

Модуль 2

Круговорот тепла и влаги в атмосфере

Тема 1

Тепловой режим

атмосферы

Теплооборот

– климатообразующий процесс, обеспечивающий накопление солнечной энергии атмосферой, океанами и материками, ее перераспределение и возврат в космическое пространство



Тепловой баланс земной поверхности

$$Q = R \pm P \pm G \pm LE$$

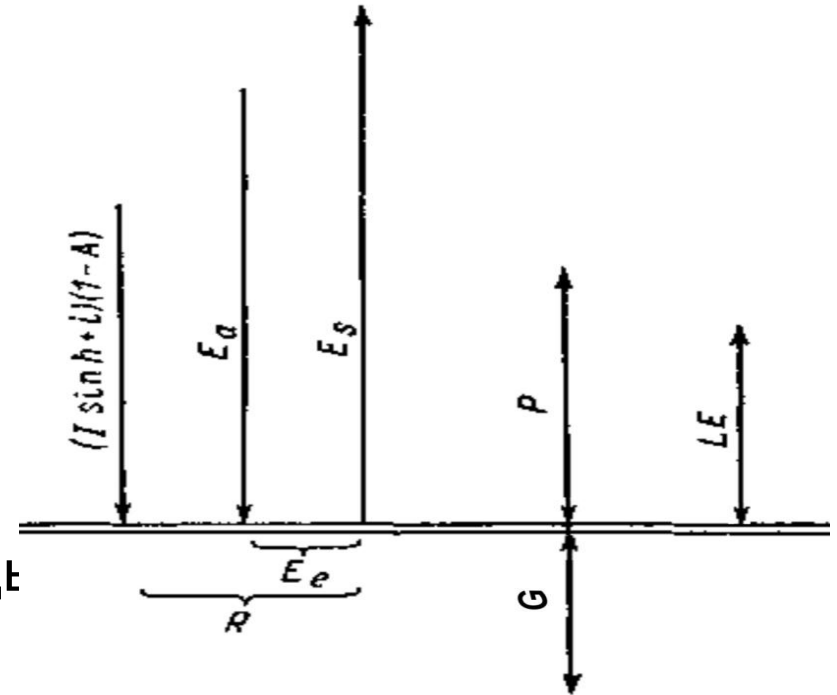
Q – тепловой баланс земной поверхности, кал/(см² · мин.);

R – радиационный баланс земной поверхности;

P – теплообмен с атмосферой;

G – теплообмен с нижележащими слоями почвы или воды;

LE – теплообмен при переходе воды между агрегатными состояниями.



Днем и летом значения R положительны, а P , G , LE отрицательны, ночью и зимой – наоборот. Т.е. радиационный баланс на земной поверхности уравновешивается нерадиационной передачей тепла.

В среднем за год $Q \approx 0$.

Теплооборот в почве

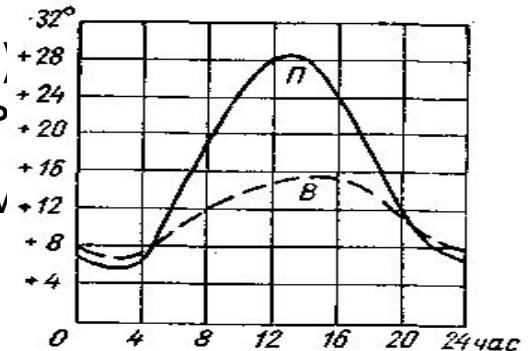
Процессы нагревания и охлаждения почвы:

- Поглощение коротковолновой солнечной радиации поверхностью почвы;
- Длинноволновой радиационный обмен поверхности почвы с атмосферой;
- Теплообмен поверхности почвы с приземным воздухом посредством молекулярной теплопроводности;
- Передача тепла в глубину почвы посредством молекулярной теплопроводности;
- Теплообмен при переходе воды между агрегатными состояниями.

Суточный и годовой ход температуры на поверхности почвы

Суточный ход

- **Максимум** – 13⁰⁰ – 14⁰⁰ (в умеренных широтах летом в ясную погоду может достигать +50 ... +60°C, в тропиках – до +80°C);
- **Минимум** – через 0,5 часа после восхода Солнца (в умеренных широтах даже летом в ясную погоду может опускаться до 0°C);
- **Амплитуда:** суточная амплитуда температуры на поверхности почвы примерно в 1,5 раза больше, чем на высоте метеорологической будки (2 м), **зависит от следующих факторов:**
 - Географическая широта (уменьшается от тропиков к полярным широтам);
 - Сезон года (летом больше, чем зимой);
 - Облачность (в ясную погоду больше, чем в пасмурную);
 - Экспозиция склона (на южных больше, чем на северных);
 - Растительный покров (снижает амплитуду);
 - Тепловые свойства почвы (над темными и каменистыми почвами амплитуда увеличивается).



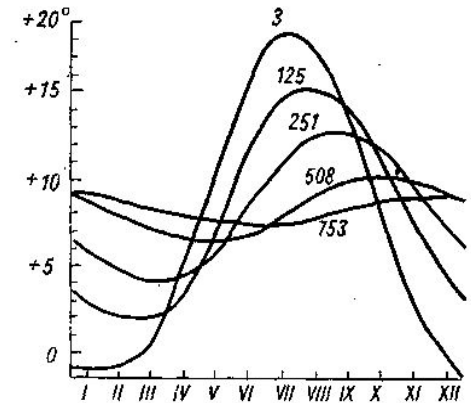
Годовой ход

- **Максимум** – в июле (в северном полушарии, исключение – экваториальные и субэкваториальные широты);
- **Минимум** – в январе (для северного полушария, исключение – полярные широты).
- **Амплитуда:** годовая амплитуда температуры зависит от тех же факторов, что и суточная, за тем исключением, что от экватора к полюсам она увеличивается (2 – 3°C на экваторе, 20 – 50°C в умеренных широтах).

Распространение тепла в глубину ПОЧВЫ

Законы Фурье

- Период колебаний температуры не изменяется с глубиной независимо от типа почвы;
- С увеличением глубины амплитуда температуры уменьшается в геометрической прогрессии;
- Сроки наступления максимальных и минимальных температур как в суточном, так и в годовом ходе запаздывают с глубиной;
- Глубины слоев постоянной суточной и годовой температур относятся между собой как корни квадратные из периодов их колебаний, т. е. как 1:19.



Выводы:

- Суточные колебания температуры распространяются на глубину до 1 м, годовые колебания – на глубину 10 – 20 м;
- Летом и днем температура в почве с глубиной падает, а зимой и ночью – возрастает.

Теплооборот в водных объектах

Особенности теплооборота в водных объектах:

- Значительная прозрачность водной толщи по отношению к коротковолновой солнечной радиации (проникает до глубин в десятки и даже первые сотни метров);
- Подвижность водной толщи;
- Очень высокая теплоемкость воды.

Следствия:

- Водная поверхность прогревается и остывает значительно медленнее поверхности суши;
- Водные объекты обладают намного большей способностью поглощать и удерживать тепловую энергию, чем суша;
- Суточные колебания температуры распространяются на глубины до 15 – 20 м, годовые колебания – до 200 – 400 м;
- Суточные и годовые амплитуды температур на поверхности океанов примерно на порядок меньше, чем на поверхности суши во внутренних районах материков.

Удельная
теплоемкость

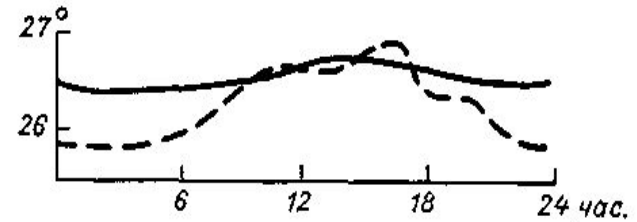
Субстрат	при 20°C кДж/(кг ° C)
Гранит	0,75
Мрамор	0,80
Базальт	0,84
Глина	0,88
Асфальт	0,92
Бетон	1,0
Песок	1,1
Лед (0°C)	2,1
Пресная вода	4,2

Процессы нагревания и охлаждения водных объектов

- Поглощение коротковолновой солнечной радиации верхним слоем водной толщи;
- Длинноволновой радиационный обмен водной поверхности с атмосферой;
- Теплообмен водной поверхности с приземным воздухом посредством молекулярной теплопроводности;
- Передача тепла в глубину водного объекта в результате действия следующих процессов:
 - конвективное перемешивание водной толщи;
 - турбулентное перемешивание водной толщи;
 - теплопроводность;
- Перераспределение тепла в результате адвекции;
- Теплообмен при переходе воды между агрегатными состояниями.

Суточный и годовой ход температуры на поверхности водного объекта

Суточный ход



- **Максимум** – 15⁰⁰ – 16⁰⁰;
- **Минимум** – через 2 – 3 часа после восхода Солнца;
- **Амплитуда:** Суточная амплитуда температуры на водной поверхности примерно в 2 – 3 раза меньше, чем на высоте 2 м, **зависит от следующих факторов:**
 - Географическая широта (уменьшается от тропиков к полярным широтам, тропики – 0,5°C, умеренные широты – 0,1 – 0,2°C);
 - Сезон года (летом больше, чем зимой);
 - Облачность (в ясную погоду больше, чем в пасмурную).

Годовой ход

- **Максимум** – в августе (в северном полушарии, исключение – экваториальные и субэкваториальный пояса);
- **Минимум** – в феврале (в северном полушарии, исключение – полярные широты).
- **Амплитуда:** Годовая амплитуда температуры зависит от тех же факторов, что и суточная, за тем исключением, что от экватора к полюсам она увеличивается (2 – 3°C в тропиках, 5 – 10°C в умеренных широтах).

Теплооборот в приземном воздухе

Процессы нагревания и охлаждения воздуха

- Длинноволновой радиационный обмен воздуха с подстилающей поверхностью;
- Теплообмен приземного воздуха с подстилающей поверхностью посредством молекулярной теплопроводности;
- Поглощение коротковолновой солнечной радиации непосредственно газами атмосферы;
- Передача тепла в вышележащие слои атмосферы в результате действия следующих процессов:
 - конвективное перемешивание воздуха;
 - турбулентное перемешивание воздуха (до высоты 1,5 км);
 - молекулярная теплопроводность;
- Перераспределение тепла в результате адвекции;
- Теплообмен при переходе воды между агрегатными состояниями.

Суточный ход температуры воздуха

Как суточный, так и годовой ход температуры воздуха всецело зависит от теплового режима подстилающей поверхности, которая является для него главным источником энергии.

Суточный ход

- **Максимум** – через 1 – 2 часа после достижения максимума температуры подстилающей поверхности (над почвой – в 14⁰⁰ – 15⁰⁰);
- **Минимум** – через 15 – 30 мин. после достижения минимума температуры подстилающей поверхности (над почвой – через 45 – 60 минут после восхода Солнца);
- **Суточная амплитуда температуры** воздуха примерно на 1/3 меньше, чем на подстилающей поверхности почвы и в 2 – 3 раза больше, чем на подстилающей водной поверхности, **зависит от следующих факторов:**
 - Характер подстилающей поверхности;
 - Географическая широта (уменьшается от тропиков к полярным широтам, тропики – 12°C, умеренные широты – 6°C);
 - Сезон года (летом больше, чем зимой);
 - Облачность (в ясную погоду больше, чем в пасмурную);
 - Рельеф (выпуклые формы рельефа уменьшают амплитуду, вогнутые увеличивают).

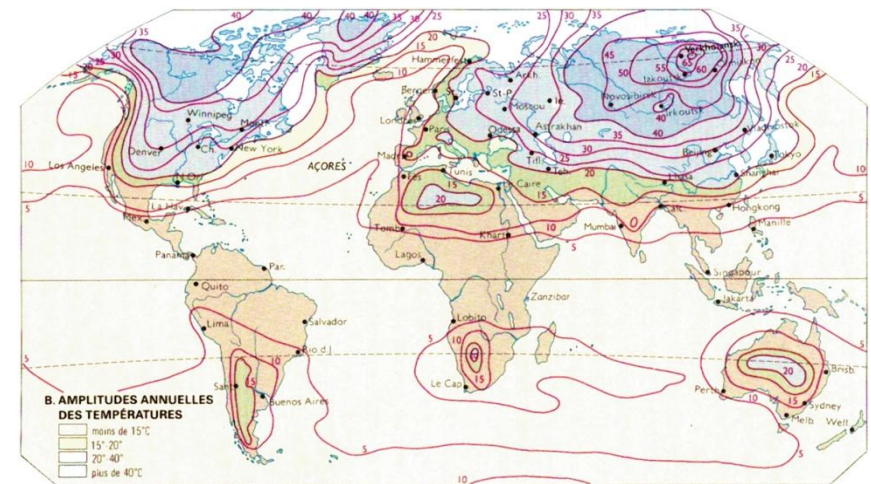
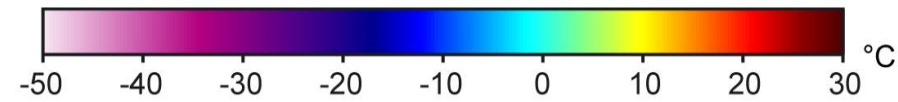
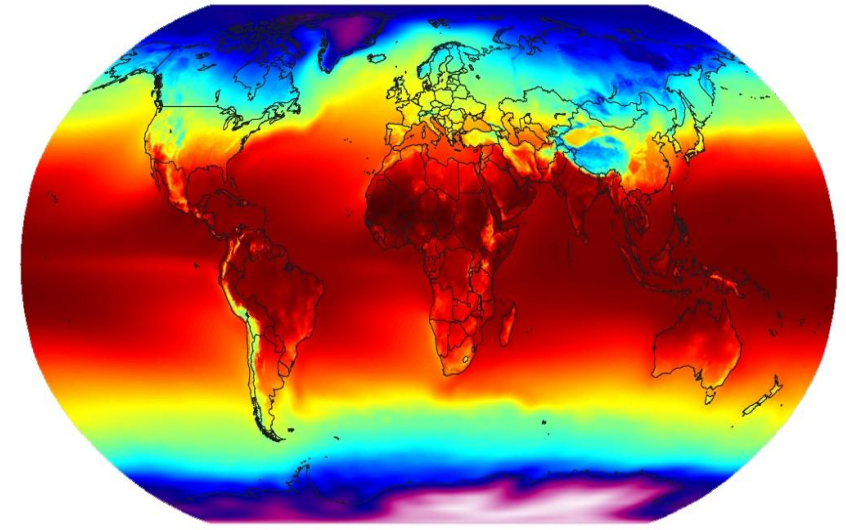
Географическое распределение и годовой ход температуры воздуха

Факторы:

- **Географическая широта** (от экватора к полюсам понижается среднегодовая температура воздуха, увеличивается ее амплитуда);
- **Распределение материков и океанов** (над океанами в экваториальных и тропических широтах уменьшается среднегодовая температура, а в умеренных и полярных широтах увеличивается, во всех широтах над океанами уменьшается амплитуда температуры);
- **Высота над уровнем моря** (вертикальный термический градиент в среднем составляет $6^{\circ}\text{C}/\text{км}$, амплитуда температуры в горах уменьшается, на южных склонах увеличивается);
- **Устойчивые морские и воздушные течения;**
- **Облачность и влажность воздуха, густой растительный покров** (смягчают колебания температуры, в умеренных и полярных широтах повышают среднегодовую и в особенности зимнюю температуру);
- **Ледниковый покров** (отражает солнечную радиацию, поглощает энергию при таянии, уменьшает амплитуду температуры).

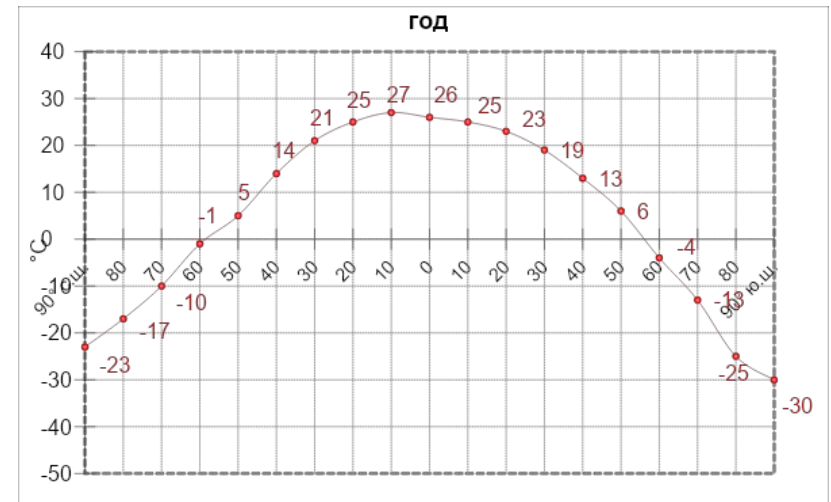
Особенности географического распределения среднегодовой температуры приземного воздуха

- С удалением от экватора к полюсам среднегодовая температура воздуха закономерно снижается;
- С удалением от экватора к полюсам и от побережий во внутренние районы материков увеличивается годовая амплитуда температуры; самая высокая на Земле годовая амплитуда температуры – в Северо-Восточной Сибири (более 60°C);
- В экваториальных и тропических широтах среднегодовая температура над материками выше, чем над океанами, а в умеренных и полярных широтах – наоборот.
- Вследствие влияния морских течений в умеренных и полярных широтах западные окраины материков теплее, чем восточные (в среднем за год на $8 - 12^{\circ}\text{C}$), а в тропиках – наоборот – восточные побережья теплее, чем западные;



Асимметрия в распределении температуры между северным и южным полушариями

- Среднегодовая температура приземного воздуха:
 - Земля в целом: $+14,5^{\circ}\text{C}$
 - Северное полушарие: $+15,5^{\circ}\text{C}$
 - Южное полушарие: $+13,5^{\circ}\text{C}$
- Самая теплая параллель (термический экватор): 10° с.ш., среднегодовая температура $+27^{\circ}\text{C}$ (на берегу Аденского залива $+32^{\circ}\text{C}$).

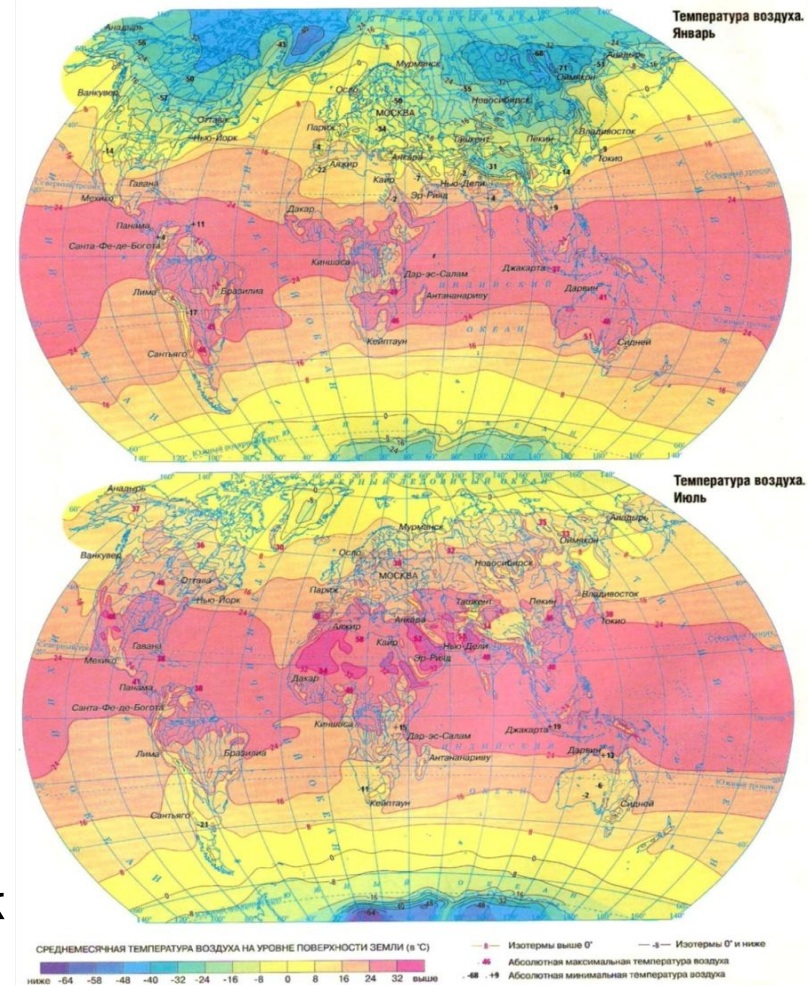


Причины асимметрии в распределении температуры:

- В северном полушарии площадь материков значительно больше, чем в южном. Это соотношение особенно важно для внутритропических широт. Следствие: **в северном полушарии большая часть поглощенной солнечной энергии расходуется на нагревание воздуха, а в южном удерживается океаном;**
- Охлаждающее влияние Антарктиды;
- Высокая облачность и влажность воздуха в районе географического экватора, вследствие чего температура воздуха там несколько ниже, чем на параллели 10° с.ш.

Сезонные особенности географического распределения температуры приземного воздуха

- Во всех географических широтах, особенно в умеренных и полярных, летом температура воздуха над материками выше, чем над океанами, а зимой – наоборот;
- Летом каждого из полушарий самые высокие температуры (среднемесячные – более $+30^{\circ}\text{C}$, дневные – более $+40^{\circ}\text{C}$) отмечаются в тропиках во внутренних районах материков; в районе г. Триполи (Ливия) зафиксирован абсолютный максимум на Земле: $+58^{\circ}\text{C}$;
- Зимой северного полушария самые низкие температуры ($-40 \dots -60^{\circ}\text{C}$) отмечаются в центральных районах Гренландии и Северо-Восточной Сибири; в г. Оймякон зафиксирован абсолютный минимум для северного полушария: -71°C .
- Зимой южного полушария (июнь – август) самые низкие температуры (-60°C и ниже) отмечаются в центральных районах Восточной Антарктиды; на станции Восток зафиксирован абсолютный минимум на Земле: $-89,2^{\circ}\text{C}$.



ТИПЫ ГОДОВОГО ХОДА ТЕМПЕРАТУРЫ

ВОЗДУХА

Экваториальный

Два макс.: март – апрель, сентябрь – октябрь (+27...+28°C)

Мин.: январь, июль (+24...+25°C)

Амплитуда: 2–3°C

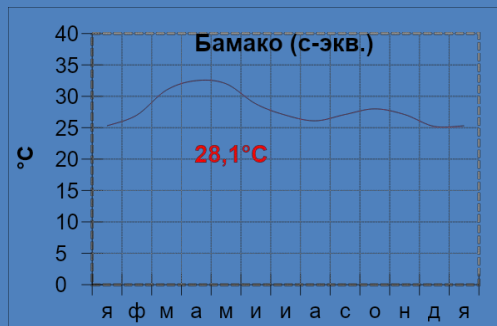


Субэкваториальный

Два макс.: апрель – май, сентябрь – октябрь (+28...+32°C)

Мин.: январь (+20...+25°C)

Амплитуда: 5–10°C

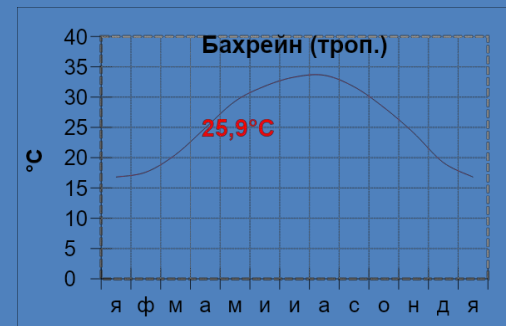


Тропический

Макс.: июль – август (+30...+35°C)

Мин.: январь (+15...+20°C)

Амплитуда: 12–20°C



Умеренный морской

Макс.: июль – август (+15...+20°C)

Мин.: январь – февраль (+2...+4°C)

Амплитуда: 15–20°C



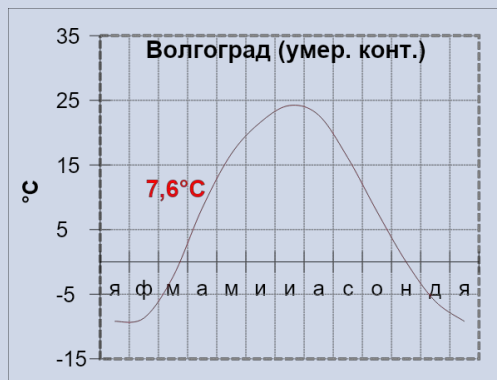
Умеренный

континентальный

Макс.: июль (+18...+25°C)

Мин.: январь (-5...-20°C)

Амплитуда: 25–40°C

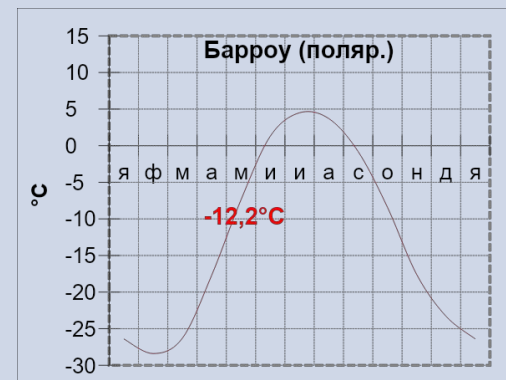


Полярный

Макс.: июль (-5...+5°C)

Мин.: февраль – март (-20...-60°C)

Амплитуда: 25–50°C



Тема 2
Стратификация
атмосферы

Адиабатические процессы в атмосфере

- изменение температуры и плотности в поднимающемся или опускающемся воздухе без обмена теплом с окружающей средой.

Обеспечивается за счет большой скорости протекания процесса и малой теплопроводности воздуха.

Описывается уравнением Пуассона:
$$\frac{T}{T_0} = \left(\frac{p}{p_0} \right)^{0,286}$$

Следствия из уравнения Пуассона:

- Если давление в поднимающемся или опускающемся воздухе изменяется от p_0 до p , то температура изменяется от T_0 до T .
- При подъеме воздуха воздействие на него атмосферного давления ослабевает, что приводит к увеличению объема этого воздуха, уменьшению его плотности и, как следствие, к понижению температуры.
- При опускании воздуха он испытывает на себе возрастающее воздействие атмосферного давления, что приводит к уменьшению объема этого воздуха, увеличению его плотности и, как следствие, к росту температуры.

Виды адиабатических процессов

- **Сухоадиабатический процесс:** при подъеме или опускании воздуха, который не насыщен водяным паром, температура в нем изменяется примерно на $1^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Эта величина называется **сухоадиабатическим градиентом**.

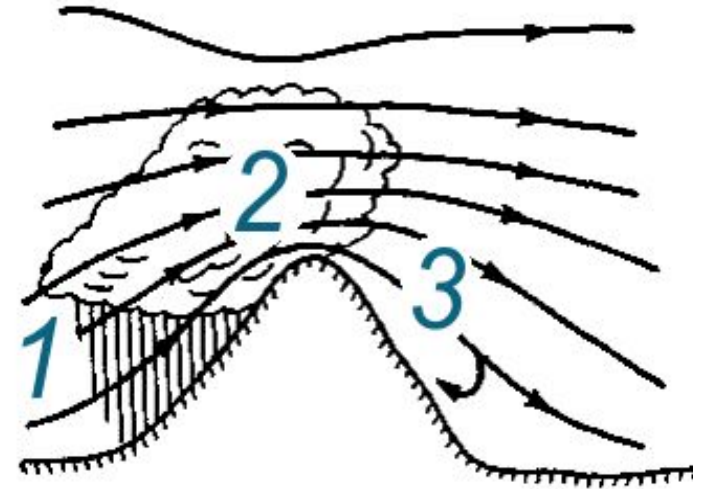
- **Влажноадиабатический процесс:** при подъеме или опускании воздуха, который насыщен водяным паром, температура в нем изменяется примерно на $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Эта величина называется **влажноадиабатическим градиентом**.

1) при подъеме влажного, но не насыщенного водяным паром воздуха **понижение температуры в нем происходит по сухоадиабатическому градиенту;**

2) по достижении значительной высоты охлаждение воздуха приводит к тому, что он становится насыщенным, в нем начинается конденсация водяного пара, образуются облака и выпадают осадки, а **дальнейшее понижение температуры замедляется и уже соответствует**

влажноадиабатическому градиенту;

3) После потери запасов влаги **опускающийся воздух нагревается в соответствии с сухоадиабатическим градиентом**, на прежнюю высоту возвращается с большей температурой и меньшей влажностью, чем имел изначально.

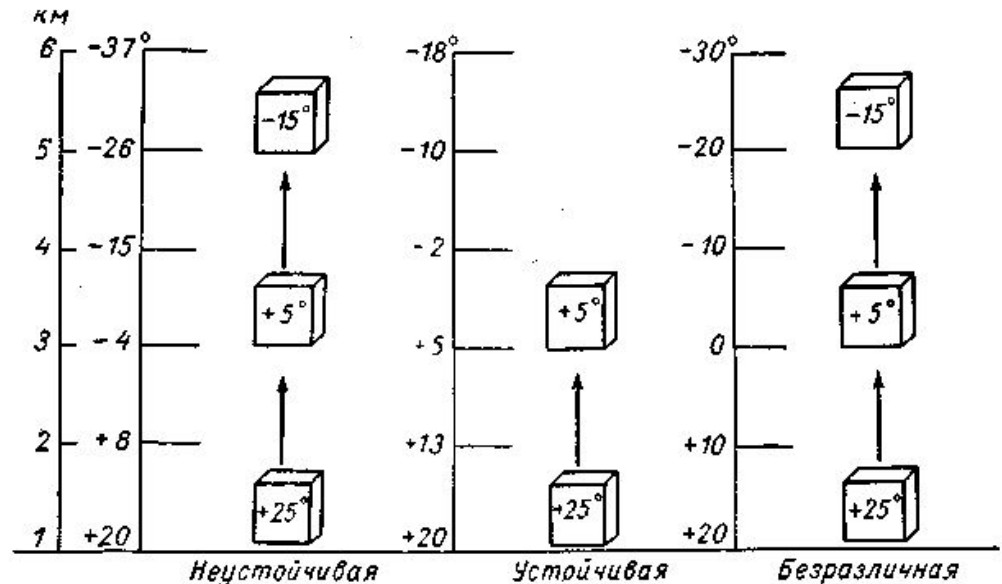
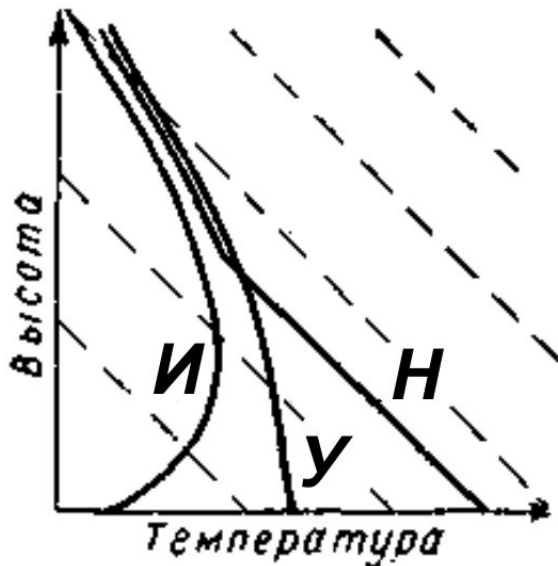


Стратификация атмосферы

– состояние вертикального равновесия воздушной массы, обусловленное изменением в ней температуры воздуха с высотой.

Типы стратификации атмосферы:
неустойчивая, безразличная, устойчивая,

инверсионная



Неустойчивая стратификация атмосферы

- С высотой температура воздуха понижается на величину, превышающую сухоадиабатический градиент, т.е. **более $1^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$** .
- У земной поверхности лежит слой сильно прогретого воздуха, а с высотой температура быстро падает.
- **Активно развивается конвекция**, т.к. выталкиваемый наверх теплый воздух, даже несмотря на адиабатическое охлаждение, сохраняет более высокую температуру, чем окружающая воздушная масса, и его подъем с высотой будет только ускоряться.
- На суше отмечается летом после полудня в ясную погоду, а также при вторжениях холодной воздушной массы на хорошо прогретую подстилающую поверхность, особенно в конце весны и начале осени. Над морем может формироваться ночью или утром.

Устойчивая стратификация атмосферы

- С высотой температура воздуха понижается на величину, меньшую, чем сухоадиабатический градиент, т.е. **менее $1^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$** .
- С высотой температура воздуха понижается очень медленно, и воздушная масса остается достаточно теплой даже на значительной высоте над земной поверхностью.
- **Препятствует развитию конвекции**, т.к. выталкиваемый вверх теплый приземный воздух вследствие адиабатического охлаждения уже на небольшой высоте сравнивается по температуре с окружающей воздушной массой, и его дальнейший подъем прекращается.
- На суше формируется в холодное время года, а также летом в первую половину дня, к вечеру или ночью, особенно в пасмурную погоду. Весной и осенью отмечается при вторжениях теплых воздушных масс. Над морем может формироваться в течение всего дня (однако чаще после полудня) в любое время года.

Безразличная стратификация атмосферы

- С высотой температура воздуха понижается на величину, примерно равную сухоадиабатическому градиенту, т.е. на $1^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.
- Не поддерживает развитие конвекции, но и не препятствует ей, т.к. выталкиваемый наверх теплый приземный воздух адиабатически охлаждается с той же скоростью, с которой понижается температура в окружающей воздушной массе.
- Формируется в тех же случаях, что и устойчивая стратификация, но при лучших условиях прогрева земной поверхности.

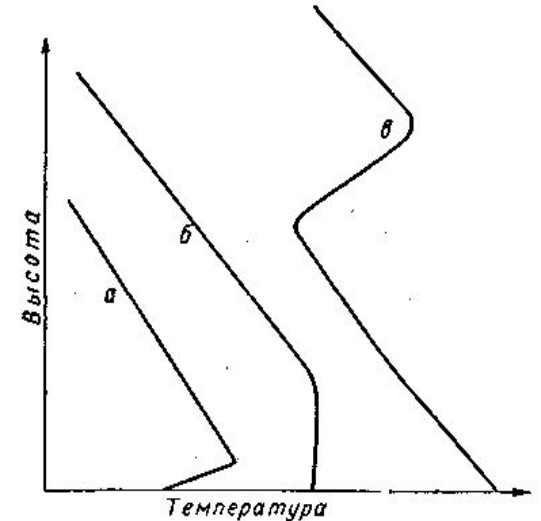
Инверсионная стратификация атмосферы (Термическая инверсия)

- С высотой в некотором слое воздушной массы **температура воздуха повышается** вместо характерного для тропосферы понижения. Частным случаем термической инверсии является **изотермия**, при которой температура воздуха с высотой почти не изменяется.
- **Препятствует развитию конвекции**, т.к. под теплым слоем инверсии лежит более холодный и более плотный воздух.
- Накопление водяного пара под слоем инверсии **приводит к возникновению туманов**; в крупных населенных пунктах и промышленных центрах препятствует рассеиванию загрязняющих веществ и **является причиной формирования смога**.

Типы термических инверсий

1) **Приземные инверсии**: слой инверсии лежит у земной поверхности.

- **Радиационные**: образуются вследствие радиационного выхолаживания земной поверхности зимой или летней ночью в ясную погоду при слабом ветре; слой инверсии небольшой – несколько десятков метров.
- **Адвективные**: возникают при вторжениях теплых воздушных масс на охлажденную земную поверхность; слой инверсии достигает нескольких сотен метров.



2) **Приподнятые инверсии** (в свободной атмосфере):

нижняя граница слоя инверсии расположена на некоторой высоте над земной поверхностью.

- **Антициклонические** (инверсии оседания или сжатия): образуются вследствие сжатия и адиабатического нагревания опускающегося воздуха в антициклонах; постоянно существуют в зоне действия пассатов в тропических антициклонах, а также часто отмечаются зимой над материками в умеренных широтах.
- **Фронтальные**: образуются в зоне атмосферного фронта вдоль поверхности контакта холодной и теплой воздушных масс.

Тема 3

Вода в атмосфере

Влагооборот

– климатообразующий процесс, обеспечивающий круговорот воды между океанами, атмосферой и материками



Испарение и испаряемость

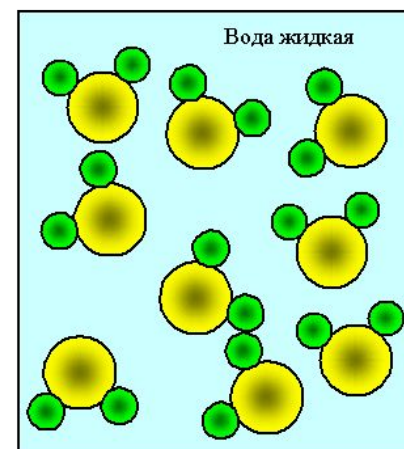
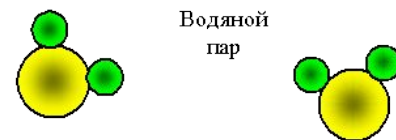
Испарение – процесс перехода воды, содержащейся в подстилающей поверхности, из жидкого состояния в газообразное.

Переход одних молекул воды с поверхности, содержащей жидкую воду, в воздух, а других – обратно происходит одновременно. При испарении количество молекул, улетающих с испаряющей поверхности, превышает количество возвращающихся.

При увеличении влажности воздуха до максимально возможного уровня при данной температуре или при понижении температуры воздуха до точки росы эти процессы уравниваются, и наступает **состояние насыщения** воздуха.

Скорость испарения выражается в миллиметрах слоя воды, испарившейся за единицу времени с горизонтальной поверхности.

Испаряемость $E_v = 6,1 \cdot 10^{-3} (25 + t)^2 (1 - 0,01f)$, мм характеризующая максимально возможное испарение, не ограниченное запасами



Формула Дальтона

– описывает зависимость скорости испарения и испаряемости от факторов окружающей среды

$$V = k \frac{E_s - e}{p} f(v)$$

V – скорость испарения, мм

k – коэффициент пропорциональности;

E_s – максимальная упругость водяного пара при температуре испаряющей поверхности;

e – фактическая упругость водяного пара;

p – атмосферное давление;

$f(v)$ – функция ветра.

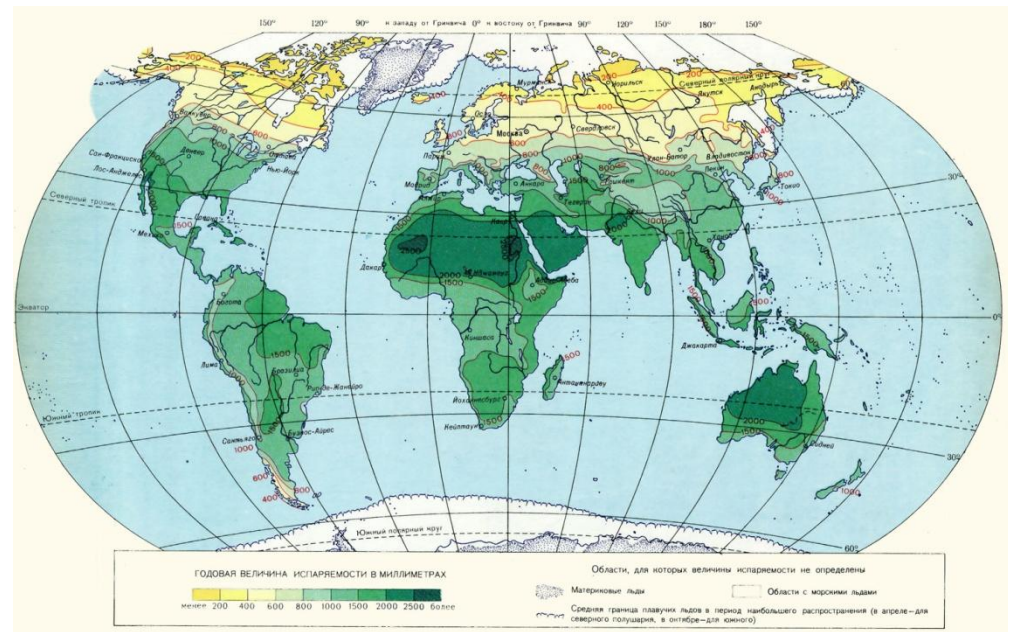
Географическое распределение испарения и испаряемости

Испарение

- **На суше:** максимум – экваториальные широты (800 – 1000 мм), минимум – тропические и полярные широты (менее 200 мм); умеренные широты: 300 – 600 мм
- **Над океаном:** максимум – субэкваториальные и тропические широты (1800 – 2000 мм), минимум – полярные широты (менее 500 мм); экваториальные широты: 1000 – 1200 мм, умеренные широты: 600 – 1000 мм.

Испаряемость

- **На суше:** максимум – тропические пустыни (более 2000 мм), минимум – полярные широты (менее 200 мм);
- **Над океаном:** так же, как испарение



Влажность воздуха

– свойство воздуха, определяемое содержанием в нем водяного пара.

Основные характеристики влажности воздуха:

- **Фактическая упругость (парциальное давление)** водяного пара – часть атмосферного давления, создаваемая содержащимся в воздухе водяным паром (e).

$$e = E - Ap(t - t')(1 + 0,0115t'), \text{гПа}$$

- **Максимальная упругость** водяного пара – максимально возможное парциальное давление водяного пара при данной температуре (E). **Воздух, в котором фактическое содержание водяного пара достигает максимально возможного при данной температуре, называется насыщенным.**

$$E = 6,11 \cdot 10^{\frac{7,63t}{242+t}}, \text{гПа}$$

- **Абсолютная влажность** – масса водяного пара, содержащегося в единице объема воздуха (a):

$$a = \frac{217e}{t + 273}, \text{г/м}^3$$

- **Относительная влажность** – процентное отношение фактической упругости водяного пара к максимально возможной при данной температуре (f , %):

$$f = \frac{e}{E} \cdot 100\%$$

- **Дефицит влажности** – разность между максимально возможной при данной температуре упругостью водяного пара (E) и фактической упругостью водяного пара (d):

$$d = E - e, \text{гПа}$$

- **Точка росы** – температура, при которой воздух с данным содержанием

Суточный и годовой ход, географическое распределение влажности воздуха

Фактическая упругость водяного пара, абсолютная влажность воздуха

- Зависят, прежде всего, от температуры воздуха (она активизирует испарение) и конвекции (вызывает перенос водяного пара в вышележащие слои атмосферы и уменьшает его содержание у земной поверхности).

Суточный ход:

- Над океанами и зимней сушей – простой ход: минимум – на восходе солнца, максимум – в 14 – 15 часов.
- Над сушей летом – двойной ход: главный минимум – после восхода солнца, затем рост до 9 часов, далее с развитием конвекции достигает второго минимума в 15 – 16 часов, после затухания конвекции – второй максимум в 21 – 22 часа.

Годовой ход: максимум – летом, минимум – зимой.

Географическое распределение: убывает от экватора (20 – 30 гПа) к полюсам (< 5 гПа).

Относительная влажность воздуха

- Напрямую зависит от фактического содержания водяного пара, однако обратно пропорциональна температуре воздуха.

Суточный ход: максимум – на восходе солнца, минимум – в 15 – 16 часов.

Годовой ход: максимум – зимой, минимум – летом.

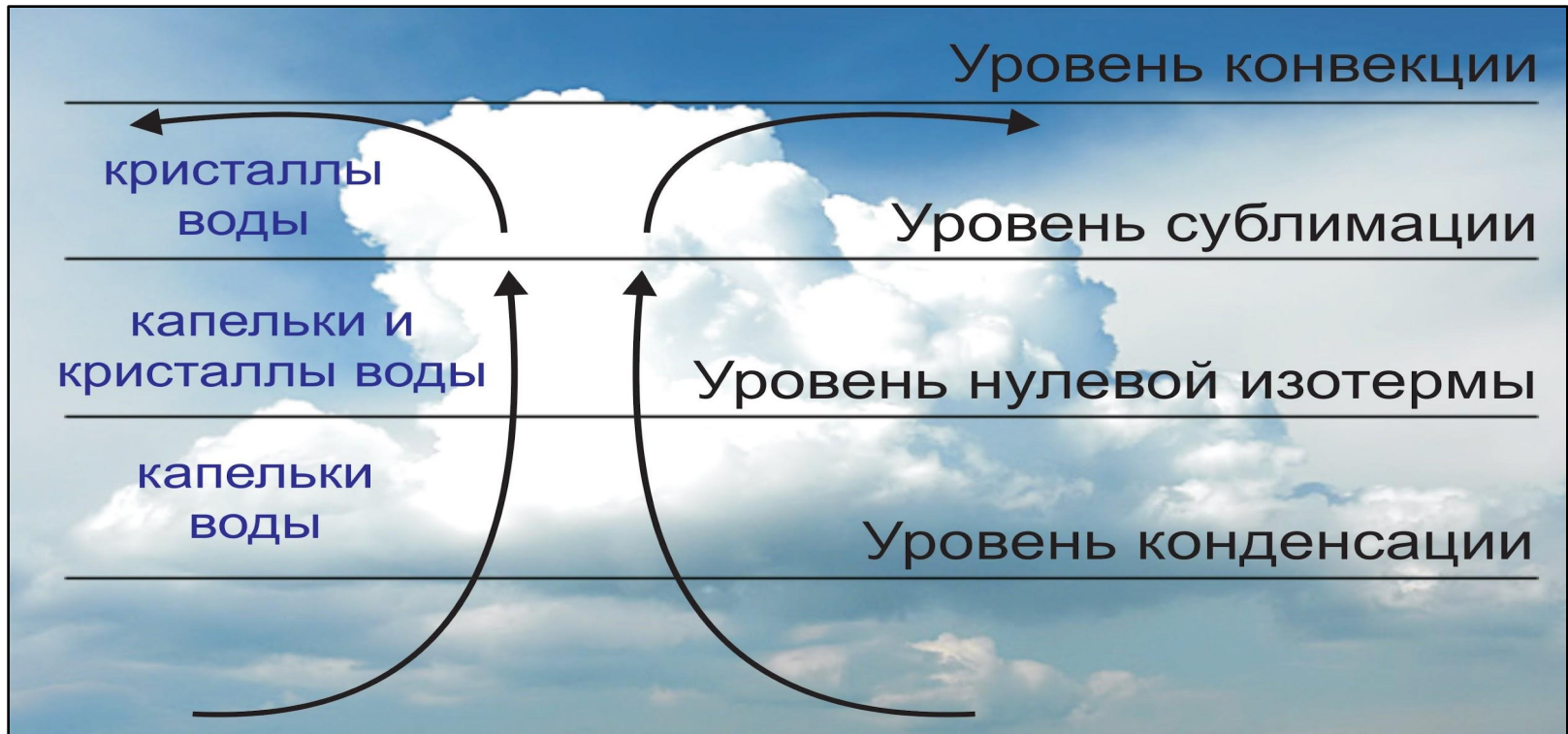
Географическое распределение: максимум – на экваторе и в полярных широтах

Облака

– скопления продуктов конденсации или сублимации водяного пара в свободной атмосфере

- **Конденсация** – процесс перехода содержащегося в воздухе водяного пара в жидкое состояние; активнее всего происходит на ядрах конденсации (твердых частицах – пылинках, ледяных кристаллах) или непосредственно на земной поверхности.
- **Сублимация** – процесс перехода содержащегося в переохлажденном воздухе водяного пара в твердое состояние минуя жидкую фазу; активнее всего происходит на ядрах конденсации или непосредственно на земной поверхности при отрицательной температуре.
- **Облачность** – степень покрытия небесного свода облаками, выражается в баллах по 10-балльной шкале или в процентах.

Строение облака



Классификация облаков по строению и составу

- **Смешанные** (выделяются все четыре уровня)
- **Ледяные** (уровень конденсации совпадает с уровнем сублимации)
- **Водяные** (уровень конвекции совпадает с уровнем нулевой изотермы)

Международная классификация облаков

(выделяются 10 родов облаков, в основе классификации – формы облаков)

- **Облака верхнего яруса** (выше 6 км, ледяные облака,)

1. Перистые – Cirrus (Ci)
2. Перисто-кучевые – Cirrocumulus (Cc)
3. Перисто-слоистые – Cirrostratus (Cs)



- **Облака среднего яруса** (2 – 6 км, смешанные)

4. Высококучевые – Altocumulus (Ac)
5. Высокослоистые – Altostratus (As)



- **Облака нижнего яруса** (до высоты 2 км, водяные или смешанные)

6. Слоисто-дождевые – Nimbostratus (Ns)
7. Слоисто-кучевые – Stratocumulus (Sc)
8. Слоистые – Stratus (St)



- **Облака вертикального развития** (смешанные облака, занимают нижние два или все три яруса)

9. Кучевые – Cumulus (Cu)
10. Кучево-дождевые – Cumulonimbus (Cb)

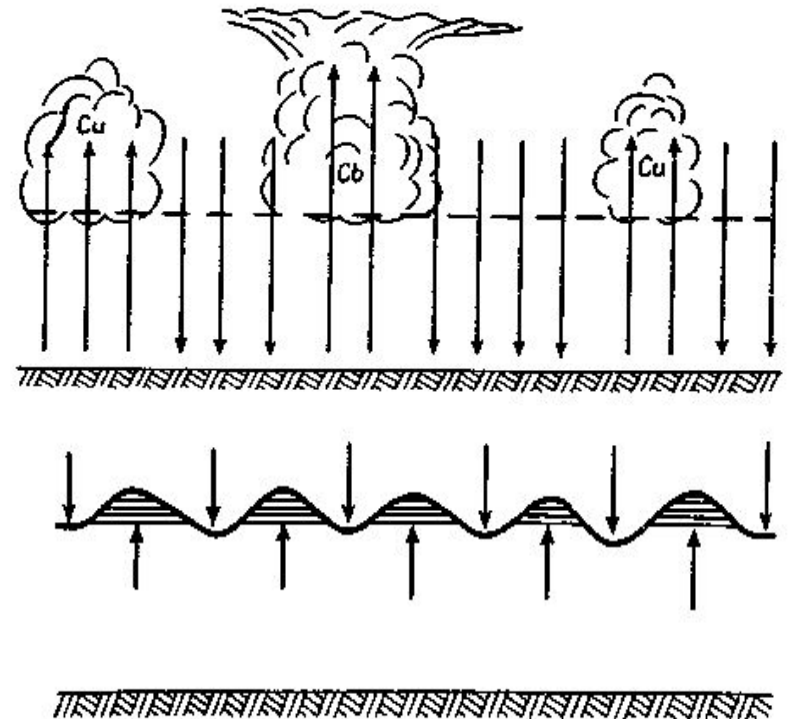


Генетические типы облаков

1. Внутримассовые облака – образуются в однородной воздушной массе

- **Облака тепловой конвекции (кучевообразные) – формируются в воздушной массе с неустойчивой стратификацией** до значительной высоты (несколько км) вследствие активной конденсации водяного пара в поднимающемся и охлаждающемся воздухе. Постоянно образуются на экваторе и в теплое время года в умеренных широтах (во второй половине дня), а также в холодной воздушной массе, продвигающейся на теплую подстилающую поверхность.

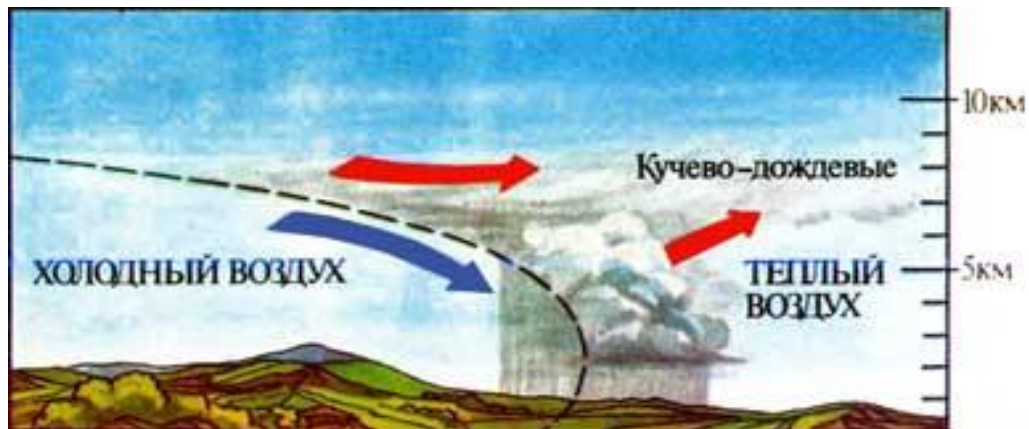
- **Волнистые (слоистообразные) облака – формируются в воздушной массе с устойчивой стратификацией или приподнятой термической инверсией** вследствие слабого турбулентного переноса водяного пара от земной поверхности, его накопления, радиационного охлаждения и конденсации под слоем инверсии. Волнистая структура обусловлена возникновением волн на нижней границе слоя инверсии, в вершинах которых накапливается и конденсируется водяной пар. Обычно образуются ночью или утром.



Генетические типы облаков

2. Фронтальные облака – образуются на атмосферных фронтах (в зонах контакта двух воздушных масс, характеризующихся разными физическими свойствами). Представляют собой крупномасштабные облачные системы, вытянутые вдоль линии фронта на тысячи километров и в ширину захватывающие сотни километров. Причина формирования – упорядоченный подъем огромных объемов теплого влажного воздуха вдоль поверхности его контакта с холодным воздухом. Ясного суточного хода не имеют.

- **Облака теплого фронта** – образуются при восходящем скольжении теплого воздуха по очень полой фронтальной поверхности.
- **Облака холодного фронта** – образуются при быстром вертикальном подъеме теплого воздуха в передней части фронта вследствие его вытеснения холодным



Суточный и годовой ход облачности

отличается сложностью и зависит от родов облаков

Суточный ход

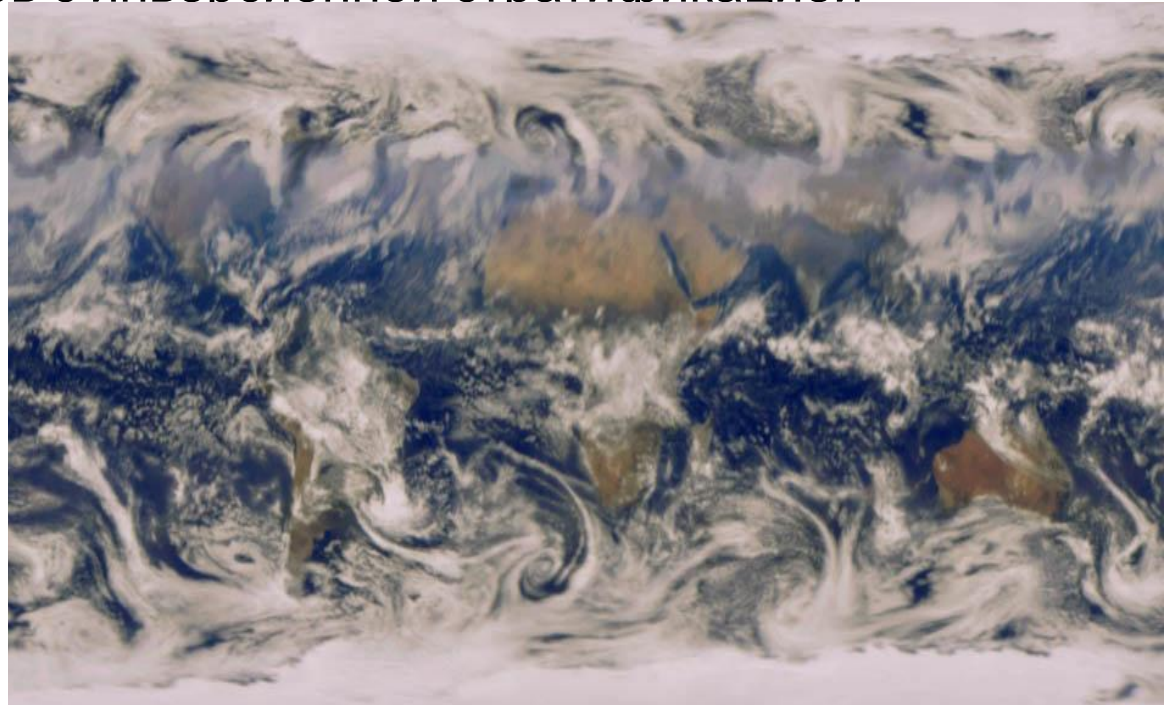
- В умеренных широтах над сушей в теплое время года – два максимума: утром (преобладают слоистообразные облака) и после полудня – главный максимум (преобладают облака тепловой конвекции);
- В умеренных широтах над океаном, а также над сушей в холодное время года – один утренний максимум (слоистообразные облака);
- В тропиках и на экваторе – один послеполуденный максимум (преобладают облака тепловой конвекции)

Годовой ход

- В умеренных и полярных широтах над океанами максимум – летом или осенью (за счет слоистообразных облаков), минимум – весной;
- В умеренных и полярных широтах над западными окраинами материков максимум – зимой (за счет фронтальных облаков в циклонах), минимум – летом. В центральных и восточных районах материков максимум – летом (облака тепловой конвекции), зимой ясно;
- В тропических и субэкваториальных широтах максимум – летом (за счет облаков тепловой конвекции и тропического фронта), минимум – зимой.

Географическое распределение облачности

- Средняя облачность Земли – 5,4 балла (5,8 – над океаном, 4,9 – над сушей);
- Максимальная облачность (6 – 7 баллов) – субполярные широты, особенно над океанами (причина – большая циклоническая активность с фронтальной облачностью);
- Минимум облачности (до 2 баллов) – тропические пустыни (причина – господство антициклонов с инверсионной стратификацией атмосферы);
- Тропические океаны – 3 – 5 баллов (развитие кучевых облаков под слоем инверсии в тропических антициклонах);
- На экваторе – 5 – 6 баллов (за счет активного развития облаков тепловой конвекции).



Туманы

– скопления продуктов конденсации и сублимации у земной поверхности, снижающие горизонтальную видимость до 1 км и менее.

Обычно возникают при наличии приземной термической инверсии, способствуют накоплению загрязняющих веществ в приземном воздухе, при большой их концентрации образуется смог.

Типы туманов по происхождению

• Туманы охлаждения

- **Радиационные** – образуются в ясную погоду при слабом ветре и достаточном влагосодержании приземного воздуха ночью или утром в результате радиационного охлаждения земной поверхности и приземного воздуха.
- **Адвективные** – образуются при вторжении теплой и влажной воздушной массы на холодную подстилающую поверхность, от которой охлаждается приземный слой воздуха, и в нем начинается конденсация водяного пара. Могут существовать продолжительное время; характерны для холодных морских течений или районов их близкого прохождения с теплыми течениями, а также для холодного времени года умеренных широт.

- **Туманы испарения** – постоянно образуются в утренние часы над водными объектами или переувлажненной почвой в отрицательных формах рельефа (балках, оврагах, долина рек), куда стекается охлажденный за ночь воздух, быстро рассеиваются с восходом солнца.

Географическое распределение туманов

- Самые туманные районы (более 80 дней в году): о. Ньюфаундленд, юго-западные побережья Африки и Южной Америки, Арктические моря (адвективные туманы).
- Минимальная повторяемость туманов – во внутренних частях материков в

Виды осадков, выпадающих из облаков

По интенсивности выпадения осадки подразделяют на:

- **Ливневые** – большая интенсивность выпадения, малая продолжительность;
- **Обложные** – малая интенсивность выпадения, большая продолжительность;
- **Моросящие** – очень малая интенсивность выпадения, малая продолжительность.

Жидкие осадки, выпадающие из облаков

- **Дождь** – жидкие осадки в виде капель диаметром 0,5–7 мм, выпадают из слоисто-дождевых или кучево-дождевых облаков.
- **Морось** – жидкие осадки, состоящие из очень мелких капель (диаметром менее 0,5 мм), характеризующиеся низкой интенсивностью выпадения, могут выпадать из кучевых, слоистых облаков, а также облаков среднего яруса.

Твердые осадки, выпадающие из облаков

- **Град** – твердые осадки в виде частичек льда различной формы и размеров (обычно менее 1 см в диаметре, в отдельных случаях до 10 см), состоящие из белого матового ядра и нескольких слоев льда. Выпадают только в теплое время года при ливнях и грозах из кучево-дождевых облаков.
- **Ледяной дождь** – твердые осадки в виде прозрачных ледяных шариков диаметром 1 – 3 мм. Выпадают из слоисто-дождевых облаков в холодное время года при наличии высотного слоя инверсии с положительной температурой, под которым расположен слой воздуха с отрицательной температурой.
- **Ледяная крупа** – твердые осадки в виде белых крупинок диаметром 1 – 3 мм с оледеневшей поверхностью. Выпадают из слоисто-дождевых или кучево-дождевых облаков, часто вместе с ливневым дождем.
- **Снег** – твердые осадки в виде сложных шестилучевых ледяных кристаллов (снежинок) диаметром несколько миллиметров, выпадающие при отрицательной температуре воздуха, обычно из слоисто-дождевых или высокостроистых облаков.
- **Снежная крупа** – твердые осадки в виде непрозрачных снежных крупинок белого или матового цвета диаметром 1–5 мм. Выпадают при отрицательной температуре воздуха из кучево-дождевых облаков.
- **Снежные зерна** – твердые осадки в виде крупинок белого или матового цвета диаметром менее 1 мм. Выпадают при отрицательной температуре воздуха из слоистых облаков.
- **Ледяные иглы** – твердые осадки, состоящие из ледяных кристаллов в виде тончайших шестиугольных призм. Образуются при сильных морозах в приземном слое воздуха или выпадают из облаков верхнего яруса.

Наземные гидрометеоры

- атмосферные осадки, выделяющиеся непосредственно из воздуха на земной поверхности и расположенных на ней предметах
- **Роса** – мельчайшие капли воды, конденсирующиеся из воздуха непосредственно на охлажденных за ночь горизонтальных поверхностях (почве, траве и др.). Образуется при положительной температуре воздуха вечером, ночью или ранним утром в ясную безветренную погоду, когда выхолаживание земной поверхности в результате излучения особенно велико.
- **Иней** – белые ледяные кристаллы, образующиеся на траве, почве и различных горизонтальных поверхностях в результате их ночного выхолаживания при отрицательных температурах воздуха.
- **Изморозь** – рыхлые белые снеговидные кристаллы, нарастающие на ветвях деревьев, хвое, проводах и других тонких предметах в тихую морозную погоду, обычно при тумане.
- **Жидкий и твердый налет** – пленка из водяных капелек или льда, возникающая в пасмурную и ветреную погоду на холодных, преимущественно вертикальных поверхностях, обращенных навстречу ветру.
- **Гололед** – слой матового или прозрачного льда, нарастающего на поверхности земли и различных предметах вследствие замерзания капель переохлажденного дождя или мороси. реже тумана.

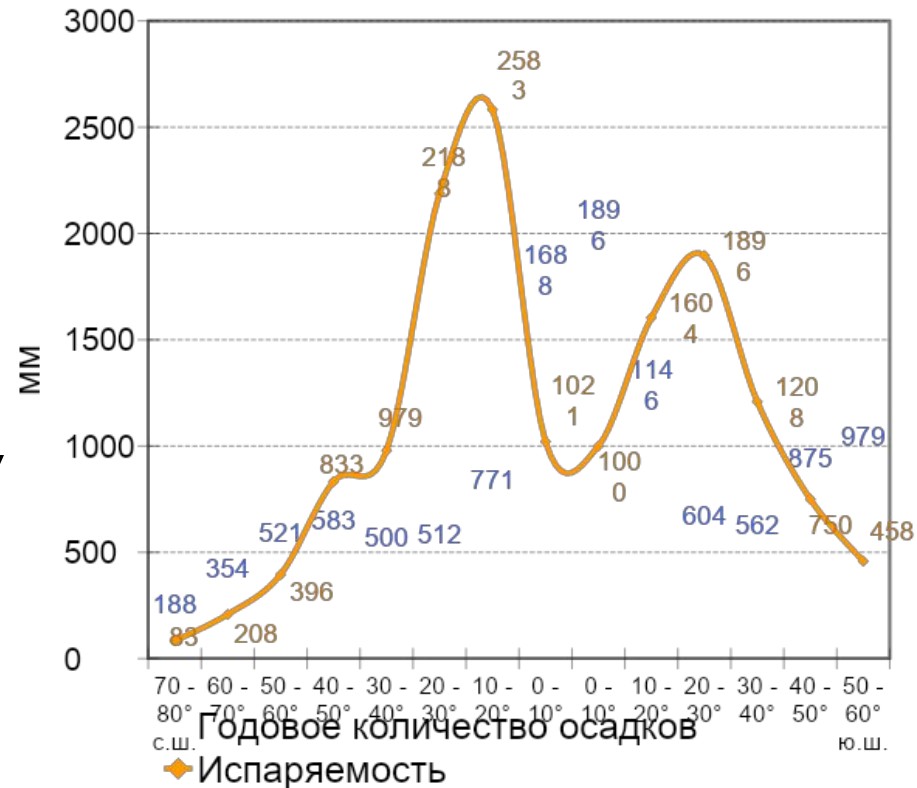
Коэффициент увлажнения

– показатель степени увлажненности или засушливости климата, численно равный отношению количества осадков к испаряемости за определенный промежуток времени или в среднем за многолетний период

Классификация климатов или отдельных сезонов года по коэффициенту увлажнения (КУ)

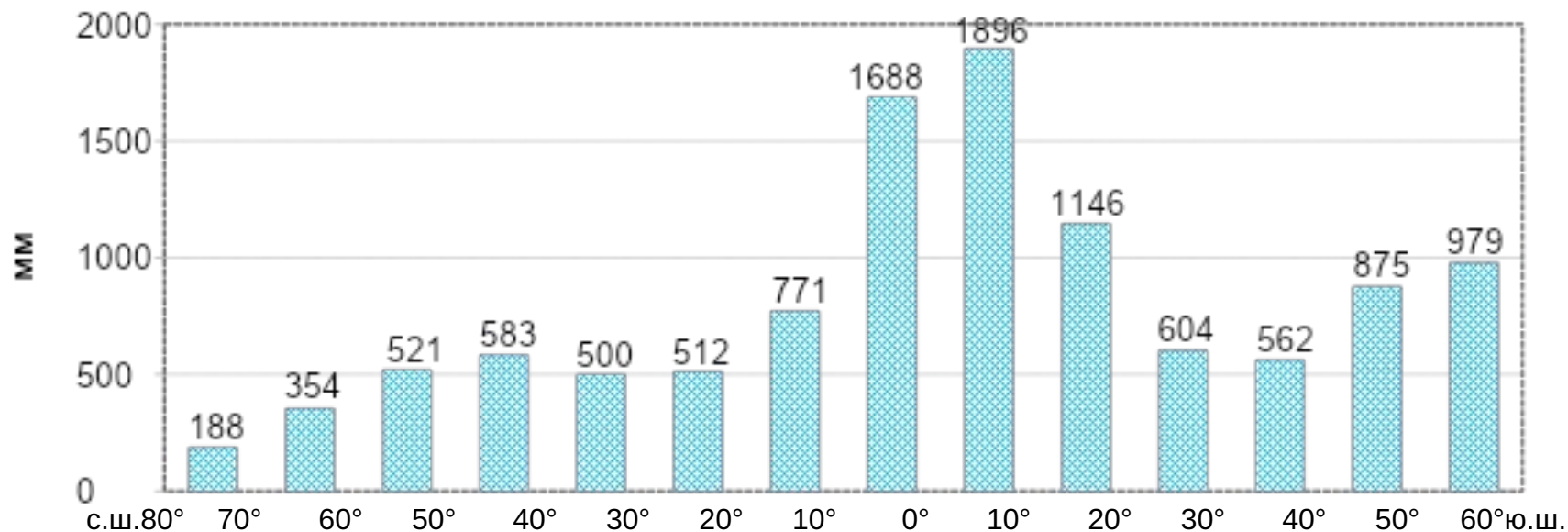
- **Влажный** (с избыточным увлажнением): $KУ > 1$, т.е. осадков выпадает больше, чем может испариться;
- **С достаточным увлажнением**: $KУ \approx 1$;
- **Засушливый** (с недостаточным увлажнением): $KУ < 1$, т.е. осадков выпадает меньше, чем могло бы испариться.

Соотношение осадков и испаряемости в разных географических широтах



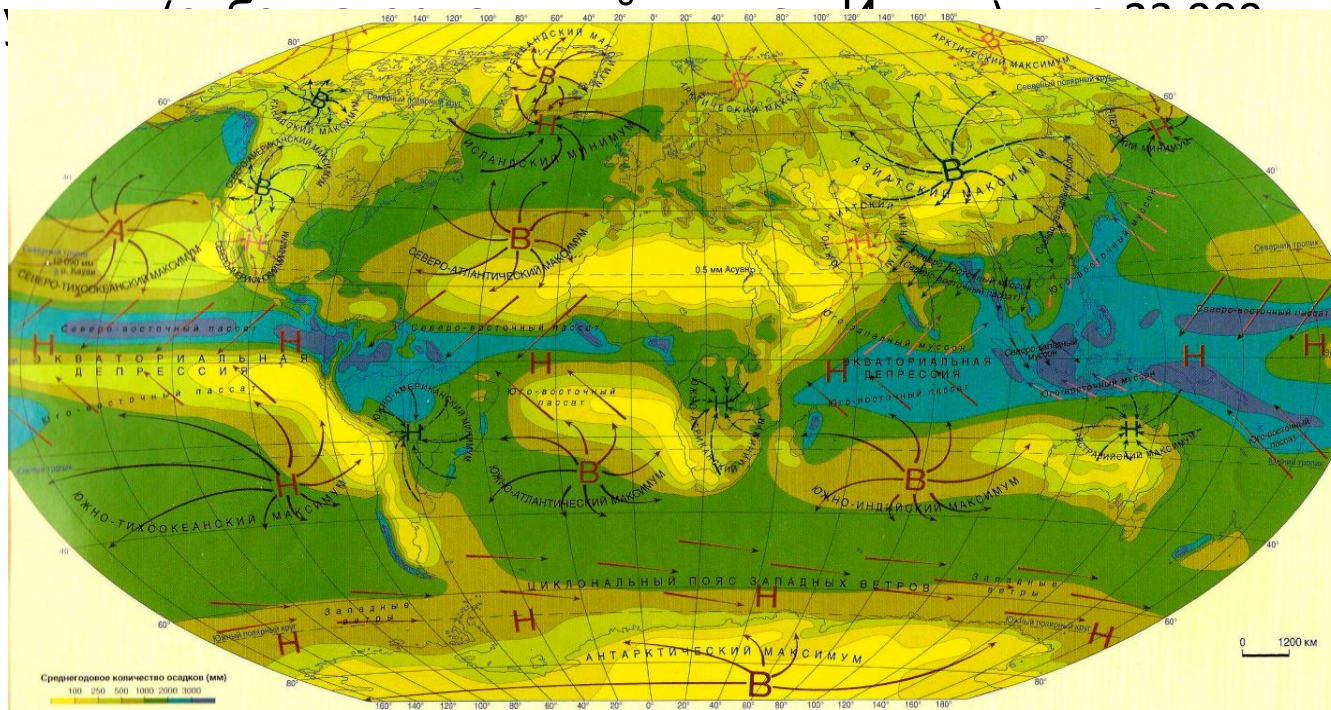
Географическое распределение атмосферных осадков

- Годовая сумма атмосферных осадков плавно уменьшается от экватора к полюсам вследствие снижения влагосодержания воздуха.
- Наиболее засушливые районы с малым количеством осадков (менее 300 мм) и высокой испаряемостью расположены в тропических широтах, причина – преобладание антициклонов с инверсионной стратификацией атмосферы. Абсолютный минимум на Земле – Асуан (Сахара, Египет) – в среднем 0,5 мм в год.
- В умеренных широтах, по сравнению с тропиками, количество осадков увеличивается из-за частого прохождения циклонов и атмосферных фронтов.



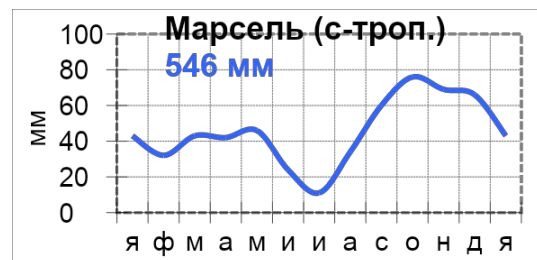
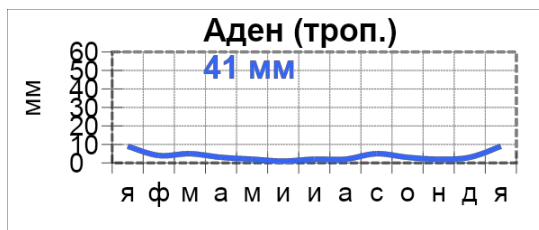
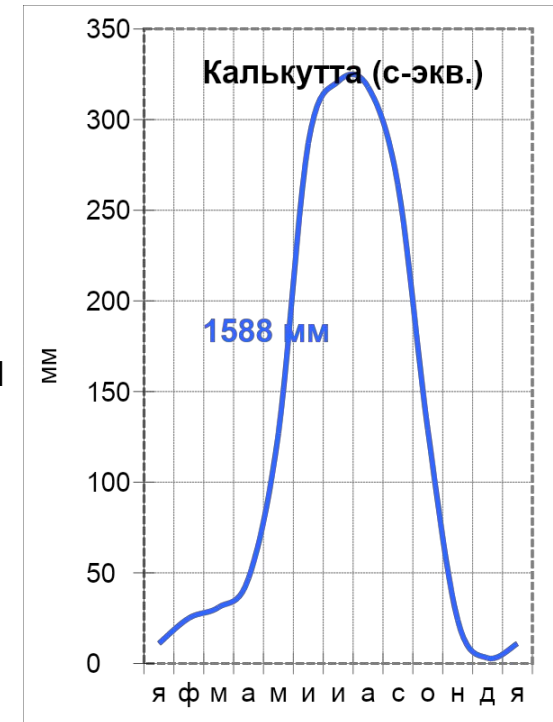
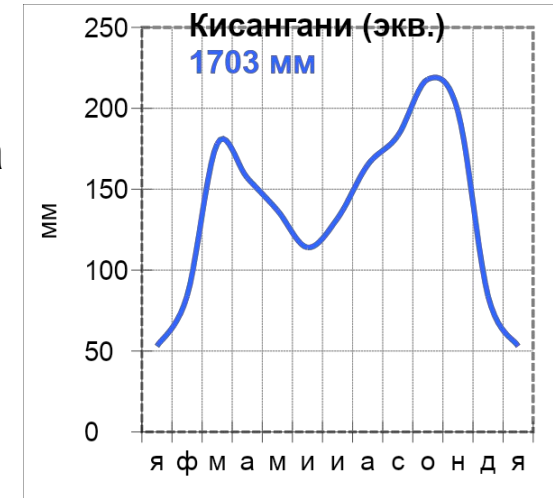
Географическое распределение атмосферных осадков

- Вследствие влияния теплых морских течений в умеренных широтах наибольшее количество осадков выпадает на западных окраинах материков; в тропических широтах – наоборот – западным побережьям, которые омываются холодными течениями, соответствуют приморские пустыни (Атакама, Намиб и др.), тогда как на восточных окраинах материков количество осадков увеличивается.
- Вследствие преграждающего влияния рельефа на движущиеся влажные воздушные массы на юго-западных склонах Гималаев, западных склонах Берегового хребта Кордильер, Южных Анд и Западных Гатов выпадает более 3000 мм осадков. Абсолютный максимум на Земле – пос. Черрапунджи – 11430 мм в год.



Типы годового хода атмосферных осадков

- **Экваториальный тип:** более 2000 мм в год, избыточное увлажнение в течение всего года; причины: высокая влажность воздуха, низкое атмосферное давление, активная конвекция (до 18 км в высоту); два максимума осадков: весной и осенью (когда солнце в зените).
- **Субэкваториальный тип:** 1200 – 1500 мм, год четко делится на летний сезон дождей и зимний сезон засухи; причина: сезонная смена тропических муссонов (летом несут влажный экваториальный воздух, зимой – сухой тропический континентальный).
- **Тропический тип:** 600 – 800 мм над океаном, менее 300 мм внутри материков, большую часть года увлажнение недостаточное; причина: господство антициклонов и пассатов; максимум осадков – в летние месяцы (в это время активизируется конвекция).
- **Субтропический тип:** 300 – 800 мм, характерна летняя засуха из-за господства антициклонов и тропического сухого воздуха; зимой преобладают умеренные воздушные массы, высока циклоническая активность, и количество осадков избыточно.



Типы годового хода атмосферных осадков

- **Умеренный морской тип:** 600 – 900 мм в год, равномерное избыточное увлажнение в течение всего года; причины: господство циклонов, фронтальная облачность; иногда выражен небольшой зимний максимум.
- **Умеренный континентальный тип:** 300 – 600 мм, хорошо выражен летний максимум, что связано с повышенной активностью циклонов; зимой часто устанавливается морозная и сухая антициклоническая погода; летом из-за высокой температуры возможно появление непродолжительного сезона засухи.
- **Умеренный муссонный тип:** 600 – 900 мм, четко выражен летний максимум осадков, связанный с приходом океанического муссона. Зимой господствует сухая морозная погода.
- **Полярный тип:** менее 300 мм, причина – низкая температура и малое влагосодержание воздуха; хорошо выражен летний максимум, связанный с активизацией процесса испарения и циклонической активности.

