Температурный режим почвы и воздуха

Ознакомьтесь с презентацией и письменно ответьте на следующие вопросы:

Что характеризует тепловой режимом атмосферы, как происходит теплообмен, и что называют локальными.

Термометр на воздушном шаре, летящем по ветру, будет показывать что…?

Что такое инверсия и какие виды существуют?

Как меняется суточный и годовой ход температуры воздуха?

С какой целью в агрометеорологии и климатологии обычно рассматривают средние показатели за многолетний период наблюдений.

Дайте характеристики теплофизическим характеристикам почвы?

Как производят измерение температуры и глубины промерзания почвы?

Значение температуры почвы для растений

Температурный режим воздуха

Распределение температуры воздуха и его непрерывные изменения называют тепловым или температурным режимом атмосферы. Эта важнейшая составляющая климата определяется главным образом теплообменом между воздухом и окружающей средой. Окружающей средой является космическое пространство, соприкасающиеся воздушные массы и слои воздуха, земная поверхность

В растениях и у животных физиологические процессы идут в определенных диапазонах температур. Существуют температурные пределы жизнедеятельности растений – биологический минимум и максимум, между ними - зона оптимальных температур. Эти значения зависят от биологических особенностей культур

Методы измерения температуры воздуха

Измерение температуры воздуха на метеорологических станциях проводят термометрами, которые устанавливаются в метеорологической (психрометрической) будке, защищающей их от солнечной радиации, теплового излучения Земли, осадков, ветра. Будка устанавливается на подставке высотой 175 см, чтобы термометры находились на уровне 2 м.

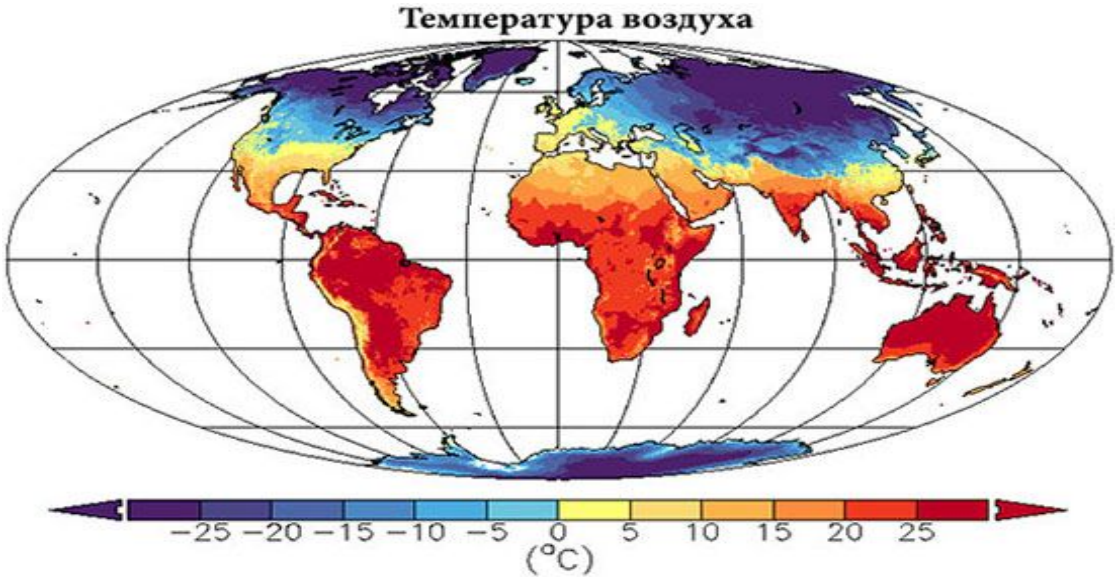
Психрометрические термометры служат для измерений в срок наблюдений, укрепляются вертикально. Они ртутные с шарообразным резервуаром, цена деления шкалы 0,2 градуса, точность отсчета 0,1.

Максимальный и минимальный - для определения экстремальных температур, спиртовые. Максимальный термометр укладывается с небольшим уклоном в сторону резервуара, минимальный - горизонтально.

Для непрерывной записи температуры используют ***термограф,*** для дистанционных измерений - электрические термометры сопротивления

Процессы нагревания и охлаждения приземной атмосферы

Распределение температуры воздуха в атмосфере и его непрерывные изменения называют *тепловым режимом атмосферы*, который определяется прежде всего *теплообменом* между воздухом атмосферы и окружающей средой. Окружающей средой при этом является космическое пространство, соседние массы и слои воздуха, земная поверхность



Теплообмен осуществляется тремя основными путями

1) ***радиационным*** - то есть, при излучении из воздуха и при поглощении воздухом радиации Солнца, поверхности земли и других атмосферных слоев;

2) **путем *теплопроводности*** - молекулярной между воздухом и земной поверхностью и турбулентной внутри атмосферы;

3) обмен теплом между воздухом и землей может происходить при ***испарении*** и последующей ***конденсации*** или **кристаллизации** водяного пара.

Изменения температуры в конкретной географической точке, которые измеряются на метеорологических станциях, называют *локальными*. Термометр на воздушном шаре, летящем по ветру, будет показывать *индивидуальное* изменение температуры в массе воздуха.

В тропосфере, температура воздуха с высотой в среднем уменьшается на 0,5 градуса на каждые 100 м.

Изменение температуры на 100 м высоты называют ***вертикальным градиентом температуры*** *(ВГТ).*

Он изменяется от времени года, суток, высоты над уровнем моря, облачности, характера поверхности.

ВГТ имеет положительное значение при уменьшении температуры с высотой, равен нулю - если температура не изменяется (*изотермия*), отрицательное - при повышении температуры с высотой (*инверсия*)

Инверсии

Приземные инверсии температуры над поверхностью суши чаще всего возникают вследствие ночного радиационного охлаждения от земной поверхности и называются *радиационными*.

Мощность инверсионного слоя зависит от продолжительности выхолаживания и интенсивности турбулентности. При сильной турбулентности охлажденный воздух быстро рассеивается, поэтому приземные инверсии образуются в ясные безветренные ночи (что характерно для антициклонов) и в переходные сезоны - весной, летом - могут привести к заморозкам. Дневное прогревание воздуха разрушает инверсию, но зимой она может сохраняться несколько суток, ослабевая днем и усиливаясь от ночи к ночи. Рельеф может усиливать инверсию. В понижениях воздух застаивается и сильнее охлаждается по сравнению с ровной поверхностью или с повышениями.

Суточный и годовой ход температуры воздуха

В *суточном ходе* температура воздуха меняется в зависимости от температуры поверхности земли, от нее нагревается и охлаждается.

Минимум температуры наблюдается перед восходом солнца, максимум - в 14-15 часов. Эта закономерность проявляется только в условиях устойчивой ясной погоды. Она существенно нарушается при вторжении теплых и холодных воздушных масс, изменении облачности. По этим причинам минимум может наблюдаться днем, а максимум - ночью.

То есть, регулярный суточный ход изменяется или маскируется *непериодическими* изменениями температуры

Суточная амплитуда температуры

В агрометеорологии и климатологии обычно рассматривают средние показатели за многолетний период наблюдений.

Средние температуры это среднее арифметическое из температур во все сроки наблюдений.

На метеорологических станциях температуру воздуха измеряют 8 раз в сутки, по результатам определяют среднюю суточную.

Средняя месячная температура - это среднее арифметическое суточных температур за все дни месяца.

Средняя годовая - среднее арифметическое из средних суточных или средних месячных температур за весь год.

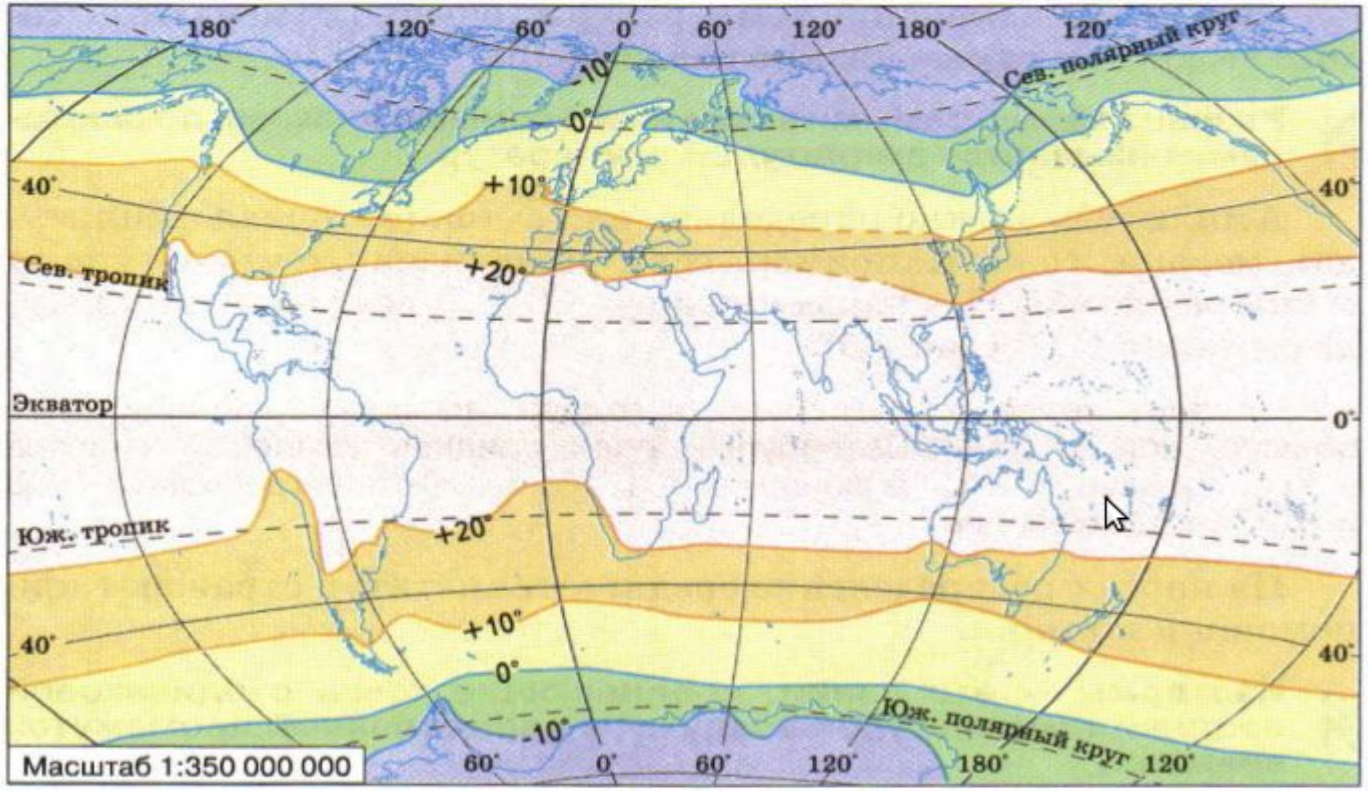
При расчете средних показателей суточного хода температур непериодические изменения погашаются и графическая кривая суточных температур имеет простой синусоидальный характер

Амплитуды суточных температур обусловлены степенью нагревания и охлаждения земной поверхности, что зависит прежде всего от облачности.

В ясную погоду амплитуда значительно больше, чем в пасмурную. Суточная амплитуда температуры воздуха изменяется также по широте местности, сезонам, характера поверхности и рельефа.

Зимой она меньше, чем летом, с увеличением широты - убывает, так как уменьшается высота солнца над горизонтом. На широте 20^{o} средняя годовая амплитуда - около $12^{o}C$, на широте 70^{o} - только $3^{o}C$

Наибольшие амплитуды температур возможны в тропических и субтропических пустынях - более 20 градусов в ясные дни, над океанами - до 3 градусов, над сушей в глубине континентов - до 22. На выпуклых формах рельефа (вершины и склоны гор, холмов) амплитуда меньше, чем на равнинах, в понижениях (долины, овраги) - больше. Причина в том, что с выпуклых форм воздух быстро сносится и заменяется новым, а в вогнутых - масса воздуха застаивается, дольше соприкасаясь с земной поверхностью, нагревается и охлаждается от нее.



В годовом ходе температура воздуха меняется, так как все воздушные массы зимой холоднее, а летом теплее.

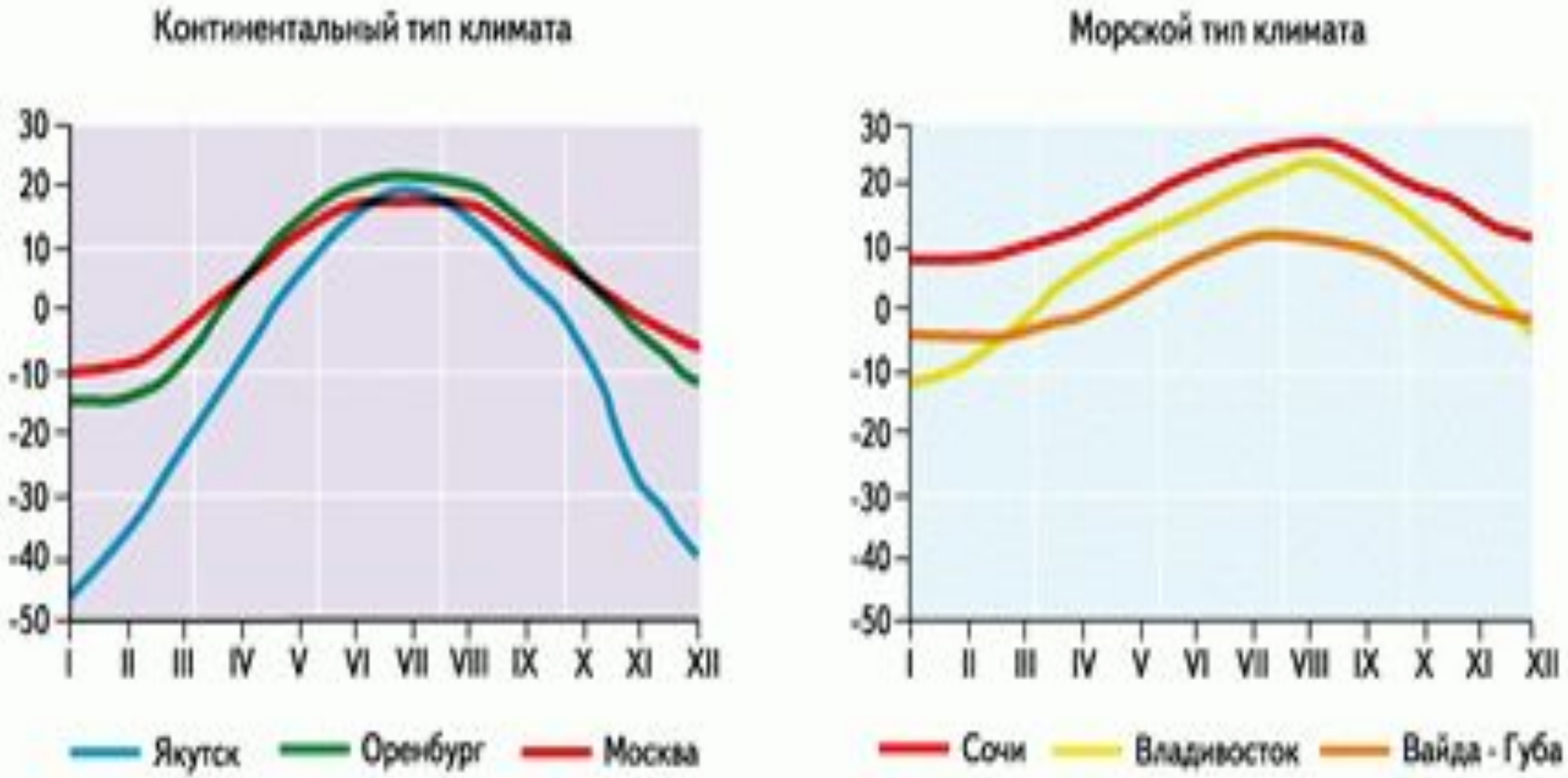
Средние многолетние температуры летних месяцев выше, чем зимних.

Амплитуда годовых температур рассчитывается по разности средних месячных температур самого теплого и самого холодного месяцев.

Она растет прямо пропорционально географической широте в соответствии с величиной притока солнечной радиации на сушу.

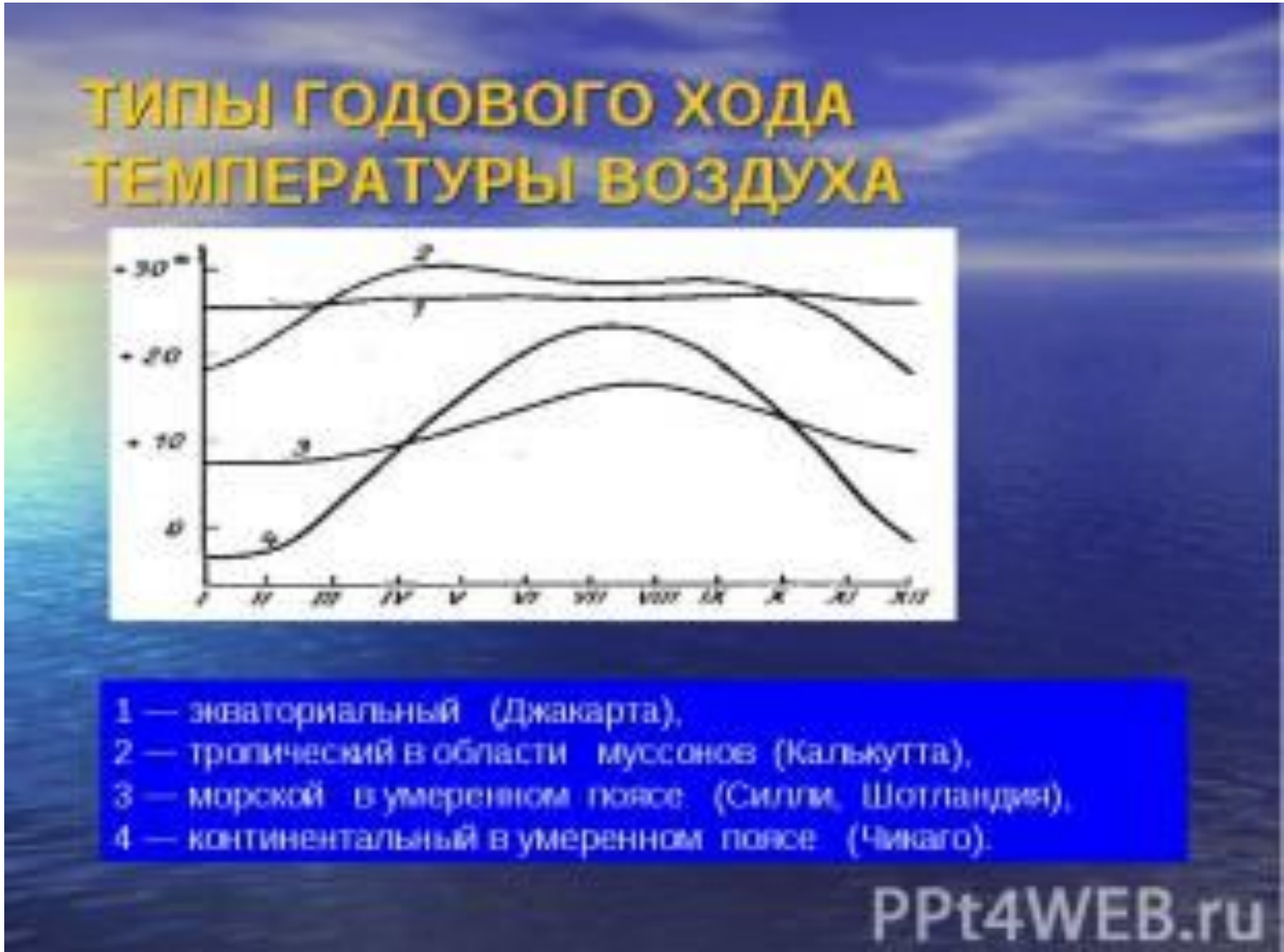
Над океанами вдали от берегов такие изменения амплитуды меньше. Эти закономерности нарушаются при переносе воздушных масс с моря на сушу и наоборот. При этом массы континентального происхождения обусловливают повышение амплитуды, а морские ее снижают.

Годовой ход температуры воздуха в различных типах климата



Морской климат.

Климат над морем, характеризующийся малыми годовыми амплитудами температуры, называется морским, в отличие от континентального над сушей с большими годовыми амплитудами. С удалением от морей и океанов вглубь материков амплитуды растут, иначе говоря, растет *континентальность климата*. Амплитуда температур характеризует степень континентальности климата. Например, для морского климата Ирландии амплитуда годового хода 8 градусов, для континентального в Якутии - 67°.



Экстремумы температур, суммы температур

Экстремальные температуры - абсолютные максимумы и минимумы - дают представление о возможных неблагоприятных условиях для растений и животных. По многолетним данным наблюдений рассчитывают средние максимальные и минимальные температуры

Суммы температур характеризуют в условных единицах количество тепла в данном месте за определенный период и показываю термические ресурсы.

Для сельскохозяйственной оценки этих ресурсов используются

суммы активных температур ($t_{акт}$) – это суммы температур выше биологического минимума (нуля) для культуры.

Они показывают обеспеченность теплом культур в период активной вегетации. Для озимых - рассчитывают сумму температур выше 5^{o}С, для яровых – чаще всего – выше 10^{o}.

При расчетах берутся месяцы со среднесуточной температурой ($t_{сут}$) в течение месяца (средняя месячная температура) выше биологического минимума, эти значения температур умножаются на число дней в месяце и арифметически складываются.

Для оценки потребности растений в тепле используются

суммы эффективных температур ($t_{эфф}$) *– количество тепла, выраженное суммой средних суточных температур* ($t_{.сут.}$), *уменьшенное на величину биологического минимума для растений данного сорта или гибрида*.

Например, для озимых зерновых биологический минимум принимают равным 5°С. Тогда за количество дней месяца вегетации (N):

$$t_{эфф} = (t_{сут} - 5^{o}\text{C}) \cdot N.$$

По этим данным составляются карты для выбора оптимальных термических условий выращивания культур (размещение, сроки начала и конца вегетации и др.).

ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ПОЧВЫ

Приход и расход энергии на деятельной поверхности выражаются уравнением теплового баланса:

$B=A+P+LE$

где B — радиационный баланс деятельной поверхности; A — поток тепла между деятельной поверхностью и нижележащими слоями; P — поток тепла между поверхностью и приземным слоем воздуха; LE — поток тепла, связанный с фазовыми преобразованиями воды (испарение — конденсация).

Другие составляющие теплового баланса земной поверхности (потоки тепла от энергии ветра, приливов, от выпадающих осадков, расход энергии на фотосинтез и др.) значительно меньше указанных ранее членов баланса, поэтому их можно не принимать во внимание Смысл уравнения заключается в уравновешивании радиационного баланса земной поверхности нерадиационной передачей тепла.

Суточный и годовой ход температуры поверхности почвы

Из того, что тепловой баланс земной поверхности равен нулю, не следует, что температура поверхности не меняется. Когда передача тепла направлена вниз (+А), то значительная часть тепла, приходящая к поверхности сверху, остается в деятельном слое. Температура этого слоя, а следовательно, и деятельной поверхности при этом возрастают. Напротив, при передаче тепла через земную поверхность снизу вверх (-А) тепло в атмосферу уходит прежде всего из деятельного слоя, вследствие чего температура поверхности понижается.

Дневное нагревание и ночное охлаждение поверхности почвы вызывают суточные колебания ее температуры. Суточный ход температуры имеет обычно по одному максимуму и минимуму. Минимум температуры поверхности почвы при ясной погоде наблюдается перед восходом Солнца, когда радиационный баланс еще отрицателен, а обмен теплом между воздухом и почвой незначителен. С восходом Солнца, по мере увеличения радиационного баланса, температура поверхности почвы возрастает. Максимум температуры наблюдается около 13 ч, затем температура начинает понижаться.

Разность между максимумом и минимумом в суточном или годовом ходе называется амплитудой хода температуры. На амплитуду суточного хода температуры поверхности почвы влияют следующие факторы: время года: летом амплитуда наибольшая, зимой — наименьшая;

географическая широта: амплитуда связана с полуденной высотой Солнца, которая возрастает в направлении от полюса к экватору, поэтому в полярных районах амплитуда незначительна, а в тропических пустынях, где к тому же велико эффективное излучение, она достигает 50...60 0С;

рельеф местности: по сравнению с равниной южные склоны нагреваются сильнее, северные — слабее, а западные — несколько сильнее восточных, соответственно изменяется и амплитуда;

растительный и снежный покров: амплитуда суточного хода под этими покровами меньше, чем при их отсутствии, так как они уменьшают нагрев и охлаждение поверхности почвы;

цвет почвы: амплитуда суточного хода температуры поверхности темных почв больше, чем светлых, поскольку поглощение и излучение радиации у первых больше, чем у вторых;

состояние поверхности: рыхлые почвы имеют большую амплитуду, чем плотные; в плотных почвах поглощенное тепло распространяется вглубь, а в рыхлых остается в верхнем слое, по этому последние больше нагреваются;

влажность почвы: на поверхности влажных почв амплитуда меньше, чем на поверхности сухих; во влажных почвах поглощенное тепло, как и в плотных почвах, распространяется вглубь, а часть тепла затрачивается на испарение, вследствие этого они меньше нагреваются, чем сухие;

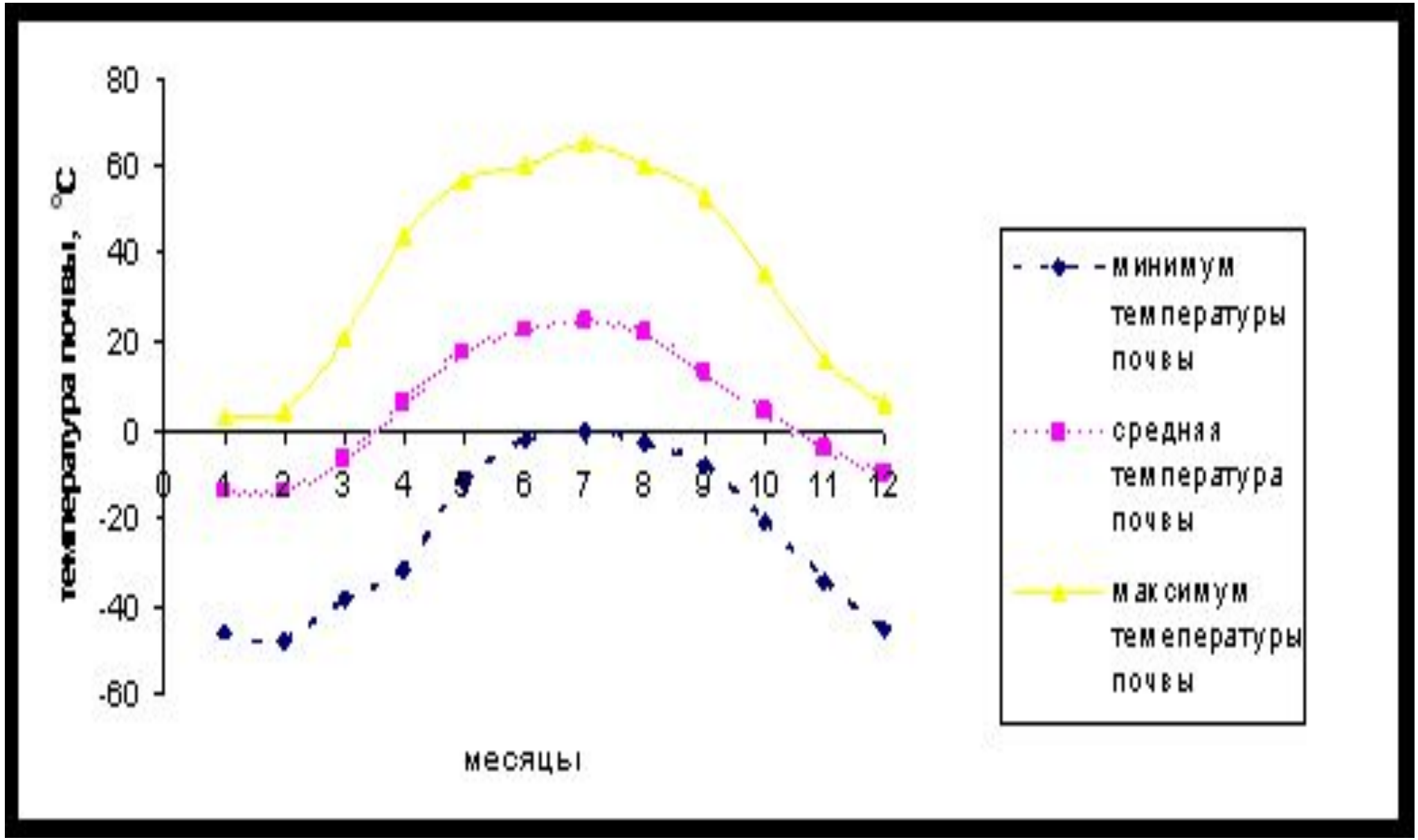
облачность: в пасмурную погоду амплитуда значительно меньше, чем в ясную, так как облачность уменьшает дневной прогрев и ночное охлаждение деятельной поверхности.

Годовой ход температуры

Годовой ход температуры поверхности почвы определяется различным приходом солнечной радиации в течение года.

Наименьшие температуры на поверхности почвы обычно наблюдаются в январе — феврале, наибольшие — в июле или августе.

На амплитуду годового хода температуры поверхности почвы влияют те же факторы, что и на амплитуду суточного хода, за исключением широты места. Амплитуда годового хода в отличие от суточного возрастает с увеличением широты.


80
60
40
20
0
-20
-40
-60
0
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
температура почвы, °С
месяцы
минимум температуры почвы
средняя температура почвы
максимум темепературы почвы

Теплофизические характеристики почвы

Между поверхностью почвы и ее нижележащими слоями происходит непрерывный обмен теплом. Передача тепла в почву осуществляется главным образом за счет молекулярной теплопроводности.

Нагревание и охлаждение почвы в основном зависят от ее теплофизических характеристик: теплоемкости и теплопроводности.

Теплоемкость — количество тепла, необходимое для повышения температуры почвы на 1 °С. Различают удельную и объемную теплоемкость.

Удельной теплоемкостью ($С_{уд}$) называют количество тепла, необходимое для нагревания 1 кг почвы на 1 °С.

Объемной теплоемкостью ($С_{об}$) называют количество тепла, необходимое для нагревания 1 м3 почвы на 1° С.

Способность почвы передавать тепло от слоя к слою называют **теплопроводностью**.

Мерой теплопроводности почвы служит коэффициент теплопроводности, который численно равен количеству тепла, Дж, проходящего за 1 с через основание столба почвы сечением 1 м² и высотой 1 м.

Коэффициент теплопроводности почвы зависит главным образом от соотношения содержания в ней **воздуха и воды**.

Теплофизические характеристики почвы также зависят от её **плотности**. С уменьшением плотности теплоемкость и теплопроводность сухих почв снижаются. Поэтому разрыхленные почвы в пахотном слое днем теплее, чем плотные, а ночью холоднее. Кроме того, разрыхленная почва имеет большую удельную поверхность, чем плотная, и поэтому днем поглощает больше радиации, а ночью интенсивнее излучает тепло

Измерение температуры и глубины промерзания почвы

Для измерения температуры почвы применяют жидкостные (ртутные, спиртовые, толуоловые), термоэлектрические, электротермометры сопротивления и деформационные термометры.

Срочный термометр ТМ-3, ртутный, используют для измерения температуры поверхности почвы в данный момент (срок).

Максимальный термометр ТМ-1, ртутный, служит для измерения наивысшей температуры поверхности за период между сроками наблюдений.

Максимальный термометр отличается от срочного тем, что в канал капилляра непосредственно около резервуара входит тонкий штифтик, впаянный в дно резервуара. В результате этого в месте сужения происходит разрыв ртути, и таким образом фиксируется максимальное значение температуры за данный промежуток времени.

Минимальный термометр ТМ-2, спиртовой, применяют для измерения самой низкой температуры поверхности почвы за период между сроками наблюдений. Особенность устройства этого термометра заключается в том, что внутрь капилляра закладывается маленький из темного стекла штифтик. При понижении температуры поверхностная пленка мениска движется в сторону резервуара и перемещает за собой штифтик. При повышении температуры спирт, расширяясь, свободно обтекает штифтик. Последний остается на месте, указывая удаленным от резервуара концом минимальную температуру между сроками наблюдений.

Измерение температуры и глубины промерзания почвы

Коленчатые термометры (Савинова) ТМ-5, ртутные, предназначены для измерения температуры почвы в теплый период на глубинах 5, 10, 15 и 20 см.

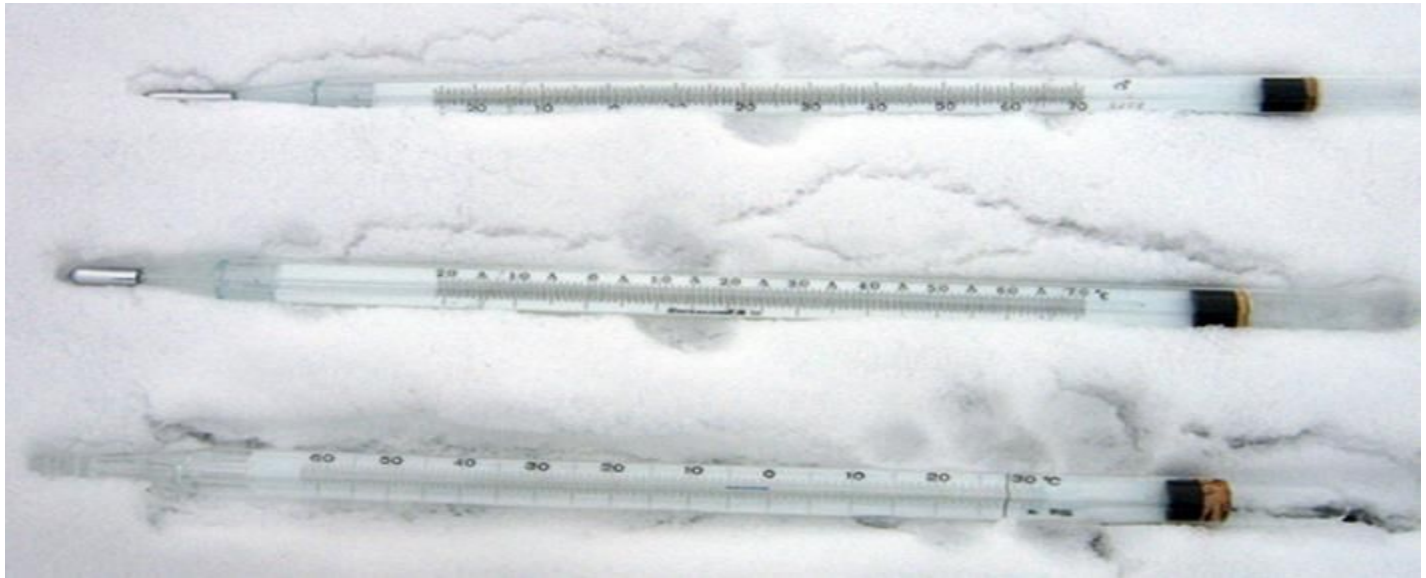
Термометр-щуп АМ-6, толуоловый, используют для походных измерений температуры почвы на глубинах 3...40 см.

Транзисторный электротермометр ТЭТ-2 применяют для измерения температуры пахотного слоя в теплый период. Им можно измерять и температуру в буртах корнеплодов, картофеля, в зерновой массе в засеках.

Трость агронома ПИТТ-1 предназначена для измерения температуры пахотного слоя и замера глубины вспашки. Принцип его действия основан на измерении омического сопротивления в зависимости от температуры.

Вытяжные термометры ТПВ-50, ртутные, предназначены для измерений температуры почвы на глубинах 20...320 см в течение года. Их можно также использовать в хозяйствах для измерения температуры в буртах, силосных ямах и т. п

stranstvie.com



Значение температуры почвы для растений

Одним из важнейших факторов жизни растения является температура почвы. Прорастание семян, развитие корневой системы, жизнедеятельность почвенной микрофлоры, усвоение корнями продуктов минерального питания и др. в большой степени зависят от температуры почвы. С повышением температуры почвы все эти процессы активизируются. Значительное понижение температуры почвы приводит к гибели посевов озимых зерновых культур, многолетних трав и плодовых деревьев.

Семена большинства сельскохозяйственных культур в средней полосе прорастают при температуре 3...5 °С, а такие, как рис, хлопчатник и др., требуют значительно более высоких температур - 13...15 °С.

С повышением температуры почвы до оптимальной скорость прорастания семян возрастает, что обусловливает сокращение продолжительности периода от посева до появления всходов.

Температурный режим почвы непосредственно влияет на скорость роста корневой системы. При пониженных и повышенных температурах показатели роста ухудшаются.

После появления всходов температура почвы не теряет своего значения для растений. Они лучше растут и развиваются, если их корни находятся в среде с несколько пониженной (на 5...10 °С) температурой по сравнению с надземными органами.

Температура почвы оказывает большое влияние на жизнедеятельность микроорганизмов и, следовательно, на обеспеченность растений элементами минерального питания, скорость разложения органического вещества, синтез гуминовых веществ и т. д.

Температурный режим определяет накопление подвижных питательных веществ в почве. Воздействуя на скорость движения воды и растворимых солей, температура влияет на темпы поступления питательных веществ в растения из почвы и внесенных удобрений. При невысоких температурах (8...10 °С) снижается, например, поступление в корни и передвижение из корней в надземные органы азота, ослабляется его расход на обра зование органических азотных соединений. При более низких температурах (5...6 °С и ниже) поглощение корнями азота и фосфора резко уменьшается. Снижается при этом и поглощение калия.

Законы Фурье

1. Чем больше плотность и влажность почвы, тем лучше она проводит тепло, тем быстрее распространяются в глубину и тем глубже проникают изменения температуры. Но, независимо от типа почв, *период колебаний температуры с глубиной не изменяется*. Это значит, что и на поверхности, и на глубинах суточный ход имеет интервал между двумя последовательными максимумами и минимумами 24 часа и годовой ход - 12 месяцев.

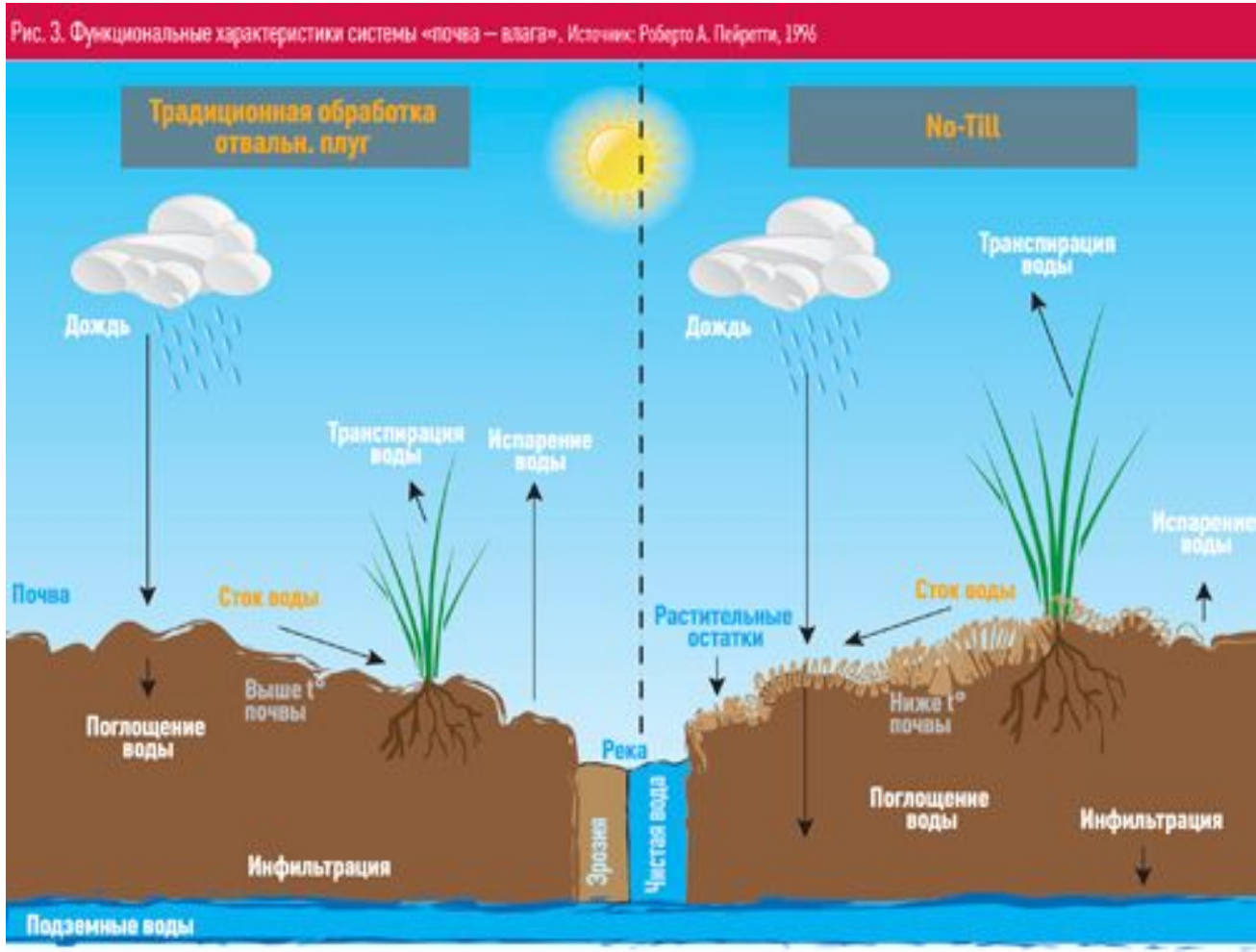
2. *Амплитуда с глубиной уменьшается в геометрической прогрессии при увеличении глубины в прогрессии арифметической*. Например, если на поверхности амплитуда составляет 30º, то на глубине 20 см – 5º, а на 40 см - менее 1ºС. Слой постоянной суточной температуры в средних широтах расположен на глубине 70-100 см. В годовом ходе колебания температуры убывают до 0: в полярных широтах - на глубине около 30 м, в средних широтах - на 15 - 20 м, в тропиках - на глубине 10 м.

3. *Время наступления максимальных и минимальных температур и в суточном, и в годовом ходе запаздывает пропорционально увеличению глубины.* Суточные экстремумы температур запаздывают на каждые 10 см глубины - на 2,5-3,5 часа, годовые - на каждый метр глубины - на 20-30 суток.

Почвенная влага. Испарение

Вода необходима для растений и получают они ее в основном из почвы. Поэтому агрометеорология изучает влажность почвы, закономерности ее формирования и изменения во времени и пространстве в различных зонах.

Вода связывается почвой с разной степенью прочности, поэтому запасы влаги в разных почвах могут различаться при одинаковой их влажности. При снижении количества воды в почве до определенного предела, растение начинает завядать.



ВОДА В ЖИДКОМ И ГАЗООБРАЗНОМ СОСТОЯНИИ
СВЯЗАННАЯ
СВОБОДНАЯ
ХИМИЧЕСКИ
ФИЗИЧЕСКИ
КАПИЛЛЯРНАЯ
ГРАВИТАЦИОННАЯ
КОНСТИТУЦИОННАЯ
КРИСТАЛЛИЗАЦИОННАЯ
ПРОЧНОСВЯЗАННАЯ
РЫХЛОСВЯЗАННАЯ
КАПИЛЛЯРНО-ПОДВЕШАННАЯ
КАПИЛЛЯРНО-ПОСАЖЕННАЯ
КАПИЛЛЯРНО-ПОДПЁРТАЯ
ПРОСАЧИВАЮЩАЯСЯ
ВОДА ВОДОНОСНЫХ ГОРИЗОНТОВ

Влажность почвы, при которой тургор растений не восстанавливается, называется влажностью устойчивого завядания.

Эта величина практически не зависит от особенностей растений и определяется свойствами почв. Чем мельче частицы почвы, чем больше капиллярных пор и органического вещества, тем больше в почве прочносвязанной воды, недоступной для растений и выше значения влажности завядания. Например, устойчивое завядание наступает при влажности: песка - до 1,5%, суглинка - до 12%, глины - до 20%, торфа - до 50%.

Используемая растениями влага называется *продуктивной* ($W_{прод}$) – это количество воды, содержащееся в почве сверх влажности устойчивого завядания ($W_{завяд}$)

Запасы продуктивной влаги выражаются высотой слоя воды в миллиметрах.

Для расчета запасов ее используют формулу:

$$W_{прод.} = 0{,}1dH\,(W_{факт} - W_{завяд}),$$

где: 0,1 - коэффициент для перевода количества воды в мм слоя;

d- объемная масса почвы, г/см^3;

H - толщина слоя почвы, для которого производится расчет, см,

$W_{факт}$ – влажность почвы во время определения, % от массы почвы;

$W_{завяд}$ - влажность устойчивого завядания, %

В агрометеорологии запасы воды на полях дают в мм слоя продуктивной влаги и определяют на постах для каждых 10 см профиля почв до глубины 1 м. Кроме влажности завядания определяют различную влагоемкость почв: полную, капиллярную и наименьшую.

Полная влагоемкость определяется при заполнении водой всех пор в почве.

Капиллярная - при заполнении только пор-капилляров, размером менее 1 мм, при подъеме грунтовых вод от уровня их залегания.

Наименьшая влагоемкость - это такое количество воды, которое может удержать почва, исключая гравитационную воду (ранее называлась как предельная полевая влагоемкость). До этого состояния увлажняется почва при орошении.

Основные методы определения влажности почв *термостатно-весовой* и различные *дистанционные*. Весовой наиболее точный, но и трудоемкий. Заключается он в следующем: отбирают образцы почв через каждые 10 см до нужной глубины почвенным буром, образец помещают в алюминиевые стаканы с крышками и взвешивают с точностью до 0,1 г, высушивают в стаканах в термостате при 105°С до постоянного веса (до 8 часов), рассчитывают влажность в % по разности веса:

$$W = [(P_1 - P_2) : P_2] \cdot 100\%,$$

где: P_1 -вес до высушивания, г; P_2 -вес после высушивания, г.

Дистанционные методы измерения влажности почв менее точные, используются на оросительных системах для автоматического включения их для полива.

Водный баланс поля.

Количество воды, получаемое растениями, определяется многими факторами, которые обусловливают ее расход, приход и перераспределение.

Динамика запасов влаги в почве является элементом водного баланса суши в годовом кругообороте. Упрощенно - это разность между приходом и расходом воды на конкретной территории.

Основным элементом прихода (*W*прих.), при отсутствии орошения или осушения, являются:

осадки (*A*), приток в почву от грунтовых вод (*M*г), приток поверхностных вод (*M*п), внутрипочвенный приток (*M*вп), конденсация водяного пара в почве из воздуха атмосферы (*M*к).

Расходуется вода (*W*расх.) на: испарение растениями (транспирацию) и с поверхности почвы, которые часто учитываются как суммарное водопотребление (*E*), отток за пределы корнеобитаемого слоя (*Ф*), поверхностный сток (*C*), внутрипочвенный сток (*C*п).

Эти элементы составляют водный баланс, который можно представить в виде уравнения:

Wнач. - Wкон. = Wприх. - Wрасх. =

= (A+ Mг + Mп + Mвп + Mк) - (E + $Ф$ + C + Cп),

где:

Wнач. - начальный запас влаги;

Wкон. - запас в конце периода наблюдений.

Чаще всего для упрощения расчетов используют основные элементы, преобладающие по величинам:

Wприх. – Wрасх. = (A + Mг + Mвп) – Е.