

Федеральная служба по гидрометеорологии
и мониторингу окружающей среды



ГЛАВНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ
ОБСЕРВАТОРИЯ
им. А. И. ВОЕЙКОВА

Год основания 1849

Тема 1. Современные принципы построения метеорологической и актинометрической наблюдательных сетей

1.0 Основные климатообразующие процессы: теплооборот, общая циркуляция атмосферы, влагооборот

Курсы повышения квалификации
метеорологов УГМС

ГГО 1-12 апреля 2013

По современным космогоническим представлениям, Земля образовалась около **5.0 млрд. лет назад** из рассеянного в протосолнечной системе газовой-пылевого вещества.

Земля - третья от Солнца планета солнечной системы, обращающаяся вокруг него по эллиптической орбите со средней скоростью **29.765 км/с** на среднем расстоянии **149.6 млн. км** за период, равный **365.24 средних солнечных суток..**

Средний радиус **6371 км**. Площадь поверхности **510.2 млн. кв. км**; средняя плотность **5.518 г/куб. см**; масса **$5976 \cdot 10^{21}$ кг**. Земля обладает магнитным и тесно связанным с ним электрическим полями. Гравитационное поле Земли обуславливает сферическую форму Земли, существование атмосферы.

Вращение вокруг своей оси – причина суточных ритмов. Период вращения вокруг оси **23 ч 56 мин 4.1 с**

Вращение вокруг Солнца – причина сезонных изменений

В процессе эволюции на Земле сформировались и развились различные по химическому составу, агрегат-ному состоянию и физическим свойствам оболочки:

- ядро (в центре),
- мантия,
- земная кора (литосфера),
- гидросфера,
- атмосфера,
- магнитосфера.

В составе Земли преобладают железо (34.6%), кислород (29.5%), кремний (15.2%), магний (12.7%).

От поверхности Земли к центру возрастают давление, плотность и температура.

Большая часть (70.8%) поверхности Земли занята Мировым океаном (361.1 млн. км²); суша составляет 149.1 млн. км² (29.2%).

Горы занимают свыше 1/3 поверхности суши.

Пустыни покрывают около 20% поверхности суши

Саванны и редколесья - около 20%.

Леса - около 30%.

Ледники - свыше 10%.

Под сельскохозяйственными угодьями занято чуть более 10% суши.

Средняя глубина океана около 3800 м, наибольшая 11022 м (Марианский желоб в Тихом океане),
объем воды 1370 млн. км³,
средняя соленость 34.73 промилле (г/кг морской воды).



На поверхности Земли есть несколько линий представляющих непосредственный интерес метеорологам:

Экватор - делит земной шар на **Северное и Южное полушария**.
Длина экватора **40075.7 км**.

Гринвичский меридиан — делит земной шар на восточное и западное полушарие.

Тропик Рака в северном и Козерога в южном полушариях (23°) - крайние значения широты, где Солнце бывает в зените.

Полярный круг (66°) — линия, севернее (южнее) которой имеет место полярная ночь (день).

Географические координаты: широта и долгота. Широта отсчитывается от 0° (экватор) до 90° (полюс) в северном и южном полушариях. Долгота отсчитывается от 0 (гринвичского) меридиана до 180° в восточном и западном полушариях.

По физико-географическим и климатическим условиям северное и южное полушария Земли делятся на следующие пояса:

экваториальный $5-8^{\circ}$ с. ш. - $4-11^{\circ}$ ю. ш.;

тропический - $20-30^{\circ}$ северной и южной широты;

умеренный пояс - $40-65^{\circ}$ с. ш. и $42-58^{\circ}$ ю. ш.;

арктический пояс - Арктика, южная граница - изотерма $+5^{\circ}\text{C}$ самого теплого месяца; *антарктический пояс* - Антарктида.

Между основными поясами выделяют промежуточные пояса:

субэкваториальный - между экваториальным и тропическим (от $5-8^{\circ}$ с. ш. до 20° с. ш. и от $4-11^{\circ}$ ю. ш. до 20° ю. ш.);

субтропический - между тропическим и умеренным (в пределах $30-40^{\circ}$ северной и южной широты);

субарктический - между умеренным и арктическим (от 65° с. ш. до изотермы $+5^{\circ}\text{C}$ самого теплого месяца;

субантарктический - прилегающие к Антарктиде районы Мирового океана южнее 58° ю. ш.



*Воздушная оболочка, которая окружает нашу планету и вращается вместе с ней, называется **атмосферой**, представляющая собой **азотно-кислородная смесь**.*

У земной поверхности сухой воздух на **99% состоит из азота** (78% по объему) и **кислорода** (21% по объему). Оставшийся **1 %** приходится на **аргон** (0.9%), **на углекислый газ (0.03%)** и другие газы (криптон, ксенон, неон, гелий, водород, озон, йод, радон, метан, аммиак, пере-кись водорода, закись азота и др.).

Процентный состав воздуха в тропосфере достаточно устойчив.

Атмосферный воздух у земной поверхности, как правило, является **влажным**. Это значит, что в его состав, вместе с другими газами, входит **водяной пар**. При существующих в атмосфере условиях водяной пар может переходить в жидкое и твердое состояние и, наоборот, может поступать в атмосферу заново вследствие испарения с земной поверхности.

В состав атмосферы входят также *твердые и жидкие частицы*. Кроме *водяных капелек и кристаллов*, возникающих в атмосфере при конденсации водяного пара, это *пыль почвенного* и органического происхождения; *твердые частицы дыма, сажки, пепла и капельки кислот*, попадающие в воздух при лесных пожарах, при сжигании топлива, при вулканических извержениях; *частицы морской соли*, попадающие в воздух при разбрызгивании морской воды во время волнения.

Небольшую часть перечисленных примесей составляет *крупная пыль*, с частицами радиусом более 5 мк. Почти 95% частичек имеет радиусы менее 5 мк и до сотых и тысячных долей микрона.

В зависимости от вертикального распределения температуры в атмосфере выделяют несколько слоев:

Тропосфера - нижняя часть атмосферы до высоты 9-10 км, в которой сосредоточено 4/5 всей массы атмосферного воздуха. Для нее характерно падение температуры с высотой в среднем на $0,65^{\circ}/100 \text{ м}$. Здесь сосредоточен практически весь водяной пар, сильно развита турбулентность, особенно вблизи земной поверхности. Процессы, происходящие в тропосфере, имеют непосредственное и решающее значение для погоды и климата.

В тропосфере выделяют **приземный слой** - самый нижний тонкий слой тропосферы, в несколько десятков метров. В этом слое температура в течение суток особенно сильно падает с высотой, днем и часто растет с высотой ночью.

Слой от земной поверхности до высоты порядка **1200 м** носит название **слоя трения или пограничного слоя**. В этом слое скорость ветра ослаблена в сравнении с вышележащими слоями.

Стратосфера – слой атмосферы, расположенный над тропосферой до высоты около 50 км. Нижняя стратосфера более или менее изотермична, где температура равна $-55, -54^{\circ}\text{C}$. Но, начиная с высоты около 35 км температура в стратосфере быстро растет с высотой достигая на высоте около 50 км максимальных значений ($-2.5, -3.0^{\circ}\text{C}$).

Водяного пара в стратосфере ничтожно мало. Однако на высотах 24-28 км наблюдаются иногда в высоких широтах очень тонкие, так называемые *перламутровые облака*. Днем они не видны, а ночью кажутся светящимися, так как освещаются Солнцем, находящимся под горизонтом. Эти облака состоят из переохлажденных водяных капелек.

Стратосфера характеризуется еще тем, что преимущественно в ней содержится атмосферный озон. С этой точки зрения она может быть названа *озоносферой*. Рост температуры с высотой в стратосфере объясняется именно поглощением солнечной радиации озоном.

Мезосфера – слой атмосферы выше стратосферы, простирающийся примерно до 80 км. Здесь температура с высотой падает до нескольких десятков градусов ниже нуля ($-74, -76^{\circ}\text{C}$). На высотах, близких к верхней границе мезосферы (75-85 км), наблюдаются так называемые *серебристые*. Наиболее вероятно, что они состоят из ледяных кристаллов.



Термосфера (ионосфера) – слой верхней атмосферы, располагающийся над мезосферой на высотах от 85 до 800-1000 км. Характеризуется очень высокими температурами. На высоте 100 км температура примерно равна $-5, -10^{\circ}\text{C}$, на высоте 110 км она уже положительная (около 10°C), а на высоте 130 км уже достигает 90°C , а на верхней границе термосферы превышает 800°C .

Рост температуры с высотой объясняется поглощением ультра-фиолетовой радиации атомарным кислородом и азотом. Однако температура на указанных высотах характеризует только кинетическую энергию движения молекул.

В ионосфере наблюдаются **полярные сияния** и близкое к ним по природе **свечение ночного неба** - постоянная люминесценция атмосферного воздуха, а также резкие колебания магнитного поля - **ионосферные магнитные бури**.

Ионизация в ионосфере обязана своим существованием действию ультрафиолетовой радиации Солнца. Ее поглощение молекулами атмосферных газов приводит к возникновению заряженных атомов и свободных электронов.

Атмосферные слои выше 800-1000 км выделяются под названием **экзосферы** (**внешней атмосферы**). Скорости движения частиц газов, особенно легких, здесь очень велики, а вследствие чрезвычайной разреженности воздуха на этих высотах частицы могут облетать Землю по эллиптическим орбитам, не сталкиваясь между собою. Отдельные частицы могут при этом иметь скорости, достаточные для преодоления силы тяжести. Такие особенно быстрые частицы могут "ускользать", рассеиваться. Поэтому экзосферу называют еще **сферой рассеяния**. Ускользанию подвергаются преимущественно атомы водорода, который является господствующим газом в наиболее высоких слоях экзосферы.

Недавно предполагалось, что экзосфера, и с нею вообще земная атмосфера, кончается на высотах порядка 2000-3000 км. Но ракетные и спутниковые наблюдения позволили установить, что водород, ускользающий из экзосферы, образует вокруг Земли так называемую земную корону, простирающуюся более чем до 20000 км.

Жизнь на Земле существует, благодаря Солнцу. Не будь Солнца, не было бы жизни в том виде, в котором она существует в настоящее время. Что же представляет собой источник нашей жизни – Солнце?

Солнце представляет собой **газовый шар радиусом 695300 км**. Радиус Солнца **в 109 раз больше радиуса Земли**.

Солнце состоит в основном из **водорода (64%) и гелия (32%)**. На долю остальных элементов приходится всего 4% его массы. **Нижняя, наиболее плотная часть** солнечной атмосферы называется **фотосфе-рой (сферой света)**. Толщина ее составляет **100-140 км**. Фотосфера является основным источником энергии, излучаемой Солнцем.

Температура фотосферы составляет около **6000 °К**. Над фотосферой находится менее плотный слой солнечной атмосферы - **хромосфера (окрашенная сфера)**. Еще выше расположена так называемая **солнеч-ная корона**. Солнечная корона простирается до высоты, равной нескольким радиусам Солнца.

Газы, образующие Солнце, находятся в непрерывном бурном движении, в результате чего в фотосфере все время образуются и исчезают световые ячейки радиусом около 1000 км. В фотосфере наблюдаются темные образования-**солнечные пятна**. Количество их периодически меняется, достигая максимума один раз примерно в одиннадцать лет. Кроме одиннадцатилетнего периода колебаний солнечной активности, наблюдается еще и восьмидесятилетний ее период.

Основным источником энергии почти для всех природных процессов, происходящих на поверхности Земли и в атмосфере, является лучистая энергия (*электромагнитная радиация* или *излучение*), поступающая на Землю от Солнца. Радиация распространяется по всем направлениям от источника радиации (излучателя) в виде *электромагнитных волн* со скоростью очень близкой к 300000 км/с.

Все тела, имеющие температуру выше абсолютного нуля, испускают радиацию при перестройке электронных оболочек их атомов и молекул, а также при изменениях в колебании атомных ядер в молекулах и во вращении молекул.

В метеорологии приходится иметь дело преимущественно с *температурной радиацией* (длины волн от сотен микронов до тысячных долей микрона), определяемой температурой излучающего тела и его излучательной способностью. Радиоволны, возбуждаемые в технических радиопередающих устройствах, как известно, имеют длины волн от миллиметров до километров.

В метеорологии принято выделять коротковолновую и длинно-волновую радиацию. *Коротковолновой называют радиацию* в диапазоне длин волн *от 0,1 до 4 мк*. Она включает, кроме видимого света (длины волн *от 0,40 до 0,75 мк*), еще ближайшую к нему по длинам волн ультрафиолетовую (*от 0,002 до 0,4 мк*) и инфракрасную (*более 0,75 мк*) радиацию. Эта часть электромагнитного излучения Солнца и называется в метеорологии солнечной радиацией.

Видимый свет занимает **узкий интервал длин волн**, всего от 0,40 до 0,75 мк. Однако в этом интервале заключается *почти половина всей солнечной лучистой энергии (46%)*. Почти столько же (**47%**) приходится на инфракрасные лучи, а остальные **7%** - на ультрафиолетовые.

К длинноволновой радиации относят радиацию земной поверхности и атмосферы с длинами волн *от 4 до 100-120 мк*.

На интервал длин волн *между 0,1 и 4,0 мк* приходится **99%** всей энергии солнечной радиации.

В среднем на каждый квадратный километр земной поверхности приходится за год **$109 \cdot 10^{12}$ Мдж**. Чтобы получить такое количество тепла искусственно, **нужно было бы сжечь свыше 400 тыс. т. каменного угля**.

Все существующие на Земле запасы каменного угля **равноценны** тридцати-летнему притоку солнечной радиации к Земле.

За 1,5 суток Солнце дает Земле столько же энергии, сколько дают **электро-станции всех стран в течение года**. При этом солнечная радиация, приходящая к Земле - менее чем одна двухмиллиардная доля всего излучения Солнца.

Несмотря на постоянную потерю огромного количества лучистой энергии, **температура Солнца, по-видимому, не понижается**. Это объясняется тем, что расход лучистой энергии постоянно пополняется освобождением энергии при термоядерных реакциях преобразования водорода в гелий, происходящих в глубинах Солнца.

.

Поток солнечной радиации радиации, поступающий на верхнюю границу атмосферы, далее устремляется к земной поверхности.

Проходя сквозь атмосферу, **солнечная радиация частично рассеивается** атмосферными газами и аэрозольными примесями к воздуху и переходит в особую форму **рассеянной радиации**. *Примеры наличия рассеянной радиации.*

Частично же она поглощается молекулами атмосферных газов и примесями к воздуху и переходит в теплоту, которая идет на нагревание атмосферы. Однако величина нагревания невелика — несколько десятых долей градуса. Основные поглотители — озон, водяной пар, углекислый газ.

К земной поверхности поток солнечной радиации приходит в виде прямой, рассеянной и суммарной радиации и расходуется (исключая отраженную часть) на нагрев подстилающей поверхности и испарение.

Нагревшаяся подстилающая поверхность отдает часть тепла атмосфере и как тело, имеющее температуру отличную от абсолют-ного нуля, излучает длинноволновую радиацию.

Эффективное излучение — разность между длинноволновым излучением Земли и противоизлучением атмосферы.

Нагревание и охлаждение деятельной почвы.

Тепловой режим поверхности определяется главным образом ее радиационным балансом. Количество же лучистой энергии, поглощаемой и излучаемой деятельной поверхностью, зависит от ее цвета, состава, структуры. Поэтому, например, темные почвы, обладающие сравнительно малой отражательной способностью, при прочих равных условиях днем нагреваются, а ночью охлаждаются сильнее, чем светлые. При положительном радиационном балансе тепло от деятельной поверхности передается в более глубокие слои, а часть его отдается воздуху. При отрицательном радиационном балансе тепло из глубины почвы и частично из воздуха поступает к деятельной поверхности.

Важную роль для нагревания или охлаждения почвы играют конденсация водяного пара и испарение воды, происходящие на деятельной поверхности. При конденсации выделяется скрытая теплота, идущая на нагревание почвы. При испарении тепло переходит в скрытое состояние и теряется почвой.

Основным процессом нагревания почвы является **молекулярная теплопроводность**. Поэтому нагревание и охлаждение почвы в большой степени зависит от ее теплоемкости и коэффициента теплопроводности.

Мерой теплопроводности почвы служит коэффициент тепло-проводности λ , который у неподвижной воды равен $0,54 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$, а у неподвижного воздуха $\lambda = 0,02 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$. Поэтому λ почвы, как и ее теплоемкость, в значительной мере зависит от пористости и влаж-ности почвы. При проникновении воды в почву воздух, содержа-щийся в порах, вытесняется водой, и λ почвы увеличивается.

Температура почвы зависит и от структуры почвы. Так, например, при прочих равных условиях температура поверхности рыхлой почвы днем выше, а ночью ниже, чем поверхности плотной почвы, так как рыхлая почва обладает меньшим коэффициентом теплопроводности.

Суточный ход температуры почвы зависит от теплоемкости и теплопроводности почвы. Чем больше теплоемкость почвы, тем меньше она нагревается днем и охлаждается ночью. Такой же характер имеет *зависимость амплитуды от теплопроводности почвы*. Например, в гранитной скале, обладающей хорошей теплопро-водностью, суточная амплитуда температуры в 1,5 раза меньше, чем песчаной почве, обладающей меньшей теплопроводностью.

Нагревание и охлаждение водоемов. Вода, в отличие от почвы, представляет для нее прозрачное тело. Поэтому короткие волны, особенно фиолетовые и ультрафиолето-вые, проникают в воду на довольно значительную глубину и радиационное нагревание происходит в слое воды толщиной несколько метров.

Существенные различия теплового режима водоемов и почвы вызываются следующими причинами:

- а) теплоемкость воды в 3-4 раза больше* теплоемкости почвы.
- б) частицы воды обладают большой подвижностью.* Поэтому в водоемах передача тепла в глубь воды происходит не путем молекулярной теплопроводности, как в почве, а в результате более интенсивного процесса - турбулентного перемешивания. Вследствие турбулентного перемешивания перенос тепла в глубь водоемов при прочих одинаковых условиях оказывается в 1000-10000 раз сильнее переноса его в почве.

Процессы нагревания и охлаждения воздуха.

Тепловым режимом атмосферы называют характер распределения и изменения температуры в атмосфере. Тепловой режим атмосферы определяется главным образом ее теплообменом с окружающей средой, т. е. с деятельной поверхностью и космическим пространством.

За исключением верхних слоев, атмосфера поглощает солнечную энергию сравнительно слабо. В частности, непосредственно солнечными лучами тропосфера нагревается незначительно.

Основным источником нагревания нижних слоев атмосферы является тепло, получаемое ими от деятельной поверхности. В дневные часы, когда приход радиации преобладает над излучением, деятельная поверхность нагревается, становится теплее воздуха, и тепло передается от нее воздуху. Ночью деятельная поверхность теряет тепло путем излучения и становится холоднее воздуха. В этом случае воздух отдает тепло почве, в результате чего сам он охлаждается. Перенос тепла между деятельной поверхностью и атмосферой, а также в самой атмосфере может осуществляться с помощью следующих процессов.



1. Молекулярная теплопроводность.

Воздух, соприкасающийся с деятельной поверхностью, обменивается с ней теплом посредством молекулярной теплопроводности. Однако вследствие того, что коэффициент молекулярной теплопроводности неподвижного воздуха сравнительно мал, этот вид теплообмена тоже весьма мал по сравнению с другими видами.

2. Турбулентное перемешивание.

Атмосферный воздух находится в постоянном движении. Движение отдельных его небольших порций, объемов, вихрей имеет неупорядоченный, хаотический характер. Такое движение называется турбулентным переме-

шиванием или, короче, турбулентностью. Турбулентность оказывает большое влияние на многие атмосферные процессы, в том числе на теплообмен. В результате турбулентного перемешивания атмосферы возникает интенсивный перенос тепла из более теплых ее слоев в менее теплые.

Теплообмен между земной поверхностью и атмосферой посредством турбулентного перемешивания происходит значительно интенсивнее, чем теплообмен за счет молекулярной теплопроводности воздуха. Так, летом в полуденное время над сушей турбулентный поток тепла при одинаковом градиенте температуры примерно в 10 000 раз больше молекулярного. В отдельных же случаях он может отличаться от молекулярного еще больше.

Процессы нагревания и охлаждения воздуха.

3. Тепловая конвекция.

Тепловой конвекцией называется упорядоченный перенос отдельных объемов воздуха в вертикальном направлении, возникающий в результате сильного нагрева нижнего слоя атмосферы. Теплые порции воздуха как более легкие поднимаются, а их место занимают холодные, которые затем тоже нагреваются и поднимаются. Тепловая конвекция первоначально возникает как движение отдельных небольших струй, объемов, вихрей, которые постепенно сливаются, образуя мощный восходящий поток, сопровождаемый компенсирующими его нисходящими движениями в соседних районах. Вместе с перемешивающимися порциями воздуха происходит перенос тепла от более нагретых слоев атмосферы к менее нагретым.

Над сушей тепловая конвекция возникает в результате неравномерного нагревания разных участков деятельной поверхности почвы. Над морем она тоже возникает в случае, когда водная поверхность теплее прилежащих слоев атмосферы. На водоемах такое положение часто имеет место в холодное время года и в ночные часы. Конвективный перенос тепла при благоприятных условиях может охватывать по вертикали всю толщу тропосферы.

Процессы нагревания и охлаждения воздуха.

4. Испарение влаги с деятельной поверхности и последующая конденсация (сублимация) водяного пара в атмосфере.)

При конденсации (сублимации) выделяется теплота, которая идет на нагревание окружающего воздуха..

5. Адвекция тепла и холода

Однако температура в определенном месте может изменяться также в результате перемещения воздуха в горизонтальном направлении, т. е. при адвекции. При адвекции тепла в данное место поступает воздух, имеющий, более высокую температуру, чем воздух, находившийся здесь раньше, а при адвекции холода - воздух, имеющий более низкую температуру. Адвекция тепла или холода является важным фактором местного изменения температуры.

Из пяти перечисленных процессов обмена теплом между деятельной поверхностью и атмосферой превалирующая роль принадлежит турбулентному перемешиванию и тепловой конвекции. Изменения температуры, происходящие в результате описанных процессов в некотором объеме воздуха, принято называть индивидуальными.