

**БЕЛОРУССКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ
Кафедра почвоведения
и земельных информационных систем**

Н. В. Клебанович

ГИДРОФИЗИКА ПОЧВ

**Учебные материалы по спецкурсу
«Биофизика почв»
для студентов
специальности 1-01 02 01 «География»**

**Минск
2016**

УДК 631.43
ББК 40.3я73
К48

Рекомендовано
учебно-методической комиссией
географического факультета
24 ноября 2016, протокол № 3

Р е ц е н з е н т
кандидат географических наук, доцент *А. А. Новик*

Клебанович, Н. В.

К48

Гидрофизика почв : учеб. материалы по дисциплине «Биофизика почв» для студентов спец. 1-01 02 01 «География» / Н. В. Клебанович. – Минск : БГУ, 2016. – 41 с.

В данном издании в соответствии с учебным планом изложены современные представления о водно-физическом статусе и основных гидрофизических свойствах почв. Подробно раскрыты понятия категорий почвенной воды, водных свойств почв, гидрологических констант, водного потенциала, водного режима и его типов, приемов регулирования водного режима. Показана взаимосвязь между этими свойствами и их важность для создания почвенного плодородия.

**УДК 631.43
ББК 40.3я73**

© БГУ, 2016

ВВЕДЕНИЕ

Вода играет огромную роль в жизни Земли – без нее нет жизни. Вода обладает большой подвижностью, передвигается даже в твердом состоянии. В жидком состоянии вода движется под действием силы тяжести, поверхностного натяжения (капиллярных сил), иногда сорбционных, в парообразном – за счет диффузии и пассивно с током воздуха. Благодаря большой подвижности и способности переносить различные вещества вода играет большую роль в обмене веществ.

Вода на своем пути неизбежно попадает в почву. Почвенная влага – основной источник воды для растений и заслуживает большого внимания и изучения наравне с влагой атмосферы, поверхностных и подземных вод. С поверхности океана испаряется ежегодно 1240 мм осадков, выпадает в среднем 670 мм, то есть около половины испарившейся с океанов влаги выпадает над сушей.

Именно почва играет огромную роль в круговороте воды, преобразуя ее в парообразную воду, поверхностный сток, подземный сток, испарение (транспирацию), т. е. водный режим почв территории – одно из важнейших звеньев водного режима всей суши. Основатель гидрологии почв Г.Н. Высоцкий сравнивал почвенную влагу с кровью организма, так как она обеспечивает передвижение веществ и снабжение растений влагой.

Большое значение воды для развития растений известно с древности. О необходимости полива растения знали еще древние земледельцы Шумера и Египта, но от этого знания до точного расчета дозы полива – достаточно большое расстояние. Первым ученым, акцентировавшим внимание на важную роль воды был голландец Ван Гельмонт, который в своем знаменитом опыте не обратил внимания на потерю почвой семидесяти граммов своего веса, зато учел то количество воды, которое пошло на полив посаженной ивы, и сделал вывод о необходимости воды растению. Он считал, что главное в питании растений – вода.

При анализе водного статуса почв следует различать понятия водного режима, режима влажности и водного баланса. **Водный режим** – совокупность явлений поступления, передвижения, удаления влаги из почвы и изменения состояния почвенной влаги. **Режим влажности почвы** – явления увеличения и уменьшения влаги в почве. **Водный баланс** – совокупность количественных характеристик поступления и расхода влаги из почвы.

Воды, как поверхностные, так и грунтовые, играют огромную роль в процессах почвообразования. Эта роль заключается в первую очередь в формировании окислительно-восстановительного режима почвы. При глубоком залегании грунтовых вод и отсутствии застоя поверхностных вод в почвенном профиле создаются аэробные условия и протекают

окислительные явления, которые сопровождаются интенсивной минерализацией органического вещества. В таких условиях формируются автоморфные почвы, не имеющие признаков заболачивания. Они всегда содержат значительно меньше гумуса, различия их с полугидроморфными могут достигать 2 раз. Например, в автоморфных дерново-подзолистых песчаных почвах обычное содержание гумуса составляет 1,0–1,5 %, а в глееватых и глеевых – 2,0–2,5 %.

При избыточном увлажнении, обусловленном близким залеганием грунтовых вод и застоем поверхностных вод в пониженных элементах рельефа, развивается **болотный процесс** почвообразования. Особенностью болотного процесса почвообразования являются анаэробные условия и восстановительные процессы. В анаэробных условиях уменьшается активность окислительных процессов, что приводит к ослаблению минерализации органического вещества. На поверхности почвы накапливаются полуразложившиеся органические останки в виде торфа, которому свойственна высокая гидрофильность и влагоемкость, а также низкая аэрация при избыточном увлажнении, что способствует дальнейшему развитию процессов заболачивания.

При избыточном увлажнении в почвах развивается процесс оглеения минеральной породы, характерной особенностью которого является превращение окисного железа в закисное, более подвижное соединение, которое окрашивает почвы в синий цвет. При временном избыточном увлажнении происходит смена окислительных и восстановительных условий и соединения железа могут быть то в окисной, то в закисной форме.

При подсыхании почвы в ней улучшается воздушный режим, а, следовательно, и окислительные явления, что ведет к образованию гидрата окиси железа. Образование гидратов окиси Fe придает почве окраску в виде ржавых и охристых пятен, примазок и других железистых образований – ортштейновых конкреций, прожилок, ржавых трубочек по корневым ходам. Эти новообразования – неопровержимые признаки временного избыточного переувлажнения.

При постоянном избыточном увлажнении ионы закисного железа вступают в реакцию с кремнеземом и глиноземом, образуя вторичные алюмоферросиликаты, которые и придают сизую, грязно-зеленую или голубоватую окраску, а при их накоплении в почве образуется глеевый горизонт.

Гидрологические режимы и свойства почв зависят от общего состояния увлажненности территории. ГТК и коэффициент увлажнения по Иванову изменяются как в широтном, так и в меридиональном направлении, следствием чего является широтная зональность, фациальность и смена типов водного режима от застойного и промывного до выпотного.

Почвенная влага – основной ресурс для построения тела растений и важнейший фактор, определяющий условия существования сельскохозяйственных культур и обработки почвы. Вода необходима для растений в значительно больших количествах, чем другие средства питания растений. На формирование 1 г сухого вещества тратится до 500 и более г воды. Необходимо отметить, что значительная часть элементов питания усваивается растениями, а характерной особенностью воды является ее непрерывное, одностороннее передвижение из почвы через корни растений вверх по стеблю к листовой поверхности, где она испаряется.

Растения, произрастающие на влажной почве, в условиях влажного климата, перемещают воду из почвы в клетки быстрее, чем испаряют ее. В условиях высокой транспирации, обусловленной сильным солнечным освещением или высокой температурой воздуха, или горячими иссушающими ветрами, или ограниченными запасами влаги в почве корни растений не могут перемещать влагу из почвы в сосудистую систему с такой же скоростью, с какой ее испаряет листовая поверхность. В таком случае содержание влаги в листьях заметно снижается, вследствие чего листья растений многих видов утрачивают тургор и увядают. Скорость передвижения воды в растениях зависит от внешних факторов и от особенностей самого растения (величина листовой поверхности, протяжённость корневой системы). У хвойных деревьев она составляет от 0,5 до 1 см/час, у лиственных – до 40 и более см/час. За вегетационный период одно растение кукурузы испаряет 200 кг воды, 1 га посева пшеницы – 2–3 т, 35-летняя яблоня – до 26 т.

Почвенная влага, поступая в растения, является основным компонентом, участвующим в фотосинтезе. При недостатке влаги и недостаточном ее поступлении в растения резко снижается интенсивность фотосинтеза. Процесс фотосинтеза в нашей природной зоне ограничивает обычно не количество солнечной энергии, а количество воды. В этой связи рациональное использование воды, особенно в аридной зоне, является крайне важной задачей.

Колебания урожая в год от года чаще всего вызываются именно несоответствием запасов влаги в почве потребностям в ней растений. В Беларуси особенно часты засухи в южных и юго-восточных районах. В этом аспекте выделяют зоны устойчивого (стабильного) и рискованного земледелия.

1. КАТЕГОРИИ (ФОРМЫ) И СОСТОЯНИЯ ПОЧВЕННОЙ ВОДЫ

Вода в почвах неоднородна. Разные ее порции имеют разные физические свойства (термодинамический потенциал, теплоемкость, плотность, вязкость, удельный объем, химический состав, подвижность молекул, осмотическое давление и т. д.), обусловленные характером взаимного расположения и взаимодействия молекул воды между собой и с другими фазами почвы твердой, газовой, жидкой. Порции почвенной воды, обладающие одинаковыми свойствами, получили название *категорий* или *форм почвенной воды*.

В истории почвоведения было предложено много классификаций категорий воды, содержащейся в почве. Наиболее современной и полной является классификация, разработанная А. А. Роде (1965), которая приводится ниже. Согласно этой классификации в почвах можно различать следующие пять категорий (форм) почвенной воды.

Твердая вода – лед. Твердая вода в почве – это лед, являющийся потенциальным источником жидкой и парообразной воды, в которую он переходит в результате таяния и испарения. Появление воды в форме льда может иметь сезонный (сезонное промерзание почвы) или многолетний («вечная» мерзлота) характер. Поскольку почвенная вода – это всегда раствор, температура замерзания воды в почве ниже 0 °С.

Химически связанная вода (включает конституционную и кристаллизационную). Первая из них представлена гидроксильной группой ОН химических соединений (гидроксиды железа, алюминия, марганца; органические и органоминеральные соединения; глинистые минералы); вторая – целыми водными молекулами кристаллогидратов, преимущественно солей (полугидрат – $\text{CaSO}_4 \cdot \frac{1}{2}\text{H}_2\text{O}$, гипс – $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, мирабилит – $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$). Конституционную и кристаллизационную воду иногда объединяют общим понятием *гидратной* или *кристаллогидратной* воды. Эта вода входит в состав твердой фазы почвы и не является самостоятельным физическим телом, не передвигается и не обладает свойствами растворителя.

Парообразная вода. Эта вода содержится в почвенном воздухе порового пространства в форме водяного пара. Одна и та же почва может поглощать различное количество паров воды из атмосферного воздуха, что зависит от упругости пара: чем она больше, т. е. чем ближе припочвенный воздух к состоянию насыщения водяным паром, тем больше количество парообразно поглощенной воды в почве. Вообще говоря, почвенный воздух практически всегда близок к насыщению парами воды, а небольшое понижение температуры почвы приводит к его насыщению и конденсации пара, в результате чего парообразная вода переходит в жидкую; при повышении температуры имеет место обратный процесс. Парообразная вода в почве передвигается в ее поровом пространстве от участков с высокой упругостью

водяного пара к участкам с более низкой упругостью (активное движение), а также вместе с током воздуха (пассивное движение).

Физически связанная, или сорбированная, вода. К этой категории относится вода, сорбированная на поверхности почвенных частиц, обладающих определенной поверхностной энергией за счет сил притяжения, имеющих различную природу. При соприкосновении почвенных частиц с молекулами воды последние притягиваются этими частицами, образуя вокруг них пленку. Удержание молекул воды происходит в данном случае силами сорбции.

Молекулы воды могут сорбироваться почвой как из парообразного, так и из жидкого состояния. Благодаря тому, что молекулы воды не являются энергетически нейтральными, а представляют собой диполи, они обладают способностью притягиваться полюсами друг с другом. Прочность их фиксации наибольшая у границ почвенных частиц. По прочности фиксации подразделяется на прочносвязанную и рыхлосвязанную.

Прочносвязанная вода. Прочносвязанная вода – это вода, поглощенная почвой из парообразного состояния. Свойство почвы сорбировать парообразную воду называют гигроскопичностью почв, а поглощенную таким образом воду – гигроскопической (Г). Таким образом, прочносвязанная вода – это вода гигроскопическая. Она удерживается у поверхности почвенных частиц очень высоким давлением – $(1-2) 10^9$ Па, образуя вокруг почвенных частиц тончайшие пленки. Высокая прочность удержания обуславливает полную неподвижность гигроскопической воды. По физическим свойствам прочносвязанная (гигроскопическая) вода приближается к твердым телам. Плотность ее достигает $1,5-1,8$ г/см³, она не замерзает, не растворяет электролиты, отличается повышенной вязкостью и не доступна растениям.

Количество водяного пара, сорбируемого почвой, находится в тесной зависимости от относительной влажности воздуха, с которым соприкасается почва. Чем она больше, тем большее количество воды сорбируется почвой. При низкой относительной влажности воздуха (порядка 20–40 %) имеет место сорбция воды непосредственно почвенными частицами с образованием моно- или бимолекулярного слоя. Дальнейшее увеличение относительной влажности воздуха обуславливает возрастание толщины водной пленки.

Предельное количество воды, которое может быть поглощено почвой из парообразного состояния при относительной влажности воздуха, близкой к 100 % (94–98 %), называют **максимальной гигроскопической водой (МГ)**. При влажности почвы, равной МГ, толщина пленки из молекул воды достигает 3–4 слоев. На гигроскопичность почв и МГ оказывают существенное влияние свойства твердой фазы почв, и в первую очередь те из них, с которыми связана удельная поверхность почвенных частиц

(гранулометрический и минералогический состав почв, степень их гумусированности). Чем выше в почве содержание илистой и особенно коллоидной фракции, тем выше будет гигроскопичность почв и МГ.

Гумус также увеличивает гигроскопичность почвы. Поэтому почвы с более высоким содержанием гумуса при одном и том же гранулометрическом составе всегда характеризуются большим значением МГ. В почвах минеральных максимальная гигроскопичность колеблется от 0,5–1 % в слабогумусированных песках и супесях до 15–16 % в сильногумусированных суглинках и глинах, а в торфах может достигать 30–50 %.

Рыхлосвязанная (пленочная) вода. Сорбционные силы поверхности почвенных частиц не насыщаются полностью даже в том случае, если влажность почвы достигнет МГ. Почва не может поглощать парообразную воду сверх МГ, но жидкую воду может сорбировать и в большем количестве. *Вода, удерживаемая в почве сорбционными силами сверх МГ, – это вода рыхлосвязанная, или пленочная.* Сила, с которой она удерживается в почве, измеряется значительно меньшим давлением (по сравнению с водой прочносвязанной) – порядка $(1–10) 10^5$ Па.

Рыхлосвязанная вода также представлена пленкой, образовавшейся вокруг почвенной частицы, но пленкой полимолекулярной. Толщина ее может достигать нескольких десятков и даже сотен диаметров молекул воды. По физическому состоянию рыхлосвязанная вода очень неоднородна, что обусловлено различной прочностью связи молекул различных слоев. Поэтому можно сказать, что она находится в вязкожидкой форме, т. е. занимает промежуточное положение между водой прочносвязанной и свободной. Рыхлосвязанная (пленочная) вода в отличие от прочно-связанной может передвигаться в жидкой форме от почвенных частиц с более толстыми водяными пленками к частицам, у которых она тоньше (рис. 1), т. е. передвижение этой воды возможно при наличии некоторого градиента влажности и происходит оно очень медленно, со скоростью несколько десятков сантиметров в год.

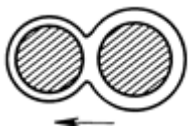


Рис. 1. Передвижение пленочной (рыхлосвязанной) воды

Содержание пленочной воды в почве определяется теми же свойствами почв, что и содержание максимальной гигроскопической. В среднем для большинства почв оно составляет 7–15 %, иногда в глинистых почвах достигает 30–35 и падает в песчаных до 3–5 %.

Свободная вода. Вода, которая содержится в почве сверх рыхлосвязанной, находится уже вне области действия сил притяжения со стороны почвенных частиц (сорбционных) и является свободной.

Отличительным признаком этой категории воды является отсутствие ориентировки молекул воды около почвенных частиц. В почвах свободная вода присутствует в капиллярной и гравитационной формах.

Капиллярная вода. Она удерживается в почве в тонких порах – капиллярах, под действием капиллярных или, как их еще называют, менисковых сил. Возникновение этих сил обусловлено следующими явлениями. Поверхностный слой жидкости по своим свойствам отличается от ее внутренних слоев. Если на каждую молекулу воды внутри жидкости равномерно действуют силы притяжения и отталкивания со стороны окружающих молекул, то молекулы, находящиеся в поверхностном слое жидкости, и испытывают одностороннее, направленное вниз притяжение только со стороны молекул, лежащих ниже поверхности раздела вода – воздух. Силы, действующие вне жидкости, относительно малы и ими можно пренебречь. Таким образом, поверхностные молекулы жидкости находятся под действием сил, стремящихся втянуть их внутрь жидкости. По этой причине поверхность любой жидкости стремится к сокращению, так как любая система стремится к компенсации свободной энергии (к форме сферы). Наличие у поверхностных молекул жидкости, ненасыщенных, неиспользованных сил сцепления является источником избыточной поверхностной энергии, которая также стремится к уменьшению. Это влечет за собой образование на поверхности жидкости как бы пленки, которая обладает *поверхностным натяжением, или поверхностным давлением* (давлением Лапласа), которое представляет собой разницу между атмосферным давлением и давлением жидкости.

Значение поверхностного натяжения зависит от формы поверхности жидкости и радиуса капилляра. Поверхностное давление, развивающееся под плоской поверхностью жидкости, называется нормальным. Для воды оно равно $1,07 \cdot 10^9$ Па. Давление уменьшается, если поверхность жидкости вогнутая, и увеличивается, в случае поверхности выпуклой.

Согласно уравнению Лапласа, когда давление жидкости меньше атмосферного и поверхность имеет вид вогнутого мениска, поверхностное давление (P_1) будет меньше нормального (P_0) и равно:

$$P_1 = P_0 - \alpha (1/R_1 + 1/R_2), \text{ или приблизительно } P_1 = P_0 - 2\alpha/R,$$

где α – поверхностное натяжение, равное для воды $75,6 \cdot 10^{-3}$ Н/м при 0°C ; $R_1 + R_2$ – радиусы кривизны поверхности жидкости.

В противоположном случае, т. е. при давлении жидкости больше атмосферного и выпуклой поверхности жидкости,

$$P_1 = P_0 + \alpha (1/R_1 + 1/R_2),$$

Поверхностное давление жидкости зависит от радиуса искривленной поверхности жидкости, чем он меньше, то есть чем уже почвенные капилляры, тем давление больше. В капиллярах с вогнутым мениском как бы возникает вакуум, который и поднимает за пленкой столбик воды в капилляре (рис. 2). Вода обладает свойством хорошо смачивать твердые тела. Поэтому при соприкосновении воды с почвенными частицами в порах-капиллярах образуются мениски тем большей кривизны, чем меньше диаметр пор. Явление смачивания обуславливает образование в почвах только вогнутых менисков, так как при взаимодействии воды с твердой фазой энергия выше, чем между молекулами воды.

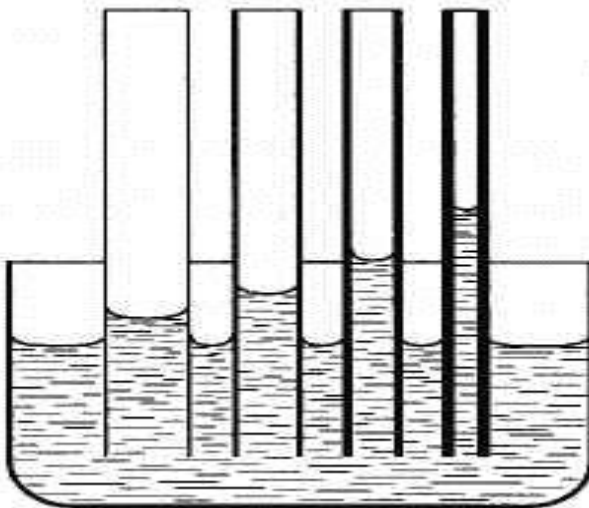


Рис. 2. Капиллярные явления

При погружении капилляра в резервуар с водой вода под действием добавочного давления $\Delta P = P_1 - P_0$ подымается на такую высоту, чтобы уравновесить силу тяжести, т. е. $\rho g h = 2\alpha/R$, откуда $h = 2\alpha/R\rho g$; иными словами высота обратно пропорциональна радиусу капилляра.

В почвах менисковые (капиллярные) силы начинают проявляться в порах с диаметром менее 8 мм, но особенно велика их сила в порах с диаметром от 100 до 3 мкм (табл. 1). В порах крупнее 8 мм капиллярные свойства не выражены, так как сплошной вогнутый мениск здесь не образуется. Поры же мельче 3 мкм заполнены в основном связанной водой, и мениски здесь также не образуются. Более 10 м подъема быть не может еще и по той причине, что этой величине соответствует атмосферное давление. Скорость капиллярного

поднятия является функцией $V=f(R/to)$. Чем выше капиллярный подъем, тем меньше его скорость (за счет трения о стенки капилляра).

Таблица 1

Зависимость высоты подъема воды от радиуса капилляра

R, мм	5	2	1	0,5	0,1	0,01	0,001	0,0001
H, мм	3	7	15	30	149	1,49м	14,9м	149м

Система пор, имеющихся в почвах, представляет собой сложную мозаику капилляров самого разного сочетания и размеров, в которых образуются мениски различной кривизны. В результате этого в почвах существует разность давлений не только под мениском и плоской поверхностью пленки натяжения, но и между поверхностью менисков разной кривизны. Разность поверхностных давлений называют *отрицательным капиллярным давлением*. С появлением этого давления связывают способность почв удерживать определенное количество влаги в почве и подъем воды в капиллярных порах.

Капиллярная вода по физическому состоянию жидкая. Она высокоподвижна, способна обеспечить восполнение запасов воды в поверхностном горизонте почвы при интенсивном потреблении ее растениями или при испарении. Капиллярная вода свободно растворяет вещества и перемещает растворимые соли, коллоиды, тонкие суспензии. Все мероприятия, направленные на сохранение воды в почве или пополнение ее запасов (при орошении), связаны с созданием в почве запасов именно капиллярной воды с уменьшением ее расхода на физическое испарение.

Капиллярная вода подразделяется на несколько видов: капиллярно-подвешенную, капиллярно-подпертую, капиллярно-посаженную.

Капиллярно-подвешенная вода заполняет капиллярные поры при увлажнении почв сверху (после дождя или полива). При этом под промоченным слоем всегда имеется сухой слой, то есть гидростатическая связь увлажненного горизонта с постоянным или временным горизонтом подпочвенных вод отсутствует. Вода, находящаяся в промоченном слое, как бы «висит», не стекая, в почвенной толще над сухим слоем. Поэтому она и получила название подвешенной.

В природных условиях в распределении капиллярно-подвешенной воды по профилю почв всегда наблюдается постепенное уменьшение влажности с глубиной. Подвешенная вода удерживается в почвах достаточно прочно, но до определенного предела, обусловленного разностью давлений, создаваемой в менисках верхней и нижней поверхностей водного слоя. Если этот предел разницы давлений превышен, начинается стекание воды. Капиллярно-подвешенная вода может передвигаться как в нисходящем направлении, так и вверх, в направлении испаряющейся поверхности. При активном восходящем движении воды в почвах близ поверхности

происходит накопление веществ, содержащихся в растворенном виде в почвенном растворе. Засоление почв в поверхностных горизонтах обязано во многом данному явлению. Происходит это в том случае, если в почвах в пределах промачиваемого с поверхности слоя имеется горизонт скопления легкорастворимых солей или если полив почв осуществляется минерализованными водами.

В суглинистых почвах количество капиллярно-подвешенной воды и глубина промачивания почвы за счет этой формы воды могут достигать значительных величин (табл. 2). В песчаных почвах эти показатели значительно ниже.

Таблица 2.

Распределение капиллярно-подвешенной воды в однородных по гранулометрическому составу грунтах

Грунт	Влажность (%) на различной глубине (см)						
	0–10	10–20	20–30	30–40	40–50	50–60	60–70
Тяжелый суглинок	40	39	35	34	33	32	31
Средний суглинок	30	28	28	28	28	27	26
Супесь	24	23	22	21	20	17	15

Капиллярно-подвешенная вода в почвах сохраняется длительное время, являясь доступной для растений. Поэтому эта форма воды с экологической точки зрения представляет особую ценность. Скорость передвижения капиллярно-подвешенной воды к поверхности и, следовательно, скорость ее испарения, то есть потери воды из почвы, определяются главным образом структурностью почв. В структурных почвах этот процесс идет медленнее и вода дольше сохраняется. Одной из разновидностей капиллярно-подвешенной воды, встречающейся главным образом в песчаных почвах, является вода **стыковая капиллярно-подвешенная** (рис. 3). Возникновение ее в почвах легкого гранулометрического состава обязано тому, что в этих почвах преобладают поры, размер которых превышает размер капилляров. В данном случае вода присутствует в почвах в виде разобценных скоплений в местах соприкосновения – стыка твердых частиц в форме двояковогнутых линз («манжеты»), удерживаемых капиллярными силами.

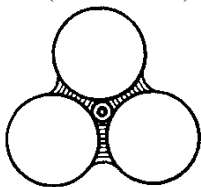


Рис. 3. Водная манжета (стыковая вода) между шарообразными частицами

Капиллярно-подпертая вода образуется в почвах при подъеме воды снизу от горизонта грунтовых вод по капиллярам на некоторую высоту, т. е. это вода, которая содержится в слое почвы непосредственно над водоносным горизонтом и гидравлически с ним связана, подпираемая водами этого горизонта.

Капиллярно-подпертая вода встречается в почвенной-грунтовой толще любого гранулометрического состава. Слой почвы или грунта, содержащий капиллярно-подпертую воду непосредственно над водоносным горизонтом, называют **капиллярной каймой**. В почвах тяжелого механического состава она обычно больше (от 2 до 6 м), чем в почвах песчаных (40–60 см). Содержание воды в кайме уменьшается снизу вверх. Изменение влажности в песчаных почвах при этом происходит более резко. Мощность капиллярной каймы при равновесном состоянии воды характеризует *водоподъемную способность почвы*.

Капиллярно-посаженная вода (подперто-подвешенная) образуется в слоистой почвенно-грунтовой толще, в мелкозернистом слое при подстилении его слоем более крупнозернистым, над границей смены этих слоев. В слоистой толще из-за изменения размеров капилляров на поверхности раздела тонко- и грубодисперсных горизонтов возникают дополнительные нижние мениски, что способствует удержанию некоторого количества капиллярной воды, которая как бы «посажена» на эти мениски. В этой связи в слоистой толще распределение капиллярной воды имеет свои особенности. Так, на контакте слоев различного гранулометрического состава наблюдается повышение влажности, в то время как в однородных почвогрунтах влажность равномерно убывает либо вниз по профилю (при капиллярно-подвешенной воде), либо вверх по профилю (при капиллярно-подпертой воде). Влажность слоистой почвенно-грунтовой толщи при прочих равных условиях всегда выше влажности толщи однородной.

Гравитационная вода. Основным признаком свободной гравитационной воды является передвижение ее под действием силы тяжести, т. е. она находится вне влияния сорбционных и капиллярных сил почвы. Для нее характерны жидкое состояние, высокая растворяющая способность и возможность переносить в растворенном состоянии соли, коллоидные растворы, тонкие суспензии. Гравитационную воду делят на просачивающуюся гравитационную и воду водоносных горизонтов (подпертая гравитационная вода).

Просачивающаяся гравитационная вода передвигается по порам и трещинам почвы – сверху вниз. Появление ее связано с накоплением в почве воды, превышающей удерживающую силу менисков в капиллярах.

Вода водоносных горизонтов – это грунтовые, почвенно-грунтовые и почвенные воды (почвенная верховодка), насыщающие почвенно-грунтовую толщу до состояния, когда все поры и промежутки в почве заполнены водой

(за исключением пор с заземленным воздухом). Эти воды могут быть либо застойными, либо, при наличии разности гидравлических напоров, стекающими в направлении уклона водоупорного горизонта. Удерживаются они вследствие малой водопроницаемости подстилающих грунтов. Присутствие значительных количеств свободной гравитационной воды в почве – явление неблагоприятное, свидетельствующее о временном или постоянном избыточном увлажнении, что способствует созданию в почвах анаэробной обстановки и развитию глеевого процесса. Осушительные мелиорации направлены, как правило, на уменьшение запасов свободной гравитационной воды в почвах.

Разграничивая содержащуюся в почве воду на отдельные категории или формы в зависимости от ее фазового состояния и природы сил, удерживающих ее в почве (сорбционные, капиллярные, сила тяжести), необходимо оговориться, что любое разделение воды является условным, так как вода в почве практически находится одновременно под действием нескольких сил с преобладающим влиянием силы какого-либо одного вида, и, говоря о действии на воду сил той или иной природы, имеют в виду их преобладающее влияние.

Жидкая и парообразная вода в почве находится под действием различных природных сил: сорбционных, капиллярных, осмотических и гравитационных. На поверхности раздела твердой фазы и жидкой появляются сорбционные и капиллярные силы, природа которых обусловлена поверхностной энергией твердых частиц и воды. **Сорбция** – притяжение молекул воды твердой фазой. Капиллярные и сорбционные силы противостоят **гравитационным**, определяющим нисходящее движение влаги.

Осмотические силы в почве обуславливаются взаимодействием ионов раствора. Чем больше минерализация раствора, тем больше эти силы:

$$P_{\text{осм}} = -RTC,$$

где $P_{\text{осм}}$ – осмотическое давление (в кПа),

R – газовая постоянная, равная $8,3110^3$ [кПа м³/К° моль],

T – температура (в К°),

C – концентрация раствора в моль/м³.

Нередко эту составляющую полного потенциала определяют по электропроводности почвенного раствора (ЕС):

$$P_{\text{осм}} = -36 \text{ ЕС},$$

электропроводность (ЕС) выражена в дСм/м (1 См = 1 Ом⁻¹).

2. ВОДНЫЕ СВОЙСТВА ПОЧВ

Водными (водно-физическими, гидрофизическими) свойствами называют совокупность свойств почвы, которые определяют поведение почвенной воды в ее толще. Наиболее важным водным свойством почв является **влажность**, содержание в них воды. Влажность зависит от общей пористости почвы, распределения пор по размеру, водообмена между почвой, атмосферой и растением. Рассчитывают влажность в % на абсолютно сухую массу, на сырую навеску в г/г, в % от объема почвы.

Другими важными водными свойствами являются: водоудерживающая способность почвы, ее влагоемкость, водоподъемная способность, потенциал почвенной влаги, водопроницаемость.

Водоудерживающая способность – способность почвы удерживать содержащуюся в ней воду от стекания под влиянием силы тяжести. Количественной характеристикой водоудерживающей способности почвы является ее влагоемкость.

Влагоемкость почвы – способность поглощать и удерживать определенное количество воды. В зависимости от сил, удерживающих воду в почве, и условий ее удержания выделяют следующие виды влагоемкости, которые соответствуют определенным формам воды: максимальную адсорбционную, максимальную молекулярную, капиллярную, наименьшую или полевую и полную.

Максимальная адсорбционная влагоемкость (МАВ) – наибольшее количество воды, которое может быть удержано сорбционными силами на поверхности почвенных частиц. Соответствует прочносвязанной (адсорбированной) воде, содержащейся в почве.

Максимальная молекулярная влагоемкость (ММВ) (по А. Ф. Лебедеву) – характеризует верхний предел содержания в почвах рыхлосвязанной (пленочной) воды, т. е. воды, удерживаемой силами молекулярного притяжения на поверхности почвенных частиц. ММВ определяется в основном гранулометрическим составом почв. В глинистых почвах она может достигать 25–30 %, в песчаных – не превышает 5–7 %. Увеличение запасов воды в почве сверх максимальной молекулярной влагоемкости сопровождается появлением подвижной капиллярной или даже гравитационной воды.

Максимальная молекулярная влагоемкость является важной почвенно-гидрологической характеристикой. Сопоставление фактической влажности почвы с максимальной молекулярной влагоемкостью дает возможность установить присутствие в почве запаса доступной для растений воды (в случае превышения фактической влажности над ММВ) или отсутствие таковой (при примерном совпадении этих величин), поскольку при влажности, соответствующей ММВ, запасы доступной растениям воды в

почве настолько малы, что они не могут удовлетворить потребность растений в ней.

Капиллярная влагоемкость (КВ) – наибольшее количество капиллярно-подпертой воды, которое может удерживаться в слое почвы, находящемся в пределах капиллярной каймы. Определяется она в основном порозностью почв и грунтов. Кроме того, она зависит и от того, на каком расстоянии слой насыщенной влаги находится от зеркала грунтовых вод. Чем больше это расстояние, тем меньше КВ, ведь в нижней части вода содержится в крупных капиллярах, и по мере продвижения вверх по капиллярной кайме – все в более тонких. При близком залегании грунтовых вод (1,5–2,0 м), когда капиллярная кайма смачивает толщу до поверхности, капиллярная влагоемкость наибольшая (для 1,5 м слоя среднесуглинистых почв 30–40 %). КВ не постоянна, так как находится в зависимости от уровня грунтовых вод.

Наименьшая влагоемкость (НВ) – наибольшее количество капиллярно-подвешенной влаги, которое может удержать почва после стекания избытка влаги при глубоком залегании грунтовых вод. Термину наименьшая влагоемкость соответствуют термины полевая влагоемкость (ПВ), общая влагоемкость (ОВ) и предельная полевая влагоемкость (ППВ). Последний термин особенно широко используется в агрономической практике и в мелиорации; термин полевая влагоемкость широко распространен в иностранной литературе, особенно американской.

Наименьшая влагоемкость зависит главным образом от гранулометрического состава почв, от их оструктуренности и плотности (сложения). В почвах глинистых НВ достигает 50–60 % от веса почвы, суглинистых – 30–40 %, супесчаных 15–25 %, песчаных – не превышает 10–15 %.

Наименьшая влагоемкость почв является очень важной гидрологической характеристикой почвы. С ней связано понятие о дефиците влаги в почве, по НВ рассчитываются поливные нормы. Это – равновесная влажность, которую возможно определить в поле, она наблюдается в почве весной, после таяния снега, стекания гравитационной воды и представляет собой весенние запасы влаги. Именно потому, что НВ представляет количество воды, которое удерживается почвой после осадков или полива, эта величина является основой большинства гидрологических, мелиоративных расчетов.

Таким образом, наименьшая влагоемкость – важнейшая в агрофизике почвенно-гидрологическая константа. Она важна и тем, что характеризует содержание в почве воздуха в этот момент. Характеристическая величина воздухосодержания при влажности НВ носит название воздухомкости и составляет 20–25 % для песчаных, 15–20 % для суглинистых и >10 % для глинистых почв.

Дефицит влаги в почве представляет собой величину, равную разности между наименьшей влагоемкостью и фактической влажностью почвы.

Оптимальной влажностью считается влажность почвы, составляющая 70–100 % наименьшей влагоемкости.

Полная влагоемкость (ПВ) – наибольшее количество влаги, которое может содержаться в почве при условии заполнения ею всех пор, за исключением пор с заземленным воздухом, которые составляют, как правило, не более 5–8 % от общей порозности. Следовательно, ПВ почвы численно близка к порозности (скважности) почвы.

При влажности, равной ПВ, в почве содержатся максимально возможные количества всех видов воды: связанной (прочно- и рыхло-) и свободной (капиллярной и гравитационной). Можно сказать, что ПВ характеризует полную водовместимость почв. Зависит она, как и наименьшая влагоемкость, не только от гранулометрического состава, но и от структурности и порозности почв. Полная влагоемкость колеблется в пределах 40–50 %, в отдельных случаях она может возрасти до 80 или опуститься до 30 %. Состояние полного насыщения водой характерно для горизонтов грунтовых вод.

Несмотря на то, что разделение почвенной воды на категории (формы) условно и ни одна из них не обладает абсолютной значимостью, можно выделить определенные интервалы влажности, в пределах которых какая-то часть влаги обладает одинаковыми свойствами и степенью доступности ее для растений. Такие граничные значения влажности, при которых количественные изменения в подвижности воды переходят в качественные отличия, называют *почвенно-гидрологическими константами*. Основными почвенно-гидрологическими константами являются: максимальная гигроскопичность, влажность завядания, влажность разрыва капилляров, наименьшая влагоемкость, полная влагоемкость. Почвенно-гидрологические константы широко используются в агрономической и мелиоративной практике, характеризуя запасы воды в почве и обеспеченность растений влагой.

Еще в начале XX в. Л. Бриггс и Г. Шанц установили, что потребление воды растениями ограничивается влажностью, характерной для каждой почвы и зависящей от гранулометрического состава. Эта влажность была названа влажностью завядания (ВЗ). Одновременно П.С. Коссович установил понятие наименьшей влагоемкости (НВ), которая потом получила название полевой влагоемкости (ПВ), или предельной полевой влагоемкости (ППВ) – влажность почвы после стока избытка воды. Э. Митчерлих предложил константу – максимальная гигроскопическая влажность (мг), которой было дано следующее определение: максимальной гигроскопической называется влажность, которая характерна для почвы после выдерживания ее в атмосфере, близкой к полному насыщению водяными парами (0,96–0,98). В дальнейшем были добавлены следующие константы: полная влагоемкость (когда все поры почвы заполнены водой), капиллярная влагоемкость (влажность капиллярной каймы почвы),

влаги разрыва капилляров (М. М. Абрамова, А. А. Роде), максимальная адсорбционная влажность, равная в среднем 60% от максимальной гигроскопической влажности почвы (А. А. Роде), максимальная молекулярная влагоемкость (А. Ф. Лебедев).

Максимальная гигроскопичность (МГ) – характеризует предельно-возможное количество парообразной воды, которое почва может поглотить из воздуха, почти насыщенного водяным паром. Характеристика этого вида воды была дана выше. Максимальная гигроскопичность почв является важной почвенно-гидрологической характеристикой, величиной, достаточно постоянной. Вода, находящаяся в почве в состоянии максимальной гигроскопичности, не доступна растениям. Это «мертвый запас влаги». По максимальной гигроскопичности приблизительно рассчитывают коэффициент завядания растений – нижнюю границу физиологически доступной для растений воды.

Влажность устойчивого завядания, или влажность завядания (ВЗ) – влажность, при которой растения проявляют признаки устойчивого завядания, т. е. такого завядания, когда его признаки не исчезают даже после помещения растения в благоприятные условия. Численно ВЗ равна примерно 1,5 максимальной гигроскопичности. Эту величину называют также коэффициентом завядания.

Содержание воды в почве, соответствующее влажности завядания, является нижним пределом доступной для растений влаги.

Влажность завядания определяется как свойствами почв, так и характером растений. В глинистых почвах она всегда выше, чем в песчаных. Заметно возрастает она в почвах засоленных и содержащих большое количество органических веществ, особенно неразложившихся, растительных остатков (торфянистые горизонты почв). Так, в глинах ВЗ составляет 20–30 %, в суглинках – 10–12, в песках – 1–3, у торфов – до 60–80 %. Засухоустойчивые растения завядают при меньшей влажности, чем влаголюбивые.

Влажность разрыва капилляров (ВРК). Капиллярно-подвешенная вода при испарении передвигается в жидкой форме к испаряющей поверхности в пределах всей промоченной толщи по капиллярам, сплошь заполненным водой. Но при определенном снижении влажности, характерном для каждой почвы, восходящее передвижение этой воды прекращается или резко затормаживается. Потеря способности к такому передвижению объясняется тем, что в почве при испарении исчезает сплошность заполнения капилляров водой, т. е. в ней не остается систем пор, сплошь заполненных влагой и пронизывающих промоченную часть почвенной толщи. Эту критическую величину влажности называли влажностью разрыва капиллярной связи (ВРК).

Таким образом, влажность разрыва капилляров – это влажность, при которой подвижность капиллярной воды в процессе снижения влажности резко уменьшается. Вода, однако, остается в мельчайших порах, в углах стыка частиц (мениски стыковой влаги). Эта влага неподвижна, но физиологически доступна корешкам растений. При влажности ниже ВРК рост растений замедляется и их продуктивность снижается. В почвах и грунтах эта величина варьирует довольно сильно, составляя в среднем около 50–60 % от наименьшей влагоемкости почв в легких почвах и около 70 % – в тяжелых. На содержание воды, соответствующей ВРК, помимо гранулометрического состава почв, существенное влияние оказывает их структурное состояние. В бесструктурных почвах запасы воды расходуются на испарение значительно быстрее, чем в почвах с агрономически ценной структурой, и в них влажность будет быстрее достигать ВРК.

Почвенно-гидрологические константы, как и влагоемкость почв, выражаются в процентах от массы или объема почв.

Наиболее широко используют на практике три константы: наименьшая (полевая) влагоемкость, максимальная гигроскопическая влага, влага завядания. Последнюю обычно определяют методом малых миниатюр: в алюминиевый стаканчик загружают влажную почву, выращивают на ней растение, обычно ячмень или овес, и, когда проростки хорошо разовьются, парафинируют поверхность почвы и ждут, пока растение не завянет. Остаточная влага характеризуется как влага завядания. Ясно, что если вместо ячменя и овса взять другое растение, то влажность может оказаться другой. Остальные константы сейчас почти не используют на практике, и они, скорее, теоретические, чем практические, так как методы их определения плохо разработаны, а результаты определения противоречивы.

Существует некоторое правило, далеко не всегда соблюдающееся, о соотношении величин влажностей, соответствующих почвенно-гидрологическим константам: ПВ: НВ: ВРК: ВЗ: МГ = 1: 0,5: 0,35: 0,25: 0,05. Но это правило можно применять лишь для ориентации в величинах почвенно-гидрологических констант, оно неприменимо для количественных расчетов. Основой для нахождения величин почвенно-гидрологических констант является их экспериментальное определение.

Водопроницаемость почв – способность почв и грунтов впитывать и пропускать через себя воду, поступающую с поверхности.

В процессе поступления воды в почву и дальнейшего передвижения ее можно выделить 2 этапа: 1) поглощение воды почвой и прохождение ее от *верхнего* слоя к слою в ненасыщенной водой почве; 2) фильтрацию воды сквозь толщу насыщенную водой почвы. При этом первый этап представляет собой впитывание почвы и характеризуется *коэффициентом впитывания*. Второй этап – это собственно фильтрация. Интенсивность прохождения воды в толще, насыщенной водой, характеризуется *коэффициентом фильтрации*.

В природных условиях четко выделить отдельные этапы водопроницаемости практически невозможно. Значительно чаще при этом идет впитывание воды почвой, фильтрация же имеет место только в случае выпадения большого количества осадков, при орошении большими нормами и при снеготаянии. Границей между впитыванием почв и фильтрацией считают момент установления постоянной скорости фильтрации.

Движение воды в почве подчиняется закону Дарси (французский инженер, первый предложивший эту формулу) для анализа движения воды в водонасыщенной почве:

$$Q = K_{\phi} * \Delta H / L,$$

где Q – количество воды, прошедшее сквозь единицу площади при разности напора ΔH и длине пути движения воды L , K_{ϕ} – коэффициент влагопроводности при градиенте напора в один см на единицу длины пути в один см.

Очень важно отметить, что K_{ϕ} имеет ту же размерность, что и поток влаги, т. е. см/сут, м/сут и т. д. K_{ϕ} является постоянной и характеристичной для данного почвенного объекта величиной. Он относится к фундаментальным, базовым почвенным свойствам. Классифицируют обычно эту величину следующим образом: очень низкий – менее 6 см/сут, низкий – 6–15, средний – 15–40, высокий – 40–100, очень высокий – 100–250, исключительно высокий – более 250 см/сут.

Водопроницаемость почв находится в тесной зависимости от их гранулометрического состава и химических свойств почв, их структурного состояния, плотности, порозности, влажности и длительности увлажнения. В почвах тяжелого гранулометрического состава она всегда (при прочих равных условиях) меньше, чем в легких. Снижает водопроницаемость почв присутствие набухающих коллоидов, особенно насыщенных Na^+ или Mg^{2+} , поскольку при увлажнении такие почвы быстро набухают и становятся практически водонепроницаемыми. Почвы оструктуренные, рыхлые характеризуются большими коэффициентами впитывания и фильтрации.

В ненасыщенных водой почвах для количественной характеристики водопроницаемости почв пользуются *коэффициентом водопроводимости, или влагопроводности*. Он определяется как *коэффициент пропорциональности между скоростью потока воды и градиентом сил, вызывающих передвижение воды* (давление, гидравлический напор и т. п.). Коэффициент влагопроводности зависит от влажности почв: увеличивается с увеличением ее влажности и достигает максимума во влагонасыщенной почве. В этом случае его и называют коэффициентом фильтрации. Можно сказать, что коэффициент влагопроводности аналогичен коэффициенту фильтрации, но применяется он для ненасыщенных водой почв.

Водоподъемная способность почв – свойство почвы вызывать восходящее передвижение содержащейся в ней воды за счет капиллярных

сил. Высота подъема воды в почвах и скорость ее передвижения определяются в основном гранулометрическим и структурным составом почв, их порозностью. Чем почвы тяжелее и менее структурны (табл. 3), тем больше потенциальная высота подъема воды, а скорость подъема ее меньше.

Так, в почвах при утяжелении их гранулометрического состава водоподъемная сила будет сначала расти до определенного предела, а затем она начнет уменьшаться. Объясняется это тем, что капиллярная вода передвигается не во всем объеме пор, а лишь в действующем их просвете.

Таблица 3.

Водоподъемная способность почв разного гранулометрического состава

Гранулометрический состав	Водоподъемная способность, м	Гранулометрический состав	Водоподъемная способность, м
Крупный песок	0,5	Суглинок средний	2,5–3,0
Средний песок	0,5–0,8	Суглинок тяжелый	3,0–3,5
Супесь	1,0–1,5	Глина тяжелая	4,0–6,0
Супесь пылеватая	1,5–2,0	Лессы	4,0–5,0

При малом размере пор (1 мкм и менее) весь их внутренний просвет (или большая его часть) заполнен связанной пленочной водой и активные действующие поры либо совсем исчезают, либо просвет их становится настолько мал, что всасывающая сила мениска компенсируется силами трения движущейся капиллярной воды о стенки пленок жидкости, сорбированной почвой, и передвижение капиллярной воды, а, следовательно, и капиллярного подъема происходить не может. Вода в таких порах может передвигаться только как пленочная, т. е. очень медленно. На скорость подъема воды оказывает влияние также степень минерализации грунтовых вод. Высокоминерализованные воды характеризуются меньшей высотой и скоростью подъема, но близкое к поверхности залегание минерализованных грунтовых вод (1–1,5 м) создает опасность быстрого засоления почв.

Водные свойства, наряду с климатом, погодными условиями, типом экосистемы, определяют водный режим почв и, следовательно, их экологическую функцию – водоснабжение растений. Известно, что по отношению к воде все растения можно разделить на гигрофиты (обитающие в воде), гидрофиты (требующие увлажненных почвы), мезофиты (обитающие на почвах с достаточным увлажнением) и ксерофиты, произрастающие на сухих почвах. Именно в этих требованиях растений к воде скрыта основа глобальной зональности растений. Формирование разных климатических поясов с разным водным режимом почв приводит к произрастанию на этих почвах разных ассоциаций растений. Выделяют гумидный пояс (тундра и лесная зона умеренной зоны, тропические дождевые и муссонные леса, субальпийские и альпийские горные пояса, горно-лесной пояс), семиаридные зоны (степная и лесостепная, саванны в тропиках, леса и кустарниковые заросли средиземноморского типа:

маквис, гаррига, чапараль, буш), аридные регионы (сухие степи, полупустыни и пустыни).

Именно влажность почвы определяет разное распределение растений в пределах катены, по микрорельефу, в поймах и на плакоре (водоразделе). В пределах одного ландшафта распределение растений связано прежде всего с водным режимом почв – одной из главных их характеристик.

3. ПОВЕДЕНИЕ И СОСТОЯНИЕ ВОДЫ В ПОЧВЕ. ПОТЕНЦИАЛ ПОЧВЕННОЙ ВОДЫ

Поведение воды в почве, ее физическое состояние, передвижение в профиле по вертикали и горизонтали, ее доступность растениям, вообще говоря, подчиняются очень сложным закономерностям стохастического (вероятностного) характера и могут быть описаны в терминах различных методологических подходов: *водобалансового* – изменения водозапаса почвы и приходорасходных статей водного баланса; *гидродинамического* – скорости и плотности водных потоков в почве; *термодинамического* – изменения термодинамических потенциалов почвенной воды.

Первый из указанных подходов наиболее широко используется в почвоведении и является традиционным в почвенных исследованиях, основан на периодических измерениях почвенной влажности; второй больше всего принят в почвенно-мелиоративных работах, когда инженеры имеют дело с потоками подаваемой в почву или отводимой из почвы воды.

Термодинамический подход интенсивно разрабатывается в последнее время и сейчас рассматривается как наиболее перспективный и теоретически обоснованный, поскольку он не только позволяет описывать состояние и поведение воды в почве в данный момент времени в наиболее обобщенном виде на базе фундаментальной физической теории, рассматривая весь водообмен природных экосистем в единых терминах, но и допускает количественный прогноз водообменных процессов, что особенно важно для суждений о водообеспеченности и водопотреблении растений. На основе этого подхода возможно автоматизированное управление водным режимом почв в условиях искусственного увлажнения (орошения) или осушения (дренажа). Существо термодинамического подхода сводится к использованию понятий полного и частных термодинамических потенциалов почвенной воды, поддающихся инструментальному измерению, т. е. количественной энергетической оценке сил взаимодействия между водой и вмещающей ее твердой фазой почвы.

Поскольку вода в почве находится под одновременным сложным воздействием нескольких силовых полей – адсорбционных, капиллярных, осмотических, гравитационных, – для характеристики их суммарного

действия и оценки энергетического состояния воды в почве введено понятие термодинамического, или полного, потенциала почвенной воды.

Полный потенциал почвенной воды – это количество работы, Дж/кг, которую необходимо затратить, чтобы перенести единицу свободной чистой воды обратимо и изотермически из стандартного состояния S_0 в то состояние S_1 , в котором она находится в рассматриваемой точке почвы. Иными словами, эта величина выражает способность воды в почве производить большую или меньшую работу по сравнению с чистой свободной водой. За стандартное состояние S_0 при этом принимается резервуар с чистой (без солей, т. е. с нулевым осмотическим давлением) свободной (то есть не подверженной влиянию адсорбционных и капиллярных сил) водой при температуре T_0 , высоте h_0 и давлении P_0 . Потенциал почвенной воды – величина отрицательная, поскольку необходима работа (положительного знака) по его преодолению. Вместо понятия «потенциал» в почвоведении принято использовать понятие «давление почвенной воды», которое измеряется в паскалях ($\text{Па} = \text{кг/с}^2\text{м}$).

Полный, или термодинамический, потенциал почвенной воды равен сумме частных потенциалов, связанных с разными силовыми полями, – адсорбционного; капиллярного; осмотического; гравитационного; тензиометрического давления.

Потенциал или давление почвенной воды в сильной степени зависит от водосодержания почвы, причем каждая почва в зависимости от своего гранулометрического, минералогического и химического состава и сложения имеет свою собственную характеристическую кривую зависимости давления почвенной воды от влажности почвы, которая получила название *кривой водоудерживания* и считается основной гидрофизической характеристикой почвы (рис. 4). Чем меньше воды в почве, тем сильнее она удерживается твердой фазой, тем ниже ее потенциал (больше абсолютное значение отрицательного давления). Кривые водоудерживания показывают очень быстрый рост водного потенциала от крайне низких отрицательных значений давления вплоть до нуля в полностью насыщенной водой почве.

Наименьший полный потенциал почвенной влаги (наибольшее абсолютное значение отрицательного давления порядка $(2-5) \cdot 10^8 \text{ Па}$) отмечается для моно-(би)молекулярных слоев адсорбированной воды (прочно связанная вода, «нерастворяющийся объем» – часть гигроскопической воды). При давлении почвенной воды ниже -10^7 Па вода в почве практически полностью представлена двойным электрическим слоем мономолекулярной или бимолекулярной толщины, а количество адсорбированной воды определяется удельной поверхностью почвенных частиц при слабой роли обменных катионов.

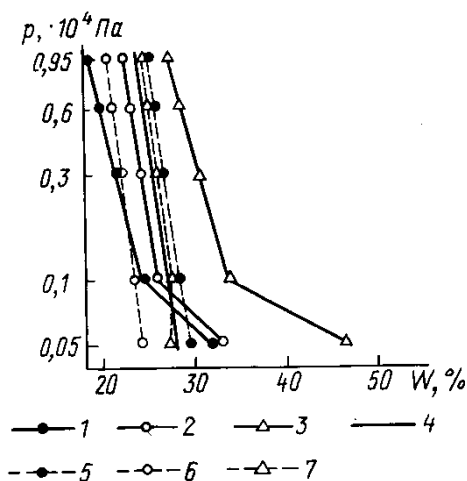


Рис. 4. Зависимость давления почвенной воды (P) от влажности (W) почвы (Зайдельман, 1983): 1 – горизонт Ар неоглеенной; 2 – глееватой; 3 – глеевой дерново-подзолистых почв; 4 – горизонт В₁ неоглеенной; 6 – глееватой; 7 – глеевой почв

Невыровненность потенциалов почвенной воды в разных точках является непосредственной причиной движения воды в почвах: вода перемещается в сторону наиболее низкого потенциала, в общем случае из более влажных участков в более сухие.

Существует определенная связь почвенно-гидрологических констант с давлением почвенной воды. Например, наименьшей влагоемкости почвы соответствует давление от -10^4 до $-3 \cdot 10^4$ Па, а влажности завядания от $-6 \cdot 10^5$ до $-2,5 \cdot 10^6$ Па. В почве, насыщенной влагой и не содержащей солей, давление почвенной влаги равно нулю. При снижении влажности почвы оно приобретает все большие по абсолютной величине отрицательные значения. По мере иссушения у почвы появляется способность при соприкосновении с водой поглощать ее. Такая способность почв получила название сосущей силы почвы. Величина, характеризующая эту силу, получила название всасывающего давления почвы. Всасывающее давление (сосущая сила) почвы численно равно давлению почвенной воды, но выражается положительной величиной.

Всасывающее давление почвы измеряется при любых влажностях, начиная от полного насыщения почвы и кончая почти сухой почвой. Чаще всего для этой цели используют тензиометры и капилляриметры. Выражается всасывающее давление, как и давление почвенной воды, в паскалях, атмосферах, сантиметрах водного столба или в барах ($1 \text{ Па} = 10^{-5} \text{ бар} = 9,87 \cdot 10^{-6} \text{ атм} = 7,5 \cdot 10^{-3} \text{ мм рт. ст.} = 0,102 \text{ мм вод. ст.}$).

Всасывающее давление сухой почвы приближается к 10^7 см вод. ст., или 10^9 Па. Оперировать с величинами такого порядка неудобно и Скофилд (1935) предложил выражать всасывающее давление почвы не числом сантиметров водного столба, а десятичным логарифмом этого числа rF . Тогда у почвы, почти полностью насыщенной пресной влагой, при давлении, равном 10^3 Па, $rF=1$, давлению в 10^5 Па будет соответствовать $rF=3$, а в сухой почве, когда давление приближается к 10^9 Па, rF приближается к своему верхнему пределу, равному 7. Между значениями влажности, подвижности и доступности почвенной влаги для растений и всасывающим давлением существует довольно тесная зависимость. В настоящее время считают, что определенным водно-физическим характеристикам и формам воды соответствуют следующие значения rF : максимальная гигроскопическая вода – 4,5; влажность завядания – 4,2; наименьшая влагоемкость для почв: глинистых – 3,0; среднесуглинистых – 2,5; песчаных – 2,0; вода прочносвязанная – 5,0–7,0; вода капиллярная связанная – 3,5–5,0; свободная – 1,75–3,50; вода гравитационная – менее 1,75.

Оценка физического состояния почвенной воды по потенциалу или по всасывающему давлению является более правильной, нежели по абсолютному содержанию воды. Обусловлено это тем, что по значениям rF можно произвести объективную сравнительную качественную оценку состояния воды в почве с различными физико-механическими и водно-физическими свойствами. Почвы, обладающие одинаковыми rF , можно считать эквивалентно влажными, т. е. близкими по содержанию воды той или иной категории физиологической доступности, хотя абсолютное содержание воды в почве может быть различным.

В связи с вышеизложенным константы – достаточно условная категория в почвенной гидрологии, унаследованная от тех времен, когда энергетической характеристики почвенной воды еще не применяли. Для понимания поведения воды в почве, ее доступности для растений достаточно использовать энергетическую концепцию. Так, потенциал влаги завядания для злаков (пшеница, ячмень, рожь) в среднем равен 1500 кПа, для таких пород деревьев, как ель, сосна, дуб, береза, осина – 2400 кПа. Энергетическое состояние воды в почве позволяет быстро оценить водный режим растений. Потребление растениями воды из почвы определяется их сосущей силой. Сосущая сила зависит от осмотического давления в клетках растения за вычетом тургорного давления, которое препятствует поступлению воды в клетку. Осмотическое давление в клетках корней достигает 1000 кПа, а в листьях – 4000 и даже 6000 кПа в листьях ясеня зеленого на каштаноземах. Именно разница в потенциале воды в почве и растении определяет поступление воды в растение из почвы. Так, на каштаноземах Уральской области в слое 0–50 см потенциал почвенной воды был равен –1500 кПа, в слое 50–100 см (–500) – (–1000) кПа, в слое 100–150 см (–200) – (–500) кПа, в слое ниже 150 см – 200 кПа. У тополя потенциал воды

в листьях равен –2400–3200 кПа, в лубе ствола –1800–2600 кПа, в корнях – 1600–900 кПа.

Таким образом, в листьях потенциал воды всегда меньше потенциала корней, что определяет постоянное движение воды от корней к листьям. В засушливых почвах физическое испарение может привести к тому, что водный потенциал почвы будет намного меньше потенциала корня, и потребление воды из почвы станет невозможным. Большинство культурных растений перестают брать воду из почвы, если необходимо затратить работу более 1,5 кДж/кг воды, деревья – 2,5 кДж/кг. Чем больше энергии тратится на добывание воды, тем ниже урожай. Оптимальный расход энергии на доставку воды – 100 Дж/кг, он фиксируется при влажности почвы, близкой к НВ.

4. ДОСТУПНОСТЬ ПОЧВЕННОЙ ВОДЫ ДЛЯ РАСТЕНИЙ

Доступность различных форм почвенной воды растениям является исключительно важной характеристикой, определяющей в значительной степени плодородие почв. Растения в процессе жизни потребляют очень большое количество воды, расходуя главную ее массу на транспирацию и лишь небольшую долю на создание биомассы.

Расход воды из почвы растениями характеризуется двумя показателями: во-первых, транспирационным коэффициентом – отношением количества воды, израсходованной растением, к общему приросту сухого вещества за определенный промежуток времени; во-вторых, *относительной транспирацией* – отношением фактической транспирации при данной водообеспеченности к потенциальной транспирации при свободном доступе воды. Для большинства культурных растений транспирационный коэффициент (при потенциальной, т. е. обеспеченной свободным доступом воды транспирации) колеблется в пределах 400–600, достигая иногда 1000; т. е. на создание 1 т сухого органического вещества биомассы расходуется 400–600 т и более воды из почвы (при условии наличия доступной воды в почве).

Доступность почвенной воды растениям определяется в основном двумя гидрофизическими характеристиками почвы: потенциалом (давлением) почвенной воды и способностью почвы проводить поток воды, т. е. коэффициентом влагопроводности. Интенсивность потока влаги к корням растений (а это и есть количественное выражение доступности воды) будет тем больше, чем больше разность потенциалов воды в корне и почве и чем выше коэффициент влагопроводности.

По отношению к доступности растениям почвенная вода может быть подразделена на следующие категории (по А. А. Роде).

1. **Недоступная для растений.** Это вся прочносвязанная вода, составляющая в почве так называемый мертвый запас воды. Недоступность этой воды объясняется тем, что всасывающая сила корней намного меньше

сил, которые удерживают эту воду на поверхности почвенных частиц, иначе говоря, всасывающего давления почвенной воды. Мертвый запас воды в почвах соответствует приблизительно максимальной адсорбционной влагоемкости или немного превышает ее.

2. **Весьма труднодоступная для растений.** Эта категория представлена в основном рыхлосвязанной (пленочной) водой. Трудная доступность ее обусловлена низкой подвижностью этой воды (низким коэффициентом влагопроводности), в силу чего вода не успевает подтекать к точкам ее потребления, т. е. к корневым волоскам. Количество весьма труднодоступной воды в почвах характеризуется диапазоном влажности от максимальной адсорбционной влагоемкости до влажности завядания. Содержание воды в почве, соответствующее влажности завядания, является нижним пределом продуктивной влаги.

3. **Труднодоступная вода** лежит в пределах между влажностью завядания и влажностью разрыва капилляров. В этом интервале влажности растения могут существовать, но продуктивность их снижается. Уменьшение доступности воды отражается в первую очередь не на внешнем состоянии растений (завядание), а на снижении их продуктивности.

4. **Среднедоступная вода** отвечает диапазону влажности от влажности разрыва капилляров до наименьшей влагоемкости. В этом интервале вода обладает значительной подвижностью, и растения поэтому могут бесперебойно снабжаться ею. Продуктивность растений высока только при наличии достаточного количества среднедоступной влаги, являющейся наиболее экологически ценной.

5. **Легкодоступная вода** соответствует диапазону влажности от наименьшей до полной влагоемкости. Она является излишне подвижной, чрезмерной, так как ее наличие ведет к недостатку воздуха и негативно сказывается на росте растений. Это – диапазон подвижной влаги.

Диапазон продуктивной (доступной) влаги (ДАВ) представляет собой сумму трудно- и среднедоступной влаги. Он различен для разных почв, в песчаных почвах он может достигать 6–8 %, а в суглинистых – 12–17 %. Поэтому говорят, что суглинистые почвы содержат больше продуктивной влаги, чем песчаные. Тяжелосуглинистые почвы будут содержать большее количество влаги, чем средне- и легкосуглинистые. А вот в глинах, и тем более в тяжелых глинах, доступной влаги может быть меньше, чем в средне- и тяжелосуглинистых почвах: в глинах стремительно возрастает количество связанной воды, больше увеличивается ВЗ, чем растет НВ активной влаги.

5. ВОДНЫЙ РЕЖИМ ПОЧВ, ЕГО ТИПЫ И РЕГУЛИРОВАНИЕ

Водным режимом называют всю совокупность явлений поступления влаги в почву, ее передвижения, удержания в почвенных горизонтах и расхода из почвы. Водный режим почв характеризует поступление воды в почву и расход ее из почвы на отток в грунтовые воды или другие элементы рельефа, на испарение и транспирацию. Последние два явления объединяют часто единым термином суммарное испарение (эвапотранспирация) – в связи с трудностью определения их по отдельности. Обычно водный режим характеризуют следующими параметрами: режим влажности (изменение содержания воды в почве в зависимости от погодных условий и воздействия растений) и водный баланс почв (оценка прихода и расхода воды в почвах в годовом цикле). В последнее время к этим известным параметрам прибавили характеристику гидрологического профиля и гидрологических горизонтов почв. Водный режим важен для понимания генезиса почв, их экологических функций, которые проявляются в поддержании определенного растительного покрова.

Водный баланс, характеризующий приход воды в почву и расход из нее количественно выражается формулой:

$$B_0 + B_{oc} + B_{гр} + B_k + B_{пр} + B_{бок} = B_1 + B_c + B_{и} + B_{п} + E_{исп} + E_{тр}$$

где B_0 – запас влаги в почве в начале наблюдений; B_{oc} – сумма осадков за период наблюдений; $B_{гр}$ – количество поступившей из грунтовых вод влаги; B_k – количество конденсирующейся влаги; $B_{пр}$ – поверхностный приток влаги; $B_{бок}$ – боковой приток почвенно-грунтовых вод; B_1 – количество влаги в почве в конце наблюдений; B_c – количество влаги бокового стока; $B_{и}$ – количество инфильтрировавшейся влаги; $B_{п}$ – количество влаги поверхностного стока; $E_{исп}$ – количество испарившейся влаги; $E_{тр}$ – количество влаги на транспирацию (десукция); левая часть – приходные статьи, правая – расходные.

В большинстве случаев прогрессирующего иссушения или увлажнения территории не происходит и уравнение водного баланса равно нулю. Водный баланс характеризуется годовыми циклами с повторяющимися процессами поступления и расхода влаги. Отметая слабозначимые и компенсирующие составляющие баланса можно записать уравнение приближенно

$$B_0 + B_{oc} + B_{гр} + B_{пр} = B_1 + B_{и} + B_{п} + E_{исп} + E_{тр}$$

В естественных почвах водный баланс в многолетнем цикле компенсированный, т. е. расход и приход воды в годовом отрезке времени в среднем равны. Он не компенсирован лишь в ряде поливных почв, где вода может поступать в грунтовые воды и увеличивать их мощность и запас воды в почвенно-грунтовой толще, и при направленном изменении климата.

Водный баланс существенно зависит от характера растительности. Л. О. Карпачевский приводит такое уравнение баланса для ельника мшистого на дерново-подзолистой легкосуглинистой почве: 755 (осадки) = 323 (отток за пределы метрового профиля) + 88 (эвапотранспирация) + 88 (увлажнение почв после летнего иссушения до НВ) + 236 (задержано пологом растений, потеря на смачивание деревьев и мохового яруса).

Очевидно, роль растений в водном режиме почв достаточно велика и определяется их транспирационной способностью. Последняя весьма различна не только у разных видов растений, но и у одного вида, но в разных условиях (табл. 4). Транспирация также определяется массой листвы (хвои). Поэтому хвойные породы расходуют воды больше, чем лиственные. Северные виды также транспирируют больше воды, чем южные. Очень много испаряют мхи, что экологически необходимо, учитывая места их обитания, которые часто переувлажнены.

Таким образом, водный баланс характеризует главную черту водного режима почв, его цикличность, и общий объем воды, проходящий через почву в данных условиях. Любой запас влаги, существующий в данной почве, восстанавливается через определенное время, в пределах которого расход и приход воды в конечном итоге уравнивается. Поэтому оценка водного режима почв по балансу влаги не может служить достоверной его характеристикой. Она говорит лишь об объеме воды, прошедшей через почву в течение гидрологического года. Количество воды, идущее на водоснабжение растений в лесной зоне сравнительно невелико – 80–120 мм в зависимости от типа парцеллы (экосистемы).

Водный баланс может быть составлен применительно к разным почвенным слоям, всей толще почвы или доопределенной глубины. Чаще всего запасы влаги, статьи расхода и прихода выражают в мм водного слоя или в м³/га. Содержание влаги вычисляют отдельно для каждого генетического горизонта, так как влажность и плотность сильно меняются по различным слоям почвенного профиля. Запасы воды в отдельном горизонте определяют по формуле

$$B = a \cdot OM \cdot H$$

где a – полевая влажность, %; OM – объемная масса (плотность); H – мощность горизонта, см

Для пересчета запасов воды, вычисленных в м³/га, в миллиметры водного слоя надо ввести коэффициент 0,1.

Запасы воды в почве, которые учитываются в течение всего вегетационного периода, позволяют судить об обеспеченности культурных растений влагой. В агрономической практике полезно учитывать общий и полезный запасы воды.

Таблица 4.

Средняя интенсивность транспирации отдельными растениями
(по данным Н.И. Бейдеман) цит. по Л.О. Карпачевскому

Название растения	Средняя транспирация, г/(г.ц)	Средняя масса листьев, ц/га	Расход за вегетацию, мм
лишайник (Cladina spp.)	0,5–0,7	4–8	9–18
мхи, разные виды	0,4–0,8	4–126	8–246
береза (Betula nana)	0,5–0,7	2–9	10–29
береза (Betula pubescens)	0,4–0,6	30–40	74–190
осока (Carex spp.)	0,2–0,4	0,1–7	2–29
лиственница (Larix spp.)	0,2–0,4	10–26	27–760
багульник (Ledum spp.)	0,2–0,5	0,01–0,3	1–4
ель (Picea abies)	0,1	100–400	42–300
черника (Vaccinium myrtillus)	0,4	3	7
голубика (V. uliginosum)	0,3–0,7	3–6	7–62
пихта (Abies spp.)	0,2–0,3	27–100	33–180
береза (Betula fusca)	0,6	11–21	18–90
береза (B. pendula)	0,3	2–12	5–15
кедр стланник (Pinus pumila)	0,2–0,3	23–195	21–314
сосна (P. sylvestris)	0,1	40–100	54–194
рододендрон (Rododendron spp.)	0,3–0,7	3–4	7–15
клёны (spp.)	0,3–0,4	0,5	2–28
бук (Fagus sylvatica)	0,1–0,4	1–17	7–55
дуб (spp.)	0,2–0,4	15–140	10–87
липа (Tilia spp.)	0,2–0,4	2–9	5–32
орешник (Coryles avellana)	0,3–0,5	4–17	15–63
пырей (Agropyron spp.)	0,3–0,6	1–8	2–45
полыни (Artemisia spp.)	0,3–1,4	1–17	2–245
свиной (Cynodon dactylon)	0,8–1,4	1–6	121–219
типчак (Festuca spp.)	0,5–1,1	1–8	5–47
саксаул (Haloxylon spp.)	0,6–4,9	2–15	43–202
ковыль (Stipa spp.)	0,3–1,1	1–8	1–41

Общий запас воды – суммарное количество на заданную мощность почвы, выражается уравнением

$$\text{ОЗВ} = a_1 \cdot \text{ОМ}_1 \cdot \text{Н}_1 + a_2 \cdot \text{ОМ}_2 \cdot \text{Н}_2 + a_3 \cdot \text{ОМ}_3 \cdot \text{Н}_3 \dots + a_n \cdot \text{ОМ}_n \cdot \text{Н}_n$$

Полезный запас воды в почве – суммарное количество продуктивной, или доступной для растений влаги в толще почвогрунта. Чтобы рассчитать полезный запас влаги в почве, нужно вычислить общий запас влаги и запас труднодоступной влаги, который рассчитывается аналогично предыдущей формуле, но вместо полевой влажности берется влажность устойчивого завядания растений. Разность дает количество полезной влаги в почве.

$$\text{ПЗВ} = \text{ОЗВ} - \text{ЗТВ}$$

Для слоя 0–20 см запасы более 40 мм считаются хорошими, 20–40 (10–30 по В. В. Медведеву) – удовлетворительными, менее 20 – неудовлетворительными. Для слоя 0–100 см запасы более 160 мм считаются очень хорошими, 130–160 – хорошими, 90–130 – удовлетворительными, 60–90 – плохими, менее 20 – очень плохими.

Типы водного режима. Водный баланс складывается неодинаково для различных почвенно-климатических зон и отдельных участков местности. В зависимости от соотношения основных статей годового баланса может быть несколько типов водного режима.

Практически характер водного режима определяют по соотношению средних осадков и испаряемости. Испаряемость – наибольшее количество влаги, которое может испариться с открытой водной поверхности или с поверхности постоянно переувлажненной почвы в данных климатических условиях (мм). Отношение годовой суммы осадков к годовой испаряемости именуют коэффициент увлажнения (КУ). Он колеблется от 0,1 до 3 в различных природных зонах.

Тип водного режима определяет особенности перемещения веществ в почве, степень разрушения минералов и обломков горных пород в почвах, самосохранение определенных типов минералов. Так, почвы с промывным типом водного режима отмыты в большинстве случаев от растворимых солей и карбонатов. На Русской и Американской равнинах прослеживается закономерность снижения глубины залегания карбонатов на 30 см при повышении суммы годовых осадков на 100 мм. Напротив, выпотные почвы, как правило, оглеены и могут быть обогащены растворимыми солями. При этом состав солей определяется типом водного режима плакоров (водоразделов и пологих склонов). В аридной зоне – это хлориды, сульфаты и карбонаты кальция, натрия, магния, в гумидной – карбонаты кальция, соединения железа.

Водный режим определяет содержание воды в почве в течение года и отдельных его периодов, ее движение в системе грунтовые воды-почва-растение-атмосфера, на рост растений.

С водным режимом связаны химический состав почв, их кислотность. Так, наиболее вероятны значения pH для верхних горизонтов (А, В) почв,

обладающих промывным водным режимом, – менее 6.

Водный режим определяет судьбу загрязненных почв. Промывной режим может постепенно привести к самоочищению почв, в условиях непромывного режима загрязнение становится постоянным фактором.

Г. Н. Высоцкий выделял 4 типа водного режима, А. А. Роде развил его учение, выделив 6 типов, и эта классификация представляется нам наиболее удачной, хотя у ряда авторов можно встретить иные классификации – вплоть до 14 типов.

1. Мерзлотный тип. Имеет место в районах распространения вечной мерзлоты. Мерзлый слой грунта, являясь водоупором, обуславливает наличие надмерзлотной верховодки, поэтому верхняя часть оттаявшей почвы в течение вегетационного периода насыщена водой. Почва оттаивает на глубину 1–4 м. Годовой водооборот охватывает лишь почвенный слой.

2. Промывной тип ($KY > 1$). Характерен для местностей, где сумма годовых осадков больше величины испаряемости. В годовом цикле водооборота нисходящие токи преобладают над восходящими. Почвенная толща ежегодно подвергается сквозному промачиванию до грунтовых вод, что приводит к интенсивному выщелачиванию продуктов почвообразования. Годовой влагооборот охватывает всю почвенную толщу. В более засушливых регионах он имеет место лишь при легком гранулометрическом составе. В таких условиях формируются подзолы, акрисоли, алисоли. Болотный подтип водного режима развивается при близком к поверхности залегании грунтовых вод, либо слабой водопроницаемости почвообразующих пород.

3. Периодически промывной тип ($KY = 0,8–1,2$; в среднем 1) характеризуется средней многолетней сбалансированностью осадков и испаряемости. Годовой влагооборот охватывает только почвенную толщу (непромывные условия) в сухой год и весь слой до грунтовых вод (промывные условия) во влажный год. Промывание бывает раз в несколько лет. Такой водный режим характерен для фйоземов, некоторых лувисолой.

4. Непромывной тип водного режима (KY менее 1) свойственен местностям, где влага осадков распределяется только в верхних горизонтах и не достигает грунтовых вод. Связь между атмосферной и грунтовой водой осуществляется через слой с очень низкой влажностью, близкой к ВЗ (мертвый слой). Обмен влагой происходит путем передвижения воды в форме пара. Такой водный режим характерен для степных почв – черноземов и каштаноземов, кальцисолой, дуриолой, гипсисолой. В указанном ряду почв уменьшается количество осадков и растет испаряемость. Коэффициент увлажнения уменьшается от 0,6 до 0,1. Годовым влагооборотом охвачена толща почвогрунтов от 4 м в степях до 1 м в пустынях. Запасы влаги, накопленные в степных почвах к весне за счет позднеосенних осадков и талой воды, интенсивно расходуются на транспирацию и физическое испарение, становясь к осени ничтожными. В полупустынной и пустынной

областях без орошения земледелие невозможно. Расход влаги идет преимущественно на транспирацию, поэтому преобладают нисходящие токи влаги. Вся инфильтрующаяся влага возвращается в атмосферу.

5. Выпотной (десуктивно-выпотной) тип водного режима (КУ менее 1) проявляется в степной, особенно полупустынной и пустынной зонах при близком залегании грунтовых вод. Характерно преобладание восходящих потоков влаги в почве за счет ее подтока по капиллярам от грунтовых вод. Верхняя часть капиллярной каймы входит в почвенный слой. Почвенно-грунтовые воды аллохтонные, т. е. имеющие дополнительное грунтовое питание. Годовой водооборот охватывает всю почвенно-грунтовую толщу. При высокой минерализации грунтовых вод в почву попадают легкорастворимые соли и почва засоляется. Выпотной тип водного режима проявляется и в некоторых районах Беларуси, преимущественно на Полесье. Собственно выпотной тип наблюдается при очень близком, в пределах почвенного профиля, залегании грунтовых вод. Верхняя граница капиллярной каймы выходит на дневную поверхность. В этом случае преобладает не транспирация, а физическое испарение.

6. Ирригационный тип создается при дополнительном увлажнении почвы оросительными водами, когда в разные периоды проявляются разные типы водного режима. В период полива имеет место промывной тип, сменяющийся непромывным и даже выпотным, то есть в почве периодически преобладают то восходящие, то нисходящие потоки влаги.

Несколько типов почв характеризуются одним типом водного режима. Так, подзолы, ретисоли, камбисоли, акрисоли, алисоли обладают промывным водным режимом. Файоземы, частично черноземы, лувисоли, – периодически промывным. Кальцисоли, каштаноземы, гипсисоли, дюрисоли, многие ареносоли относятся по типу водного режима к непромывным. Гистисоли и солончаки характеризуются выпотным типом водного режима. Некоторые почвы (глейсоли, частично солончаки) относятся к десуктивно-выпотным. Очевидно, что связь типа водного режима в понимании Высоцкого-Роде и генезиса почв отмечается на более высоком таксономическом уровне, чем тип почв, скорее на уровне больших групп почв. Но бесспорно, что тип водного режима определяет особенности перемещения веществ в почве, степень разрушения минералов и обломков горных пород в почвах, само сохранение определенных типов минералов. Так, почвы с промывным типом водного режима отмыты в большинстве случаев от растворимых солей и карбонатов. На Русской и Американской равнинах прослеживается закономерность снижения глубины залегания карбонатов на 30 см при повышении суммы годовых осадков на 100 мм. Напротив, выпотные почвы, обычно оглеены и могут быть обогащены растворимыми солями. При этом состав солей определяется типом водного режима плакоров (водоразделов и пологих склонов). В аридной зоне – это хлориды, сульфаты и карбонаты кальция, натрия, магния, в гумидной – карбонаты кальция, соединения железа.

Водный режим определяет содержание воды в почве в течение года и отдельных его периодов, ее движение в системе грунтовые воды-почва-растение-атмосфера. Водный режим влияет на рост растений (обычно в сельскохозяйственном производстве на 1 т продукции затрачивается 1000 т и более воды).

С водным режимом связаны химический состав почв, их кислотность. Так, наиболее вероятные значения pH для верхних горизонтов (А, В) почв, обладающих промывным водным режимом, – менее 6.

Водный режим определяет судьбу загрязненных почв. Промывной режим может постепенно привести к самоочищению почв, в условиях непромывного режима загрязнение становится постоянным фактором.

В дерново-подзолистых и подзолистых почвах КУ обычно 1,2–1,4; режим промывной, в апреле-июле КУ менее 1. Под культурными растениями, особенно многолетними травами, мощность слоя летнего иссушения – до 1 м, а зерновые используют влагу до 0,6–0,7 м, поэтому в 6–10 % случаев бывают засухи, а 1 раз в 3 года на дерново-подзолистых почвах бывает недостаточное обеспечение растений влагой.

Особую классификацию почв и горизонтов по водному режиму используют американские ученые. Они выделяют сухие почвы (горизонты), с потенциалом ниже -1500 кПа, и влажные, с потенциалом выше -1500 кПа (но ниже 0). При потенциале 0 условия характеризуют как аквик, когда почвы постоянно или периодически насыщены водой. Выделяют три типа насыщения почв водой: эндонасыщение – почва насыщена от поверхности до 200 см или более. Эпинасыщение – почва насыщена в нескольких слоях в пределах 200 см, но есть ненасыщенные прослои. Антропогенное насыщение – почвы рисовников, плантации клюквы, где используют поверхностное затопление.

Классы водных режимов оценивают по наличию влажных и сухих слоев почвы (с потенциалом $>$ и $<$ -1500 кПа). Оценивают поведение воды в контрольной почвенной толще, верхнюю границу которой определяют по увлажнению сухой почвы слоем воды в 25 мм в течение 24-х часов, а нижнюю – по глубине впитывания 75 мм воды за 48 часов.

Аквик – почва насыщена грунтовой водой (и водою капиллярной каймы). В случае, если насыщение водой всегда близко к поверхности (почвы маршей, замкнутых депрессий), водный режим относят к классу перакик.

Термины аридик и торрик используют для обозначения одного и того же типа водного режима, но на разных таксономических уровнях классификации почв. Аридик (и торрик) характеризуется тем, что гидрологическая толща почвы в течение не менее 60 % лет сухая в более чем половине из общего числа дней года, когда температура почвы на глубине 50 см выше 5 °С и влажная в течение 90 дней и менее при температуре почвы выше 8 °С.

Водный режим удик характерен для почвенной гидрологической толщи, которая в течение более 60 % лет 90 дней не является сухой. Когда водный

потенциал почвы контрольной толщи редко достигает – 100 кПа, водный режим относят к классу перудик (красноземы).

Водный режим устик – промежуточный между удик и аридик. При среднегодовой температуре 22 °С почва контрольной толщи может быть сухой не более 90 дней, а увлажненной – 180 дней в году (или подряд 90 дней), при средней температуре меньше 22 °С почва должна быть увлажнена в 60 % лет не менее 45 дней подряд (табл. 5).

Водный режим ксерик – водный режим хромик камбисолей (коричневых почв средиземноморского типа). В течение 60 % лет контрольный слой почвы остается сухим не менее 45 дней подряд в период после летнего солнцестояния и не менее 45 дней влажным после зимнего солнцестояния. Как видно из этого краткого изложения, американские почвоведы тоже использовали концепцию гидрологического горизонта, отнеся ее к почвенной контрольной толще. Привлекает в этой классификации использование потенциала почвенной влаги, вероятности иссушения и увлажнения почв и продолжительности этих периодов. При этом водный режим опирается на температурный режим почвы.

Таблица 5.

Классы увлажнения гидрологической толщи
в американской классификации (в 60 % лет)

Класс водного режима	% дней с влажностью		
	<-1500кПа	>-1500кПа	-0 кПа
аридик (торрик)	75	<25	~0
устик	<25	>50	~0
удик	<25	>75	50
перудик	0	100	50
аквик	0	100	>75
пераквик	0	100	100

Регулирование водного режима – обязательное мероприятие в районах интенсивного земледелия. При этом осуществляется комплекс приемов, направленных на устранение неблагоприятных условий водоснабжения растений. Искусственно меняя приходные и расходные статьи водного баланса, можно существенно влиять на общие о полезные запасы воды в почвах и этим способствовать получению высоких и устойчивых урожаев сельскохозяйственных культур.

Регулирование водного режима основывается на учете климатических и почвенных условий, а также потребностей выращиваемых культур в воде. Для создания оптимальных условий роста и развития растений необходимо стремиться к уравниванию количества влаги, поступающей в почву, с ее расходом на транспирацию и физическое испарение, то есть созданию

коэффициента увлажнения, близкого к 1.

В конкретных почвенно-климатических условиях способы регулирования водного режима имеют свои особенности. Улучшению водного режима слабодренированных территорий зоны достаточного и избыточного увлажнения способствуют планировка поверхности почвы и нивелировка микро- и мезопонижений, в которых весной и летом может наблюдаться длительный застой влаги.

На почвах с временным избыточным увлажнением для удаления избытка влаги целесообразно с осени делать гребни. Высокие гребни способствуют увеличению физического испарения, а по бороздам происходит поверхностный сток воды за пределы поля.

Болотные и минеральные заболоченные нуждаются в осушительных мелиорациях – устройстве закрытого дренажа и (или) отводе избыточной влаги с помощью открытой сети.

Регулирование водного режима почв во влажной зоне с большим количеством годовых осадков не ограничивается осушительной направленностью. В ряде случаев даже на дерново-подзолистых почвах летом возникает недостаток влаги и потребность в дополнительном количестве воды. Эффективное средство улучшения влагообеспеченности растений – двустороннее регулирование влаги, когда избыток влаги отводится с полей по дренажным трубам, а при необходимости подается на поля по тем же трубам. Все приемы окультуривания почвы (создание глубокого пахотного слоя, улучшение структурного состояния, увеличение общей пористости, подпахотное рыхление) повышают ее влагоемкость и способствуют накоплению и сохранению продуктивных запасов влаги в корнеобитаемом слое.

В зоне неустойчивого увлажнения и засушливых районах регулирование водного режима направлено на максимальное накопление влаги в почве и на рациональное ее использование. Один из наиболее распространенных способов – влагозадержание снега и талых вод. Для этого используют стерню, кулисные растения, валы из снега. Для уменьшения поверхностного стока воды применяют зяблевую вспашку поперек склонов, обваловывание, прерывистое бороздование, щелевание, полосное размещение культур, ячеистую обработку почвы и др.

Исключительная роль в накоплении почвенной влаги принадлежит полезащитным лесным полосам. Предохраняя снег от сдувания в зимнее время, они способствуют увеличению запасов влаги в метровом слое почвы к началу вегетационного периода на 50–80 мм и до 120 мм в отдельные годы. Под влиянием лесных полос сокращается непродуктивное испарение влаги с поверхности почвы, что также улучшает водообеспеченность полей. Наиболее эффективны ажурные и продувные лесные полосы.

Большое значение в улучшении водного режима почв имеет введение чистых паров, особенно черных. Наибольший эффект чистого пара как агротехнического приема накопления влаги, проявляется в степной зоне.

Накоплению и сохранению влаги в почве способствуют многие агротехнические приемы. Поверхностное рыхление почвы весной или закрытие влаги боронованием позволяет избежать ненужных потерь ее в результате физического испарения. Послепосевное прикатывание почвы изменяет плотность поверхностного слоя пахотного горизонта по сравнению с остальной его массой. Создавшаяся разность плотностей почвы вызывает капиллярный подток влаги из нижележащего слоя и способствует конденсации водяных паров почвенного воздуха. В сочетании с увеличением контакта семян с почвенными частицами, все явления, связанные с прикатыванием, усиливают прорастание семян и обеспечивают потребность растений в воде ранней весной. Применение органических и минеральных удобрений способствует более экономному расходованию почвенной влаги. В овощеводстве для сохранения влаги широко используют мульчирующие материалы.

В пустынной и полупустынной зонах основной способ улучшения водного режима – орошение. Очень важным вопросом здесь является борьба с непродуктивным расходом почвенной влаги в целях предотвращения вторичного засоления.

В целом водные свойства, наряду с климатом, погодными условиями, типом экосистемы, определяют водный режим почв и, следовательно, их экологическую функцию – водоснабжение растений. Известно, что по отношению к воде все растения можно разделить на гидрофиты (обитающие в воде), гигрофиты (требующие увлажненной почвы), мезофиты (обитающие на почвах с достаточным увлажнением) и ксерофиты (произрастающие на сухих почвах). Именно в этих требованиях растений к воде скрыта основа глобальной зональности растений. Формирование разных климатических поясов с разным водным режимом почв приводит к произрастанию на этих почвах разных ассоциаций растений – гумидных, семиаридных, аридных.

Именно влажность почвы определяет разное распределение растений в пределах катены, по микрорельефу, в поймах и на плакоре (водоразделе). В пределах одного ландшафта распределение растений связано прежде всего с водным режимом почв – одной из главных их характеристик. В табл. 6 приведены характерные гидрофизические свойства почв различного гранулометрического состава.

Таблица 6

Характерные гидрофизические и физические свойства почв разного гранулометрического состава (в скобках наиболее вероятный диапазон колебаний)

	Песок	Супесь	Суглинок легкий	Суглинок средний	Суглинок тяжелый	Глина
Порозность, % объема	37 (32–41)	43 (40–46)	47 (43–51)	49 (47–51)	51 (49–53)	53 (51–55)
Плотность, г/см ³	1,65 (1,5–1,7)	1,5 (1,4–1,6)	1,4 (1,3–1,5)	1,35 (1,3–1,5)	1,3 (1,2–1,5)	1,25 (1,2–1,4)
НВ (ППВ), % к весу	5 (3–10)	14 (10–18)	22 (18–26)	27 (23–31)	30 (27–35)	35 (31–39)
ВРК, % к весу	4 (3–6)	7,5 (6–8,5)	13 (12–14,5)	18,5 (14–20)	21 (20–22)	25 (24–27)
ВЗ, % к весу	3,5 (2–6)	6 (4–8)	10 (8–12)	13 (11–15)	15 (13–17)	20 (18–24)
ДДВ, % к весу	3 (2–6)	8 (6–10)	12 (10–14)	14 (12–16)	16 (14–18)	15 (14–18)
Коэффициент фильтрации, см/сут	150 (80–200)	100 (50–150)	80 (40–120)	50 (30–70)	40 (20–70)	15 (2–30)

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Роль воды в почве определяется ее особым двойственным положением в природе: с одной стороны, вода – это особая физико-химическая весьма активная система, обеспечивающая многие физические и химические процессы в природе, с другой – это мощная транспортная геохимическая система, обеспечивающая перемещение веществ в пространстве. Воды принадлежит главенствующая роль в почвообразовании: процессы выветривания и новообразования минералов, гумусообразование и химические реакции совершаются только в водной среде; формирование генетических горизонтов почвенного профиля, динамика протекающих в почве процессов также связаны с водой. Вода в почве выступает и как терморегулирующий фактор, определяя в значительной степени тепловой баланс почвы и ее температурный режим. Исключительно велика ее роль в плодородии почвы, в обеспечении условий жизни растений, поскольку почва является главным, а во многих случаях и единственным источником воды для произрастающих на ней растений.

В почве вода может находиться в твердом, жидком, газообразном состоянии под воздействием гравитационных, капиллярных, сорбционных, осмотических сил и обладать разной степенью доступности для растений, наибольшее значение имеет капиллярная влага. В почве существуют граничные состояния влажности, означающие качественные изменения в состоянии и поведении почвенной воды – гидрологические константы. Ключевыми константами являются наименьшая (полевая) влагоемкость, характеризующая верхний предел оптимального диапазона влажности, и влажность завядания – нижний предел доступной для растений влаги.

Увлажненность почвы обычно оценивают по влажности, которая представляет собой вес влаги, соотнесенный с весом сухой почвы, но наиболее адекватно увлажненность отражает водный потенциал. Иными словами, одинаково влажными являются почвы не с одинаковой влажностью, а с одинаковым потенциалом (давлением), то есть растению нужно одинаковое усилие для извлечения воды из почвы.

В поведении почвенной воды можно выделить несколько характерных типов, наиболее распространены: промывной для зон с коэффициентом увлажнения больше единицы и непромывной либо выпотной в зонах с коэффициентом увлажнения меньше единицы. Особенности водного режима определяют характер приемов регулирования водного режима, в первую очередь гидротехнической мелиорации.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Вадюнина А. Ф., Корчагина З. А. Методы исследования физических свойств почв. – М., 1986. – 416 с.
2. Глобус А. М. Экспериментальная гидрофизика почв. – Л.: Гидрометеоздат, 1969. – 356 с.
3. Воронин А. Д. Структурно-функциональная гидрофизика почв. – М.: МГУ, 1984. – 205 с.
4. Карпачевский Л. О. Экологическое почвоведение. – М, 2005. – 336 с.
5. Поздняков А. И., Позднякова Л. А., Позднякова А. Д. Стационарные электрические поля в почвах. – М.: КМК Scientific Press Ltd., 1996. – 360 с.
6. Полевые и лабораторные методы исследования физических свойств почв / Под ред. Е. В. Шеина. – М., 2001. – 200 с.
7. Роговой П. П. Водный режим почвогрунтов на территории Белоруссии. – Минск: Наука и техника, 1972. – 304 с.
8. Роде А. А. Избранные труды. В 4-х т. Т. 3. Основы учения о почвенной влаге. – М. 2008. – 664 с.
9. Роде А. А. Избранные труды. В 4-х т. Т. 4. Проблемы гидрологии почв. – М. 2008. 596 с.
10. Теории и методы физики почв. / Под ред. Е. В. Шеина и Л. О. Карпачевского. – М.: «Гриф и К», 2007. – 616 с.
11. Физические и водно-физические свойства почв. Сост. В. А. Рожков [и др.]. М: Изд-во Моск. гос. ун-та леса. 2002. 74.с.
12. Шеин Е. В. Курс физики почв. – М., 2005. – 432 с.
13. Foth H. D. Fundamentals of soil science. 1990. 8th ed. 382 p.
14. Gee G. W., and Or D. Particle-size analysis. // Dane, J. H., and Topp, G. C., co-eds., Methods of Soil Analysis. Part 4, Physical Methods. Madison, WI: Soil Science Society of America, 2002. p. 255–293.
15. Hillel D. Environmental soil physics. – 1998. 801 p.
16. Koorevaar P., Menelik G., Dirksen C. Elements of soil physics. – Amsterdam, The Netherlands. 1999. 229 p.
17. Lal R., Shukla M. K. Principles of soil physics. – 2004. 699 p.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
1. Категории (формы) и состояния почвенной воды	6
2. Водные свойства почв	15
3. Поведение и состояние воды в почве.	22
Потенциал почвенной воды.	26
4. Доступность почвенной воды для растений	26
5. Водный режим почв, его типы и регулирование	27
Заключение	39
Библиографический список	40

Учебное издание

Клебанович Николай Васильевич

ГИДРОФИЗИКА ПОЧВ

**Учебные материалы по курсу «Биофизика почв»
для студентов специальности 1-01 02 01 «География»**

В авторской редакции

Ответственный за выпуск *Н. В. Клебанович*

Подписано в печать 14.12.2016. Формат 60×84/16. Бумага офсетная.
Усл. печ. л. 2,56. Уч.-изд. л. 2,24. Тираж 50 экз. Заказ

Белорусский государственный университет.
Свидетельство о государственной регистрации издателя, изготовителя,
распространителя печатных изданий № 1/270 от 03.04.2014.
Пр. Независимости, 4, 220030, Минск.

Отпечатано с оригинал-макета заказчика
на копировально-множительной технике
географического факультета
Белорусского государственного университета.
Ул. Ленинградская, 14, 220030, Минск.