ЕФЕКТИВНЕ (см. Эффективное излучение) – ***ЭФФЕКТИВ ШӨХЛЕ ЯЙРАДЫШ***

ИЗМОРОЗЬ – ПАМОРОЗЬ – ГЫРАВ – отложение маленьких кристалликов льда на ветках деревьев, проводах и др. предметах во время тумана в результате сублимации водяного пара при понижении температуры воздуха, обычно в тихую морозную погоду.

ИЗОБАРИЧЕСКАЯ ПОВЕРХНОСТЬ – ИЗОБАРИЧНА ПОВЕРХНЯ – ИЗОБАР УСТИ – воображаемая поверхность в атмосфере, которая соединяет точки с одинаковым атмосферным давлением. В результате

пересечения И. п. с поверхностью любого уровня образуются изобары.

ИЗОБАРА – ИЗОБАРА – ИЗОБАРА – линия с одинаковыми величинами атмосферного давления.

ИЗОТЕРМА – ИЗОТЕРМА – ИЗОТЕРМА – линия с одинаковыми величинами температуры воздуха.

ИНВЕРСИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ – ИНВЕРСИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ – ТЕМПЕРАТУРА ИНВЕРСИЯСЫ – повышение температуры воздуха с высотой в определенном слое атмосферы. Приземные И. связаны с переохлаждением воздуха от земной поверхности.

ИНДЕКС КОНТИНЕНТАЛЬНОСТИ – ИНДЕКС КОНТИНЕНТАЛЬНОСТИ – КОНТИНЕНТАЛЛЫЛЫҒЫҢ ИНДЕКСИ – характеристика степени континентальности климата.

ИНЕЙ – ІНІЙ – ГЫРАВ – тонкий, неравномерный слой кристаллического льда, который образуется путем сублимации водяного пара на поверхности почвы, травы и горизонтальных поверхностях предметов как следствие их радиационного охлаждения. Возникают в тихие ясные ночи.

ИНСОЛЯЦИЯ – ІНСОЛЯЦІЯ – ИНСОЛЯЦИЯ – приток солнечной радиации на единицу площади горизонтальной поверхности (1 см^2) за определенный промежуток времени (мин., сутки и т. д.).

ИОНОСФЕРА – ІОНОСФЕРА – ИОНОСФЕРА – слой атмосферы от высоты 80 – 85 км до 500 – 600 км, который

характеризуется высоким содержанием молекулярных и атомарных ионов и свободных электронов. Ионизация происходит под действием ультрафиолетовой солнечной радиации. Температура в И. растет с высотой и достигает сотен и тысяч градусов, в связи с чем И. также называют термосферой.

ИСПАРЕНИЕ – ВИПАРОВУВАННЯ – БУГАРМА, БУГАРЫШ – поступление в атмосферу водяного пара с поверхности воды, снега, льда, растительности, почвы, с капелек воды и кристаллов в атмосфере. И. происходит путем отрыва от каких либо поверхностей быстро движущихся молекул воды.

ИСПАРЯЕМОСТЬ – ВИПАРОВУВАНІСТЬ – БУГАРЫЖЫЛЫК – предельно возможное испарение при данных условиях погоды, не ограниченное запасами влаги. Входит в показатель степени увлажнения.

КЛИМАТ – КЛИМАТ – КЛИМАТ, ХОВА ЯГДАЙЫ – многолетний режим погоды в том или ином регионе Земли, который определяется естественными условиями.

КЛИМАТОЛОГИЧЕСКИЙ ФРОНТ – КЛИМАТОЛОГІЧНИЙ ФРОНТ – КЛИМАТОЛОГИК ФРОНТ – среднее, „нормальное” или типичное положение серии атмосферных фронтов над некоторым участком земной поверхности. Различают арктические, антарктические, полярные, тропические К. ф.

КЛИМАТОЛОГИЯ – КЛИМАТОЛОГІЯ – КЛИМАТОЛОГІЯ – наука о климатах земного шара, их типах, факторах формирования, закономерностях географического распространения и изменений во

времени. Входит в систему географических наук, опирается на выводы метеорологии.

КОНВЕКЦИЯ – КОНВЕКЦІЯ – КОНВЕКЦИЯ – вертикальное перемещение масс воздуха в атмосфере, обусловленное нагреванием от земной поверхности; играет важную роль в обмене теплом и влагой между слоями атмосферы.

КОНДЕНСАЦИЯ – КОНДЕНСАЦІЯ – КОНДЕНСАЦИЯ – процесс перехода водяного пара, который содержится в насыщенном воздухе, в жидкое состояние под воздействием снижения температуры или изменения давления.

„КОНСКИЕ ШИРОТЫ” – „КІНСЬКІ ШИРОТИ” – АТЫН ГИҢЛИК – субтропические зоны над океаном (приблизительно на 35-й параллели в обоих полушариях), где чаще располагаются центры океанических субтропических антициклонов со слабыми ветрами и частыми штилями. Название связано с тем, что во времена парусного мореплавания суда, которые шли в Вест-Индию, оказывались в зоне К. ш. в условиях штиля и были вынуждены делать длительные остановки; из-за недостатка пресной воды и фуража приходилось выбрасывать за борт коней, которых везли как средство транспорта на суше.

КОЭФФИЦИЕНТ АРИДНОСТИ – КОЕФІЦІЄНТ АРИДНОСТІ – ГУРАКЛЫҒЫҢ КОЭФФИЦИЕНТИ – функция от осадков и температуры, которая показывает относительный недостаток осадков в данном месте. В центре Сахары К. а. равен 100.

КРУПА – КРУПА – ОВУНЖАК ГАР – твердые атмосферные осадки, которые выпадают из кучево-дождевых облаков в виде снегоподобных частиц (ядер) неправильной округлой или конической формы (крупа снежная), иногда частицы К. покрыты прозрачной ледяной оболочкой (ледяная крупа). Выпадает при температурах, близких к нулю, преимущественно весной и осенью.

ЛИВЕНЬ – ЗЛИВА – ЧАГБА – сильный и кратковременный дождь конвективного происхождения.

МГЛА – МЛА – ТОЗ, ДУМАН, ГУБАР – сухой туман – помутнение воздуха в нижних слоях атмосферы, вызванное большим содержанием взвешенных твердых частиц. Снижает прозрачность. Наблюдается в степях и пустынях при пылевых бурях.

МЕЗОСФЕРА – МЕЗОСФЕРА – МЕЗОСФЕРА – слой атмосферы, которая протягивается над стратосферой на высотах от 50 до 80 – 85 км. Характеризуется снижением температуры воздуха с высотой (до -90° на верхней границе).

МЕСТНЫЕ ВЕТРЫ – МІСЦЕВІ ВІТРИ – ЕРЛИ ШЕМАЛЛАР – ветры значительной повторяемости, которые создают определенный характерный режим погоды в данном географическом районе.

МЕТЕОРОЛОГИЯ – МЕТЕОРОЛОГІЯ – МЕТЕОРОЛОГІЯ – наука об атмосфере Земли, которая изучает физические свойства и состояние атмосферы, динамику атмосферных процессов, в т. ч. процессов, которые обуславливают формирование и изменения погоды.

МИКРОКЛИМАТ – МІКРОКЛІМАТ – МИКРОКЛИМАТ – климат приземного слоя атмосферы на небольшом участке (опушка, лес, берег, городская площадь и т.п.).

МИРАЖ – МАРЕВО, МІРАЖ – САЛГЫМ – оптическое явление в атмосфере, вызванное аномальной рефракцией света, при котором кроме (вместо) предметов в их истинном положении, видно также их кажущееся (мнимое) изображение. Возникает в условиях очень стойкой или очень неустойчивой стратификации атмосферы. М. может возникать над предметом, под предметом, или сбоку предмета.

МИСТРАЛЬ – МІСТРАЛЬ – МИСТРАЛЬ – сильный холодный сев.-зап. ветер на средиземноморском побережье Франции.

МОЛНИЯ – БЛИСКАВКА – ЫЫЛДЫРЫМ – видимый электрический разряд между облаками или в облаке, или между облаком и земной поверхностью. Температура в канале М. достигает десятков тысяч градусов.

МОРОСЬ – МОРОСЬ – ЧИСҢИ, МАЙДАЖА ЯГЫШ, ЯГЫШ ЧИСҢИСИ – мелкий дождь; атмосферные осадки в виде очень мелких капель диаметром не более 0,5 мм, выпадают из внутримассовых (слоистых) облаков или из тумана.

МУССОН – МУСОН – МУССОН – устойчивый перенос воздушных масс в нижней тропосфере над определенными областями Земли с изменением (от зимы к лету) одного направления на противоположное. Зимний М. дует с суши на океан (континентальный М.), а летний – с океана на

сушу (океанические М.). Обусловлены, гл. обр., разницей в нагревании материков и океанов.

НАБЛЮДЕНИЕ – СПОСТЕРЕЖЕННЯ – СЫН, ГӨЗЕГЧИЛИК, СЕРЕТМЕ, ГАРАМА

НАПРАВЛЕНИЕ ВЕТРА – НАПРЯМ ВІТРУ – ШЕМАЛЫҢ УГУР, ШЕМАЛЫҢ ТАРАП

ОБЛАКА – ХМАРИ – БУЛУТЛАР – скопления в воздухе взвешенных продуктов конденсации водяного пара – капель воды (водяные О.) или кристалликов льда (ледяные О.), или тех и других (смешанные О.). Большая часть О. сосредоточена в тропосфере. Различаются виды О. и их разновидности (кучевые, слоистые, перистые и т. п.).

ОБЛОЖНЫЕ ОСАДКИ – ОБЛОЖНИЙ ДОЩ – ҮМҮРЛИ ХОВАДА УЗАК ВАҒТ ЯҒЯН ЯҒЫШ – длительные, средней интенсивности осадки из слоисто-дождевых (иногда также из высокослоистых) облаков. В умеренных широтах – основной вид осадков.

ОБЩАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ АТМОСФЕРЫ – ЗАГАЛЬНА ЦИРКУЛЯЦІЯ АТМОСФЕРИ – АТМОСФЕРАНЫҢ УМУМЫ ЦИРКУЛЯЦИЯСЫ – планетарная система воздушных течений атмосферы, которая установилась под воздействием неодинакового нагревания земной поверхности на разных широтах, над материками и океанами, а также под воздействием трения и отклоняющей силы вращения Земли. В состав О. ц. а. входят пассаты, муссоны, западные течения умеренных широт, восточные ветры тропических широт, атмосферные вихри (циклоны и антициклоны).

ОГНИ ЭЛЬМА – ВОГНІ ЕЛЬМУ – ЭЛЬМАНЫҢ ОДЫ – электрическое явление в атмосфере, которое зрительно воспринимается как пучок света или кисть на острых концах предметов, которые возвышаются над землей (башнях, корабельных мачтах, даже кончиках пальцев поднятой руки). Возникают при грозах, метелях, пылевых бурях. Название получили в средние века по имени церкви святого Эльма, на башнях которой они часто наблюдались.

ОЗОНОСФЕРА – ОЗОНОСФЕРА – ОЗОНОСФЕРА – слой атмосферы на высотах от 10 до 50 км, в котором сосредоточена основная масса озона атмосферы. Максимальная концентрация озона на высоте 25 – 35 км, где его плотность превышает плотность у земной поверхности в 10 раз. Слой озона задерживает большую часть жесткой космической радиации, которая является губительной для всего живого на Земле.

ОККЛЮЗИЯ ЦИКЛОНА – ОКЛЮЗИЯ ЦИКЛОНУ – ЦИКЛОН ОККЛЮЗИЯСЫ – смыкание холодного фронта с теплым, который движется медленнее. При этом теплый воздух выжимается вверх от поверхности земли, в верхние слои атмосферы. В окклюдированном Ц. исчезают термические контрасты, в результате чего он заполняется, то есть давление в центре циклона повышается.

ОТТЕПЕЛЬ – ВІДЛИГА – МАЙЫЛ ХОВА, ХОВАНЫҢ МАЙЛАМАГЫ – установление среди зимы в умеренных и высоких широтах погоды с положительными температурами на фоне отрицательных. Связана обычно с приходом теплых воздушных масс из других районов.

ПАРНИКОВЫЙ ЭФФЕКТ – ТЕПЛИЧНИЙ ЕФЕКТ – ПАРНИКДЕ ЭФФЕКТИ – оранжерейный эффект

(атмосферы) – защитное свойство атмосферы в процессе радиационного теплообмена Земли с космическим пространством. Через атмосферу легко проходит коротковолновая солнечная радиация, но длинноволновое излучение земной поверхности почти все поглощается атмосферой (преимущественно водяным паром). Благодаря П. э. средняя температура Земли равна $+14^{\circ}$, при отсутствии атмосферы она была бы равна $(-)\ 23^{\circ}$.

ПАССАТ – ПАСАТ – ПАССАТ – устойчивый (в течение года) перенос воздушных масс между субтропической областью высокого давления ($25 - 30^{\circ}$ широты) каждого полушария и экватором. Над земной поверхностью в результате трения и действия силы Кориолиса в сев. полушарии формируются сев.-вост. пассаты, а в юж. полушарии - юго-вост.

ПЕРЕОХЛАЖДЕННАЯ ВОДА – ПЕРЕОХОЛОДЖЕНА ВОДА – ЧЕНДЕН АША СОВАН СУВ – вода, которая находится в жидком состоянии при температуре ниже 0° . В атмосфере (в облаках, в тумане) капли П. в. могут иметь температуру $(-)\ 30^{\circ}$, $(-)\ 40^{\circ}$.

ПИРАНОМЕТР – ПИРАНОМЕТР – ПИРАНОМЕТР – прибор для измерения рассеянной солнечной радиации.

ПИРГЕОМЕТР – ПИРГЕОМЕТР – ПИРГЕОМЕТР – прибор для измерения интенсивности эффективного излучения.

ПЛЮВИОГРАФ – ПЛЮВИОГРАФ – ПЛЮВИОГРАФ – прибор для автоматической регистрации жидких атмосферных осадков.

ПОГОДА – ПОГОДА – ХОВА – состояние атмосферы, которое характеризуется совокупностью метеорологических элементов в данный момент или за определенный промежуток времени в данной местности. Является следствием постоянных изменений атмосферных процессов.

ПОЗЕМКА – ПОЗЕМКА, поземок – СЫРГЫНЛЫ ЕЛ, СОВУРГЫН – перенос снега ветром непосредственно над поверхностью снежного покрова.

ПОЛЮС ХОЛОДА – ПОЛЮС ХОЛОДУ – СОВУКЛЫК ПОЛЮСЫ – область с наиболее низкими температурами воздуха около земной поверхности в данном полушарии или вообще на Земле. В сев. полушарии расположен якутский П. х. (Верхоянск – Оймякон) с абсолютным минимумом температуры около $(-70)^{\circ}$. В юж. полушарии П. х. расположен в Вост. Антарктиде (ст. «Восток»), где абс. минимум температуры равен $(-88,3)^{\circ}$.

ПОЛЯРНОЕ СИЯНИЕ – ПОЛЯРНЕ СЯЙВО – ПОЛЯР ШАПАГЫ – свечение отдельных участков ночного неба в форме рассеянного света, которое нередко наблюдается в высоких широтах. Возникает в результате свечения разреженных слоев атмосферы на высотах 900 – 1000 км под действием протонов и электронов, которые проникают в атмосферу из космоса.

ПОЧВА – ГРУНТ – ТОПРАК – верхний плодородный слой литосферы.

ПРОГНОЗ ПОГОДЫ – ПРОГНОЗ ПОГОДИ – ХОВАНЫҢ ПРОГНОЗЫ – составление научно обоснованных предположений о будущем состоянии

погоды и сами эти предположения. Различают краткосрочные и долгосрочные П.

ПСИХРОМЕТР – ПСИХРОМЕТР – ПСИХРОМЕТР – прибор для измерения влажности воздуха. Состоит из двух термометров, по разнице в значениях температур этих термометров определяют все элементы влажности (см. *Влажность воздуха*).

ПУРГА – ЗАМЕТЕЛЬ – БОРАН, ГАЙ, СЫРГЫН – сильная вьюга при вторжении холодного воздуха.

ПЫЛЬНАЯ БУРЯ – ПИЛОВА БУРЯ – ТОЗАНЛЫ ТУПАН – перенос сильным ветром в большом количестве частиц почвы и песка (см. *песчаная буря*).

РАДИАЦИОННЫЕ ПОЯСА – РАДІАЦІЙНІ СМУГИ – РАДІАЦІЯ ГУШАКЛЫК – внутренние области планетной магнитосферы, в которых собственное магнитное поле планеты удерживает космические заряженные частицы (протоны, электроны), обладающие большой кинетической энергией.

РАДИАЦИОННЫЙ БАЛАНС СИСТЕМЫ ЗЕМЛЯ-АТМОСФЕРА – РАДІАЦІЙНИЙ БАЛАНС СИСТЕМИ ЗЕМЛЯ-АТМОСФЕРА – ЕРИНГ, АТМОСФЕРАНЫҢ РАДІАЦІЯ БАЛАНС СИСТЕМАСЫ – алгебраическая сумма потоков радиации, которые входят в земную атмосферу и возвращаются из нее. Приходная часть баланса состоит из поступления солнечной радиации на верхнюю границу атмосферы, расходная – включает коротковолновую и длинноволновую радиацию, которую отдают во всемирное пространство земная поверхность и

атмосфера. Р. б. с. з.-а. за многолетний период близкий к нулю.

РАДИАЦИОННЫЙ ИНДЕКС СУХОСТИ – РАДІАЦІЙНИЙ ІНДЕКС СУХОСТІ – ГУРАКЛЫГЫҢ РАДИАЦИЯ ИНДЕКСИ – отношение годового радиационного баланса земной поверхности R к сумме тепла L_g , которое необходимо для испарения годового количества осадков g на той же площади (L – скрытая теплота парообразования). Значения Р. и. с., наряду с температурными условиями, могут быть положены в основу классификации климатов. Р. и. с. предложен учеными М.И. Будыко и А.А. Григорьевым.

РАДИАЦИЯ СОЛНЕЧНАЯ – РАДІАЦІЯ СОНЯЧНА – ГҮНҮҢ ШӨХЛЕ ЯЙРАДЫШЫ – (см. *Солнечная радиация*).

РАДУГА – РАЙДУГА, ВЕСЕЛКА – ЭЛЕМГОШАР – оптическое явление в атмосфере в виде одной или нескольких дуг, которые видны на небе на фоне завесы дождя на противоположной от солнца стороне. Обусловлена процессами преломления, отражения и рефракции света в каплях дождя.

“РЕВУЩИЕ СОРОКОВЫЕ” – “РЕВУЧІ СОРОКОВІ” – ЧЫГЫРМАК КЫРКЫНЖЫ – название сороковых широт в океанах юж. полушария, которые характеризуются сильными западными ветрами и частыми штормами.

РОЗА ВЕТРОВ – РОЗА ВІТРІВ – ШЕМАЛ БӘГУЛИ – диаграмма, которая показывает повторяемость ветров

разных направлений в данной местности по многолетним средним данным для месяца, сезона или года.

РОСА – РОСА – ЧЫГ, ГЫРАВ – один из видов наземных гидрометеоров; мелкие капельки охлажденной, в результате ночного эффективного излучения, воды, которая оседает на земной поверхности и наземных предметах. В умеренных широтах может дать за ночь 0,1 – 0,5 мм осадков.

РУМБ – РУМБ – РУМБ – направление к точке видимого горизонта относительно частей света или угол между двумя такими направлениями. Термин употребляется гл. обр. в навигации, где круг горизонта разделяют на 32 Р.

САМУМ – САМУМ – САМУМ (ЧОЛ ТУМАНЫ) – сухой горячий ветер в пустынях Аравии и Сев. Африки; шквал с песчаной бурей, часто с грозой.

САРМА – САРМА – САРМА – сильный местный ветер (типа *боры*) на Байкале. Скорость С. от 15 до 40 м/с.

СЕМИАРИДНЫЙ КЛИМАТ – СЕМІАРИДНИЙ КЛИМАТ – ЯРЫМ ГУРАКЛЫК КЛИМАТ – полусухой, полуаридный климат; климат пустынь умеренных широт.

СЕМИГУМИДНЫЙ КЛИМАТ – СЕМІГУМІДНИЙ КЛИМАТ – ЯРЫМ ЧЫГЛЫ КЛИМАТ – полувлажный климат; климат с меньшим количеством осадков, чем гумидный. Характерный для областей со степной и лесостепной растительностью.

СЕРЕБРИСТЫЕ ОБЛАКА – СРІБЛЯСТІ ХМАРИ – КҮМУШ БУЛУТЛАР – полупрозрачные легкие облака в

мезосфере на высоте 70-90 км. Состоят из ледяных кристалликов и частиц вулканической и метеорной пыли, которые рассеивают солнечный свет. Наблюдаются между 50-75° сев. ш. и 40-60° юж. ш.

СИЛА ВЕТРА – СИЛА ВІТРУ – ЕЛИҢ ГҮЙЖИ – скорость ветра, выраженная в баллах.

СИЛА КОРИОЛИСА – СИЛА КОРИОЛІСА – КОРИОЛИСЫҢ ГҮЙЖИ – вспомогательная сила инерции, проявляющаяся во время движения тела, которое рассматривается относительно вращающейся системы координат на сферической поверхности Земли; отклоняющая сила вращения Земли. Названа по имени франц. ученого Г. Кориолиса, который ввел в 19 в. понятие относительного движения.

СИНОПТИЧЕСКАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ – СИНОПТИЧНА МЕТЕОРОЛОГІЯ – СИНОПТИКИ МЕТЕОРОЛОГИЯ – раздел метеорологии, которая изучает атмосферные процессы, вызывающие изменения в погоде. Основной метод в С. м. – отражение состояния атмосферы на синоптических картах и вертикальных разрезах.

СИРОККО – СИРОКО – СИРОККО, ЭПГЕК, ЖӨВЗА – теплые ветры южных румбов, которые наблюдаются в передней части циклона в бассейне Средиземного м. В западных частях Средиземноморья воздух влажный, а в восточных – приобретает свойства фена и становится сухим.

СКОРОСТЬ ВЕТРА – ШВИДКІСТЬ ВІТРУ – ШЕМАЛЫҢ ТИЗЛИГИ, ЕЛИҢ ТИЗЛИГИ – числовая

величина скорости движения воздуха, который измеряется в м/с, км/ч, в узлах. сила ветра измеряется по шкале Бофорта.

СМЕРЧ – СМЕРЧ – ТУВЕЛЕЙ, ТУПАН, ГАЙ – сильный атмосферный вихрь с вертикальной осью. Возникает под кучево-дождевым облаком и перемещается вместе с ним. Длительность - несколько минут. Скорости ветра в С. могут достигать 50-100 м/с вместе с большой вертикальной составляющей. Сопровождается грозой, дождем, градом; приводит к большим разрушениям на земной поверхности. Над сушей с. наз. *тромбом*, над морем - *торнадо*.

СМОГ – СМОГ – ГАЙЫ ТУССЕ – сильно загрязненный воздух крупных городов и промышленных центров.

СНЕГ – СНІГ – ГАР

СОЛНЕЧНАЯ ПОСТОЯННАЯ – СОНЯЧНА СТАЛА – ГҮН ХЕМИШЕЛИГИ – интенсивность солнечной радиации на верхней границе атмосферы Равна 1,98 кал/мин на площади в 1 см², перпендикулярной к солнечным лучам. Служит для расчетов *солярного климата*.

СОЛНЕЧНАЯ РАДИАЦИЯ – СОНЯЧНА РАДІАЦІЯ – ГҮНҮҢ ШӨХЛЕ ЯЙРАДЫШЫ – электромагнитное и корпускулярное излучение Солнца. С. р. – источник энергии экзогенных процессов, происходящих на земной поверхности.

СОЛНЦЕ – СОНЦЕ – ГҮН

СОЛЯРНЫЙ КЛИМАТ – СОЛЯРНИЙ КЛИМАТ – СОЛЯР КЛИМАТИ – условный климат, климат на верхней границе атмосферы, который зависит только от угла падения солнечных лучей.

СТРАТОСФЕРА – СТРАТОСФЕРА – СТРАТОСФЕРА – слой атмосферы между тропосферой и мезосферой (т. е., между высотами от 8 – 18 до 40 – 50 км). Отличается повышением температуры с высотой (в результате поглощения ультрафиолетовой солнечной радиации озоном), уменьшением атмосферного давления, отсутствием водяного пара.

СУБЛИМАЦИЯ – СУБЛИМАЦІЯ – СУБЛИМАЦИЯ – в метеорологии: процесс перехода вещества из парообразного в кристаллическое состояние (например, образование инея).

СУМЕРКИ – СУТІНКИ – ИЦРИК – оптическое явление, которое наблюдается в атмосфере перед восходом или после заката солнца. Длительность С. зависит от географической широты.

СУММАРНАЯ РАДИАЦИЯ – СУМАРНА РАДІАЦІЯ – СУММАЛЫ РАДИАЦИЯ – совокупность прямой и рассеянной солнечной радиации, которая поступает на земную поверхность. С. р. – приходная часть радиационного баланса земной поверхности. Измеряется в кал/см² или ккал/см² за единицу времени.

СУХОАДИАБАТИЧЕСКИЙ ГРАДИЕНТ – СУХОАДІАБАТИЧНИЙ ГРАДІЄНТ – ГУРАК АДИАБАТИК ГРАДИЕНТИ – уменьшение (увеличение) температуры воздуха на каждые 100 м на 1°С при

поднятии (опускании) воздушного потока без теплообмена с окружающей средой. Сухоадиабатические процессы в антициклоне приводят к снижению влажности, уменьшению интенсивности конденсации, следовательно – отсутствию облачности, преобладанию сухой ясной погоды, холодной – зимой, жаркой – летом.

ТАЙФУН – ТАЙФУН – ТАЙФУН – название тропических циклонов штормовой и ураганной силы на Дальнем востоке Евразии. Возникают преимущественно летом и осенью поблизости Филиппинских о-вов и движутся вдоль берегов Китая и Японии. В среднем за год бывает 28 Т.

ТЕМПЕРАТУРА – ТЕМПЕРАТУРА – ТЕМПЕРАТУРА – характеристика атмосферного воздуха, показывающая степень его нагревания (охлаждения).

ТЕМПЕРАТУРНАЯ ИНВЕРСИЯ – ТЕМПЕРАТУРНА ІНВЕРСІЯ – ТЕМПЕРАТУРАЛЫ ІНВЕРСІЯ – повышение температуры воздуха с высотой в некотором слое атмосферы (см. *Инверсия температуры*).

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ ШКАЛЫ – ТЕМПЕРАТУРНІ ШКАЛИ – ТЕМПЕРАТУРА ШКАЛАСЫ – система сравнивающих числовых значений температуры. Каждая из Т. ш. (Цельсия, Фаренгейта, Кельвина, Реомюра) имеет две или несколько реперных точек, которые обозначают температуры определенных процессов, напр., точки таяния льда и точки кипения воды.

ТЕПЛОВОЕ ИЗЛУЧЕНИЕ – ТЕПЛОВЕ ВИПРОМІНЮВАННЯ – ЙЫЛЫЛЫК ШӨХЛЕ ЯЙРАДЫШ – электромагнитное излучение тел, которые

имеют температуру выше абсолютного нуля. Т. и. имеет, в частности, атмосфера. В узком понимании Т. и. – инфракрасное излучение.

ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ЗЕМЛИ – ТЕПЛОВИЙ БАЛАНС ЗЕМЛІ – ЕРИҢ ЙЫЛЫЛЫК БАЛАНСЫ – алгебраическая сумма потоков тепла, которое поступает к земной поверхности и покидает ее. Характер теплового баланса и его энергетический уровень определяют особенности и интенсивность большинства экзогенных процессов.

ТЕРМИЧЕСКИЙ ЭКВАТОР – ТЕРМІЧНИЙ ЕКВАТОР – ЙЫЛЫЛЫК ЭКВАТОР – тепловой экватор – линия на поверхности земного шара, который соединяет места с наибольшей средней годовой температурой, совпадает с изотермой +28. Относительно географического экватора Т. э. расположен несколько севернее, смещается от сезона к сезону, оставаясь в северном полушарии.

ТЕРМОМЕТР – ТЕРМОМЕТР – ТЕРМОМЕТР – прибор для измерения температуры воздуха, воды или почвы. Различают: жидкостные (ртутные, спиртовые) и деформационные. Как эталон, используют водородный Т.

ТОРНАДО – ТОРНАДО – ТОРНАДО – амер. название *тормбов*.

ТОЧКА РОСЫ – ТОЧКА РОСИ – ЧЫГЫНЫҢ НОКАДЫ – температура, при которой воздух становится насыщенным при данном содержании водяного пара и неизменном давлении.

ТРОПОСФЕРА – ТРОПОСФЕРА – ТРОПОСФЕРА – нижняя часть атмосферы, которая особенно испытывает действие со стороны земной поверхности. Простирается до высоты 8 – 10 км в полярных, 10 – 12 км в умеренных и 14 – 18 км в тропических широтах. Здесь сосредоточено более 90% всей массы атмосферного воздуха и почти весь водяной пар. Характеризуется уменьшением температуры с высотой, сильным развитием *турбулентности и конвекции* с образованием облаков.

ТУМАН – ТУМАН – ДУМАН, УМУР, ТОТ – скопление продуктов конденсации (водяных капель, кристалликов) в воздухе непосредственно над земной поверхностью. Возникает в результате охлаждения воздуха или испарения с теплой поверхности воды в холодное время года.

ТУРБУЛЕНТНЫЙ ТЕПЛООБМЕН – ТУРБУЛЕНТНИЙ ТЕПЛООБМІН – ТУРБУЛЕНТ ЙЫЛЫЛЫК АЛЫШМАКЛЫК – обмен тепла между разными слоями воздуха или воды путем перемешивания. Происходит в направлении вертикального градиента потенциальной температуры. При устойчивой стратификации атмосферы или водной массы тепло поступает вниз, при неустойчивой – вверх.

УРАГАН – УРАГАН – ХАРАСАТ – ветер разрушительной силы и значительной длительности, со скоростью 30 км/с и более.

УРОВЕНЬ КОНДЕНСАЦИИ – РІВЕНЬ КОНДЕНСАЦІЇ – КОНДЕНСАЦІЯ ДЕРЕЖЕСИ – высота, на которую воздух должен адиабатически подняться, чтобы содержащийся в нем водяной пар,

охладившись, достиг состояния насыщения. Выше У. к. образуются самые низкие облака.

ФАТА-МОРГАНА – ФАТА-МОРГАНА – ФАТА-МОРГАНА – сложное оптическое явление в атмосфере, состоящее из нескольких форм миражей. Отдаленные предметы при этом видно многократно и с разнообразными искажениями.

ФЁН – ФЕН – ФЕН – сильный и порывистый ветер, с высокой температурой и низкой относительной влажностью воздуха, дующий с гор в долины во многих горных системах. Свойства Ф. объясняются его адиабатическим нагреванием при падении вниз по горным склонам.

ФЛЮГЕР – ФЛЮГЕР – ФЛЮГЕР – прибор для определения направления и скорости ветра. Направление ветра указывается флюгаркой, которая вращается на вертикальной оси под действием ветра. Скорость ветра измеряется углом отклонения от вертикального положения специальной дощечки. Показания Ф. не отличаются высокой точностью.

ФРОНТ – ФРОНТ – ФРОНТ – переходная зона между двумя воздушными массами с разными физическими свойствами. Прохождение Ф. через место наблюдения приводит к более-менее резкому изменению характера погоды.

ФРОНТ ОККЛЮЗИИ – ФРОНТ ОККЛЮЗИЇ – ОККЛЮЗИЯ ФРОНТЫ – комплексный фронт, который формируется в результате слияния *холодного и теплого* фронтов в процессе развития циклона.

ХАМСИН – ХАМСИН – ХАМСИН – сухой жаркий южный ветер в сев.-вост. Африке, чаще дует весной при прохождении циклонов над Средиземным морем или сев. Сахарой.

ХОЛОДНЫЙ ФРОНТ – ХОЛОДНИЙ ФРОНТ – СОВУК ФРОНТ – атмосферный фронт, который перемещается в сторону теплого воздуха. При его прохождении происходит похолодание, снижается влажность, увеличивается прозрачность воздуха, усиливается ветер. Ливни, которые сопровождают Х. ф., часто бывают со шквалами и грозой.

ЦЕНТРЫ ДЕЙСТВИЯ АТМОСФЕРЫ – ЦЕНТРИ ДІЇ АТМОСФЕРИ – АТМОСФЕРА ТӘСИРИНИҢ МЕРКЕЗИ – области высокого и низкого атмосферного давления на среднесезонных картах распределения давления на земном шаре. Различают перманентные Ц. д. а. (экваториальная депрессия, субтропические антициклоны, океанические депрессии субполярных широт, полярные антициклоны, особенно антарктический) и сезонные (зимние антициклоны и летние депрессии над материками в умеренных широтах).

ЦИКЛОН – ЦИКЛОН – ЦИКЛОН – атмосферный вихрь с минимальным давлением в центре и движением воздуха против часовой стрелки в северном полушарии и – по часовой - в южном полушарии. Изобары в Ц. замкнутые. Ц. может охватывать области площадью до нескольких тысяч км², перемещаясь с запада на восток со скоростью 30–50 км/ч. Погода в Ц. характеризуется сплошной облачностью, осадками. Различают *внетропические и тропические Ц.*

ЦИРКУЛЯЦИЯ – ЦИРКУЛЯЦІЯ – АЙЛАНМА, АЙЛАНЫШЫК, ЯЙРАМА, ДОЛАНМА, ДОЛАНЫШЫК – общий термин, который означает перемещение воздушных или водных масс на большой площади, с замкнутыми или полужамкнутыми линиями тока. Напр., общая циркуляция атмосферы, бризовая Ц., муссонная Ц. и т. п.

ЧЕРНАЯ БУРЯ – ЧОРНА БУРЯ – ГАРА ТУПАН – пыльная буря – разрушение и перенос почвы сильным ветром, одна из форм эрозии почв. Наблюдаются в степных и пустынных районах, возникают под действием сильных (свыше 10-12 м/с) сухих ветров.

ЧИНУК – ЧИНУК – ЧИНУК – местное название юго.-зап. фена на восточных склонах Скалистых гор в Канаде и США.

ШАРОВАЯ МОЛНИЯ – КУЛЬКОВА БЛИСКАВКА – ШАР ШЕКИЛЛИ ЙЫЛДЫРЫМ – редкий вид молнии в виде сфероида разнообразной расцветки и размера, который тихо и сравнительно медленно перемещается. Возникает гл. обр. после разряда линейной молнии. Может проникать внутрь здания через открытые окна, дымоходы. Длительность существования от нескольких секунд до нескольких минут. Исчезновение может сопровождаться взрывом.

ШКВАЛ – ШКВАЛ – ГҮЙЧЛИ ЕЛ, ХАЗАН, ХАРАСАТ – сильный порывистый ветер со скоростью до 20 – 30 м/с, который сопровождается иногда грозой и ливнем. Наблюдается обычно при прохождении холодного фронта

через циклон в умеренных широтах. Длительность Ш. обычно не превышает нескольких минут.

ШТИЛЬ – ШТИЛЬ – ЕЛСИЗЛИК – безветрие или слабый ветер. Ш. обычно наблюдается во внутренних частях антициклона.

ШТОРМ – ШТОРМ – ГОМ – длительный, очень сильный ветер со скоростью свыше 20 м/с, который сопровождается более-менее большими разрушениями на суше и сильным волнением на море. При скорости свыше 30 м/с – ураган. Ш. обычно наблюдаются в циклонах.

ЭКЗОСФЕРА – ЭКЗОСФЕРА – ЭКЗОСФЕРА – внешняя часть земной атмосферы, расположенная над ионосферой с высоты около 800 км. На высоте около 1000 км переходит в земную корону. Плотность газов в Е. настолько мала, что частицы легких газов (водород, гелий) могут из нее вылетать в космическое пространство.

ЭФФЕКТИВНОЕ ИЗЛУЧЕНИЕ – ЕФЕКТИВНЕ ВИПРОМІНЮВАННЯ – ЭФФЕКТИВ ШӨХЛЕ ЯЙРАДЫШ – разница между собственным излучением земной поверхности и встречным излучением атмосферы.

ЯДРА КОНДЕНСАЦИИ – ЯДРА КОНДЕНСАЦІЇ – КОНДЕНСАЦИЯ ЯДРОСЫ – жидкие или твердые частицы, взвешенные в атмосферном воздухе, на которых начинается конденсация водяного пара, приводящая к образованию капелек облаков или тумана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воейков А. И. Климаты земного шара, в особенности России / А. И. Воейков // Избр. соч. – Т. 1. – Москва – Ленинград : Изд-во АН СССР, 1948. – 398 с.
2. Волеваха М. М. Біографія клімату / М. М. Волеваха, Г. В. Морозов. – К. : Наук. думка, 1971. – 84 с.
3. Кёппен В. П. Основы климатологии (климаты земного шара) / В. Кёппен / Пер. с нем. – М. : Учпедгиз, 1938. – 303 с.
4. Кисельова О. О. Метеорологія та основи кліматології / О. О. Кисельова. – Луганськ : Альма-Матер, 2007. – 148 с.
6. Погосян Х. П. Общая циркуляция атмосферы / Х. П. Погосян / Пер. с англ. – Ленинград : Гидрометеиздат, 1961. – 270 с.
7. Погосян Х. П. Атмосфера Земли / Х. П. Погосян, З. Л. Туркетти. – Москва : Просвещение, 1970. – 320 с.
8. Стернзат М. С. Метеорологические приборы и измерения / М. С. Стернзат. – Ленинград : Гидрометеиздат, 1978. – 392 с.
9. Хромов С. П. Метеорология и климатология / С. П. Хромов. – Ленинград : Гидрометеиздат, 1968. – 492 с.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
СОЛНЕЧНАЯ РАДИАЦИЯ И ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ	
Строение и состав атмосферы	5
Солнечная радиация в атмосфере и на земной поверхности	14
Радиационный баланс земной поверхности	25
Географическое распределение радиационного баланса	27
Тепловой режим Земли	29
Тепловой баланс земной поверхности	42
Тепловой баланс Земли	44
ВОДА В АТМОСФЕРЕ	
Влажность воздуха	46
Баланс влажности	50
Облака	51
Осадки	55
АТМОСФЕРНАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ	
Атмосферное давление	64
Атмосферная циркуляция	81
ПОГОДА И КЛИМАТ	
Воздушные массы и атмосферные фронты	89
Погода и климат	101
Классификации климатов	108
Местный климат и микроклимат	117
Краткий русско-украинско-туркменский словарь метеорологических и климатологических терминов	119
Литература	154

АНОТАЦІЯ

До посібника увійшли основні відомості про повітряну оболонку нашої планети, зокрема склад і будову атмосфери, сонячну радіацію, теплообіг, вологообіг і циркуляцію атмосфери, а також закономірності формування погоди й кліматів Землі.

Посібник призначений для іноземних студентів, що навчаються на спеціальності „Географія”, тому супроводжується коротким російсько-українсько-туркменським словником метеорологічних та кліматологічних термінів.

У комп'ютерному варіанті він може бути використаний також студентами, що навчаються дистанційно.

АННОТАЦИЯ

В пособие вошли основные сведения о воздушной оболочке нашей планеты, в частности, составе и строении атмосферы, солнечной радиации, теплообороте, влагообороте и циркуляции атмосферы, а также закономерности формирования погоды и климатов Земли.

Пособие предназначено для иностранных студентов, обучающихся по специальности „География”, поэтому сопровождается русско-украинско-туркменским словарем метеорологических и климатологических терминов.

В компьютерном варианте оно может быть использовано также студентами, обучающимися дистанционно.

SUMMARY

Main information about the air sphere of our planet so as complete and structure of the atmosphere, sun radiation, circulation of heat, dry and air and also predictabilities of shaping weather and climates of the Earth are included into the text-book.

The text-book is destined for foreign students who provide studies at the geographical department. Because of that a Russian-Ukrainian-Turkmen vocabulary is included into the text-book.

This text-book made in the computer variant may be used also by the students who studies by correspondence.

Навчальне видання

КИСЕЛЬОВА Октябрина Олександрівна

**МЕТЕОРОЛОГІЯ
З ОСНОВАМИ КЛІМАТОЛОГІЇ**

*Навчальний посібник для іноземних студентів
вищих навчальних закладів*

Російською мовою

До посібника увійшли основні відомості про повітряну оболонку нашої планети, зокрема склад і будову атмосфери, сонячну радіацію, теплообіг, вологообіг і циркуляцію атмосфери, а також закономірності формування погоди й кліматів Землі.

Посібник призначений для іноземних студентів, що навчаються на спеціальності „Географія”, тому супроводжується коротким російсько-українсько-туркменським словником метеорологічних та кліматологічних термінів.

У комп’ютерному варіанті він може бути використаний також студентами, що навчаються дистанційно.

За редакцією автора
Коректор – Ю. О. Кисельов
Комп’ютерний набір – Г. Б. Коміренко

Здано до складання 14.12.2012 р. Підписано до друку 16.01.2013 р.
Формат 60×84 1/16. Папір офсетний. Гарнітура Times New Roman.
Друк ризографічний. Умов. друк. арк. 9,13. Наклад 300 прим. Зам. № 23.

Видавець і виготовлювач

**Видавництво Державного закладу
„Луганський національний університет імені Тараса Шевченка”**
вул. Оборонна, 2, м. Луганськ, 91011.
Тел./факс (0642) 58-03-20. E-mail: alma-mater@list.ru
Свідоцтво суб’єкта видавничої справи ДК № 3459 від 09.04.2009 р.