Е.В. Шеин

КУРС ФИЗИКИ ПОЧВ

Рекомендовано УМО по классическому
университетскому образованию
в качестве учебника для студентов
высших учебных заведений,
обучающихся по направлению
510700 «Почвоведение»
и специальности 013000 «Почвоведение»

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО
УНИВЕРСИТЕТА
2005

УДК 631
ББК 40.3
Ш39

Печатается
по решению Ученого совета
Московского университета

Федеральная целевая программа «Культура России на 2005 г.
(подпрограмма «Поддержка полиграфии и книгоиздания России»)

Рецензенты
Заведующий кафедрой кафедрой общего почвоведения
факультета почвоведения МГУ
А.С.Владыченский
Заведующий отделом Почвенного института им. В.В.Докучаева
А.Г.Бондарев

Шеин Е.В.
Ш39 Курс физики почв. : Учебник. – М.: Изд-во МГУ, 2005. – 432 с.
ISBN 5-211-05021-5

Учебник содержит основные теоретические положения физики твердой, жидкой и газообразной фаз почвы, теплофизики и реологии почв. Рассмотрены современные подходы и методы оценки физических свойств почв, почвенной влаги и структуры почв. Проанализированы и описаны с помощью математического аппарата основные закономерности движения влаги в почве, в системе почва-растение-атмосфера, движения солей и тепла, газообмена почв, процесса деформации почв под нагрузкой, а также основы создания и функционирования физически обоснованных математических моделей переноса влаги, солей, тепла и газов в почве.

Для студентов и аспирантов, обучающихся в институтах и университетах по специальности и направлениям почвоведения, природопользования, а также широкого круга работников соответствующих специальностей.

УДК 631
ББК 40.3

ISBN 5-211-05021-5

© Шеин Е.В., 2005 г.
© Издательство
Московского университета, 2005 г.

Моим близким друзьям коллегам

ПРЕДИСЛОВИЕ

Этот учебник создан на основе курса «Физика почв», который автор читал для студентов факультета почвоведения МГУ им.М.В.Ломоносова начиная с 1997 года. В нем автор пытался отразить классические положения, теории, гипотезы, подходы и методы фундаментальной физики почв, избегая публикации разносторонних точек зрения и личностного взгляда на проблемы, отдавая предпочтение общепринятым подходам. Так как основная идея заключалась в том, чтобы создать именно учебник, а не научную монографию, автор руководствовался следующими основными принципами: (1) изложить основные классические положения физики почв, уделяя меньшее внимание дискуссионным и развивающимся направлениям; (2) приводить как можно больше схем и концептуальных моделей (главное – запоминающихся и образных), позволяющих ознакомиться с многообразием и главными системными взаимосвязями за счет точности описания явления. И в своей педагогической практике, и при написании этого учебника автор исходит из тезиса о том, что кроме точного строго математического знания очень важно иметь обобщенный образ изучаемого явления; (3) добиться доступного изложения материала, чтобы при его изучении у студента возникало бы желание дочитать не только конкретный раздел, но и всю книгу до конца. Этому, по мнению автора, должны были способствовать и научно-популярные вставки *«К вопросу о…»*, касающиеся истории науки, связи физики почв с явлениями окружающего мира, некоторыми парадоксальными почвенными явлениями.

Этот учебник не состоялся бы никогда, если не помощь коллеги и друга А.В.Дембовецкого, а также сотрудников кафедры физики и мелиорации почв факультета почвоведения МГУ, друзей и близких. Всех, кто тем или иным образом помогал автору в создании этой книги, очень трудно перечислить или особо выделить. Поэтому и получилось посвящение «Моим близким друзьям коллегам» – без знаков препинания.

ВВЕДЕНИЕ

1. Фундаментальные законы

В естествознании есть два непоколебимых закона, которые не выводятся из других теорий и гипотез, не были получены на «кончике пера», а являются основополагающими в устройстве нашего мира. Поэтому они и носят название «феноменологических» как лежащих в основе всех природных явлений. Это закон сохранения вещества и энергии, или, как чаще говорят, закон баланса, в котором статьи приходные равны и противоположны по знаку расходным. Пока что у естествоиспытателей не возникло причин для того, чтобы усомниться в этом законе. Надо только всегда помнить общие правила, которые позволят точно соблюдать этот принцип: 1) всегда указывать границы того пространства, в котором будут производиться расчеты, 2) всегда точно оговаривать период времени, для которого мы составляем, сводим баланс и 3) использовать одни и те же физические единицы (правило соблюдения размерностей) для всех составляющих баланса. Тогда и не возникнет сомнений в этом фундаментальном законе.

Второй феноменологический закон, который будет сопровождать нас по мере изучения физики почв, это закон формирования потока, который созвучен со вторым началом термодинамики. Он гласит: «Поток вещества или энергии направлен от большего значения движущей силы к меньшей и пропорционален градиенту движущей силы. Коэффициентом пропорциональности в этом случае является проводимость, или коэффициент проводимости». Действительно, пока еще никто не наблюдал, чтобы вода без дополнительных затрат поднималась из низины на водораздел, или при соприкосновении слоев холодный слой охлаждался, а горячий нагревался. Такое невозможно. Вода в насыщенной почве всегда течет от поверхностных слоев в нижележащие под действием силы тяжести

(в насыщенной почве – это единственная действующая сила), а тепло всегда распространяется от теплых к холодным телам. Интенсивность этих потоков прямо пропорциональна разнице действующих сил (высот, температур) и определяется еще коэффициентом пропорциональности (коэффициентом фильтрации, коэффициентом теплопроводности). Коэффициенты пропорциональности являются важными характеристиками природного тела, отражающими все его особенности: особенности сложения, извилистости порового пространства и множество других.

Эти два закона непоколебимы, они являются основными для любых расчетов. И в процессе познания сути почвенных процессов, их количественных расчетов и прогнозов именно эти два закона всегда лежат в фундаменте всех физических построений.

2. Принципы изучения почвы как природного естественно-исторического тела

При изучении почвы мы всегда должны помнить о некоторых общих естественно-научных принципах исследования природы.

1. Принцип масштабности. Все природные явления систематизированы по шкале размера, масштаба. Если по такой системе представить почву, почвенный покров, каждый уровень (масштаб) обозначая вслед за Хусбееком и Бриантом (Hoosbeek, Bryant, 1992) буквой *i* соответствующий уровень, то получится следующая картина:

Масштабы рассмотрения	Обозначения
Глобальный	*i +6*
Континентальный	*i +5*
Региональный	*i +4*
Водосборный (ландшафтный)	*i + 3*
Катенный	*i + 2*
Почвенного покрова (полипедон)	*i + 1*
Почвенный (педон)	*i*
Почвенного горизонта	*i – 1*
Почвенной структуры	*i – 2*
Текстурный	*i – 3*
Молекулярный и ионный	*i – 4*

Этот принцип, который А.Д.Воронин назвал принципом иерархичности исследования почвы, имеет очень важное следствие: если мы работаем на определенном, скажем *i*-м уровне, то выводы по своей работе мы должны делать только для этого уровня. Для того чтобы перейти на следующий, более высокий уровень, требуется новое знание. На более высоком уровне действуют все законы нижележащих масштабных уровней, но появляются и дополнительные, которые могут стать доминантными для функционирования явления на этом уровне.

2. Принцип взаимосвязи структуры и функций. Это также общий принцип устройства природы. Он особенно ярко проявляется в эволюционной биологии: каждый орган имеет форму, оптимальную для выполнения предназначенной функции. И в почвоведении, и в физике почв мы постоянно будем сталкиваться с этим принципом. Например, такие структурные отдельности, как гранулометрические элементы (уровень *i–3*), выполняют функцию сорбции /десорбции / обмена ионов и молекулярных соединений. А вот почвенные агрегаты, формирующиеся из гранулометрических элементов (уровень *i–2*), уже имеют поровое пространство и могут выполнять функции запасания объемов воды, питательных веществ, микроорганизмов, т.е. функцию «хранилища» запасов различных веществ.

3. Принцип пространственной неоднородности физических свойств и процессов. Этот принцип надо постоянно иметь в виду, если изучать почву на различных иерархических уровнях. Всегда почвенные свойства различаются как по вертикали (почвенные горизонты, слои), так и по горизонтали. Причины неоднородности могут быть различны: это и исходная неоднородность материнских пород, неоднородность воздействия на поверхность почв (в том числе антропогенных) и многие другие. Поэтому и закономерности почвенной неоднородности могут быть весьма различны. Впрочем, проблема исследования закономерностей пространственного распределения свойств и режимов почв, или проблема структуры почвенного покрова, только начинает изучаться. Однако этот принцип всегда следует помнить при изучении реальной почвы, так как изменение свойств почв в пространстве – это один из способов жизни почвенного покрова, одно из главных условий его стабильности, устойчивости, а также биоразнообразия.

4. Принцип взаимосвязи почвенных физических свойств и процессов. Этот принцип гласит: в почве нет ни одного свойства, которое можно было бы считать абсолютно независимым от других и единственно определяющим почвенные процессы. Все свойства зависят

друг от друга и взаимосвязаны. Обычно выделяют так называемые фундаментальные, или базовые, свойства в виде гранулометрического, минералогического составов, содержания органического вещества, плотности почвы и твердой фазы почвы. Однако хотя эти свойства действительно во многом определяют другие свойства и процессы в почвах, все же и они существенно зависят друг от друга и от других свойств. Так, свойства почвы будут определяться минералогическим составом, однако не в меньшей мере и составом поглощенных катионов. Гранулометрический состав – определяющее физическое свойство, однако его влияние зависит и от того, какие вторичные минералы входят в состав глинистой части, какие органические вещества представлены в той или иной его фракции. Поэтому при изучении разнообразных свойств почв и почвенной влаги мы будем рассматривать первоначально их зависимость от свойств дисперсности и характеристик поверхности твердой фазы.

3. Почва как физическое тело. Предмет физики почв

В современном почвоведении принято следующее определение: почва – это обладающая плодородием сложная полифункциональная и поликомпонентная открытая многофазная структурная система в поверхностном слое коры выветривания горных пород, являющаяся функцией горной породы, организмов, климата, рельефа и времени («Почвоведение». Ч. I /Под ред. В.А.Ковды и Б.Г.Розанова. 1988). Это определение несет в себе прежде всего информацию об эволюции почв и ее организации. В меньшей мере в нем выражен аспект почвы как физического тела, внутри которого происходят процессы переноса веществ и энергии, процессы сорбции /десорбции и др. А физики почв обращают внимание прежде всего на эти физические аспекты. Поэтому, с их точки зрения, почва – это гетерогенная многофазная дисперсная система с определенными условиями на границах (верхней и нижней), обладающая свойствами аккумулировать и выделять, проводить и трансформировать вещества и энергию. Эти процессы лежат в основе осуществления почвой ее основных функций в биосфере. Это прежде всего (Добровольский, Никитин, 1990): 1) основа биологической продуктивности, 2) качество окружающей среды, прежде всего в отношении здоровья растений и животных (человека) и о чем, к сожалению, нечасто упоминают, 3) сохранение и поддержание биоразнообразия (вспомните принцип «неоднородности почвенных свойств и процессов). Качество же почв нередко опре-

деляют как «способность почвы осуществлять ее функции» (Karlen et al, 1997). Следуя этим определениям, физика почв – наука, изучающая физические основы осуществления почвами их функций.

Задача данной книги – ознакомить читателей с современными представлениями о почве, ее состоянии и структуре, об основных процессах, протекающих в почве, как о явлениях физических. Это необходимо, с одной стороны, для того, чтобы всесторонне понимать происходящие в почве процессы; действительно, как указывал М.В. Ломоносов, «химик без знания физики подобен человеку, который всего искать должен ощупом. И еще две науки так соединены между собой, что одна без другой в совершенстве быть не могут». С другой же стороны, знание физики процессов является необходимым моментом для построения физически обоснованных математических моделей различного масштаба и использования. Поэтому физика почв оказывается в центре при рассмотрении почвенных проблем, генезиса, движения и состояния веществ в почве и на ее границах, т.е. для решения биосферных экологических проблем.

В связи с этим, полагаю, что чтение этой книги будет полезно не только почвоведам, но и экологам, географам, геологам, работникам сельского и лесного хозяйств; надеюсь, что и многим другим, изучающим Природу.

Часть I

ПОЧВА – ГЕТЕРОГЕННАЯ, МНОГОФАЗНАЯ, ПОРИСТАЯ СИСТЕМА

С точки зрения физики почв почва – это гетерогенная многофазная дисперсная система с определенными верхней (как правило, дневная поверхность) и нижней (граница с подстилающей породой или уровень грунтовых вод) границами. Она обладает свойствами аккумулировать и выделять, проводить и трансформировать вещества и энергию. Остановимся подробнее на свойствах гетерогенности, многофазности и дисперсности почвы. Гетерогенность – это характеристика, указывающая на то, что различные почвенные частицы почвы могут иметь разное происхождение. Могут, например, представлять собой остатки растительного происхождения, образовываться при дроблении минеральных частиц, являться вторичными (глинными) минералами. Даже частицы очень близкие по форме и размерам могут иметь разную природу и обладать различными свойствами, как, в частности, частицы минеральные и органические. С другой стороны, почва – многофазное, т.е. состоящее из различных фаз (твердой, жидкой и газообразной), тело. Попытаемся вычленить эти фазы и найти их соотношения в почве.

1. Фазы почвы, их соотношение

Представим, что мы взяли единицу объема почвы в виде некоторого параллелепипеда, внутри которого имеются соответствующие объемы, занятые воздухом, водой и твердой фазой почвы (рис.I.1,а). Все три указанные фазы имеют границы межфазного раздела. Соответственно на этих границах происходят такие важные явления, как адсорбция, десорбция и другие, свойственные явлениям на межфазных границах. Именно благодаря наличию трех фаз почва и характеризуется как многофазное тело. Перед тем как переходить к количественным выражениям и расчетам, укажем, что основными единицами объема и массы в данном разделе будут *см*^{3} и *г*.

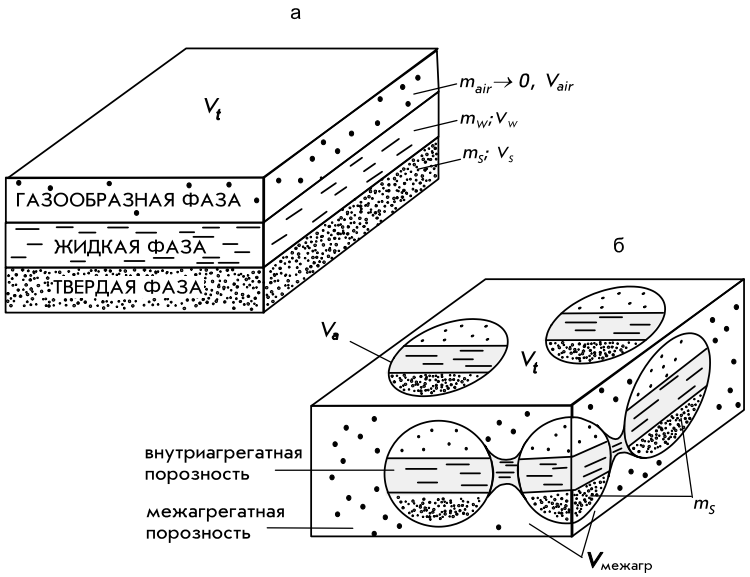


Рис. I.1. Схема, поясняющая обозначения трех основных фаз почвы (а) и составляющих ее агрегатов (б)

2. Плотность твердой фазы, почвы, агрегатов

Если обозначить весь рассмотренный объем почвы через V_t, объемы твердой, жидкой и газообразной фаз через V_s, V_w и V_{air}, а массы соответствующих фаз через m_s, m_w и m_{air} (которая близка к нулю и в дальнейшем не рассматривается), то можно получить основные характеристики почвы. В частности, отношение массы твердой фазы почвы (минеральные, органические и другие твердофазные частицы) к ее объему – это *плотность твердой фазы почвы* ρ_s:

$$\rho_s = \frac{m_s}{V_s} \text{ – плотность твердой фазы почвы, г/см}^3.$$

Если соотнести массу твердой фазы почв к общему объему, то получим величину *плотности почвы* ρ_b – массу единицы объема почвы в ее естественном, ненарушенном состоянии:

$$\rho_b = \frac{m_s}{V_t} \text{ – плотность почвы, г/см}^3.$$

Плотность почвы – одно из основных, фундаментальных свойств почвы. Без знания этой величины невозможны никакие расчеты, никакая количественная оценка почв. Поэтому данные по плотности и

порозности почвенных слоев и горизонтов обязательно сопровождают полную характеристику почвенного профиля.

Подчеркнем, что по определению рассматривается объем почвы *в естественном состоянии*, т.е. со всеми входящими в этот объем трещинами, пустотами, макропорами. Это очень важно при оценке набухающих трещиноватых почв, лесных почв с большим количеством ходов землероев, каверн и пр. Здесь приходится отбирать такие представительные объемы почвы, чтобы в них вошли указанные поровые образования. Кроме того, отметим, что хотя плотность почвы в большинстве случаев приводится как независимое фундаментальное свойство почвы, строго говоря, она не константа для данного почвенного горизонта, а зависит от влажности почвы. В большей мере – для суглинистых и глинистых почв, в меньшей – для песчаных. Эта зависимость плотности почвы от влажности носит название набухания (если влажность увеличивается) или усадки (при иссушении) почв. Более подробно об этом будет идти речь в специальной части курса «Набухание и усадка». Свойство плотности почвы столь важно для различных аспектов оценки, прогноза, агрофизической характеристики почвы, что ему мы посвятим специальный раздел.

По величинам ρ_b и ρ_s можно вычислить *порозность почвы* как соотношение объема пор почвы к объему всей почвы:

$$\varepsilon = \frac{V_t - V_s}{V_t} = 1 - \frac{V_s}{V_t} = 1 - \frac{m_s/\rho_s}{m_s/\rho_b} = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_s} [\text{см}^3 / \text{см}^3].$$

Если мы захотим узнать объем, занятый воздухом (ε_{air}), нужно вычесть из общей порозности объем, занятый водой. Учитывая, что порозность относится к 1 см^3 почвы, то и содержание воды надо отнести к 1 см^3, т.е. объем воды (или массу воды, учитывая, что ее плотность в данной размерности близка к 1) разделить на объем почвы. Это выражение объемной влажности почвы $\theta = V_w/V_t$. Тогда

$$\varepsilon_{air} = \varepsilon - \theta \ .$$

Можно к понятиям порозности и плотности почвы подойти с другой стороны. Мы определили, что плотность почвы – это масса единицы объема почвы, т.е. г/см^3. Однако в ряде случае рекомендуется использовать и другую характеристику, обратную, в виде отношения определенного объема почвы к массе этого объема, см^3/г. Выражение «масса единицы объема почвы» получило название удельного объема пор почвы (понятие «удельное» почти всегда означает «отнесенное к массе, г, кг вещества») – отношение объема пор почвы к массе твердой фазы почвы:

$$\Phi = \frac{1}{\rho_b} - \frac{1}{\rho_s} \text{ [см}^3\text{/г]}.$$

Нередко используют и другое выражение порозности в виде «приведенной пористости» или коэффициента пористости *e* как отношения объема пор почвы к объему ее твердой части:

$$e = \frac{V_0}{V_s} = \frac{\varepsilon}{1-\varepsilon} = \frac{\rho_s - \rho_b}{\rho_b}.$$

Соотношения между указанными характеристиками порового пространства выглядят следующим образом:

$$\Phi = \frac{e}{\rho_s} \quad \text{и} \quad \Phi = \frac{\varepsilon}{\rho_b}.$$

Коэффициент пористости *e* и удельный объем пор *Ф* характеризуют объем пор, отнесенный к неизменным при возможных деформационных изменениях почв объему или массе твердой фазы. Именно поэтому эти параметры порового пространства особенно полезны при характеристике изменения пор почвы при уплотнении, почвенных деформациях, трещинообразовании и др. В почвоведении же традиционно наиболее часто используется величина порозности почв ε.

Плотность твердой фазы почв ρ_s **–** масса твердых компонентов почвы в единице объема без учета пор.

Плотность почвы ρ_b – масса абсолютно сухой почвы в единице объема почвы со всеми свойственными естественной почве пустотами.

Порозность (синоним – пористость) почвы ε **–** объем почвенных пор в почвенном образце по отношению к объему всего образца [см^3/см^3, %]. Рассчитывается по данным о плотности почвы ρ_b и твердой фазы почвы ρ_s: $\varepsilon = 1 - \rho_b/\rho_s$ [см^3/см^3].

Порозность аэрации (синоним воздухосодержание) – разница между общей порозностью и объемной влажностью почвы: $\varepsilon_{air} = \varepsilon - \theta$.

Коэффициент пористости (синоним – пористость приведенная) ***e*** – отношение общего объема пор в почве или грунте к объему твердой фазы почвы. Коэффициент пористости соотносится с пористостью почвы ε или с плотностями почвы ρ_b и твердой фазы почвы ρ_s по уравнению:

$$e = \frac{\varepsilon}{1-\varepsilon} = \frac{\rho_s - \rho_b}{\rho_b}.$$

Удельный объем пор почвы Φ, [см^3/г] – отношение объема пор почвы к массе ее твердой фазы:

$$\Phi = \frac{1}{\rho_b} - \frac{1}{\rho_s}.$$

3. Порозность почв, агрегатов, межагрегатная

Одной из специальных гипотез физики почв является гипотеза о структурном строении почвенного вещества. Действительно, горизонтный масштаб (т.е. отдельный почвенный слой, горизонт) рассмотрения почвы состоит из более мелких единиц – единиц масштаба почвенных педов или агрегатов (рис. I.1, б). Соответственно можно выделить и объем пор агрегатов, а также плотность агрегатов, их порозность. Исходной характеристикой является плотность агрегатов ρ_a [г/см^3]. Аналогично плотности почвы и ее твердой части плотность агрегатов – это масса m_s единицы объема почвенного агрегата: $\rho_a = m_s/V_a$. Поэтому и порозность агрегата будет являться отношением объема пор агрегата ко всему объему агрегата: $\varepsilon_{агр}=V_{пор}/V_a$. Последнее особенно важно: применительно к объему всего агрегата. Важно потому, что нередко необходимо рассчитать так называемую межагрегатную порозность – отношение объема пор, находящихся в поровом пространстве почвы между агрегатами, ко всему объему почвы. Как видно, представленные порозности, – почвы, агрегатов, межагрегатная, – величины, которые нельзя получить простым вычитанием или сложением, так как их выражения имеют различные знаменатели: в случае порозности почвы и межагрегатной порозности объем пор относят к почве, а в случае агрегатной – к объему агрегатов. Здесь вступает в действие 1-е правило – правило сохранения размерностей. Для того чтобы рассчитать межагрегатную порозность, надо прежде всего найти величину $V_{пор}/V_t=\varepsilon_{\Sigma агр}$ – величину так называемой суммарной агрегатной порозности, или отношения пор агрегатов к объему пор почвы:

$$\varepsilon_{\Sigma агр} = \frac{V_{пор}}{V_t} = \frac{V_a - V_s}{V_t} = \frac{m_s/\rho_a - m_s/\rho_s}{m_s/\rho_b} = \frac{\rho_b}{\rho_a} - \frac{\rho_b}{\rho_s}.$$

Заметим, что $\frac{\rho_b}{\rho_s} = 1-\varepsilon$, а $\frac{\rho_b}{\rho_a} = \frac{\rho_b/\rho_s}{\rho_a/\rho_s} = \frac{1-\varepsilon}{1-\varepsilon_a}$.

Тогда искомая нами величина составит

$$\varepsilon_{\Sigma агр} = \frac{1-\varepsilon}{1-\varepsilon_a} - (1-\varepsilon) = \frac{1-\varepsilon-1+\varepsilon_a+\varepsilon-\varepsilon\cdot\varepsilon_a}{1-\varepsilon_a} = \frac{\varepsilon_a(1-\varepsilon)}{1-\varepsilon_a}.$$

Получив величину суммарной агрегатной порозности, можно рассчитать межагрегатную порозность

$$\varepsilon_{межагр} = \varepsilon - \varepsilon_{\Sigma агр}.$$

Знание всех величин порозностей – почвы, агрегатов, межагрегатной – весьма важно во многих аспектах. В хорошо агрегированной почве основные запасы питательных веществ, микроорганизмов, влаги находятся именно внутри агрегатов. Снижение агрегатной порозности – яркое свидетельство ухудшения физического состояния почв. Именно почвенные агрегаты обусловливают почвенное плодородие, так как в их поровом пространстве хранятся питательные вещества, влага, которые потребляют растения. Основная функция межагрегатного пространства – это проведение потоков веществ. В основном по межагрегатному поровому пространству происходит перенос воды и растворенных в ней веществ. Поэтому нередко указывают, что агрегатное пространство – это хранилище основных почвенных запасов, а межагрегатное пространство – это транспортные пути, пути миграции веществ. Функции этих частей порового пространства почвы во многом различны: накопление и постепенное расходование воды и веществ из агрегатной порозности, быстрый транспорт веществ в профиле почв по межагрегатной. Поэтому и при анализе полученных величин следует делать соответствующие выводы.

4. Типичные значения плотности и порозности почв

Остановимся прежде всего на возможных минимальных и максимальных величинах плотности и порозности почв, которые можно встретить в природе. Это необходимо для того, чтобы избежать случайных ошибок. Плотность естественной почвы никогда не может превышать 2 г/см^3. Даже в лабораторных экспериментальных условиях известный российский агрофизик Б.Н.Мичурин при давлениях выше 100 атм не получал величин более 2.04 г/см^3. А вот минимальные значения минеральных почв редко бывают ниже 0.8 г/см^3. Хотя плотность торфяных почв, торфов может снижаться и до 0.1 г/см^3. В табл.I.1, составленной с использованием данных из книг А.Д.Воронина (1986), Д.Л.Роуэлла (1998), указаны типичные

значения плотности (более подробные данные по физическим свойствам, их классификациям приведены в части «Справочные материалы»).

Таблица I.1

Типичные значения плотности различных почв

Почвенные объекты	Плотность твердой фазы почвы, ρ_s, г/см^3	Плотность почвы, ρ_b, г/см^3	Плотность агрегатов, ρ_a, г/см^3	Порозность почвы, ε, см^3/см^3
Пахотные горизонты минеральных почв:				
суглинистые	2.60–2.65	0.8–1.4	1.2–1.8	0.69–0.46
песчаные	2.50–2.70	1.4–1.7	–	0.46–0.35
Горизонты B и C	2.65-2.75	1.5–1.8	1.4–1.9	0.43–0.32
Высокогумусные горизонты луговых, лесных почв	2.40-2.50	0.8–1.2	1.1–1.7	0.67–0.50
Торф (верховой)	1.35–1.45	0.1–0.3	–	0.93–0.79

Приведенные величины – это возможный характерный диапазон встречающихся значений. Однако для нормального функционирования почв существует некоторый оптимальный диапазон, находящийся внутри указанных крайних значений. Мы переходим к рассмотрению плотности почвы, составляющих ее различных видов пористостей как важнейших агрофизических характеристик почвы, от которых зависят урожай растений и другие биосферные функции почв.

5. Плотность почвы и урожай

Плотность почвы во многом определяет урожай растений. Она оказывает влияние на рост корней растений, так как уплотненная почва является существенной преградой для их проникновения. В уплотненной почве при высокой величине ρ_b низка порозность почвы. Значит в почве содержится мало воды. При выпадении же осадков поры быстро заполняются водой, и почва содержит мало воздуха, также необходимого для роста корней и развития растений. В случае же излишне рыхлой почвы поровое пространство столь развито, что корни растений не имеют хорошего контакта с поверхностью твердой фазы, где содержатся в поглощенном состоянии многие элементы питания. Это приводит к снижению урожая в разрыхленной почве. Необходимо применять приемы прикатывания почвы для

создания оптимального диапазона ее плотности. Поэтому проблема создания пахотного слоя, оптимального по физическому состоянию, по плотности, – одна из важнейших проблем современной физики почв и агротехники. Она состоит в том, чтобы не допустить уплотнения почвы тяжелой сельскохозяйственной техникой. А это связано со своевременностью проведения агротехнических работ. Почва особенно подвержена уплотнению при повышенной влажности. Стоит тяжелой технике лишь один раз заехать на поле, когда влажность несколько выше оптимальной для обработки, как поверхностный слой почвы становится излишне уплотненным. Вернуть же почву в прежнее состояние весьма затруднительно.

С этим связан второй аспект проблемы – разуплотнение почвы. Как правило, разрыхлить поверхностный пахотный слой почвы – не проблема. Достаточно его вспахать, взрыхлить различными почвообрабатывающими орудиями. Но вот разрыхлить агрегаты – основное хранилище питательных веществ, воды, почвенной биоты – значительно сложнее. Агротехнические меры здесь не помогут. Восстановление внутриагрегатной порозности обязано деятельности почвенных микроорганизмов, накоплению специфических органических веществ. Необходимо применение органических и зеленых удобрений, влияющих на жизнедеятельность почвенных микроорганизмов, улучшающих состояние почвы.

Еще один аспект уплотнения – переуплотнение подпахотного слоя, так называемое накопительное, или подпочвенное, уплотнение. Действительно, под влиянием многократных проходов техники уплотнение сказывается все глубже и глубже. Происходит образование подпахотного уплотненного, плохопроницаемого и для воды, и для воздуха слоя. Сложность в том, что контролировать внутрипочвенное уплотнение очень трудно – оно незаметно с поверхности почвы так, как видна, например, эрозия, или поверхностное уплотнение. Анализ и прогноз этого явления тесно связан с оценкой физико-механических свойств почв (см. Ч. XV «Деформации почв»).

Итак, не только повышенная, но и излишне низкая плотность почвы снижает урожай. На рис.I.2 схематически показаны области влияния переуплотнения и излишней разрыхленности почвы.

Оптимум же, по данным большинства исследователей (А.Г. Бондарев, 1985 и др.), для суглинистых почв находится в области от 1.0 до 1.3 г/см^3. Если говорить о порозности почвы, которая является прямой функцией от плотности почвы, то и для этой величины предложен ряд критериев и диапазонов оптимальности. Н.А.Качинский (1985) предложил выделять следующие диапазоны

порозности почвы (порозность почв в $см^3/см^3$):

отличная (культурный пахотный слой) – 0.65–0.55;
удовлетворительная для пахотного слоя – 0.55–0.50;
неудовлетворительная для пахотного слоя – <0.50;
чрезмерно низкая – 0.40–0.25.

Важно отметить, что оптимальные диапазоны плотности пахотного слоя различаются для песчаных и суглинистых почв (рис.I.2). Рекомендуется использовать следующие пределы оптимальных диапазонов плотности для различных почв (табл.I.2):

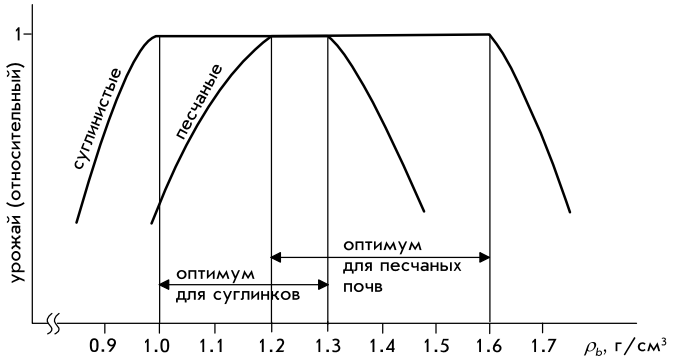


Рис. I.2. Зависимость урожая (в относительных единицах) от плотности суглинистой и песчаной почв

Таблица I.2

Оптимальные диапазоны плотности
(по А.Г.Бондареву, 1985)

Гранулометрический состав (текстура) почвы	Оптимальный диапазон плотности ($г/см^3$)
Глинистые и суглинистые	1.0–1.3
Легкосуглинистые	1.10–1.40
Супесчаные	1.20–1.45
Песчаные	1.25–1.60

Естественен вопрос: почему же отличаются оптимальные диапазоны для легких (супесчаных и песчаных) и тяжелых (глинистых и суглинистых) почв? Почему растения чувствуют себя лучше в песчаных почвах, когда эти почвы уплотнены вплоть до величин 1.6 $г/см^3$? Ответ необходимо искать в механизмах и процессах, которые определяют плотность почвы. А это процессы обеспеченности растений водой и воздухом. Если песчаная почва будет рыхлой, с плотностью менее 1.25 $г/см^3$, то такая почва не способна удерживать влагу.

И растения практически всегда будут страдать от недостатка влаги. А вот более плотная песчаная почва удерживает большее количество влаги. Однако если плотность в песчаных почвах превысит 1.6 г/см^3, упаковка частиц станет столь плотной, что растения не будут способны развивать корни, да и воздухопроницаемость таких почв будет низкой. В суглинистых почвах определяющими также будут процессы водо- и воздухообеспеченности растений: при плотности менее 1.0 г/см^3 растения будут страдать от недостатка влаги и питательных веществ, они будут легко вымываться и не задерживаться в такой «распушенной» почве. В пахотном слое почвы с плотностью более 1.3 г/см^3 вода будет излишне долго задерживаться, снижая количество воздуха, необходимого для нормального функционирования корней растений. Как видно из этого анализа, такое физическое свойство, как плотность почвы определяет урожай растений не только как характеристика плотности упаковки частиц и проницаемости для корней, а прежде всего тем, что формирует оптимальные водный, воздушный и питательный режимы растений. В этом особенность рассмотрения физических, а точнее – агрофизических свойств почвы, которые проявляются прежде всего в создании условий для протекания биологических процессов в почвах и растениях (обеспеченности растений водой, воздухом, питательными веществами). Поэтому, говоря об оптимальной плотности и порозности почвы, следует иметь в виду, что влияет в конечном итоге не сама порозность почв, а недостаток/избыток влаги или воздуха в порах почвы.

На такой подход к оценке порового пространства как специфического объема для влаги и воздуха впервые обратили внимание российские исследователи: физик почв Н.А.Качинский и один из основоположников агрофизики А.Г.Дояренко (см. *«К вопросу о...»*). Вспомним, что взаимосвязь порозности аэрации (синоним воздухоносной порозности, воздухосодержания) и порозности почвы осуществляется через объемную влажность почвы: $\varepsilon_{air} = \varepsilon - \theta$. Формула означает, что при одной и той же порозности почвы воздуха больше там, где ниже влажность. Потому нередко говорят, что вода и воздух в почве антагонисты: с увеличением влажности снижается воздухосодержание (при избытке влаги это плохо – приводит к анаэробным процессам, к вымоканию растений, смене почвенной биоты). Как правило, используют величину 10%-го воздухосодержания как критическую, когда заметно снижается урожай. Напротив, заметное уменьшение влажности ведет к засухе. Поэтому оптимальная порозность (плотность) – это основной фактор оптимизации водно-воздушных условий.

«К вопросу о ….»

Алексей Григорьевич Дояренко (1874–1958)

Алексей Григорьевич Дояренко один из первых в мире и, наверное, первый в России агрофизик. Большая часть его жизни связана с Петровской, а затем с Московской сельскохозяйственной академией им. К.А.Тимирязева, где он работал с 1901 г., а с 1914 по 1930 г. был профессором кафедры земледелия и руководил Опытным полем при ней. В 1930 г. был репрессирован, жил и работал в Суздале, Кирове, Саратове. В Суздале начал писать книги «Общее земледелие», «Агрофизика» и др. Благодаря идеям А.Г.Дояренко о физических факторах жизни растений, о поровом пространстве почвы (о скважности почвы), о физических свойствах и минеральном питании растений сформировалось цельное учение о связи физических условий среды обитания и продуктивности растений. Настолько цельное, непротиворечивое и красивое, что оно, к сожалению, не до конца было понято современниками и последующими поколениями. По-видимому, это нередко бывает с талантами. Алексей Григорьевич был уникально талантлив: играл на кларнете так, что ему сулили великолепную карьеру, писал он настолько ярко и образно, что написанное нередко выходило за традиционные классические рамки. Судите – вот его мысли о значении межагрегатной и агрегатной порозности (скважности) почвы: «По-видимому, моя мысль о характеристике строения почвы по скважности приобретает развитие (за границей). Многие наши русские ученые считают эту характеристику косвенной, считая основной размер агрегатов. А по-моему, как раз наоборот! Основной характеристикой должно быть соотношение пространства, занимаемого веществом, и пустотами между ними, т.е. скважность. А размер агрегатов – лишь частный случай!». А вот его мысли об использовании минеральных удобрений: «Что же касается искусственных туков, то они никоим образом не могут считаться удобрением, так как ни в коей степени не улучшают почвы и не воздействуют на почву, а являются прямым «искусственным питанием растений (все равно как благотворительная кормежка голодных не улучшает условий их существования)» (из писем по вопросам агрономии). Как просто и образно! А понимать глубину этих мыслей мы начинаем только сейчас, когда говорим об устойчивом функционировании почвы в условиях интенсивного природопользования.

Таким образом, плотность оказывает влияние на урожай растений. Эта зависимость имеет куполообразный вид, с выраженным оптимумом для определенного диапазона плотностей. Излишне рыхлая и уплотненная почва снижает урожай растений, влияя прежде всего на нарушение водно-воздушного режима, который сказывается и на ухудшении питательного режима растений. Основная практическая проблема в этой области – создание и поддержание оптимального по плотности пахотного и подпахотного слоев.

6. Экологическое значение плотности почвы

Плотность почвы влияет не только на ее продуктивность. Она обусловливает формирование объемов порового пространства, в которых живут, функционируют почвенные микроорганизмы, почвенная биота. Поэтому если изменить объемы пор, изменится и почвенная биота, и почва будет функционировать иначе. Иначе будут проявляться экологические функции почв.

Рассмотрим данные одного опыта, проведенного в Германии, где исследовали фотосинтез, дыхание растений кукурузы с помощью изотопа ^{14}C на почве разной степени уплотненности. Контролировали также и потери углерода в различных вариантах опыта. Результаты этого опыта приведены в табл. I.3.

Данные табл. I.3 свидетельствуют: увеличение плотности от 1.2 до 1.6 г/см^3 приводит не только к уменьшению потребления ^{14}C из атмосферы от 2311 до 1207 мг/сосуд, но и к увеличению выделения CO_2 от 18 до 29%. Это в конечном итоге повлияет на рост потерь в виде углекислого газа, а это уже область глобальных экологических функций почв – выделение газов, ответственных за «парниковый эффект». Пример доказывает, что уплотнение почвы вызывает не только одно следствие в виде замедления роста растений, но и, как это всегда и бывает в природе, множество других последствий, нередко проявляющихся не сразу, неявно, накопительно. Для того чтобы их обнаружить, нужны специальные почвенно-физические исследования. Это на данный момент одно из перспективных направлений исследований, выясняющих многосторонние последствия изменения лишь одного почвенного свойства, а также возможности предсказания и управления этими последствиями (в частности, и на выделение/потребление CO_2, на глобальные экологические эффекты).

7. Размеры пор и их функции. Дифференциальная порозность почв

До сих пор рассматривались реальные и оптимальные величины порозности почвы. Но вполне очевидно, что поровое пространство может функционировать различно, если поры тонкие или крупные, даже если порозность почв и одинакова. Поэтому когда мы говорим о порозности почвы, следует иметь в виду две основные ее характеристики: (1) объем порового пространства и (2) диаметр преобладающих пор. Соответственно диаметр пор может также характеризовать поры по их функциям. Крупные поры с большим диаметром будут в основном проводить влагу, средние поры за счет

Таблица I.3

Формирование корневой системы, потребление и потери углерода в зависимости от плотности и пористости почв

(почва – среднесуглинистый чернозем, кукуруза, модельный опыт) по данным Зауэрбека, XIII Международный Конгресс почвоведов в Гамбурге, 1986 г.

Показатель	Плотность (г/см^3) и порозность (% , в скобках) почвы				
	1.2 (54)	1.3 (50)	1.4 (46)	1.5 (43)	1.6 (39)
Средняя длина корней, мм	9.4	9.7	8.0	7.8	7.4
Средний диаметр, мм	0.22	0.25	0.27	0.28	0.26
Общая длина корней, мм	246	171	125	111	89
Потребление ^{14}C из атмосферы,мг/сосуд	2311	2340	2355	2080	1207
^{14}C в стеблях, %	54	57	56	52	47
^{14}C в корнях, %	25	21	18	19	19
^{14}C в почве, %	3	3	4	4	5
^{14}C потери в форме CO_2, %	18	19	22	25	29
Затраты ^{14}C ассимилянта на метр корней	4.3	5.9	6.1	9.0	7.2

капиллярных сил будут сохранять основной запас влаги для растений, а вот тонкие поры будут также содержать влагу, недоступную для растений. В этих порах будут сосредоточены почвенные микроорганизмы, вещества, являющиеся источником питания для растений. В табл.I.4 приведены некоторые категории пор по их диаметру, функциям и критические значения объемов соответствующих категорий пор для выполнения их функций, принятые в международной практике почвоведения.

Вспомнив о другом взгляде на поровое пространство почвы как на объемы пор агрегатов и между агрегатами, можно предположить, что макропоры – это в основном межагрегатная порозность, а мезо- и микропоры – внутриагрегатная. Это справедливо для хорошо оструктуренных почв, когда явно выделяются почвенные агрегаты. Однако такое соответствие наблюдается далеко не всегда. Макропоры могут быть представлены биопорами (ходами червей, корней растений и пр.). И эти макропоры могут быть ответственны за специфический почвенный перенос – практически моментальный «проскок» веществ внутри почвы.

Таблица I.4

Классификация пор по размерам и функциям (по Бреверу, 1964)

Класс пор	Подкласс	Диаметр, мкм	Функции соответствующего класса пор	Критические значения порозности соответствующего класса пор, $см^3/см^3$
Макропоры	Грубые	>5000	Быстрое стекание влаги, дренирование почвы;	> 0.1
	Средние	2000–5000	Аэрация	
	Тонкие	1000–2000	Рост корней (для большинства пропашных культур требуются поры диаметром > 200 мкм)	
	Очень тонкие	75–1000		
Мезопоры		30–75	Сохранение доступных для растений запасов влаги и веществ	> 0.15
Микропоры		5–30	Запасы труднодоступных воды и веществ; жизненное пространство микроорганизмов	< 0.2
Ультрамикропоры		0.1–5	Недоступные запасы воды	
Криптопоры		<0.1		

Итак, разделение порозности почвы на эти составляющие (категории) называют дифференциальной порозностью. Перечислим отдельные категории дифференциальной порозности:

порозность общая $\varepsilon = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_s}$, $см^3/см^3$;

порозность агрегата $\varepsilon_a = 1 - \frac{\rho_a}{\rho_s}$, $см^3/см^3$;

порозность суммарная агрегатная $\varepsilon_{\Sigma агр} = \frac{\varepsilon_a (1 - \varepsilon)}{1 - \varepsilon_a}$;

порозность межагрегатная $\varepsilon_{межагр} = \varepsilon - \varepsilon_{\Sigma агр}$;

порозность, занятая воздухом (воздухоносная порозность или порозность аэрации) $\varepsilon_{air} = \varepsilon - \theta$;

воздухоемкость (рассчитывается при определенном содержании влаги, при почвенно-гидрологической константе, наименьшей влагоемкости) $\varepsilon_{air\,(нв)} = \varepsilon - \theta_{нв}$.

В этих формулах ε – порозность почвы, ε_a – порозность агрегата, θ – влажность объемная [см^3/см^3], $\theta_{нв}$ – влажность, соответствующая наименьшей влагоемкости.

8. Методы определения плотности почв, агрегатов, твердой фазы

В этом разделе мы остановимся на принципах определения основных величин – плотности почв, агрегатов, твердой фазы. Начнем с определения плотности твердой фазы. Наиболее распространенным, удобным и главное простым методом является пикнометрический. Этот метод основан на использовании сосуда с точно известным объемом – пикнометра. Обычно это мерные колбы объемом от 50 до 100 мл с нанесенной на узком горле риской точного объема (рис. I.3) . Точно определить объем пикнометра – одна из важнейших операций анализа. Его определяют, заполняя пикнометр деаэрированной (кипяченой и остуженной) дистиллированной водой. Взвешивая сухой пикнометр и пикнометр с водой, можно определить его объем V_1 как разность масс, деленную на плотность воды, взятую из таблиц с учетом температуры. Затем в пикнометр берут навеску растертой и отсеянной через сито 1 мм почвы вместе со всеми включениями (корешки и пр.), новообразованиями (ортштейны, карбонатные образования и пр.). Взвешивают. Заливают дистиллированной водой в таком количестве, чтобы поверхность почвы была покрыта слоем воды 3–5 мм. Пикнометр с полученной почвенной суспензией оставляют на 10–12 часов для полного смачивания. Затем суспензию кипятят 1 час. Эти операции необходимы для удаления адсорбированного на частицах воздуха, которые вносят систематическую ошибку в конечный результат, снижая реальную плотность твердой фазы почвы. После этого доливают пикнометр до метки. Взвешивают, получая массу пикнометра с почвой и долитой водой.

Все операции схематично представлены на рис. I.3.

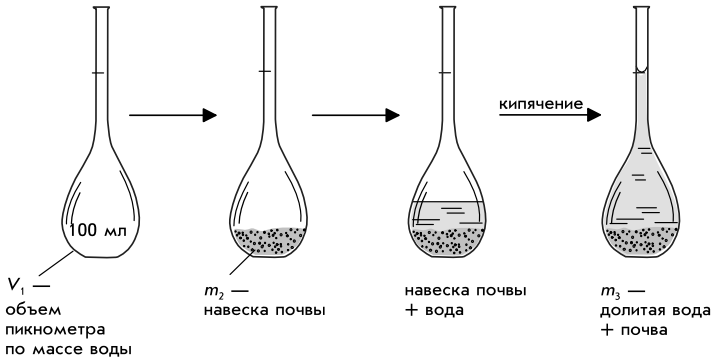


Рис. I.3. Определение плотности твердой фазы почвы

Одновременно определяют влажность образца воздушно-сухой почвы, так называемую гигроскопическую влажность, $W_г$. Рассчитывают плотность твердой фазы ρ_s:

$$\rho_s = \frac{m_s}{V} = \frac{m_1 \cdot 100}{V(100 + W_г)},$$

где m_s – масса абсолютно сухой почвы [г], m_1 – масса воздушно-сухой почвы в пикнометре [г], $W_г$ – гигроскопическая влажность (% к массе абсолютно сухой почвы), V – объем почвы в пикнометре [см^3], рассчитываемый как $V = V_1 – (m_3 – m_2)/\rho_w$, где V_1 – объем пикнометра [см^3], m_3 – масса пикнометра с почвой после кипячения и долитой до метки водой, m_2 – масса пикнометра с почвой [г], ρ_w – плотность воды [г/см^3]. Второй член разности $(m_3 – m_2)/\rho_w$ представляет собой не что иное, как объем долитой воды.

Нередко плотность твердой фазы определяют газовым методом– с помощью газового пикнометра. Принцип метода основан на законе Бойля–Мариотта $P_1V_1 = P_2V_2$, где P и V – давление и объем некоторой газовой камеры в состояниях 1 и 2. Если объем камеры изменить на ΔV, тогда $V_1 = V_2 + \Delta V$. Соответственно $P_1(V_2 + \Delta V) = P_2V_2$, или $V_2 = \frac{P_1\Delta V}{P_2 - P_1} = \frac{P_1\Delta V}{\Delta P}$. Это уравнение означает, что конечный объем камеры может быть измерен по изменению давления и объема камеры. Если в камеру положить почвенный образец, можно рассчитать объем твердых частиц и жидкости (если образец влажный), помещенных в камеру: [V_2(*без образца*) – V_2(*с образцом*)]. Зная объем и массу абсолютно сухого образца, можно рассчитать плотность твердой фазы.

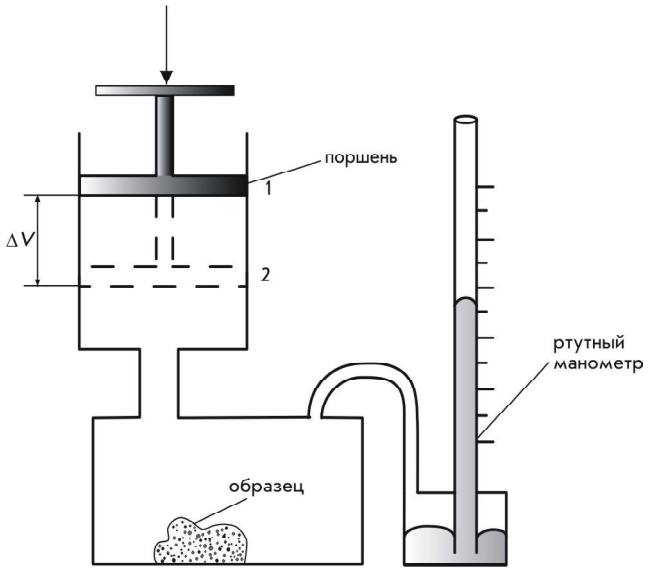


Рис. I.4. Схема газового пикнометра для определения плотности твердой фазы почвы

Такого рода измерения производят в газовых пикнометрах. Пример этих приборов приведен на рис. I.4.

Камера для почвенного образца соединена с ртутным манометром для контроля давления и с поршневой камерой, по которой точно регистрируется изменение объема. Измеряют начальное давление P_1 по ртутному манометру. Затем с помощью поршня изменяют объем на некоторую величину ΔV и регистрируют изменение давления ΔP. По данным о P_1, ΔV и ΔP можно рассчитать величину V_2(*без образца*) – объем газовой камеры (камера для образца вместе с поршневой). Затем в камеру помещают почвенный образец, абсолютно сухая масса которого m_s, и повторяют все те же операции. Рассчитывают V_2(*с образцом*) и объем твердой фазы почвы [V_2(*без образца*) – V_2(*с образцом*)], а затем плотность твердой фазы: $\rho_s = m_s / [V_2(\textit{без образца}) - V_2(\textit{с образцом})]$.

Этот метод определения плотности твердой фазы почвы распространен преимущественно в американской школе физиков почв (см. литературу: «Methods of Soil Analysis»). В российской школе отдают предпочтение простому и общедоступному водному пикнометрическому методу.

Плотность почвы определяют в полевых условиях, при естественном сложении, со всеми присущими почве кавернами, трещинами, пустотами. Наиболее распространенным методом определения плотности почвы является буровой. Принцип его таков: отбирают образец почвы естественного сложения с помощью стального кольца (бурика) известного объема (как правило, около 100 см^3, при диаметре кольца 5.6 и высоте 4 см). Образец почвы из кольца вынимают, взвешивают, определяют влажность почвы и рассчитывают плотность почвы, $\rho_b = \frac{m_1 \cdot 100}{(100+W)\cdot V_б}$, где m_1 – масса почвы из бурика [г] при естественной влажности W [%] и $V_б$ – точный объем бурика [см^3].

Некоторые сложности возникают при определении плотности сильно трещиноватых почв. Обычно трещины в таких почвах, например в глинистых вертисолях, достигают нескольких сантиметров. Отбирать образец только в межтрещинном пространстве, в почвенных глыбках – неверно, ведь по определению мы должны учесть и трещины. Аналогичные трудности возникают и при определении плотности каменистых или разрыхленных почв (например, горных почв, гор. А лесных почв). В этом случае необходимо использовать уже не просто бурик-кольцо объемом 100 см^3, а значительно больший объем. Поэтому применяют так называемый песчаный, или водный, метод. На поверхность почвы устанавливают раму диаметром 25–50 см. На самой раме имеется риска. В раму помещают тонкую, пластичную водонепроницаемую пленку, заливают воду до риски на раме, измеряя объем долитой воды. Пленку из рамы вынимают. Отбирают пробу почвы объемом 500–700 см^3. Взвешивают вынутую почву, измеряют ее влажность. Затем в раму снова укладывают пленку, доливают воду до метки на раме. Разница объемов воды при первом и втором наливе (V_2–V_1) представляет собой объем почвы, а массу почвы определяют по массе вынутой почвы и ее влажности. Расчет аналогичен буровому методу. Схематично все операции представлены на рис.I.5.

Иногда вместо воды используют тщательно отсеянный песок. Однако точность при этом заметно уменьшается, вследствие того что трудно достичь укладки песка всегда с одной и той же плотностью.

Наконец, определение плотности агрегатов ρ_a. Принцип разнообразных методов определения заключается в покрытии отдельного, предварительно взвешенного агрегата пленкой (например, парафиновой), а затем взвешивания его в жидкости (например, в спирте).

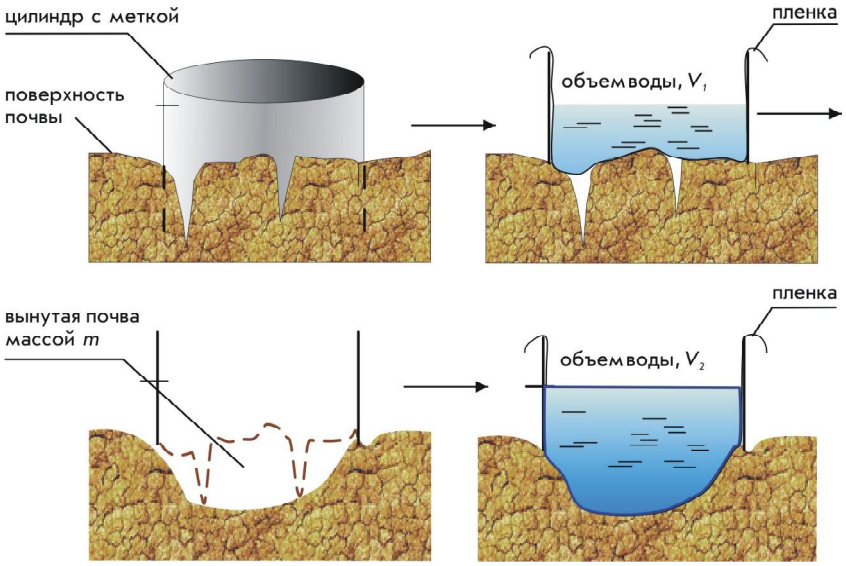


Рис. I.5. Определение плотности трещиноватых, каменистых, рыхлых почв

Разница масс агрегата на воздухе и в жидкости, деленная на плотность жидкости, дает нам объем агрегата. Массу абсолютно сухого агрегата можно рассчитать, если известна его влажность, которую надо определить независимо. Если же исследуется плотность воздушно-сухого агрегата, то можно взять влажность гигроскопическую. Расчеты аналогичны другим методам определения плотности почвенных объектов. Сложнее определять плотность агрегатов при различной влажности. Для этого надо использовать либо пленки типа латексных, либо проводить покрытие агрегатов керосиновой пленкой и взвешивать их в керосине известной плотности (подробнее см. «Полевые и лабораторные методы исследования физических свойств почв», 2001).

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

1. Почва – многофазная система, в которой представлены твердая, жидкая и газообразная фазы. Последние две фазы занимают поровое пространство почвы. Количественным выражением порового пространства является порозность, которая рассчитывается по величинам плотности твердой фазы и плотности почвы.

2. Плотность почвы – важнейшая почвенно-экологическая и агрофизическая характеристика. Зависимость продуктивности почв от плотности носит куполообразный вид, где оптимум плотности для суглинистых почв от 1 до 1.3, а для песчаных – от 1.25 до 1.6 г/см^3. Основное влияние на почвенные процессы плотность оказывает через изменение водного и воздушного режимов почв. Она же оказывает влияние и на рост корней, и на физиологические процессы в растениях, и на трансформацию углерода в почве, вследствие чего происходит изменение соотношения выделение/поглощение CO_2 («парниковый эффект»). Возникновение плотных антропогенных внутрипочвенных слоев («плужная подошва», «подпочвенное уплотнение») приводит к изменению движения веществ в почве и ландшафте.
3. Агрегатное и межагрегатное поровое пространство – две основные составляющие порового пространства почвы. Основная функция агрегатного порового пространства – сохранение и регламентированная «выдача» воды, питательных веществ, функционирование почвенной биоты; межагрегатного – транспорт веществ в почве.
4. Для характеристики порового пространства важны не только величины объема порового пространства, но и диаметры преимущественных пор. Поры с соответствующими диаметрами несут определенные функции: макропоры – перенос воды и веществ, мезопоры – сохранение влаги, микропоры – запас недоступной для растений влаги.

Литература

В о р о н и н А.Д. Основы физики почв. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1986.
К а ч и н с к и й Н.А. Физика почвы Ч.1. М. 1965.
Полевые и лабораторные методы исследования физических свойств почв /Под ред. Е.В.Шеина. М.: Изд-во Моск. ун-та. 2001.
Р о у э л л Д.Л. Почвоведение: методы и использование. М.: Колос. 1998. 486 с.
Methods of Soil Analysis. Part 1. Physical and Mineralogical Methods. Second Edition./ Ed. By Arnold Klure. SSSA, Madison, Wisconsin. USA, 1986.

Часть II

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОЧВ

Одним из основных свойств почвы как уникального природного образования является то, что она по своему строению не однообразна и гомогенна, а состоит из отдельных почвенных агрегатов (педов). Агрегаты в свою очередь состоят из микроагрегатов, последние – из элементарных почвенных частиц. Это качество почвы представлено на схеме рис. II.1, отражающей иерархическое строение почвы. Из этой схемы видно, что почвенный горизонт состоит из почвенных отдельностей, или агрегатов, а между агрегатами – межагрегатное поровое пространство, которое может быть выражено и тонкими, и крупными, и замкнутыми порами. Если почва достаточно сухая, вырезанную из почвы глыбку можно легко разделить на почвенные агрегаты. На этом основано морфологическое описание почвы. Более глубокое исследование почвы требует уже разделения агрегатов на еще более мелкие составляющие – микроагрегаты, частицы размерами < 0.25 мм. Микроагрегаты состоят из совсем мелких частиц: частиц песка, обломков пород, глинистых минералов, органического вещества. Нам предстоит разобраться в значении, которое имеет для почвы такого рода иерархия почвенных частиц, в методах анализа и способах оценки указанных составляющих почвы – элементарных почвенных частиц, микроагрегатов, агрегатов, в свойстве ее дисперсности, которое характеризуется гранулометрическим составом.

1. Элементарные почвенные частицы

Гранулометрический состав почвы, или ее текстура, – это уровень «Базовой структуры». Базовой – потому что именно на этом уровне изучения почвы формируются основные, базовые, свойства почвы. От того, в какой степени в почве представлены крупные или мелкие частицы, будут зависеть все фундаментальные свойства, ее

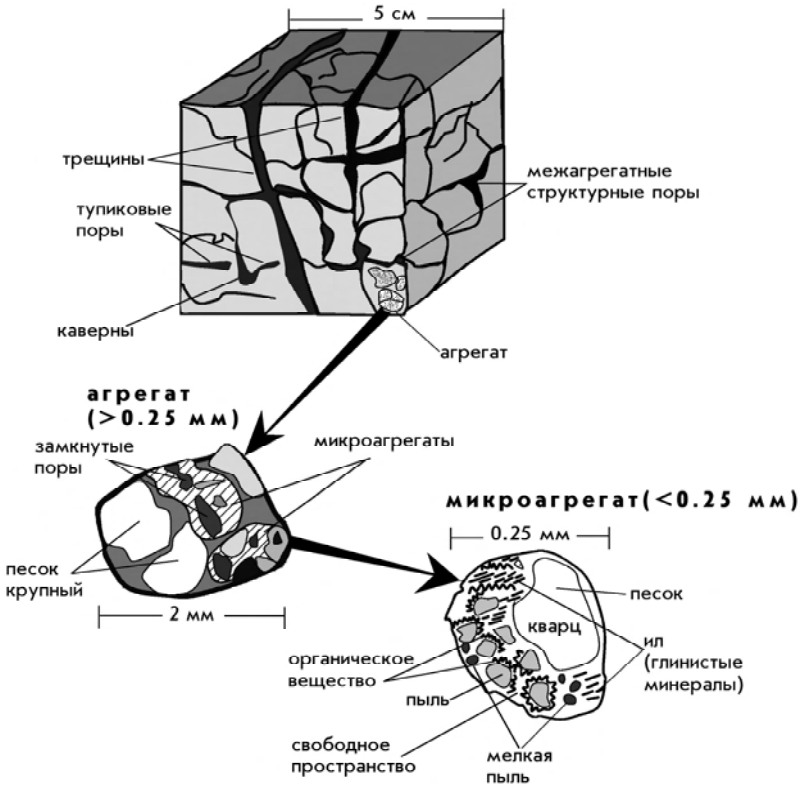


Рис. II.1. Схема агрегатного строения почвы

поведение в отношении поглощения и проведения веществ и энергии, их трансформация, т.е. все основные процессы, которые определяют облик, свойства, внутреннюю жизнь почвы и ее функции в биосфере.

Такая важная характеристика почвы, как дисперсность, проявляется в двух качествах – в виде свойств малого размера частиц и в высокой удельной поверхности. Во многом эти свойства взаимосвязаны. Однако они обладают и определенной независимостью, характеризуя дисперсность почвы, как по наличию частиц разного размера, так и по состоянию и свойствам поверхности этих частиц. Наличие в составе твердой фазы почвы частиц различного диаметра оценивается по гранулометрическому составу почв.

Прежде всего необходимо определить, с какими частицами мы имеем дело при гранулометрическом составе. В этом случае анали-

зируются те наименьшие частицы твердой фазы почвы, ее первооснова, которые трудно разрушить физическими (растиранием) и химическими (воздействие щелочей и кислот) методами, за что они и называются *элементарными*.

> **Элементарные почвенные частицы (ЭПЧ)** – обломки горных пород и минералов, а также аморфные соединения, все элементы которых находятся в химической взаимосвязи и не поддаются разрушению общепринятыми методами пептизации.

Последовательно проанализируем это определение.

ЭПЧ – это представители твердой фазы почвы, куда входят и минеральные, и аморфные (как правило, органические соединения, гидроокиси Fe, Al) вещества.

Связи между составляющими ЭПЧ – прочные, химические. Эти связи нельзя разрушить методами пептизации (вспомним, что пептизация – это распад агрегатов, сформировавшихся в результате «слипания» отдельных дисперсных частиц). Кроме того, из этого следует, что и разделять почвенные агрегаты на ЭПЧ можно с помощью пептизации.

Учитывая, что размер частиц является важной характеристикой дисперсности почвы в целом, необходимо знать, сколько же в почве содержится мелких, средних и крупных элементарных почвенных частиц. Ведь от этого соотношения зависят все свойства почвы. Известно, что песчаные почвы, состоящие преимущественно из крупных частиц, хорошо фильтруют воду, однако плохо ее удерживают. И питательных веществ в них немного. А вот глинистые, напротив, удерживают большое количество поступившей в них влаги, питательных вещества, но пропускают сквозь себя воду крайне медленно. По всей видимости, почвы, состоящие из частиц разного размера, обладают и разными свойствами. Поэтому необходимо разделить весь ряд возможных размеров ЭПЧ на диапазоны. Иначе говоря, надо договориться, что же мы будем считать за крупные и мелкие частицы, т.е. необходимо разработать классификацию частиц по размерам.

2. Фракции элементарных почвенных частиц

В почве представлены частицы совсем тонкие – илистые, а также крупные – гравий (1–3 мм) и каменистая часть почвы (>3 мм). Между этими частицами расположена область пылеватых и песчаных частиц. Илистые, как правило, имеют размеры <0.001 мм. Эта целая область очень мелких, тонких частиц, куда входят и коллоиды

(<0.0001 мм). Выделенные по размерам диапазоны (ил, гравий, каменистая часть и др.) называют *фракциями гранулометрических элементов*, а относительное содержание выделенных фракций – *гранулометрическим составом почв.*

> **Под гранулометрическим (механическим –** устаревшее**, почвенной текстурой) составом** почв и почвообразующих пород понимают относительное содержание в почве элементарных почвенных частиц различного диаметра, независимо от их минералогического и химического состава. Гранулометрический состав выражается прежде всего в виде массовых процентов фракций гранулометрических частиц различного размера.

Итак, среди фракций гранулометрических элементов нам известны три: ил, гравий и каменистая часть. Но остается очень большая область пылеватых и песчаных частиц – >0.001 и <1 мм. Для того чтобы разделить эту область на отдельные диапазоны (фракции), необходимо заложить некий принцип такого рода разделения, принцип классификации частиц по размерам. Одна из первых попыток разделить весь диапазон встречающихся почвенных частиц была сделана шведским исследователем Альбертом Аттербергом в 1912 г. Он изучал физико-механические свойства (липкость, пластичность) частиц различного размера. Для этого он выделял частицы определенного диапазона диаметров, «отмучивая» их в стоячей воде, собирал и анализировал свойства. Оказалось, что при достижении размеров 0.002, 0.02 и 0.2 мм некоторые свойства частиц, в частности липкость, изменяются довольно резко. Происходит качественный скачок в свойствах фракций при достижении указанных границ. Этот принцип Аттерберг и заложил в основу своей классификации. Он и его последователи выделили следующие фракции: < 0.002 мм – глина, 0.002–0.05 – пыль, 0.05–0.2 – тонкий песок, 0.2–2 – грубый песок, >2 мм – гравий. Эти фракции и составляют основу большинства современных зарубежных классификаций. На рис. II.2 схематично представлено расположение и границы выделенных фракций на оси диаметров частиц от <0.001 мм до крупнее 1 мм.

В российской классификации границы фракций иные, более подробные: <0.001 – ил, 0.001–0.005 – пыль мелкая, 0.005–0.01 – пыль средняя, 0.01–0.05 – пыль крупная, 0.05–0.25 – песок мелкий, 0.25–0.5 – песок средний, 0.5–1.0 – песок крупный, >1 мм – гравий. Эти фракции представлены на «стреле» диаметров частиц на рис.II.3. Частицы <0.01 мм объединены в более крупную фракцию физичес-

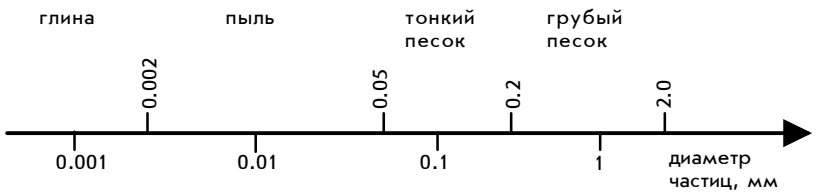


Рис. II.2. Фракции гранулометрических частиц (по А.Аттербергу)

кой глины, а частицы >0.01 мм – во фракцию физического песка. Некоторые фракции имеют и свое название. Так, фракция крупной пыли носит название «лёссовидной фракции», так как именно она преобладает в лёссах. Впрочем, справедливо и обратное: если в суглинке заметно преобладает именно эта, лёссовидная фракция, то суглинок называют лёссовидным. Границей такого преобладания служит величина 40%: если в суглинке содержание крупной пыли >40%, то это лёссовидный суглинок. Российскую классификацию частиц по фракциям разработал Н.А.Качинский, она носит его имя.

Выделение фракций гранулометрических элементов позволило сравнивать, классифицировать и оценивать почвы по гранулометрическому составу на основе преобладания тех или иных фракций, в частности выделять «тяжелые» и «легкие» почвы по гранулометрии. Названия «тяжелые» и «легкие» – традиционные, народные, так как образовались по народным наблюдениям: если почву легко копать, обрабатывать – она «легкая», если тяжело – «тяжелая». С точки зрения гранулометрии тяжелая – это почва, содержащая большое количество тонких глинистых частиц, а легкая – в основном содержит песчаные компоненты. Народные названия прижились и в научных кругах. Поэтому все почвы разделяют на две крупные градации – тяжелые и легкие, внося еще и дополнительные более дробные подразделения, т.е. классифицируя почвы по гранулометрии.

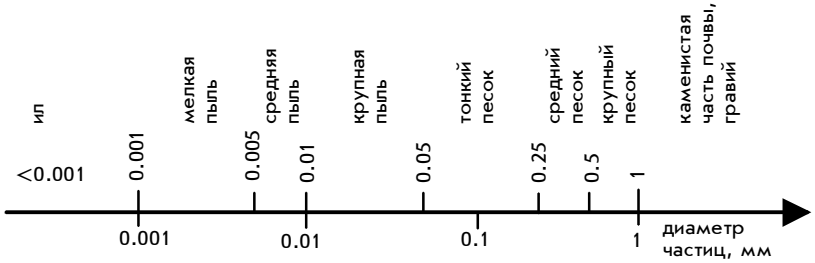


Рис. II.3. Фракции гранулометрических элементов (по Н.А.Качинскому)

3. Состав и свойства фракций гранулометрических элементов

Несколько замечаний о свойствах и составе фракций гранулометрических элементов. Действительно, если границы фракций выделялись по изменению тех или иных свойств, то следует ожидать, что состав и свойства отдельных фракций различны. Отметим две общие характерные особенности.

Илистая фракция, как правило, отличается повышенным содержанием органических веществ, хотя в черноземных почвах гумус накапливается в пылеватых фракциях (рис. II.4, а).

В минералогическом составе по мере увеличения диаметра растет содержание кварца, но снижается содержание полевых шпатов и слюд (рис. II.4, б). Однако отмеченная тенденция во многом может изменяться в зависимости от типа почвообразования.

Вторичные минералы практически всегда присутствуют во фракции физической глины. Именно поэтому их иногда и называют глинными.

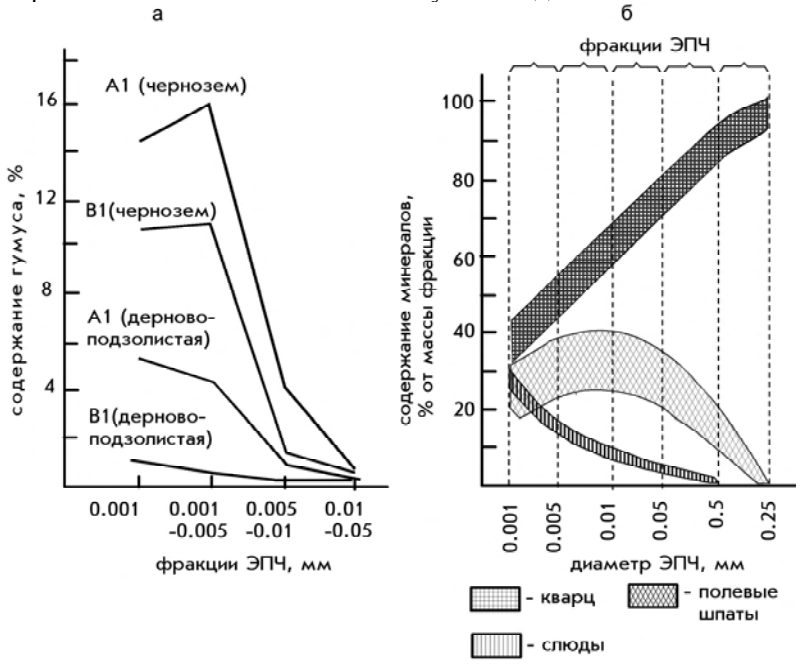


Рис. II.4. Изменение содержания органического вещества (а) и групп минералов (б) в различных фракциях гранулометрических элементов (по А.Д.Воронину, 1986)

4. Интегральные и дифференциальные кривые гранулометрического состава. Количественные характеристики распределения частиц по размерам

Данные по гранулометрическому составу одного образца почвы представляют в виде интегральных или дифференциальных кривых распределения элементарных частиц по размерам. При построении интегральной кривой распределения гранулометрических частиц используется равномерно-логарифмический масштаб шкалы диаметров частиц, откладываемых по оси абсцисс. По оси ординат откладывается содержание (в % к массе абсолютно сухой почвы) частиц менее конкретного диаметра. Иначе говоря, по оси ординат откладывают суммарное содержание частиц, которое может быть получено суммированием фракций меньшего размера вплоть до данной фракции. Полученные точки соединяют плавной кривой. Таким образом, кумулятивная кривая, начинаясь со значений содержания ила (<0,001 мм), непрерывно возрастает, приближаясь к 100% при величинах диаметров самых крупных частиц (рис. II.5, а). В случае построения дифференциальной кривой ось абсцисс имеет тот же вид, а по оси ординат откладывают процентное содержание каждой из фракций (рис. II.3, б).

> **Интегральная (кумулятивная) кривая гранулометрического состава** – кривая распределения содержания частиц диаметром меньше заданного, отложенного по оси абсцисс. При построении интегральной кривой по оси ординат откладывают процентное содержание частиц <0.001, <0.005, <0.01, <0,05, <0.25, <1 мм. Имеет вид возрастающей кривой от значений процентного содержания ила (<0.001 мм) до величин, близких к 100%.
> **Дифференциальная кривая** – кривая распределения содержания различных фракций гранулометрических частиц. Представляется в виде диаграммы содержания фракций различного размера либо в виде плавной кривой, как правило, с одним или двумя максимумами.

Вполне понятно, что кумулятивная и дифференциальная кривые гранулометрического состава несут несколько различную информацию. «Плавность», постепенное увеличение и снижение кривизны кумулятивной кривой указывают на равномерность представления всех фракций, наличие тонких илистых и пылеватых фракций.

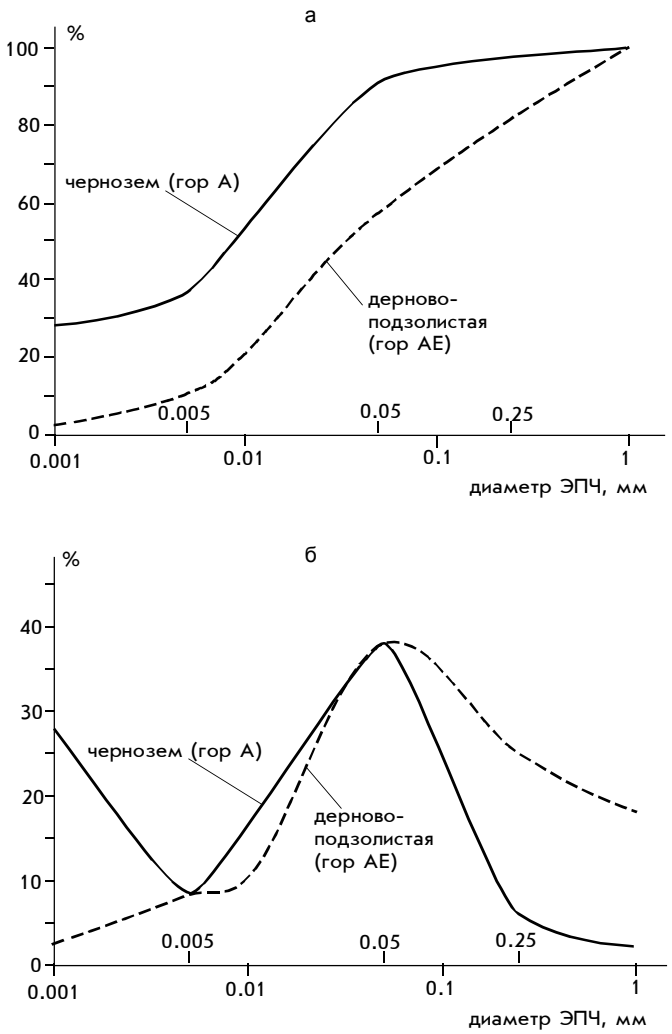


Рис. II.5. Интегральные (а) и дифференциальные (б) кривые гранулометрического состава тяжелосуглинистого чернозема (гор. А) и легкосуглинистого гор. АЕ дерново-подзолистой почвы. Используются данные гранулометрического состава почв, представленные в табл.II.2

Поэтому кумулятивная кривая чернозема более равномерная, гладкая (рис. II.5, а). А вот дифференциальная кривая указывает на доминирующие фракции (рис. II.5, б): в черноземе доминируют илистая и лёссовидная фракции, в гор. АЕ подзолистой – лёссовидная.

Эти кривые используются для характеристики распределения частиц по размерам в каждом отдельном образце, для качественного сравнения образцов, изучения происходящих в гранулометрическом составе изменений и других целей. Известны попытки использования количественных параметров, характеризующих распределение содержания частиц по их размерам.

Действительно, гранулометрический состав представляет собой некоторую функцию распределения содержания частиц по размерам. Общего вида, единого уравнения для этой функции неизвестно. Но можно использовать некоторые количественные показатели распределения, которые не требуют точного знания вида функции распределения, – так называемые непараметрические показатели. Предложено, в частности, ввести понятие о диаметре частиц, содержание которых на кумулятивной кривой будет меньше заданного. Например, меньше 40% начиная от самых мелких. Эту величину можно обозначить как d_{40}[мм]. Она указывает на диаметр частиц, для которого содержится 40% частиц с меньшим диаметром, а 60%– с бульшим. Для этого надо на оси ординат отметить величину 40% и найти для нее соответствующий диаметр частиц по кумулятивной кривой. Например, для используемых в качестве примеров гор. АЕ дерново-подзолистой почвы и гор. А чернозема величины d_{40} составляет 0.021 и 0.006 мм. Это означает, что 40% частиц в черноземе имеют диаметр меньше 0.006 мм, а вот в гор.АЕ дерново-подзолистой почвы этот диаметр значительно больше – 0.021 мм. Поэтому величина d_{40} характеризует гранулометрический состав: чем она меньше, тем тяжелее гранулометрический состав, чем больше – тем легче почва. Этот подход достаточно общий, известен как подход, использующий квантили для любых типов распределений, в данном случае 40%-й квантиль.

Далее можно использовать различные комбинации квантилей. Нередко используют следующие коэффициенты («Handbook of Soil Science», 2000):

1) коэффициент однообразия $C_u = d_{60} / d_{30}$ (или иногда $C_u = d_{60} / d_{10}$), который характеризует крутизну наклона кумулятивной кривой: чем больше крутизна кривой, тем ближе по значению окажутся диаметры частиц, отвечающие содержаниям 30 и 60%, тем меньше будет величина C_u. Соответственно чем выше величина C_u, тем хуже отсортированность частиц по размерам (больше разнообразных частиц по диаметрам). В нашем примере C_u для гор. А чернозема и гор. АЕ дерново-подзолистой почвы составили C_u = 0.011/0.0021 = 5.24 и C_u = 0.054/0.015 = 3.6 соответственно.

Большее значение C_u в черноземе указывает на большее разнообразие частиц по диаметру в горизонте А чернозема, чем в горизонте АЕ дерново-подзолистой почвы. Это подтверждает эволюцию горизонта АЕ дерново-подзолистых почв, из которого происходит вынос тонких частиц, остаются более однообразные по размерам, устойчивые частицы – C_u уменьшается;

2) градационный коэффициент $C_g = d_{30} /(d_{60}\, d_{10})$,который характеризует уменьшение содержания глинистых частиц и их различий по диаметру (равномерности их диаметров). Этот коэффициент применяется в основном для песчаных почв, в которых содержание илистой фракции не превышает 10% (только в этом случае можно по экспериментальным данным рассчитать d_{10}).

Отметим, что этот подход, использующий непараметрические характеристики, является общеупотребительным для оценки любых распределений, будь то распределение ЭПЧ по размерам (гранулометрический состав), агрегатов по размерам (агрегатный состав), объемов пор по их размерам (дифференциальная порозность) и др.

Нередко к данным, выраженным в виде кумулятивной кривой, можно подобрать и некую аналитическую функцию так, чтобы подобранная функция «гладко» проходила через все экспериментальные точки (содержания фракций). Иначе говоря, аппроксимировать опытные данные математической функцией (подробнее см.: Пачепский, 1992). Вид этой функции практически для всех кумулятивных кривых минеральных почв однотипный, отличаться они могут только коэффициентами аппроксимации. Можно ожидать, что эти коэффициенты будут нести физический смысл. Действительно, чем «круче» кумулятивная кривая, больше угол ее наклона к оси абсцисс, тем однороднее частицы по размеру, больше выражена одна из фракций. Если анализировать положение точки перегиба этой кривой, когда функция меняется с выпуклой на вогнутую, тоже можно получить дополнительную информацию о наиболее часто встречающемся диаметре частиц. Такой подход был использован П.Н.Березиным для анализа распределения гранулометрических частиц по размерам. Он доказал, что на кривой гранулометрического состава существует точка, делящая всю кривую на два отрезка, которые описываются различными функциям. Эта точка для большинства почв совпадает с диаметром частиц 0.05 мм. Частицы крупнее 0.05 мм были отнесены к песчаным, а <0.05 мм – к глинистым. Тогда для участка кривой с глинистыми частицами оказалось справедливым уравнение

$$y = kx,$$

где y – содержание частиц диаметром x в диапазоне 0.05–0.001 мм, k – параметр уравнения для глинистых частиц. Этот параметр, характеризующий угол наклона «глинистой» части распределения, отражает качество глинных компонентов: чем больше k, тем более разнородны по диаметру глинистые частицы, в их составе есть как илистые, так и крупнопылеватые; если k уменьшается, то это указывает на «однородность» глинных компонентов, преимущественное представление в них тонких фракций. Поэтому параметр k и был назван «дисперсностью» глинных компонентов.

А вот зависимость содержания песчаных частиц (>0.05 мм) от их диаметра подчинялась другому уравнению, так называемому логит-распределению:

$$y = \frac{\Phi_{0.05}}{1 - \left(\frac{x}{\alpha}\right)^n},$$

где $\Phi_{0.05}$ – содержание частиц с диаметром >0.05 мм, n – параметр «крутизны» распределения песчаных компонентов, их «отсортированность», α – наиболее представительный, «средний» диаметр частиц среди песчаных, названный «зернистостью» песчаных компонентов. Вполне ясно из названия параметров, что чем выше n, тем более однородны, однообразны, отсортированы частицы. А чем выше α, тем значительнее в песчаных компонентах выражены более крупные частицы. Этот подход, когда с помощью всего четырех параметров k, $\Phi_{0.05}$, n, α можно описывать и количественно сравнивать различные почвы по гранулометрии, весьма распространен в науке. Приведенный пример с описанием кумулятивной гранулометрической кривой с помощью двух уравнений – это пример подхода к количественному описанию разнообразных явлений. Мы еще с ним столкнемся, когда будем описывать с помощью гауссовой (куполообразной одновершинной) функции многие биологические и экологические явления. В приведенном примере с гранулометрическим составом, можно сказать, нам повезло: параметры действительно имеют физический смысл, хорошо отражают распределение частиц по размерам. Однако так бывает далеко не всегда, что следует иметь в виду при использовании этого чрезвычайно полезного подхода.

Исследование гранулометрического состава почв заканчивается обычно тем, что необходимо дать название почвы по гранулометрическому составу на основе полученных содержаний различный фракций. Эта задача классификации почв по гранулометрии.

5. Классификации почв по гранулометрии

На данный момент в мире приняты два основных принципа построения классификаций почв по гранулометрии: (1) основанный на относительном содержании физической глины (частицы <0.01 мм) с учетом содержания доминирующих фракций (классификация Н.А.Качинского) и (2) основанный на учете относительного содержания выделенных Аттербергом фракций физического песка, пыли и глины (Международная классификация и близкие к ней классификации общества почвоведов, агрономов США и др.). Иначе говоря, классификация Качинского – двучленная, так как основана на использовании прежде всего содержаний физического песка и физической глины, а международная – трехчленная, причем в разных странах границы между глиной, песком, пылью несколько различаются.

Отечественная (классификация Н.А.Качинского), как указывалось, основана на соотношении содержания физического песка и глины. Вполне понятно, что сумма физического песка и физической глины составляет 100%. Поэтому классификация почв в данном случае представлена на основе лишь физической глины. Эта классификация представлена в табл. II.1.

Обратим внимание на два весьма характерных момента в отечественной классификации.

Таблица II.1

Классификация почв по гранулометрическому составу
(по Н.А.Качинскому)

Содержание физической глины (частиц < 0,01 мм), %			Краткое название почвы по гранулометрическому составу
Подзолистого типа почвообразования	Степного типа почвообразования	Солонцы и сильно солонцеватые почвы	
0–5	0–5	0–5	Песок рыхлый (Пр)
5–10	5–10	5–10	Песок связанный (Псв)
10–20	10–20	10–15	Супесь (С)
20–30	20–30	15–20	Суглинок легкий (Сл)
30–40	30–45	20–30	Суглинок средний (Сср)
40–50	45–60	30–40	Суглинок тяжелый (Ст)
50–65	60–75	40–50	Глина легкая (Гл)
65–80	75–85	50–65	Глина средняя (Гср)
>80	>85	>65	Глина тяжелая (Гт)

Рассмотрим первую графу в таблице. Диапазоны в содержании физической глины для различных категорий почв неравномерны. Например, для перехода от «песка рыхлого» к «песку связному» необходимо увеличение содержания физической глины всего на 5%. А вот от супеси к суглинкам и между суглинками – уже на 10%. Диапазоны глин имеют еще более широкий интервал – до 15%. По-видимому, это связано с тем, что в песках даже небольшое количество глины ведет с заметному изменению свойств почвы в целом. Напротив, для глинистых почв необходимо значительное количество физической глины, чтобы отличить глину легкую от глины средней.

Очень важным является то, что Н.А.Качинский выделил градации не просто по содержанию физической глины, но и с учетом типа почвообразования. Действительно, например, глина тяжелая в подзолистых почвах будет выделяться при содержании физической глины более 80%, а в солонцах – уже при 65%. Связано это с тем, что в солонце частицы глины совсем по-иному ведут себя, чем, скажем, в подзолистой почве. Глинистые частицы в солонце, как правило, насыщены ионом Na. Эти частицы сильнее набухают, лучше прилипают к различным предметам. Следовательно, они начинают проявлять свойства «тяжелых» почв при их более низком содержании, чем частицы того же размера, но в почвах гумидной области. Таким образом, в своей классификации Н.А.Качинский учел влияние качественного состава глины, и прежде всего состава почвенного поглощающего комплекса и минералогии, на различие почв в их поведении как легких или тяжелых. Это очень тонкий момент, не учитываемый в других мировых классификациях. Никодим Антонович Качинский по праву считается одним из основателей отечественной физики почв, основных методов и приборов, до сих используемых в почвоведении (см. *«К вопросу о...»*).

Таким образом, пользуясь табл. II.1, можно дать краткое название почвы по гранулометрии. Полное название включает еще и указание на доминирующие фракции. Для этого выделяют две преобладающие фракции. Первой указывают название меньшей по содержанию, второй – фракции, содержание которой в почве самое высокое. Для почвы в целом оно дается по гранулометрическому составу верхнего горизонта. Рассмотрим пример с данными гранулометрического анализа дерново-подзолистой почвы и чернозема (табл. II.2).

«К вопросу о…»

Никодим Антонович Качинский (1894–1976)

В юном возрасте Н.А.Качинский познакомился с классическим почвоведением, работая в экспедиции известного почвоведа, основателя учения о морфологии почвенной структуры профессора С.А.Захарова. Быть может, эти первые впечатления, интересы, идеи оставили в Н.А.Качинском такое неизгладимое впечатление, что вопросам почвенной структуры он посвятил многие из своих трудов. Именно ему принадлежат такие поэтические слова: «Структура почвы – синяя птица почвоведов». Этим образом, полагаю, Никодим Антонович хотел подчеркнуть, что именно структура, почвенные агрегаты – это сущность почвы, это то, что принципиально отличает ее от материнских пород, это то, что дает возможность получать устойчивые урожаи, или, как бы мы сказали сейчас, это основа устойчивого функционирования почв.

Н.А.Качинский закончил Петровскую (Тимирязевскую) академию и был приглашен основателем кафедры почвоведения В.В.Гиммерлингом в Московский университет. Первые работы Н.А.Качинского были посвящены корневым системам растений, зависимостям формы и роста корней от физических свойств почв. Именно Н.А.Качинский обратил внимание, что физические свойства отличаются по генетическим горизонтам, создав основы для современного понимания физики почвенных процессов. Он разработал основные методы в отечественной физике почв. Методы определения гранулометрического состава и классификации почв по гранулометрии носят его имя, методы микроагрегатного анализа, изучения плотности почв, сопротивления пенетрации – также. Он создал стройную «самодостаточную» систему изучения физических свойств почв, которая в полной мере удовлетворяла требованиям науки и практики того времени. Недаром основанная им в университете кафедра физики и мелиорации почв участвовала практически во всех больших общегосударственных проектах. Это и выращивание лесополос в зоне сухой степи («План преобразования природы»), и строительство Волго-Балтийского канала, и освоение земель Азербайджана, и участие в преобразовании Уральского региона во время войны, и строительство полевых аэродромов и многое другое.

Не только уникальное трудолюбие, талант, но и характер всегда вызывали уважение и преклонение его коллег и учеников. В тяжелые лысенковские годы, когда биофак МГУ раздирали страсти, когда нередко побеждали неучи, функционеры, лжетеоретики, необходимы были мужество, смелость выступить против всей этой «черной волны». Никодим Антонович был одним из лидеров антилысенковщины в почвоведении и тем самым, быть может, спас нашу науку, сохранил ее уникальное российское имя, суть, понимание. Ни тени конформизма! И за это тоже ему огромное спасибо.

И об одной мировой загадке, над которой задумываюсь в связи с судьбой Н.А.Качинского. В науке бывают великие Ученые и великие Учителя, основатели целых научных школ. Альберт Эйнштейн был, несомненно, величайшим Ученым, но уж так сложилось, что прямых учеников у него не было. А вот у

Нильса Бора было несчетное количество учеников по всему миру. И у Никодима Антоновича есть большое количество прямых учеников, наследников его методов, идей, понимания физики почв. Быть Учителем и Ученым – это редкий дар, редкая судьба. Где и когда происходит это совпадение, какими мировыми волнами порождается – все же загадка.

Таблица II.2

Гранулометрический состав чернозема типичного и дерново-подзолистой почвы

Горизонт, глубина, см	Содержание фракций элементарных почвенных частиц (%) диаметром (мм)								
	1.0 – 0.5	0.5 – 0.25	0.25 – 0.05	0.05 – 0.01	0.01 – 0.005	0.005 – 0.001	<0.001	<0.01	>0.01
	ПЕСОК			ПЫЛЬ			ИЛ	физ. глина	физ. песок
	крупный	средний	мелкий	крупная	средняя	мелкая			
Чернозем типичный тяжелосуглинистый иловато-крупнопылеватый									
А (0-25)		1.0	3.5	37.5	18.9	8.9	30.2	58.0	42.0
А (25-37)	0.4	1.6	5.9	38.1	17.3	8.5	28.2	54.0	46.0
АВ (37-59)	0.5	2.0	6.0	37.9	17.4	8.3	27.9	53.6	46.4
В (59-90)	0.4	2.2	6.2	37.8	17.2	8.2	28.0	53.6	46.4
ВС (90-150)	0.3	2.4	6.3	37.7	17.3	8.1	28.0	53.4	46.6
Дерново-подзолистая среднесуглинистая иловато-крупнопылеватая почва									
Ад (0-23)	5.2	7.2	13.1	37.5	9.5	12.5	15.0	37.0	63.0
АЕ (23-35)	6.8	11.2	24.6	36.8	10.2	8.1	2.3	20.6	79.4
ЕВ (35-52)	5.8	10.1	23.4	30.2	11.2	7.8	11.5	30.5	69.5
В (52-88)	5.9	9.8	27.1	16.6	12.0	8.4	20.2	40.6	59.4
ВС (88-150)	6.2	10.2	30.1	4.4	12.8	10.8	25.5	50.9	49.1

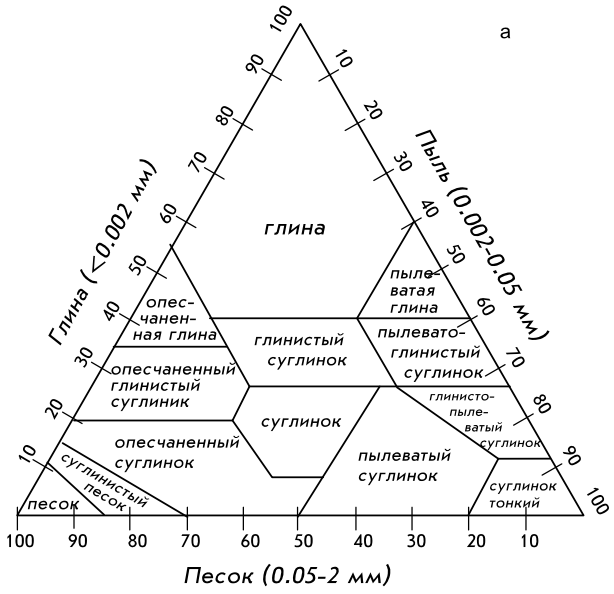
Из данных табл. II.2. видно, что для исследованного горизонта Ад дерново-подзолистой почвы содержания песка крупного, среднего и тонкого – 5.2, 7.2 и 13.1%, пыли крупной, средней и мелкой – 37.5, 9.5 и 12.5 , а ила – 15%. Физическая глина – 37%, а это означает (см. табл. II.1), что мы имеем дело с суглинком средним. А вот полное название – суглинок средний иловато-крупнопылеватый, так как доминируют крупная пыль и ил.

Классификационную принадлежность почвы в международной классификации определяют, пользуясь треугольником, предложенным Ферре. Он изображен на рис. II.4. В этом равностороннем треугольнике по левой стороне отложено содержание глины (частиц <0.002 мм), по правой – пыли (0.002–0.05 мм), а по основанию треугольника –

содержание песка (0.05–2 мм). Для того чтобы определить классификационную принадлежность почвы по гранулометрии, необходимо совместно анализировать уже три фракции. Для этого на левой стороне треугольника, где отложено содержание глинистых частиц, находят точку, соответствующую содержанию глины (<0.002 мм). Из этой точки проводят прямую, параллельную основанию.Затем на правой стороне треугольника (содержание пыли) также находят точку, соответствующую содержанию пыли в исследуемой почве, и из нее проводят линию, параллельную левой стороне – параллельно оси «содержание глины». Две прямые линии пересекутся внутри треугольника в некоторой точке, в которую также попадает и третья линия, проведенная параллельно оси «пыль» из точки, соответствующей содержанию песка на основании треугольника. Эта точка пересечения трех линий треугольника обязательно окажется внутри какой-либо области, отвечающей за определенную классификационную группу почв по гранулометрии. На рис. II.6, а представлена подробная классификация почв по гранулометрии, хотя нередко используют и более простую, представленную на рис. II.6, б. Принципы определения названия почвы по гранулометрическому составу и в этом случае остаются те же.

Как уже указывалось, отечественная классификация – двухмерная, использует соотношение физической глины и физического песка. Зарубежные – трехмерные. Кроме того, и границы фракций в этих классификациях не совпадают (сравните: в нашей – физическая глина <0.01, а в зарубежных <0.002 мм – очень значительные различия!). Поэтому невозможен прямой переход из одной классификации в другую. Для этого необходимо использовать уже знакомые нам кумулятивные (интегральные) кривые распределения гранулометрических частиц. Остановимся подробнее на этой операции.

По кумулятивной кривой, пользуясь графической интерполяцией, мы можем определить содержание фракций по зарубежной классификации, т.е. <0.002 (глина), 0.002–0.05 (пыль) и 0.05–2 мм (песок). А затем, зная содержание глины, пыли и песка, по треугольнику найдем соответствующие названия почвы по гранулометрии. Воспользуемся уже знакомым нам гранулометрическим составом гор. А чернозема (табл. II.2 и рис. II.5, а). Если внимательно проанализировать график на рис. II.5 (а), то можно определить, что содержание частиц <0.002 мм по этой кривой составит 30.5% , содержание частиц <0.05 мм – 92.1%, а собственно фракции пыли (0.002–0.05) – 61.6%. Теперь воспользуемся рис. II.6 (а) с треугольником гранулометрического состава. По левой стороне треугольника отложим 30.5%, проведем прямую параллельно основанию.



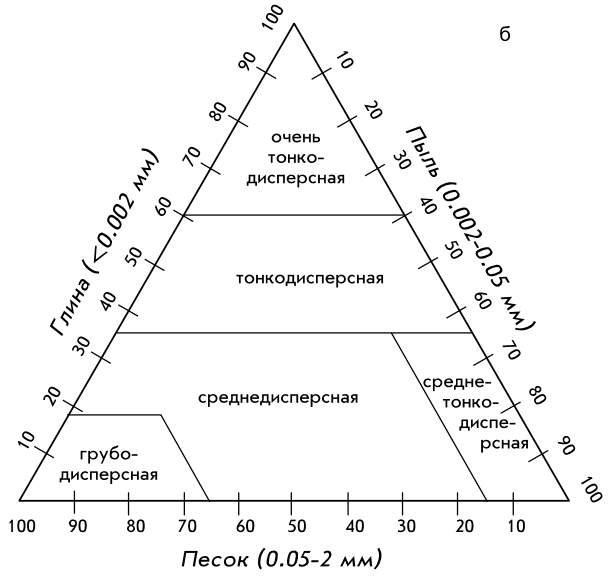


Рис. II.6. Треугольник Ферре для классификации почв по гранулометрическому составу (а) и упрощенная классификация (б), используемые в некоторых зарубежных классификациях

А на правой отметим точку 61.8% и проведем прямую, параллельную левой стороне треугольника. Эти прямые пересекутся в области с названием «пылевато-глинистый суглинок». Таким образом, гор. А чернозема – пылевато-глинистый суглинок.

Следовательно, переход из одной классификации в другую возможен лишь через построение кумулятивной кривой, нахождение содержания указанных трех фракций и определение классификационной принадлежности почвы по треугольнику Ферре. Отметим, наконец, что зарубежные классификации, построенные на принципе треугольника Ферре, нередко различаются по градациям и классификационным площадям внутри треугольника. Поэтому в каждом конкретном случае необходимо уточнять детали (границы фракций и зон гранулометрических классов в треугольнике) построения соответствующей классификации. Общий принцип один и тот же – это трехчленная классификация на основе треугольника.

Итак, к настоящему моменту разработаны классификации частиц по размерам, выделяют различные фракции гранулометрических элементов, а на основании содержания определенных фракций классифицируют почвы на градации по гранулометрическому составу. Название почвы по гранулометрии дается по ее поверхностному горизонту. Однако гранулометрический состав почвенных горизонтов может заметно различаться как за счет почвенных процессов, так и вследствие неоднородности материнских пород. Поэтому весьма важно представить гранулометрический состав не только поверхностного слоя, но и почвы в целом.

6. Гранулометрический состав почвенного профиля

В этом случае перед нами стоит задача охарактеризовать графически гранулометрический состав всего почвенного профиля, используя данные по гранулометрическому составу всех генетических горизонтов (слоев) почвенного профиля. Наилучшим способом представления и анализа профильных данных по гранулометрии является *диаграмма гранулометрического состава почвы*.

> **Диаграмма гранулометрического состава почвы** – послойное (по горизонтам) представление данных по кумулятивному содержанию элементарных почвенных частиц в осях «процентное содержание» – «глубина», где ось «процентное содержание» имеет диапазон от 0 до 100%.

Для построения диаграммы гранулометрического состава почвы для каждого почвенного горизонта откладывают содержания гранулометрических фракций, начиная с фракции ила и прибавляя каждую последующую фракцию к предыдущим, т.е. гранулометрический состав каждого слоя представляют в виде горизонтального столбика диаграммы с координатами от 0 до 100%, указывая при этом внутри столбика и отдельные фракции. Для этого в каждом слое, для каждого почвенного горизонта, изображаемого горизонтальным столбиком диаграммы, на соответствующей ему глубине будем откладывать содержание частиц начиная с содержания ила, затем ил + мелкая пыль, затем ил + мелкая пыль + средняя пыль и т.д. вплоть до достижения 100% суммы всех фракций. Так поступают для каждого почвенно-генетического слоя. В результате образуется картина распределения содержания различных фракций по профилю почвы. При этом появляется возможность анализа внутрипочвенных процессов, приведших к особенностям распределения гранулометрических фракций по профилю почвы (процессы лёссивирования, подзолообразования, выветривания *in situ* и пр.). Рассмотрим построение и использование диаграмм гранулометрического состава на примере тех же самых чернозема и дерново-подзолистой почвы, данные по гранулометрии которых мы использовали ранее для построения кумулятивных кривых отдельных горизонтов, названия почв по гранулометрии (табл. II.2). Эти почвы имеют следующие строения профилей: дерново-подзолистая почва: Ад–АЕ–ЕВ–В–ВС и чернозем: Апах–А–АВ–В–ВС, что и отразилось на профильных диаграммах гранулометрического состава (рис. II.7).

На основании построенных диаграмм достаточно хорошо можно представить особенности почвенного профиля почвы и предположить те процессы, которые происходят в почвенном профиле. Так, в профиле чернозема обыкновенного (рис. II.7, а) нет никаких заметных максимумов ни для какой из гранулометрических фракций. Распределение весьма равномерное, лишь в поверхностных слоях несколько повышено содержание ила за счет, видимо, процесса гумусонакопления. Напротив, в дерново-подзолистой почве (рис. II.7, б) ясно заметны минимум содержания илистых и пылеватых частиц в элювиальных горизонтах АЕ и ЕВ и их накопление в горизонте В.

В этой почве произошли процессы, приведшие к передвижению тонких частиц из элювиального горизонта в горизонт иллювиальный, где эти частицы привели к обогащению иллювиального горизонта тонкими фракциями. Ясно видна дифференциация профиля почвы по содержанию гранулометрических элементов. Такого вида почвы называют почвами с текстурно-дифференцированным профилем.

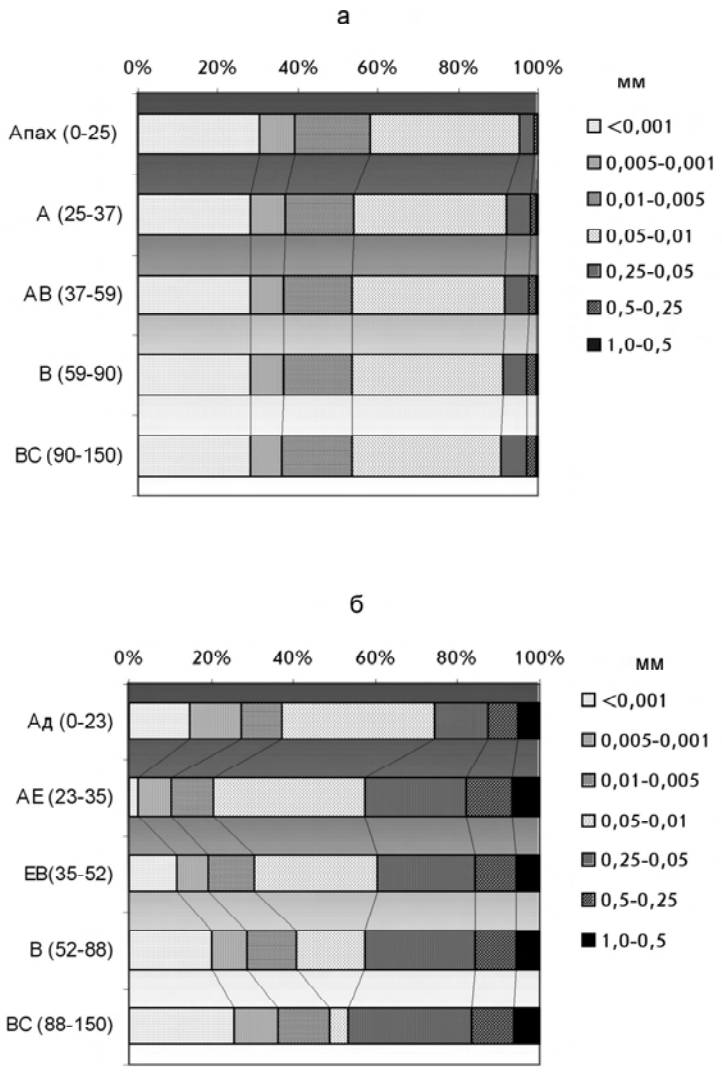


Рис. II.7 . Диаграммы гранулометрического состава профиля чернозема (а) и дерново-подзолистой почвы (б), см. табл.II.2

Остается еще одна проблема, методическая: как разделить почву на отдельные ЭПЧ и определить процентное содержание указанных фракций ЭПЧ? Эта процедура называется гранулометрическим анализом почв.

7. Гранулометрический анализ почв

Гранулометрический анализ состоит из двух этапов: (1) диспергация почвенной массы и (2) анализ содержания частиц различного размера. Основной задачей первого этапа гранулометрического анализа является отделение элементарных почвенных частиц друг от друга. Вспомним (рис. II.1), что почвенные частицы в почве соединены в микро- и макроагрегаты. Поэтому прежде всего важно разделить их. Для этого необходимо химическими и физическими методами разрушить тот природный «клей», который соединяет эти частицы. Такими природными «клеями», агрегирующими элементарные почвенные частицы, в почве, как правило, являются ионы Ca^{2+}, органические вещества, окислы Fe, Al. На первом этапе необходимо «нейтрализовать» их агрегирующее действие. Наилучшим методом в этом случае является применение пирофосфата натрия и последующее механическое воздействие (интенсивное растирание почвенной пасты, применение ультразвука). Механизм действия пирофосфата Na в этом случае таков: ион Na замещает в почвенном поглощающем комплексе ион Ca, снимая агрегирующее воздействие последнего и оказывая диспергирующее влияние на почву. Анион же пирофосфата предохраняет образовавшиеся частицы от коагуляции за счет формирования пленки фосфатов. Однако даже если частицы и оказываются химически разделенными, для того чтобы между ними образовывались заметные водные прослойки и они могли проявлять самостоятельно свои свойства, необходимо механическое воздействие. Это воздействие оказывают либо в виде механического растирания пасты в ступке пестиком с резиновым наконечником, либо в виде ультразвукового воздействия, либо в виде кипячения суспензии.

После этапа разделения частиц осуществляется определение содержания частиц того или иного размера с помощью, например, пипет-метода, основанного на применении закона Стокса и использующего основные принципы седиментометрии (А.Ф.Вадюнина, З.А.Корчагина, 1986). Эти принципы таковы. Используется закон Стокса для равномерного движения шарообразных частиц в жидкости:

$$v = \frac{2}{9} \cdot \frac{r^2 g(\rho_s - \rho_w)}{\eta},$$

где v – скорость падения твердофазных частиц в жидкости, r – радиус частиц, g – ускорение свободного падения, ρ_s и ρ_w – плотности твердой фазы почвы и воды, h – динамическая вязкость. Учитывая, что $v = l/t$, т.е. расстояние (l) на время (t) , можно точно рассчитать

глубину, на которой окажутся частицы определенного радиуса через определенное время (рис. II.8). Далее с этой глубины в расчетное время надо отобрать пробу суспензии с частицами меньше и равными заданному радиусу. По прошествии некоторого времени с этой же глубины уже можно отобрать пробу с частицами еще меньших радиусов. Расчет разницы между концентрацией частиц в первой и второй пробах даст концентрацию частиц определенного диапазона радиусов (диаметров), т. е.концентрацию некоторой фракции гранулометрических элементов. Зная объем сосуда, в котором происходит осаждение, и объем пробы, по концентрации суспензии не представляет труда рассчитать и содержание фракции в навеске почвы. Задавая размеры частиц и глубины отбора проб, рассчитывая по формуле Стокса время отбора и отбирая пробы, как показано на рис. II.8, можно определить содержания заданных по диаметру частиц фракций ЭПЧ, т.е. определить гранулометрический состав почв.

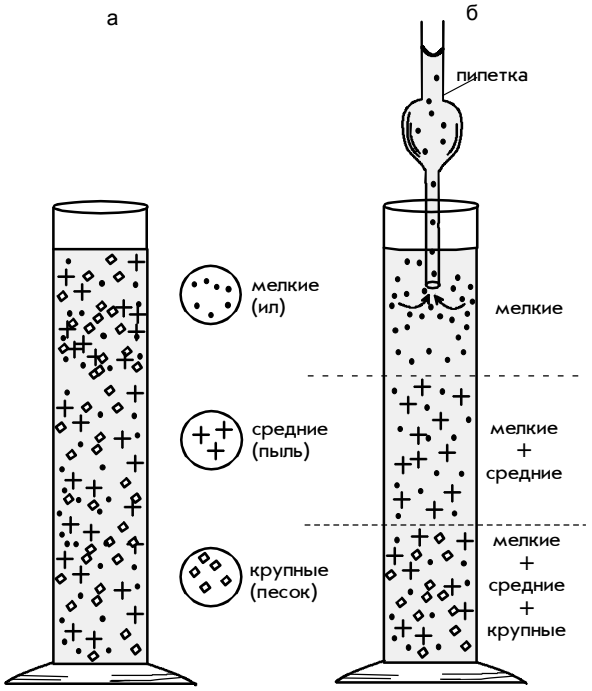


Рис. II.8. Схема определения фракций гранулометрических элементов по осаждению в стоячей воде и отбору проб с помощью пипетки: а) равномерно перемешенная суспензия почвы; б) отбор пробы мелких частиц через определенный промежуток времени

Отбор проб осуществляют с помощью специальной пипетки, конструкцию которой разрабатывали и усовершенствовали физики почв во многих странах мира. Поэтому она и носит название «Пипетка Качинского–Робинсона–Кёхня».

Впрочем, не обязательно отбирать пробы суспензии. Можно использовать и другой принцип: измерять изменение плотности суспензии по мере осаждения частиц разной крупности. Изменение плотности также будет подчиняться закону Стокса, так как сначала понижение плотности суспензии будет происходить за счет выпадения самых крупных частиц, затем – все более мелких. Измерять плотность можно непрерывно на одной глубине с помощью ареометров либо с помощью специальных приборов для определения гранулометрического состава дисперсных тел – седиграфов. Седиграфы используют принцип определения плотности суспензии по изменению интенсивного потока рентгеновского излучения, а в случае неокрашенных суспензий – изменения интенсивности светового потока при изменении плотности суспензии. Отметим, что последний метод (по измерению ослабления проходящего через суспензию светового луча) малоприменим для почв, так как в почвах практически всегда присутствует растворимая органика различных оттенков, дающая трудно учитываемую погрешность. В любом из методов (с использованием пипетки, седиграфа, ареометра) расчет происходит с использованием формулы Стокса, которая была выведена с рядом допущений, поэтому имеет особенности в приложении к почвенным измерениям, о которых следует помнить. Уточним эти особенности.

Частицы осаждаются независимо друг от друга. Это условие накладывает особенность на концентрацию суспензии – она не должна быть более 1.5–2%.

Частицы должны быть сферической формы, только в этом случае применимо уравнение Стокса. В почве имеются частицы самой разнообразной формы, вплоть до листоватой, пластинчатой. Поэтому в данном анализе мы определяем не реальный размер частиц, а так называемый «эффективный радиус» – радиус, который имели бы частицы, если бы они были округлой формы и их падение в жидкости подчинялось закону Стокса.

Закон Стокса применим для определенного диапазона диаметров частиц: >0.0001 мм и <0.25 мм. Как известно, частицы менее 0.0001 мм уже подвержены броуновскому, тепловому, движению.

Их содержание определить по закону свободного падения Стокса невозможно. Кроме того, закон Стокса использует условие ламинарности движения частиц. Это накладывает условие определения частиц диаметром только менее 0.25 мм, так как более крупные, возможно, будут осаждаться с возникновением турбулентных явлений.

При падении частиц возникает трение, но это трение внутри жидкой фазы, а не на границе твердая частица–жидкость. Соответственно используется вязкость раствора пирофосфата с поправкой на температуру, при которой происходило определение.

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

1. Дисперсность – свойство почвы, проявляющееся в различном содержании частиц разного размера (гранулометрический состав, текстура), а также в виде высокой удельной поверхности почвы. Экспериментальное исследование гранулометрического состава включает две стадии: (1) химико-механическое воздействие по разделению элементарных почвенных частиц (пептизация) и (2) определение содержания каждой фракции (элементарных почвенных частиц, ЭПЧ, определенного размера) седиментометрическим методом.
2. Элементарные почвенные частицы (ЭПЧ) – это наименьшие частицы твердой фазы почвы, не поддающиеся распаду общепринятыми методами пептизации. ЭПЧ разного размера отличаются по минералогическому составу, содержанию органического вещества и другим свойствам.
3. ЭПЧ в большинстве почв имеют размеры от 0.001 мм (ил) до 1–3 мм (гравий). Область размеров частиц от ила до гравия делится на фракции пыли (три фракции – мелкая, средняя, крупная) и песка (также три фракции – мелкий, средний, крупный). Отечественная классификация почв по гранулометрии основана на соотношении содержания фракции физической глины (<0.01мм) и физического песка (>0.01мм). (Постараемся запомнить «центральный образ»: при содержании физической глины 40–50% в почвах гумидной зоны и 45–60% в почвах аридной выделяют тяжелые суглинки, самые распространенные по гранулометрическому составу почвы; при меньшем содержании – средние, легкие суглинки, супеси и пески, при большем – глины).

4. Зарубежные классификации учитывают соотношение трех фракций: глины (<0.002), пыли (0.002–0.05) и песка (0.05–2 мм), а определение названия почвы по гранулометрии проводят с помощью треугольника Ферре.
5. Гранулометрический состав используется при: (1) названии почвы по гранулометрическому составу; (2) прогнозе других почвенных свойств. Так, тяжелые суглинки или глины будут плохо проводить влагу, иметь высокое содержание воды при низком содержании воздуха и долго прогреваться («холодные» почвы). Напротив, легкие почвы (супесь, песок связный и пр.) характеризуются быстрой фильтрацией влаги сквозь почву, малым количеством воды для растений, быстрым прогревом («теплые» почвы); (3) конструировании почв, при создании искусственных почв с заданными свойствами на основании смеси из различных гранулометрических фракций (песка, глины и пр.). Это очень интересная и быстро прогрессирующая отрасль физики почвы – расчет и создание целевых почвенных конструкций (см. Ч. XVIII. Раздел «Конструирование почв») на основе знания физических свойств почвы, прежде всего ее гранулометрического состава.

Литература

Вадюнина А. Ф., З. А. Корчагина. Методы исследования физических свойств почв. М.: Агропромиздат, 1986.

Качинский Н. А. Физика почвы Ч.1.М., 1965.

Полевые и лабораторные методы исследования физических свойств почв/ Под ред. Е.В.Шеина. 2001.

Растворова О. Г. Физика почв. Практическое руководство. Л.: Изд-во Ленинг. ун-та, 1983. 196 с.

Handbook of Soil Science. Ed. by Malcolm E.Summer. 2000. CRC Press.

Soil Survey Laboratory Methods Manual. Soil Survey Investigations Report No 42. Version 3.0. January 1996. USDA. NRCS. NSSC. 693 p.

Часть III

СТРУКТУРА ПОЧВЫ

1. Микроагрегатный состав почв

Отдельные гранулометрические частицы могут взаимодействовать друг с другом, «склеиваясь» и образуя сначала микроагрегаты, а затем и макроагрегаты, педы, почвенные комки и фрагменты. Это хорошо видно на приведенной в начале предыдущей части схеме агрегатного строения почв (см. рис. II.1). Микроагрегаты на этой схеме – это почвенные отдельности, состоящие из элементарных почвенных частиц. Отметим очень важный момент в организации микроагрегатов: основную связующую роль между пылеватыми и песчаными элементарными почвенными частицами (скелетом) играют илистые частицы. Так формируется из элементарных почвенных частиц первичная структурная единица почвы – микроагрегат. Соединяясь друг с другом, микроагрегаты образуют уже макроагрегаты, или просто агрегаты. Граница между микро- и макроагрегатами, по предложению К.К.Гедройца, находится на уровне 0.25 мм. Особенно важна устойчивость, стабильность почвенных микро- и макроагрегатов, способность их противостоять внешним воздействиям. Именно от этой способности агрегатов зависит и противоэрозионная устойчивость почв, и способность выдерживать внешние механические нагрузки, и многие другие почвенные функции.

Традиционно распределение микроагрегатов по размерам (микроагрегатный состав почв) рассматривается совместно с гранулометрическим составом почв. Более того, фракции микроагрегатов по размерам аналогичны фракциям гранулометрических элементов. Это позволяет провести ряд оценок устойчивости микроструктуры. Однако возникает проблема выделения этих первичных агрегатных образований без их разрушения. Для того чтобы выделить микроагрегаты, надо почву подвергнуть такому воздействию, чтобы разрушить макроагрегаты, при этом сохранив микроагрегаты.

По всей видимости, это воздействие должно быть более слабое, чем используемое при гранулометрическом анализе. Именно поэтому при микроагрегатном анализе применяют концентрацию пирофосфата натрия на порядок ниже (или его не используют вовсе) и очень слабое механическое воздействие. Эта физико-химическая диспергация позволяет разрушить макроагрегаты, но сохранить микроагрегаты.

Агрегаты (микроагрегаты <0.25мм и макроагрегаты >0.25 мм) – это группа элементарных почвенных частиц, или микроагрегатов, которые соединяются друг с другом прочнее, чем с другими соседними почвенными частицами.

Почвенный пед – термин во многом аналогичный агрегату. Однако термин «почвенный агрегат» чаще всего применяют для зернистой, комковатой структуры гумусово-аккумулятивного и пахотного горизонтов, а «пед» – для разнообразных структурированных природных почвенных образований в различных горизонтах почвы.

Почвенный комок, фрагмент – термин аналогичный почвенному агрегату, но применяемый, как правило, к агрегатам размером >10 мм.

Стабильность (устойчивость) агрегатов – способность сохранять пространственное распределение твердой фазы почвы и порового пространства при действии внешних сил. Это свойство, указывающее, насколько соединяющие внутриагрегатные силы способны противостоять внешним разрушающим силам.

Если рассмотреть кумулятивные кривые гранулометрического и микроагрегатного анализов, можно заметить их несовпадение как в области тонких частиц, так и в области крупных, песчаных (рис. III.1). Различие в содержании тонких частиц, в частности ила, указывает, какое количество ила из гранулометрии участвует в формировании микроагрегатов. Это область агрегированного ила (см. рис. III.1). Чем она больше, тем большее количество ила участвует в образовании устойчивых микроагрегатов, тем лучше почвенно-физические условия. Напротив, в области крупных песчаных частиц кривая микроагрегатного анализа идет выше, количество микроагрегатов выше, чем гранулометрических частиц. Это вполне понятно: в случае микроагрегатного анализа мы определяем частицы, которые получились агрегированием из более мелких гранулометрических частиц. Значит, чем шире эта область различия кривых микроагрегатного и гранулометрического составов, тем больше крупных микроагрегатов, тем

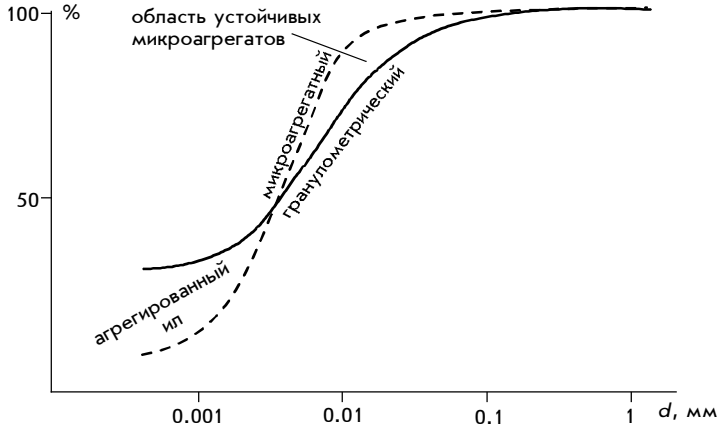


Рис. III.1. Пример кумулятивных кривых микроагрегатного и гранулометрического составов

лучше микроагрегирована почва. Именно на основании рассмотрения этих областей в гранулометрическом и микроагрегатном анализах предложены различные характеристики (или коэффициенты), позволяющие судить об агрегированности почв, о наличии стабильных микроагрегатов.

Рассмотрим эти показатели микроагрегированности почвы. Коэффициент дисперсности по Качинскому ($К_д$, %):

$$К_д = \frac{И_м}{И_г} \cdot 100\%,$$

где $И_м$ и $И_г$ – содержание фракции ила (частицы <0.001 мм) при микроагрегатном и гранулометрическом составах. Чем выше этот коэффициент, тем более дисперсна, легче пептизируется, менее микроагрегирована почва. Об этом говорит и само название коэффициента – коэффициент дисперсности. Вот некоторые классификационные градации почвенной микроагрегированности по этому показателю:

<15 – высокая микроструктуренность
15–25 – хорошая
25–40 – удовлетворительная
40–60 – неудовлетворительная
>60 – весьма низкая.

Степень агрегированности по Бэйверу ($А_г$, %): $А_г = \frac{П_м - П_г}{П_м} \cdot 100\%,$

где $П_м$ и $П_г$ – содержания фракций песка (мелкого, среднего, крупного), т.е. частиц диаметром >0.05 мм при микроагрегатном и гранулометрическом анализах. Но при использовании указанного коэффици-

ента следует помнить, что чем он выше, тем лучше агрегирована почва. Возможная классификация микроструктуренности почв на основании показателя $A_г$ такова:

>90 – очень высокая микроагрегированность
80–90 – высокая
65–80 – хорошая
50–65 – удовлетворительная
35–50 – слабая
20–35 – весьма слабая
<20 – низкая

Приведенными показателями микроагрегированности можно пользоваться как при сравнении почвенных образцов, так и при характеристике микроагрегатной устойчивости конкретной почвы.

2. Понятие о структуре почвы как об ее агрегатном составе

В отличие от микроструктуры макроструктуру почвы, или собственно структуру, можно анализировать визуально, так как к ней относятся почвенные агрегаты (или педы) размерами более 0.25 мм. В России и в ряде европейских стран принято следующее определение структуры почвы: «Это форма и размер структурных отдельностей (макроагрегатов), на которые распадается почва» («Толковый словарь по почвоведению», 1975 г.). В словаре Американского общества почвоведов дается следующая характеристика структуры почвы: «Структура почвы характеризуется формой и степенью оформленности структурных отдельностей, или педов». Что касается разделения структурных отдельностей по форме – российская (по С.А.Захарову) и другие классификации весьма схожи. Выделяют в основном 6 типов структур:

- массивная (бесструктурная во влажном состоянии);
- зернистая;
- столбчатая;
- блочная;
- пластинчатая;
- призматическая.

По степени оформленности структурные отдельности (педы) разделяют на (1) бесструктурные, (2) слабо-, плохооформленные, (3) средне-, хорошооформленные и (4) прочные структурные отдельности. Это подразделение отражает не только собственно форму педов, но и условия, в которых они существуют: чем более прочные и

крупные педы встречаются в почве, тем в большей мере этой почве свойственны трещины, крупные макропоры. Такая взаимосвязь размеров и формы педов с наличием в почве крупных проводящих путей также может быть использована при характеристике почв и введена в соответствующие уравнения почвенных процессов в виде числовых ранговых показателей. Это очень важно для количественного описания процессов, в которых структура играет весьма значительную роль – при движении воды в почве, при механических деформациях почв и во многих других процессах. Когда необходимо внести фактор структуры в количественное описание изучаемого процесса, то поступают именно так: вводят морфологическую характеристику в виде числового индекса (рангового показателя) – в модели переноса влаги, деформации почв.

> **Структура почвы** – это форма и размер структурных отдельностей в виде макроагрегатов (педов), на которые распадается почва. Структура почвы характеризуются формой и степенью оформленности структурных отдельностей.

Однако указанные определения касаются прежде всего морфологии почвенных педов, они не количественные. Для того чтобы использовать количественные характеристики, необходимо применять уже специальные методы и устройства для количественной оценки почвенной структуры.

3. Оценка структуры. Ситовой анализ

В физике почв структуру почвы оценивают количественно на основании распределения содержания агрегатов (воздушно-сухих и в воде) по их размерам. Аналогично тому как это делается в гранулометрическом и микроагрегатном анализах, структура выражается в содержании фракций агрегатов определенного размера (диаметра). Первым количественным показателем структуры является содержание воздушно-сухих агрегатов различного размера. Получается этот показатель благодаря рассеву воздушно-сухого почвенного образца в лаборатории на ситах с различным диаметром отверстий. Как правило, используют сита с диаметрами отверстий 10, 7, 5, 3, 2, 1, 0.5 и 0.25 мм, соединяя их в последовательный набор – от большего диаметра к меньшему. На верхнее сито с диаметром 10 мм высыпается предварительно взвешенный средний образец почвы, сита встряхивают, и агрегаты располагаются в ситах соответственно их разме-

рам: на верхнем – >10 мм (фракция > 10 мм), на следующем с диаметром 7 мм – фракция 7–10 мм, с диаметром 5 мм – фракция 5–7 мм и т.д., а в остатке будут микроагрегаты и элементарные почвенные частицы диаметром <0.25 мм – пылеватая часть почвы. Содержание каждой фракции легко можно рассчитать как соотношение этой фракции к взятой навеске. Естественно, что самые крупные агрегаты – глыбы и самые мелкие – пылеватая часть почвы – указывают на неблагоприятное агрофизическое состояние почвенной структуры. А агрегаты размерами 10–0.25 мм – самые важные, они придают почвенной структуре ее уникальный вид в виде почвенных комочков и определяют почвенное плодородие. Поэтому их и называют *агрономически ценными*. Содержание агрономически ценных агрегатов – важнейший показатель ее состояния: чем выше их содержание, тем лучше почва. Недаром говорят: «Культурная почва – структурная почва». Итак, содержание агрономически ценных агрегатов – один из важнейших показателей структурного состояния почвы.

Другим показателем структуры является ее устойчивость к внешним воздействиям, среди которых наиболее существенным является воздействие воды. Это чрезвычайно важно, так как почва должна сохранять свою уникальную комковатую зернистую структуру после обильных осадков и последующего легкого подсушивания, когда образуется не плотная непроницаемая для газов и воды корка, а вновь хорошо различимые почвенные комочки, агрегаты. Это качество структуры называют *водоустойчивостью*. Как может вода воздействовать на структурные отдельности, за счет чего их разрушать? Прежде всего почвенные частицы смачиваются водой, вокруг них образуются пленки воды, которые их «раздвигают», или, как иногда говорят, «расклинивают» – это расклинивающее давление водных пленок. Кроме того, при увлажнении агрегата в него быстро входит вода, закупоривает в порах воздух, «защемляет» его. Так как вода всасывается почвой с огромной силой, с очень большим «всасывающим» давлением, то и в «защемленном» воздухе это давление весьма высоко. Он просто разрывает, или взрывает, почвенный агрегат. Такое взрывное воздействие защемленного воздуха наиболее часто встречается в природе при увлажнении сухой почвы. Противостоять этому воздействию могут лишь агрегаты, обладающие соответствующими связями между слагающими агрегат частицами, – т.е. быть водоустойчивыми.

Характеризуют это качество структуры также с помощью рассева на ситах, но не на воздухе, а в стоячей воде. Для этого предварительно (капиллярно) увлажненный почвенный образец переносят

на верхнее сито (в данном случае – это сито с диаметром отверстий 5 мм, сита 10 и 7 мм не используются: такого размера водоустойчивых агрегатов в естественных почвах практически не наблюдается). После легкого покачивания набора сит в воде с каждого из них смывают водоустойчивые агрегаты и определяют их содержание. Как и в случае с ситовым анализом воздушно-сухих агрегатов – «сухого» просеивания, – получают распределение содержания водоустойчивых агрегатов по их размерам (диаметрам). Такое представление результатов анализа нам уже знакомо: и в гранулометрическом анализе, и в микроагрегатном мы получали распределение частиц по размерам, содержание фракций. Это традиционное представление данных для анализа дисперсности твердой фазы почвы.

Итак, дисперсность почвы, ее микро- и макроагрегированность характеризуются содержанием различных по размеру фракций: гранулометрический – распределением ЭПЧ, микроагрегатный – микроагрегатов, макроагрегатный – сухих и водоустойчивых агрегатов. Соответствующие анализы различались только степенью воздействия на твердую фазу, что и представлено на схеме (рис. III.2). При гранулометрическом анализе необходимо было достичь наиболее полного разделения почвенных частиц до их элементарных составляющих – ЭПЧ. Поэтому и воздействие было самым мощным: концентрированный химический диспергатор (пирофосфат натрия или другие) на-

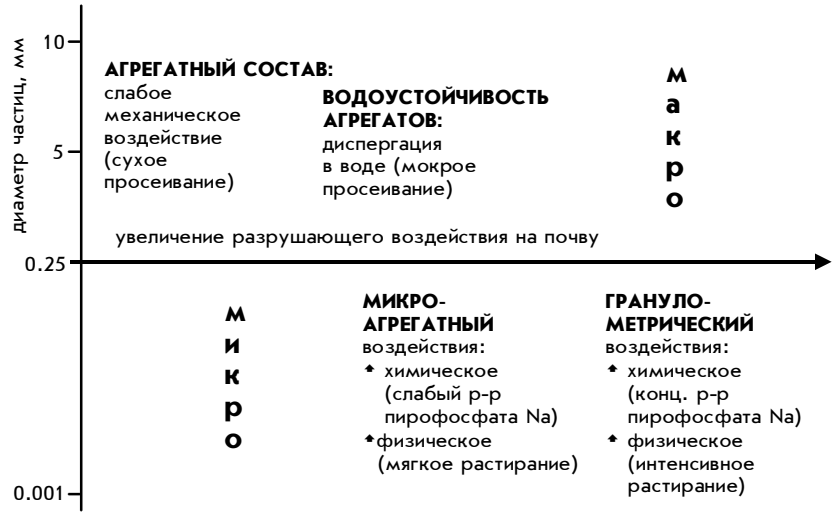


Рис. III.2. Схема расположения почвенно-физических анализов твердой фазы почвы по степени их разрушающего воздействия

ряду с мощным физическим воздействием (механическое растирание, ультразвук). В микроагрегатном анализе целью было выделение первичных, самых устойчивых почвенных структур. Разделение частиц в этом анализе значительно «слабее», чем при гранулометрическом: слабый раствор и легкое механическое воздействие, необходимое для того, чтобы отделить микроагрегаты друг от друга. При оценке водоустойчивости почвенных агрегатов (макроагрегатов) воздействие значительно слабее, чем в микроагрегатном или гранулометрическом анализах – лишь разрушающее действие воды («мокрое» просеивание). Для того чтобы узнать, как почва распадается на агрегаты в естественном состоянии, используется рассев на ситах в сухом состоянии – это «сухое» просеивание, в котором разрушающее воздействие проявляется в виде легкого механического покачивания сит. Таким образом, все указанные фундаментальные свойства твердой фазы почвы, характеризующие ее дисперсность и агрегированность, можно по степени воздействия выстроить в представленной на рис. III.2 схеме.

Вполне понятно, что если мы имеем результаты двух соответствующих анализов макро- или микроструктуры, то мы можем охарактеризовать связи, которые приводят к возникновению той или иной степени агрегированности. Действительно, если цели «сухого» и «мокрого» просеивания – это оценки распределения агрегатов в сухом состоянии и при воздействии воды, то их сравнение – это оценка связей между почвенными частицами, которые не дают им распадаться в воде, т.е. оценка водоустойчивости. Сравнение данных гранулометрического и микроагрегатного составов – оценка первичных, лежащих в основе формирования микроагрегатов из ЭПЧ связей, оценка микроагрегированности. Параметры этой оценки мы уже знаем – это коэффициент дисперсности, коэффициент агрегированности и др. Остановимся на параметрах оценки макроструктуры.

4. Оценка структуры почвы

Сначала о некоторых критериях оптимальности структурного состояния почвы по данным «сухого» просеивания. Обычно считается, что агрономически ценными фракциями являются все фракции, входящие в диапазон от 10 до 0.25 мм. Агрегаты крупнее 10 мм – это глыбы, а глыбистая структура, как известно, далеко не лучшее состояние почвы, точно так же, как доминирование частиц <0.25 мм – пылеватой части почвенных агрегатов. Поэтому и пользуются обычно следующими качественными оценками структуры на основании

количества агрегатов именно этого, агрономически ценного, диапазона 10–0.25 мм:

>60% – отличное агрегатное состояние

60–40 – хорошее

<40% – неудовлетворительное

Либо используют так называемый коэффициент структурности ($K_{\text{стр}}$):

$$K_{\text{стр}} = \frac{\sum(10 - 0.25\text{мм})}{\sum(>10\text{мм}, < 0.25\text{мм})}.$$

Как видно из приведенного выражения $K_{\text{стр}}$, этот коэффициент также основан на количестве агрономически ценных агрегатов. Соответственно и диапазоны $K_{\text{стр}}$, используемые для качественной оценки структуры, составляют:

>1.5 – отличное агрегатное состояние

1.5–0.67 – хорошее

<0.67 – неудовлетворительное.

Оценку структуры почвы в отношении ее водоустойчивости проводят по количеству агрегатов определенного размера, получающихся после «мокрого» просеивания. В данном случае – по количеству агрегатов >0.25 мм. Чем больше крупных агрегатов (крупнее 0.25 мм), полученных в результате просеивания почвы в воде, тем лучше водоустойчивость структуры. Приводим классификационные диапазоны для качественной характеристики водоустойчивости структуры по сумме агрегатов размерами >0.25 мм:

<30 % – неудовлетворительная

30–40 – удовлетворительная

40–75 – хорошая

>75 % – избыточно высокая.

Нередко требуется использовать данные ситового анализа в виде одного единственного показателя, а не в виде распределения агрегатов по фракциям. Так как распределение агрегатов по фракциям – это распределение, которое трудно описать единой математической зависимостью, используют следующие показатели в виде средневзвешенного диаметра агрегатов (*СВД*) и среднегеометрического диаметра (*СГД*) :

$$СВД = \sum_{i=1}^{n} \overline{x_i} M_i \quad \text{и} \quad СГД = \exp\left[\frac{\sum_{i=1}^{n} M_i \log \overline{x_i}}{\sum_{i=1}^{n} M_i}\right].$$

В указанных выражениях везде M_i – весовой % фракции агрегатов со средним диаметром $\overline{x_i}$, n – количество фракций. Нетрудно заметить, что выражение, стоящее в знаменателе под знаком экспоненты в *СГД*, $\sum_{i=1}^{n} M_i$ – это общий вес образца. Чем выше *СВД* и *СГД*, тем в большей мере в структуре выражены крупные фракции, чем ниже – тем в большей мере пылевата структура. Отметим также, что *СГД* и *СВД* очень хорошо скоррелированы – коэффициент корреляции близок к 0.9.

Таковы традиционные для российских почвоведов оценки и критерии водоустойчивости структуры. Во Франции и некоторых других странах нередко используют так называемый «тест по структурной стабильности», предложенный С.Хениным (Henin S., цит. по Mathieu, Pieltain, 1998). Он основан на измерении количества макро- и микроагрегатов в виде фракций глины, пыли, крупного песка и макроагрегатов (>2 мм), которые можно определить традиционными методами (например, пипет-методом) после трех видов обработки:

1. Навеску почву помещают в воду. За счет разрушающего действия воды и защемленного воздуха агрегаты распадаются на микроагрегаты и ЭПЧ. Определяют их содержание.

2. Навеску почвы предварительно обрабатывают в спирте. В этом случае в агрегатах уменьшается количество адсорбированного и защемленного внутри агрегатов воздуха. После такой обработки агрегаты обладают как бы «собственной» стабильностью, более высокой, чем после первой обработки. Это обусловлено тем, что не происходит разрыва, «взрыва» агрегатов в воде за счет защемленного в агрегатах воздуха.

3. Навеску предварительно обрабатывают в бензине. Эта обработка предохраняет от разрушения гидрофобные органические вещества, которые и служат основным устойчивым структурообразователем. После этой обработки определяют содержание глины, пыли, крупного песка и макроагрегатов.

На основании всех трех видов обработки и определения указанных фракций рассчитывают «индекс нестабильности» I_s как среднее между тремя обработками:

$$I_s = \frac{\%\left[\textit{глина} < 2\ \textit{мкм} + \textit{пыль}\ (2-20\ \textit{мкм})\right]}{\%\left[\textit{агрегаты} > 2\ \textit{мм} - 0.9 \cdot \textit{крупный песок}\ (0.2-2\ \textit{мм})\right]}.$$

Индекс нестабильности колеблется в широких пределах. Например, для почв высокогумусных, насыщенных кальцием, он составля-

ет около 0.1, а для солонцовых горизонтов, структурно нестабильных – увеличивается до 100. Этот индекс особенно удобен для изучения динамики структурного состояния почвы, влияния того или иного фактора (применение удобрений, различных способов мелиорации и пр.). Кроме того, если рассматривать составляющие индекса – последовательные обработки, – то можно получить информацию и о том, какой структурообразующий фактор определяет устойчивость структуры.

А для чего вообще необходимы данные по структуре почвы? Повторим «структурная почва – культурная почва», внутриагрегатное пространство – основное хранилище почвенной продуктивной влаги, питательных веществ, основное «жилище» микроорганизмов. Кроме того, оценка водоустойчивости необходима для оценки и прогноза устойчивости почвы к водной эрозии, сопротивления воздействию тяжелой техники. Однако главное предназначение структуры – обеспечивать высокую продуктивность почвы. Остановимся подробнее на соответствии структуры почвы и урожая растений.

5. Структура почвы и урожай

Задумаемся далее над вопросом, каким же образом почвенная структура может оказывать влияние на урожай растений? Прямым образом – практически никак, ведь формирование крупных и мелких почвенных комочков существенно не может влиять на проникновение корней. Но структура – один из основных определяющих урожай факторов. Это факт непреложный. По всей видимости, структура оказывает влияние на растения не непосредственно, а через формирование водного, воздушного, питательного, теплового режимов, т.е. функционально. Вот поэтому, изучая проблемы, связанные с взаимозависимостью структуры почвы и урожая, надо прежде всего иметь в виду, что хорошая структура – это благоприятные физические режимы, которые и формируют в конечном счете урожай растений.

Это подтверждают результаты исследований известного украинского агрофизика В.В.Медведева (1988), в которых наиболее подробно представлено влияние структуры почвы на урожай растений. Опыты проводились в степной зоне с отсеянными агрегатами чернозема размерами 20–5 мм (X_1), 5–2 мм (X_2), 2–0.25 мм (X_3) и <0.25 мм (X_4). Эти агрегаты смешивали в различной пропорции в вегетационных сосудах. В результатах вегетационных микрополевых опытов учитывался урожай растений. Результаты представлены на рис. III.3, а,б в виде изоплет (линий равных значений) урожая массы

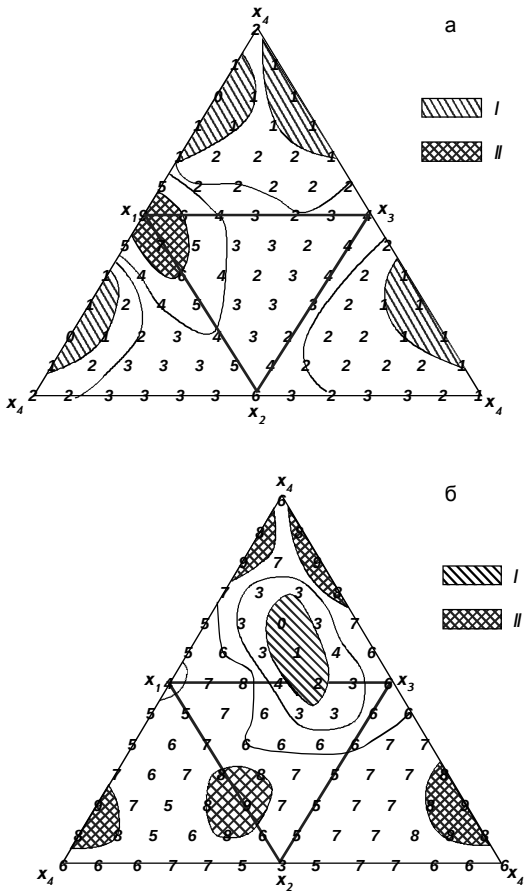


Рис. III.3. Диаграмма зависимости массы сухого снопа ячменя (г/сосуд) от соотношения почвенных агрегатов (x_1=20–5 мм, x_2=5–2 мм, x_3=2–0.5 мм и x_4=<0.25 мм) при оптимальных по влагообеспеченности (а) и засушливых (б) условиях.

Линии равного выхода (изоплеты) проведены с интервалом 1,1 г (*I* – зона минимального урожая, *II* – зона максимального урожая) (по В.В.Медведеву, 1988).

сухого снопа ячменя. Причем первый опыт (рис. III.3 а) был проведен в оптимальных условиях увлажнения, а второй (рис. III.3 б) – в засушливых.

Что можно видеть из приведенных результатов опыта В.В.Медведева? Прежде всего то, что в зависимости от агрегатного состава урожай может различаться в 9 раз (!) – в первом и во втором опытах

урожай варьировал от 0 до 9 условных единиц. Это значит, что благодаря изменению агрегатного состава можно значительно повысить продуктивность почвы. Кроме того, как видно из рис. III.3 а, наибольшая масса снопа ячменя приходится на диапазон структурных отдельностей от 20 до 5 мм. Вероятно, при хорошем водоснабжении именно такого размера агрегаты и способствуют наилучшему произрастанию семян, последующему росту и развитию. А вот в засушливых условиях (рис. III.3 б) растения лучше развивались на агрегатах размерами <5 мм. Это значит, с одной стороны, что практически не существует однозначного, установленного на все условия наилучшего диапазона: в условиях засушливого лета лучшие результаты могут быть получены на более мелких агрегатах. С другой стороны, результаты этого опыта подтверждает и приведенное выше основное положение: структура почвы в виде ее агрегатного состава непосредственным образом не влияет на продуктивность. Она влияет через формирование водного, воздушного и питательного режимов растений. Структура в виде агрегатного состава – это основной фактор, формирующий почвенное поровое пространство, в котором содержатся все необходимые вещества для растений. Это прежде всего вода, воздух и питательные элементы.

И еще один важный вывод можно сделать из опытов В.В.Медведева. Урожай зерна и биомасса растений повышаются при значительном преобладании агрегатов размерами 5–2 мм, т.е. размеров агрегатов, близких к размерам семян ячменя, с которым проводились опыты. Впрочем, общее правило агротехнической обработки пахотного слоя было давно известно земледельцам: агрегатный состав посевного слоя должен быть представлен агрегатами с размерами близкими к размерам семян. В этом случае осуществляется наилучший контакт семени с почвенными частицами, наилучшее снабжение семян водой.

Итак, из рассмотренных экспериментов можно сделать два основных вывода.

1. Фундаментальные физические свойства, такие как гранулометрический состав, плотность почвы, микро- и макроструктура, оказывают влияние на урожай в виде создания оптимальных диапазонов содержания воды, воздуха, тепла. Или, учитывая динамичность этих характеристик, – в поддержании оптимальных водного, воздушного и теплового режимов для произрастания растений. Факторы агрохимические – внесение удобрений, различных стимулирующих веществ – проявляют себя только при благоприятных почвенно-физических условиях.

2. Все физические свойства имеют свой оптимальный диапазон, который следует создавать и поддерживать для нормального развития растений. Кривая зависимости урожая от физических факторов имеет вид куполообразной функции с диапазоном оптимума.

Итак, один из основных выводов касается того, что именно водный и воздушный режимы определяют урожай, т.е. условия содержания и статуса воды и воздуха являются основополагающими почвенно-физическими факторами развития агроценоза. Остановимся на определении оптимальных диапазонов содержания воды, воздуха в почве.

6. Оптимальные диапазоны содержания воды и воздуха

Многочисленными агрофизическими опытами, всем опытом развития научного земледелия доказано, что для нормального роста и развития растений в почве должны присутствовать воздух, вода и достигнута определенная температура. Если в почве избыток воды (например, в гидроморфных почвах), растения страдают от недостатка воздуха. Лишь некоторые растения (например, рис) имеют специальные приспособления для жизни в условиях недостатка воздуха. Для обычных же растений нужен почвенный воздух. Если в почве избыток воздуха, то растения страдают от недостатка влаги. Наступает почвенная засуха. Что же касается температуры, то растения также начинают развиваться и активно вегетируют лишь в том случае, если почвенная температура находится в определенном диапазоне. Здесь следует отметить, что для сравнения почв по обеспеченности водой недопустимо указывать влажность просто в процентах от абсолютно сухого веса или объема. Ведь почва может быть песчаной, может быть глинистой. Величины влажности в этих случаях будут сильно различаться. Поэтому и указывают влажность не в традиционных процентах, а в долях от некоторых почвенных физических констант, например в долях от порового объема (от порозности) или, что делают чаще, в долях от наименьшей влагоемкости. Последняя константа – очень важная физическая величина, отражающая количество влаги, которое способна удержать почва после полного насыщения и свободного стекания гравитационной влаги. О ней предстоит специальный разговор в разделе о почвенных константах и доступности влаги для растений.

Почвенно-физические оптимумы в отношении воды и воздуха в почве, обусловленные почвенной структурой (более подробно см.

«Справочные материалы»):

содержание воздуха (в объемных процентах) – >10%,

содержание влаги – 55–95% от порозности почвы или 100–70% от наименьшей влагоемкости.

Следует еще раз подчеркнуть, что указанные диапазоны во многом зависят от произрастающих растений, от климатической зоны и многих других факторов по отдельности и их сочетаний. Приведены эти цифры в качестве агрофизических «реперов», на которые необходимо ориентироваться для создания оптимальных условий произрастания растений. В последующих главах к указанным оптимумам содержания воды и воздуха будут добавлены и оптимумы температуры и проницаемости почвы для корней.

Безусловно важными являются вопросы: «Вследствие каких свойств, процессов образовалась уникальная, свойственная только почве, агрегатная структура? Какие механизмы лежат в основе формирования структуры почвы?».

7. Формирование почвенной структуры

7.1. Строение агрегата

Вновь обратимся к рис. II.1. Уникальное почвенное образование, придающее почве специфическую структуру и лежащее в основе всех почвенных функций – почвенный агрегат, – имеет пространственную организацию, где главную роль «клеящих веществ» отводят гумусовым веществам, илу и таким структурообразующим катионам, как Ca, Al, Fe. Минеральный каркас в большинстве случаев представлен элементарными минеральными почвенными частицами (частицами кварца, полевых шпатов и пр.). Так и сформирован почвенный агрегат: первичные минеральные частицы соединены друг с другом «клеящими веществами» различной природы. Этому находится подтверждение в огромном количестве микроморфологических наблюдений, данных по гранулометрическиму анализу, минералогическому анализу гранулометрических и микроагрегатных фракций. Приведенное строение агрегатов можно считать неоспоримым фундаментальным фактом почвоведения.

Итак, одним из основных механизмов признан механизм «прикрепления», «склеивания» отдельных частиц, микроагрегатов, агрегатов за счет различного рода почвенных «клеев», прежде всего тонких илистых частиц, соединяющих наподобие цемента более крупные элементарные почвенные частицы, например зерна кварца. Для проч-

ности такого рода «клея» необходимо присутствие иона Са, в этом случае соединение будет устойчивым. Другим важным почвенным «клеем» является почвенное органическое вещество, что хорошо видно на упрощенной схеме почвенного агрегата, приведенной на рис.II.1, где представлены микроагрегаты, состоящие из ЭПЧ, и макроагрегаты, состоящие в свою очередь из микроагрегатов, «склеенных» различными природными «клеями» в виде илистых частиц, органического вещества. Положительная роль илистого и органического «цемента» в структурообразовании – также доказанные факты.

Другим фактом, имеющим разнообразные доказательства, является неоднородность свойств от поверхности к центру агрегата. Так, химические анализы показывают, что поровый раствор из отдельных агрегатов содержит меньшее количество H^+ и большее – ионов щелочных и щелочноземельных металлов, чем межагрегатный поровый раствор; ионами H и Al обогащена поверхность агрегата, а в центре выше насыщенность основаниями. Имеются и другие доказательства того, что внутри агрегата идут иные процессы, чем на его поверхности. С этими фактами связаны и разнообразные теории, обосновывающие механизмы структурообразования.

7.2. Основные теории структурообразования

В соответствии со строением почвенного агрегата появлялись и гипотезы формирования почвенной структуры. Среди этих гипотез весьма условно можно выделить три основные, или наиболее распространенные, которые на данный момент можно уже назвать теориями. Первоначально основной теорией была коагуляционная теория структурообразования, основоположником которой был К.К.Гедройц (1926). В ней предполагается, что минеральные глинистые частицы и органические почвенные коллоиды при взаимной коагуляции слипаются, формируя первичные микроагрегаты. Причем устойчивость этих микроагрегатов будет зависеть от катиона, который находится в почвенном поглощающем комплексе. Ионы кальция, железа, магния, алюминия будут вызывать наиболее быструю и устойчивую коагуляционную связь. Отметим, что приложение теории коагуляции коллоидов для объяснения формирования почвенных агрегатов было дано К.К.Гедройцем лишь предположительно. Впоследствии эта гипотеза не раз критиковалась. Выдвигались следующие справедливые аргументы: 1) коагуляция весьма затруднена в почвенной массе, где подвижность коллоидов по сравнению с суспензией сильно ограничена; 2) агрегаты крупнее 0.05 мм в процессе коагуляции образоваться не могут. Следовательно, теория коагуля-

ции не может объяснить формирования макроагрегатов; 3) катион кальция далеко не всегда способствует улучшению или поддержанию устойчивой структуры, чему также имелись многочисленные подтверждения. Однако эта гипотеза с последующими ее дополнениями в виде образования цементационных связей по мере «старения» коллоидов (явления пептизации, образования совместных водных пленок, переход органических веществ из растворимых в нерастворимые и др.), безусловно, сыграла свою плодотворную роль как в развитии теории структурообразования, так и в практике. В настоящее время она лежит в основе рассмотрения формирования природных коагуляционных структур (ячеистой, скелетной и ламинарной) в зависимости от минералогического состава, насыщающего катиона, условий осаждения и многих других факторов. Подчеркнем важный, на наш взгляд, момент для формирования почвенной структуры: большинство материнских пород (суглинистые осадки, илы, озерно-ледниковые глины и пр.) уже имеют определенную структуру на микроагрегатном уровне, т.е. неоднородное распределение элементарных частиц в пространстве, их организацию в микроагрегаты.

Коагуляционная теория нашла свое продолжение в идеях И.Н. Антипова-Каратаева с сотрудниками (1948), которые предложили следующую схему структурообразования. Первая стадия – простое «прилипание» минеральных коллоидов друг к другу. Затем (вторая стадия) – склеивание первичных образований минеральными аморфными «клеями» (гидраты полуторных окислов, кремнезем и проч.). Большое значение имеет минералогический состав минеральных компонентов, заряд их поверхности. И, наконец, на третьей стадии происходит дополнительное склеивание частиц органическим веществом, причем наиболее прочная связь будет наблюдаться при сорбции органических молекул на внутренних поверхностях смектитовых минералов. Эта теория позволила разработать определенные схемы анализа почвенных агрегатов, выделить их характерные типы.

Одним из существенных дополнений в теорию структурообразования была теория В.Р.Вильямса (1939), который сделал акцент на роли биологического фактора. Он подчеркивал значение, во-первых, корневых систем растений как макрофактора образования зернистой структуры, во-вторых, роль так называемого «свежего» органического вещества, которое образуется в анаэробных (!) условиях и является продуктом непосредственного выделения анаэробных бактерий. Причем, по предположению Вильямса, эти анаэробные процессы происходят внутри почвенных агрегатов, а на их поверхности идут аэробные процессы. Эта гениальная догадка В.Р.Вильямса была впослед-

ствии подтверждена опытами И.С.Кауричева, Л.Ф.Тарариной (1972) и др., которые экспериментально доказали, что при средних и высоких влажностях (более 70% от НВ) окислительно-восстановительный потенциал внутри агрегата ниже на 100–200 мВ по сравнению с поверхностью. Более того, почвенные микробиологи также экспериментально доказали наличие внутри почвенных агрегатов факультативно-анаэробных бактерий (К.И.Рудаков, 1951) и анаэробного микроценоза (А.Л.Степанов, 1997). Все это указывало на то, что формирование специфических устойчивых почвенных агрегатов связано с особыми свойствами органического вещества, вырабатываемого специфической микробиотой в условиях недостатка воздуха именно внутри почвенного агрегата.

Можно сказать, что три указанные гипотезы до сих пор являются «тремя китами», на которых основана современная теория структурообразования. Впоследствии эти гипотезы были дополнены данными о значении гифов грибов в первичном (сначала механическом, а затем и биохимическом) формировании агрегатов, многочисленными данными о значении гидрофобизации в формировании устойчивости структуры (прежде всего за счет увеличения длительности увлажнения, снижения «разрывного» действия защемленного воздуха), о значении анаэробных процессов в образовании водоустойчивых агрегатов. Роль почвенного органического вещества – основная, это признается всеми исследователями. Однако механизм формирования устойчивой структуры за счет гумусовых веществ так и остается до конца неясным. Как нередко бывает в науке – факты есть, а соединяющей и объясняющей гипотезы нет. Попробуем рассмотреть одну из таких гипотез, в основе которой лежит экспериментально доказанный факт об очень важном свойстве почвенных органических веществ – свойстве амфифильности.

7.3. Значение амфифильных свойств почвенного органического вещества

Амфифильность – это свойство природных органических веществ проявлять как гидрофобные (отталкивать воду), так и гидрофильные (притягивать, соединяться с молекулами воды) качества. Большинство биологических макромолекул являются амфифильными веществами. Амфифильность обусловлена наличием в их составе как гидрофильных (полярных) групп, так и гидрофобных (неполярных) зон. Соотношение гидрофильных и гидрофобных участков в молекуле обусловливает ее растворимость, пространственную организацию и разнообразие функциональных свойств. Поскольку мине-

ральные компоненты почвы гидрофильны, то за формирование более гидрофобных поверхностей в почве ответственно органическое вещество. От степени гидрофобности поверхности органоминеральных частиц будет зависеть их способность к взаимодействию друг с другом за счет гидрофобного связывания и образование водопрочных агрегатов. Ведь гидрофобная поверхность в микропоре способствует замедлению движения воды и снижает опасность возникновения высоких расклинивающих давлений в агрегате. Мы уже знаем, что водоустойчивость агрегатов обусловлена силами, которые препятствуют возникновению высоких расклинивающих давлений, предотвращают быстрое вхождение воды в поры и образование защемленного воздуха. В отсутствие амфифильных гумусовых веществ минеральные частицы, имея на поверхности обменные катионы, будут отталкиваться друг от друга за счет того, что между частицами образуется зона повышенного осмотического давления – здесь выше концентрация катионов. Так формируется разрушающее действие воды, проникающей между этими частицами (рис. III.4, а). За счет этого разрушающего, расклинивающего давления частицы легко «отходят» друг от друга, структура оказывается неустойчивой как к водному воздействию, так и к механическому. При наличии же в межчастичном пространстве амфифильных молекул гумусовых веществ полярные группы этих молекул взаимодействуют с поверхностью минеральной матрицы, а гидрофобные – друг с другом за счет сил гидрофобного связывания (рис. III.4, б). Формируются новые энергетические связи, удерживающие частицы друг с другом, обусловливающие водоустойчивость этого агрегатного комплекса.

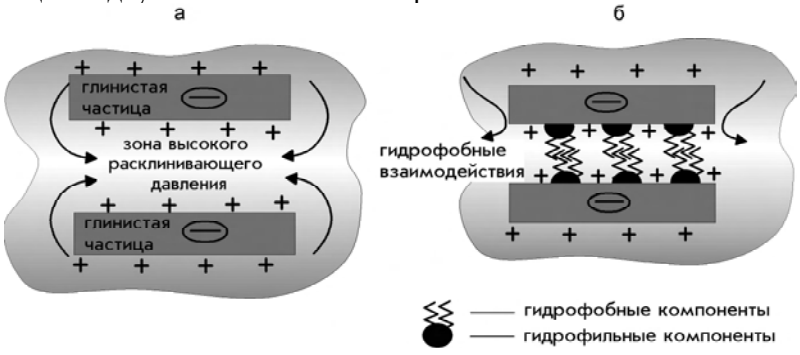


Рис. III.4. Схема распадающегося в воде под действием расклинивающего давления агрегата (а) и водоустойчивого за счет формирования сил гидрофобного взаимодействия между частицами (б)

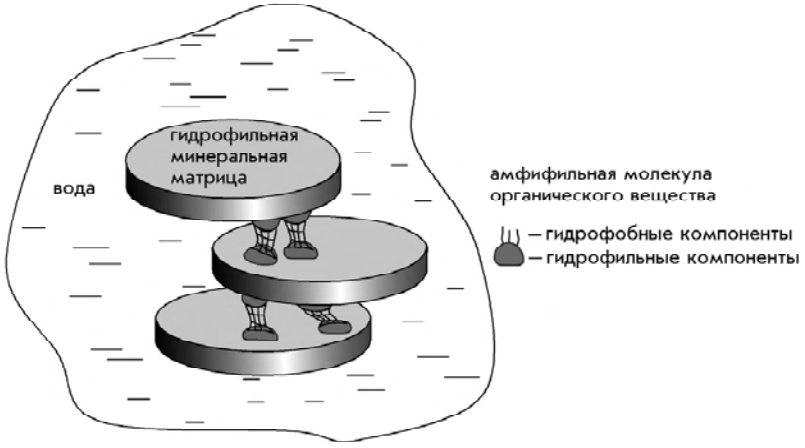


Рис. III.5. Схема образования органо-минерального первичного агрегата с участием амфифильных (гидрофобных и гидрофильных) молекул почвенного органического вещества

Таким образом, на уровне почвенного агрегата (педа) способность суглинистых почв сохранять водоустойчивую структуру обусловлена прежде всего гумусовыми веществами с амфифильными свойствами. Вследствие этих взаимодействий и образуется водоустойчивый почвенный агрегат, состоящий из глинистых частиц, соединенных между собой силами гидрофобного связывания благодаря амфифильным гумусовым веществам (рис. III.5). Тогда формирование структурообразующих связей и водоустойчивость будут объясняться следующими механизмами: амфифильное почвенное органическое вещество своими гидрофильными частями будет прочно прикрепляться к гидрофильной же поверхности минералов. А гидрофобные части органической молекулы займут противоположное положение, будут направлены в межчастичное пространство. Гумусовые вещества с преимущественно гидрофобными компонентами формируются внутри первичных агрегатов, в близких к анаэробным условиях. Становится понятным, что «свежий гумус», по В.Р.Вильямсу, это не что иное, как органическое вещество с преимущественно гидрофобными свойствами, образовавшееся, как и указывал Вильямс, в анаэробных (или близких к анаэробным) условиях.

Следовательно, свойство амфифильности почвенной органики обусловливает формирование почвенной структуры и ее главного свойства – устойчивости.

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

1. Микроагрегаты – наиболее устойчивые структурные комплексы размерами <0.25мм, состоящие из ЭПЧ и обладающие порозностью. Разделение микроагрегатов на фракции аналогично фракциям гранулометрического состава. Чем выше микроагрегированность, тем устойчивее почва к разнообразным нагрузкам, лучше образует агрегатную структуру. Микроагрегированность характеризуют по: коэффициенту дисперсности ($К_д$, %) по Н.А.Качинскому (чем выше его значение, тем хуже микроструктурирована почва) и степени агрегированности по Бэйверу (чем больше его величина, тем лучше микроагрегирована почва).
2. Структура почвы – это форма и размер структурных отдельностей в виде макроагрегатов (педов) размерами >0.25 мм, на которые распадается почва. Структура почвы характеризуются формой и степенью оформленности структурных отдельностей.
3. Агрегатный состав почвы определяется количеством агрегатов различных размеров, водоустойчивых («мокрое» просеивание) и сухих («сухое» просеивание). Агрегатный состав почвы является определяющим фактором для создания благоприятных условий (прежде всего воздушных, водных и тепловых) для роста и развития растений.
4. Фундаментальные физические свойства, такие как гранулометрический состав, плотность почвы, микро- и макроструктура, оказывают влияние на урожай растений в виде создания оптимальных диапазонов содержания воды, воздуха, тепла. Учитывая динамичность этих характеристик, задача создания почвенно-физических основ почвенного плодородия состоит в поддержании оптимальных водного, воздушного и теплового режимов для произрастания растений.
5. Наилучшие водно-воздушные условия для произрастания растений, обусловленные оптимальной почвенной структурой: содержание воздуха (в объемных процентах) – >10%, содержание влаги – 55–95% от полной влагоемкости или 90–70% от наименьшей влагоемкости.
6. Процесс агрегатообразования из ЭПЧ начинается с того, что минеральные глинистые частицы и органические почвенные коллоиды при взаимной коагуляции слипаются, формируя первичные микроагрегаты. Причем устойчивость этих микроагрегатов будет зависеть от катиона, который находится в почве. Ионы

кальция, магния, железа, алюминия будут вызывать наиболее быстро формирующуюся и устойчивую коагуляционную связь (теории К.К.Гедройца и И.Н.Антипова-Каратаева).

7. Дальнейшее образование истинной макроагрегатной почвенной структуры происходит под влиянием корневой системы растений, которая механически разделяет минеральную массу, и под влиянием микробиоты, формирующей специфические органические вещества в анаэробных условиях, складывающиеся внутри первичных агрегатов (теория В.Р.Вильямса).
8. Физическая специфика почвенного структурообразующего вещества состоит в свойстве его амфифильности: одновременном проявлении гидрофобных и гидрофильных свойств. Гидрофильные участки органических молекул соединяются с гидрофильной поверхностью минеральных частиц, а гидрофобные – между собой, образуя структурообразующие «мостики-связи» между минеральными частицами. При этом поверхность минеральных частиц оказывается гидрофобизированной. Водоустойчивость агрегатов обусловлена наличием гидрофобных связей и гидрофобизацией поверхности частиц, предотвращающей агрегаторазрущающее действие защемленного воздуха при увлажнении.

Литература

Вильямс В. Р. Почвоведение. Общее земледелие с основами почвоведения. М.: Сельхозгиз, 1936. 647 с.

Качинский Н. А. Физика почвы. Ч.1. М.: Высшая школа. 1965

Кук Д. У. Регулирование плодородия почвы. М.: Колос, 1970.

Медведев В. В. Оптимизация агрофизических свойств черноземов. М.: Агропромиздат. 1988.

Физико-химическая механика природных дисперсных систем/ Под ред. Е.Д.Щукина, Н.В.Перцова, В.И.Осипова Р.И.Злочевской. М.: Изд-во Моск.ун-та, 1985. 266 с.

Mathieu C., PIeitaiIn F. Analyse physique des soils. Methodes choisies. Technique&Documentation, 1998. 275 p.

Methods of Soil Analysis.Part 1. Physical and Mineralogical Methods. SSSA, Medison, Wisconsin, USA, 1986. 1188 p.

Часть IV

УДЕЛЬНАЯ ПОВЕРХНОСТЬ ПОЧВ

1. Полная, внутренняя и внешняя удельные поверхности почв

Дисперсность почвы оценивается не только по содержанию частиц разного размера (гранулометрическим составом), но также формой и качеством поверхности почвенных частиц. Поверхность частиц может проявлять различную активность, поглощая с разной интенсивностью многообразные вещества, например пары воды, газы и пр. Если иметь теоретические, модельные представления о механизме этого процесса поглощения (сорбции), то возможно количественно охарактеризовать свойство дисперсности. Такая характеристика дисперсности почвы называется удельной поверхностью и проявляется по отношению к различным веществам. Чаще всего рассматривают ее по отношению к парам воды. Удельная поверхность почвы – это площадь поверхности ($м^2$) почвенных частиц массой в 1 г.

Вспомним, что молекулы воды представляют собой по сути диполь, имеющий на своих концах положительный и отрицательный заряды. На поверхности почвенных минералов также имеются нескомпенсированные заряды (за счет дефектов в молекулярном строении решетки минералов и др.). За счет этого всегда будут возникать силы, прежде всего молекулярной (Ван-дер-Ваальса) и электрической природы, приводящие к связыванию молекул воды на поверхности твердой фазы почвы. Энергия самих молекул воды будет при этом снижаться, что регистрируется по выделению тепла – теплоты адсорбции.

Однако силы Ван-дер-Ваальса убывают с расстоянием значительно быстрее, чем кулоновские силы взаимодействия. Они распространяются всего на несколько слоев молекул воды, покрывающих поверхность твердой фазы почвы. При образовании следующих слоев молекул воды заметного выделения тепла уже происходить не будет.

В этом случае теплота адсорбции равна теплоте конденсации. Поэтому нет и существенных, весьма заметных структурных изменений в этих слоях почвенной влаги, хотя адсорбционные силы оказывают влияние и на эти слои. Весьма заманчиво было бы определить влажность при формировании монослоя воды (W_m) на поверхности. Ведь если бы удалось измерить эту влажность, тогда, зная площадь проекции одной молекулы воды (S_0, для почв в среднем составляет 10.5 E^2), можно было бы рассчитать и удельную поверхность ($S_{пол}$):

$$S_{пол} = \frac{N_a S_0}{M} W_m,$$

где N_a – число Авогадро, M – молекулярная масса воды. Поскольку N_a, M, S_0 – величины постоянные, вышеприведенное уравнение преобразуется в $S_{пол}$ = 36.16 W_m, где W_m выражено в %, а $S_{пол}$ – в $м^2/г$.

Попытаемся представить физическую модель возникновения слоя воды на внутренней и внешней поверхностях почвенных частиц. Здесь и в дальнейшем подстрочным символом m будем обозначать формирование мономолекулярной пленки, i – для обозначения внутренней, e – внешней поверхности частиц.

Статистическая физика свидетельствует о том, что сначала образуются «островки» молекул воды на участках поверхности с самыми высокими энергетическими характеристиками. Как правило, это происходит в тонких порах, трещинах, на внутренней поверхности почвенной частицы. Затем формируется тонкий слой воды толщиной в одну молекулу воды на всей внутренней поверхности – эта величина соответствует влажности внутреннего монослоя – $(W_m)_i$ (стадия 1 на рис. IV.1). Соответственно этой влажности можно рассчитать и внутреннюю удельную поверхность – поверхность микротрещин, микровпадин в почвенных частицах – S_i. Предполагают, что после образования монослоя на внутренней поверхности частиц, по мере повышения влажности воздуха или относительного давления паров воды будет происходить уже образование пленки на внешней поверхности. В результате это приведет к образованию сплошной пленки по всей поверхности частиц. Влажность, соответствующая этому состоянию, – W_m (стадия 2 на рис. IV.1). Она будет равна сумме влажностей, формирующей внутренний и внешний монослои: $W_m = (W_m)_i + (W_m)_e$ (рис. IV.1 и IV.2). По этой влажности (W_m), как мы уже знаем, можно рассчитать полную поверхность частиц – $S_{пол}$. Дальнейшее повышение давления паров воды будет приводить к формированию второго мономолекулярного слоя, но, подчеркнем, только на внешней поверхности монослоя воды, ведь внутреннее простран-

ство уже заполнено. Его формирование соответствует влажности внешнего монослоя воды $(W_m)_e$ (стадия 3). Если знать эту влажность, то по ее величине можно рассчитать внешнюю (S_e) удельную поверхность – поверхность почвенных частиц в наиболее плоских и выпуклых ее частях, энергетически самых неактивных: $S_e = 36.16\ (W_m)_e$. Разница между полной и внешней поверхностями даст величину внутренней, прямое определение которой весьма затруднительно, так как экспериментально определить величину $(W_m)_i$ очень сложно. Поэтому в задачу определения полной удельной поверхности и составляющих ее внутренней и внешней входит прежде всего определение величин W_m и $(W_m)_e$.

Такова «модель» образования пленок воды в процессе сорбции почвой водяного пара. Эту физическую модель развивали многие исследователи, но в полной мере завершил и использовал А.Д. Воронин. Хотя он прекрасно понимал всю условность этой модели, указывая на то, что и «монослой […] не является сплошным в геометрическом смысле, энергетически, т.е. по типу взаимодействия с твердой поверхностью он проявляется достаточно четко..» (А.Д.Воронин, 1984. С.38). Этот физический образ формирования пленок – сначала мономолекулярных на внутренней поверхности, затем по всей частице, заполнение всех внутренних полостей и в конце концов мономолекулярной пленки только на внешней поверхности частиц, с окончательным образованием фазового раздела «вода–газ» – должен был позволить определить важные поверхностные свойства частиц – внутреннюю, внешнюю и полную удельные поверхности.

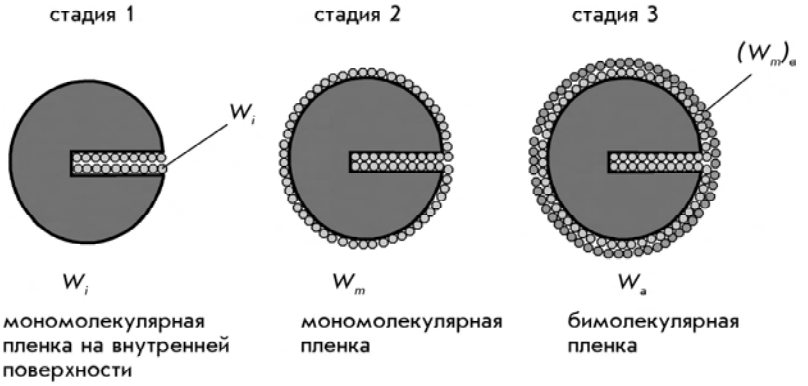


Рис. IV.1. Схема формирования различных слоев воды на внутренней (трещина) и внешней поверхности почвенной частицы

Удельная поверхность [м²/г] – величина площади поверхности 1 г дисперсных частиц. Удельная поверхность характеризует дисперсность почвы и состояние поверхности почвенных частиц.

Различают **полную удельную поверхность ($S_{пол}$), внутреннюю (S_i)** и **внешнюю (S_e)**: $S_{пол} = S_i + S_e$.Внутренняя поверхность – это поверхность микротрещин, микрокаверн, микровпадин в почвенных частицах. Внешняя – образуется после заполнения молекулами воды внутренней поверхности частиц. Полная удельная поверхность, внутренняя и внешняя отражают сорбционную способность почвы, форму частиц, состояние их поверхности.

2. Изотерма адсорбции паров воды почвами. Уравнение БЭТ

Для того чтобы определить основные величины влажности для расчета соответствующих удельных поверхностей (W_m, $(W_m)_e$), ознакомимся с известными уравнениями, описывающими процесс адсорбции. Для этого необходимо прежде всего разобраться в механизмах, которые определяют зависимость между влажностью почвы и относительным давлением паров воды, p/p_0 (p – в условиях опыта, p_0 – в условиях насыщенной парами воды атмосферы. Последняя величина – константа и равна 17.54 мм ртутного столба при температуре 20°). Напомним также, что относительное давление паров воды, как и любого другого газа в смеси, равно относительному его содержанию (закон Рауля). В случае паров воды – относительной влажности воздуха, которую легко определить с помощью психрометра. Итак, основной характеристикой для описания адсорбции почвенными частицами паров воды будет зависимость между почвенной влажностью и относительным давлением паров воды при постоянной температуре – изотерма адсорбции.

В изотермических условиях при повышении содержания влаги в воздухе вода адсорбируется на поверхности твердых частиц. Кривые сорбции заметно различаются по положению и форме в зависимости от фундаментальных свойств почв (рис. IV.2). Для тяжелых, набухающих почв (на рис. IV.2 – вертисоль) эта кривая адсорбции наиболее «крутая»: уже при небольших относительных давлениях паров (p/p_0) почва активно адсорбирует влагу, влажность быстро достигает заметных величин. При облегчении гранулометрического состава, увеличении в составе глинистых минералов иллитов, гидро-

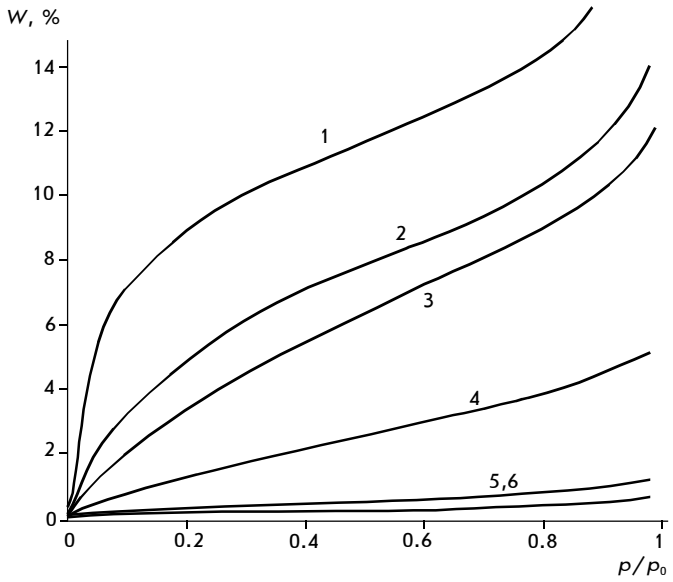


Рис. IV.2. Примеры кривых сорбции паров воды для различных почвенных объектов (по «Полевым и лабораторным методам исследования свойств и режимов почв», 2001):
1– Вертисоль, глина (Тунис, гор.А 0–22); 2 – Вертисоль, суглинок (Тунис, гор.С 75–100); 3 – чернозем южный, суглинок (Одесская обл., гор.А 0-7); 4 – дерново-подзолистая суглинистая пахотная (Моск. обл., гор.А 10–20); 5,6 – дерново-подзолистая песчаная лесная (Моск. обл., гор.А 0-10, С 190–200)

слюд и других слабонабухающих минералов формируются более «пологие», имеющие заметный участок, параллельный оси относительных давлений паров воды, кривые адсорбции.

Однако кривые сорбции имеют много характерных моментов, позволяющих их интерпретировать, т.е. получать информацию о формировании моно- и бимолекулярных пленок, рассчитывать удельные поверхности. Исследователи давно заметили, что вне зависимости от свойств почвы кривая сорбции паров воды имеет S-образный вид. На рис. IV.3 представлена такого рода кривая в самом общем виде.

На кривых сорбции исследователи выделяли различные области (рис. IV.3). Сначала при росте p/p_0 (примерно до 0.05) влажность увеличивается практически линейно. Затем, однако, линейность нарушается, и в интервале $0.05< p/p_0 <0.35$ кривая выпукла относительно оси p/p_0. Считается, что при достижении горизонтального участка создается влажность, соответствующая монослою воды (W_m). К сожалению, выделить этот участок чрезвычайно сложно, он не при-

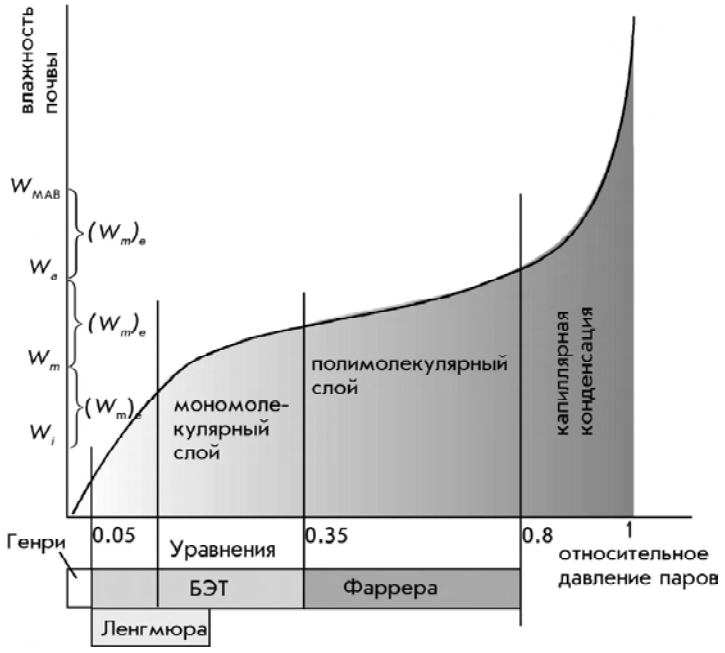


Рис. IV.3. Кривая сорбции паров воды почвой. Различные диапазоны применения уравнений сорбции

урочен к какому-то конкретному значению p/p_0. Поэтому определить эту влажность как приуроченную к определенному давлению паров воды невозможно. В целом область значений p/p_0 от 0.05 до 0.35 – это область формирования мономолекулярной пленки воды по внутренней и внешней поверхностям почвенной частицы (стадия 2 рис. IV.1). При дальнейшем повышении p/p_0 в области давлений паров воды от 0.3–0.4 до 0.6–0.8 следует второй линейный участок (иногда его называют второй областью Генри) соответствующей области полимолекулярной адсорбции. Здесь уже формируется полимолекулярная пленка воды, но, как мы уже указывали, сначала по внутренней поверхности. А когда внутреннее пространство уже заполнено (достигнута влажность W_i), проникновение молекул воды в него весьма затруднено, и сорбирующиеся молекулы воды формируют второй слой воды по поверхности, окончательно «закрывая» поверхность твердой фазы от газовой. Количество влаги, необходимое для его формирования, составляет внешний монослой $(W_m)_e$. В этот момент и образуется непрерывная пленка воды на внешней поверхности

(стадия 3 на рис. IV.1). Влажность почвы в целом соответствует W_a – влажности адсорбционной пленки, влажности формирования раздела жидкость–газ. Так что $W_a = W_m + (W_m)_e$ (рис. IV.3).

В области значений p/p_0=0.6-0.8 кривая круто уходит вверх: при небольшом увеличении относительного давления паров влажность почвы начинает очень быстро увеличиваться. Завершается процесс адсорбции влаги и начинает интенсивно развиваться уже другой процесс – процесс капиллярной конденсации. Эти области (адсорбции и капиллярной конденсации) разделяются по количеству выделенного тепла. Сначала в процессе адсорбции тепло выделяется за счет понижения энергии молекул воды при их сорбции на поверхности. По мере развития процесса капиллярной конденсации заметного количества тепла уже не выделяется. Окончанию процесса адсорбции соответствует влажность максимальной адсорбционной влагоемкости $W_{\text{МАВ}}$. А.Д. Воронин полагал, что $W_{\text{МАВ}} = W_a + (W_m)_e$,что и отражено на рис. IV.3.

Попытаемся применить известные физические модели и уравнения адсорбции для описания кривой сорбции паров воды почвой, прежде всего для того, чтобы определить W_m и $(W_m)_e$ и затем по этим величинам влажностей рассчитать соответствующие категории удельной поверхности почвы.

Но это определение возможно только в том случае, если процесс сорбции паров воды почвой описан математически. Попытки описать процесс адсорбции газов или ионов из растворов на твердой фазе предпринимались давно. Для очень разбавленных растворов или весьма низких относительных давлений паров адсорбция описывалась законом Генри с соответствующей константой Генри (K_Γ):

$$W = K_\Gamma \frac{p}{p_0}.$$

Это уравнение оказалось справедливым, когда на поверхности почвы сорбировались отдельные молекулы воды и активная поверхность сорбента неограниченна. В почвах и других природных дисперсных системах это не так. По мере насыщения возрастает «конкуренция» молекул воды за адсорбционные центры, количество которых уменьшается. Интенсивность адсорбции снижается. И при образовании мономолекулярного слоя может совсем прекратиться. Эта стадия нелинейного увеличения влажности почвы с ростом относительного давления паров воды – диапазон действия изотермы адсорбции Ленгмюра, или мономолекулярной адсорбции. Описывается мономолекулярная адсорбция уравнением Ленгмюра:

$$W = \frac{W_m C_l \dfrac{p}{p_0}}{1 + C_l \dfrac{p}{p_0}},$$

где C_l – константа Ленгмюра. Нетрудно заметить, что уравнение Ленгмюра соответствует и закону Генри: адсорбция при очень небольших значениях относительного давления паров воды растет практически линейно. Уравнением Ленгмюра можно пользоваться, но только до того момента, как начинает формироваться мономолекулярная пленка и молекулы воды не взаимодействуют друг с другом. Как мы видели, в трещинках, тонких порах почвенных частиц уже при небольших относительных давлениях паров начинается формирование мономолекулярной пленки, а молекулы воды при их сорбции взаимодействуют. Для этого случая применима уже более общая теория адсорбции – теория БЭТ, получившая название по первым буквам авторов теории полимолекулярной адсорбции – Брунауэра, Эмметта и Теллера (Brunauer, Emmett, Teller,1938). Уравнение теории БЭТ выглядит следующим образом:

$$W = \frac{W_m C \dfrac{p}{p_0}}{\left(1 - \dfrac{p}{p_0}\right)\left[1 + (C-1)\dfrac{p}{p_0}\right]},$$

где C – константа, отражающая энергетические особенности поверхности. Анализируя это уравнение, также нетрудно заметить, что оно является обобщенным уравнением приведенных выше уравнений Генри и Ленгмюра. Действительно, при очень низких p/p_0, при $p/p_0 << 1$ знаменатель приближается к 1 (закон Генри). При более высоких p/p_0, $p/p_0 < 1$ второй сомножитель в знаменателе уже отличается от единицы, и уравнение БЭТ преобразуется в уравнение Ленгмюра. Итак, и в математическом плане большая часть процесса сорбции оказалась последовательно описываемой уравнением БЭТ – и сорбция отдельных молекул, и формирование мономолекулярного, а затем и начало образования полимолекулярного слоя, но тоже до некоторого предела. При формировании полимолекулярного слоя на том участке кривой сорбции, когда влажность начинает линейно расти (обычно при $p/p_0 > 0.4$), для описания сорбции почвенными частицами паров воды используют уравнение Фаррера, которое после ряда упрощений записывается в виде

$$W = \frac{(W_m)_e}{1 - K_e \frac{p}{p_0}} + W_i ,$$

где $(W_m)_e$ и W_i – уже знакомые нам влажности: влажность формирования мономолекулярного слоя на внешней поверхности и влажность почвы при заполнении водой внутренней поверхности, а K_e – постоянная Фаррера. Отметим, что это область слабо адсорбированной воды, когда поверхностные силы оказывают уже слабое влияние на адсорбцию. Большее влияние, видимо, оказывают свойства самой адсорбированной воды, характеризуя максимальную величину формирующегося монослоя на внешней поверхности почвенных частиц.

Итак, на основании простой физической модели заполнения поверхности почвенных частиц молекулами воды мы получили следующие важные значения влажности: W_m – влажность, при которой вся поверхность (и внутренняя и внешняя) почвенной частицы покрывается мономолекулярным слоем воды, $(W_m)_e$ – влажность формирования мономолекулярного слоя на внешней поверхности. Тогда влажность, покрывающая монослоем внутреннюю поверхность, $(W_m)_i$, будет равна $(W_m)_i = W_m - (W_m)_e$. Соответственно внутренняя удельная поверхность составит: $S_i = 36.16\ (W_m)_i$, где здесь и далее $(W_m)_i$ выражена в %, а S_i – в м^2/г. Как указывалось выше, последовательно определяют полную поверхность по W_m : $S_{пол} = 36.16\ W_m$ и внешнюю поверхность по $(W_m)_e$: $S_e = 36.16\ (W_m)_e$,а внутреннюю рассчитывают как разницу между полной и внешней поверхностями: $S_i = S_{пол} - S_e$.

Еще раз подчеркнем тот момент, на который указывал А.Д. Воронин: чисто геометрические представления – лишь грубая схема, которая позволяет нам представить формирование пленок на внутренней и внешней поверхностях частиц. Хотя, по мнению А. Д. Воронина, – это очень полезная концептуальная модель (см. *«К вопросу о…»*). Поэтому если в дальнейшем нам и удастся рассчитать конкретные величины этих поверхностей, они будут величинами весьма условными. Как абсолютные значения использовать их не рекомендуется. Однако как сравнительные величины они весьма показательны, например при сравнении двух почв, при оценке изменения почвы под влиянием каких-либо факторов и др.

«К вопросу о…»

Анатолий Данилович Воронин (1929 – 1998)

Профессор, заведующий кафедрой физики и мелиорации почв Московского государственного университета А.Д.Воронин одним из первых обратил внимание на связь структуры почв и многочисленных функций, осуществляемых почвой. На диалектику взаимоотношения структуры системы и ее функционирования, конечно же, обращали внимание давно. Но вот конкретных идей по физической взаимосвязи структуры и функций почв в явном виде не высказывалось. А.Д.Воронин впервые доказал, что почву следует рассматривать как единую систему «твердая фаза–поровый раствор–почвенный воздух», изменения во взаимосоотношении и расположении частей которой неизбежно приведут к изменению почвенных функций: снабжению растений водой, выделению почвенных газов, уплотняемости, липкости, пластичности почв. Этот структурно-функциональный подход, наряду с рядом практических приложений в виде «секущих» основной гидрофизической характеристики (ОГХ) по Воронину, которые ныне известны всем почвоведам-физикам, позволили говорить о физике почв как о самостоятельной естественно-научной дисциплине со своими методами, теориями, практическими приложениями.

Не стоит забывать и того, что каждый ученый работал в конкретное историческое время, благополучное или страдальческое для науки. Так получилось, что Анатолий Данилович работал и в очень благоприятные для науки времена, и в годы ее нищенства и забвения. При этом он всегда был одним из организаторов российской физики почв. Но главное, он запомнился своим благорасположением к каждому коллеге, аспиранту, студенту, приветливостью и благожеланием, пониманием жизненной ситуации и своей роли в ней. Запомнился он также своим редким даром находить быстрые и самые лучшие решения. Вроде бы и человек он был не реактивный, не пылал энергией, скорее был даже задумчивым и лиричным. Но вот если нужно было найти какое-либо решение в сложной обстановке, принять организационное решение с расчетом на длительную перспективу, в этом случае всегда шли к Анатолию Даниловичу. Он обладал редким даром быстро понимать, все взвешивать и безошибочно разрешать самые трудные коллизии. Наверное потому, что исходил он всегда из желания сделать доброе своим коллегам.

А его физическая структурно-функциональная гипотеза выросла в отдельную теорию в почвоведении, получила всеобщее признание. Видимо, это справедливо, когда истинное признание приходит к человеку искреннему и скромному, каким был Анатолий Данилович Воронин.

Остановимся на определении удельных поверхностей почвы, основанных на указанных влажностях.

3. Определение и анализ данных по удельной поверхности

Уравнение БЭТ обычно записывают в ином виде, в форме, удобной для расчетов величины W_m:

$$\frac{\frac{p}{p_0}}{W(1-\frac{p}{p_0})} = \frac{1}{W_m C} + \frac{C-1}{W_m C} \cdot \frac{p}{p_0}.$$

Как отмечали сами авторы теории БЭТ, линейность уравнения (зависимость левой части относительно p/p_0) сохраняется лишь для области относительных давлений паров воды от 0.05 до 0.35.

Из этого уравнения следуют и практически важные решения. Основное – определение удельной поверхности почв. Вспомним, что у свойства дисперсности есть две характеристики – размер частиц (это гранулометрический состав) и удельная поверхность. Для определения удельной поверхности экспериментально получают значения влажностей (W) при нескольких значениях p/p_0 в области от 0.05 до 0.35. Принципиально достаточно и двух пар экспериментальных значений p/p_0 – W. Это дает возможность рассчитать W_m. Наиболее простым считается графический способ, когда за «y» принимают левую часть уравнения, а за «x» величины p/p_0. Тогда мы имеем уравнение прямой $y = a + bx$, где константы a и b не что иное, как, $a = \frac{1}{W_m C}$, а $b = \frac{C-1}{W_m C}$. На графике прямой линии b – это отрезок, отсекаемой прямой на оси ординат, a – тангенс угла наклона прямой. Зная a и b, легко рассчитать W_m, а затем и удельную поверхность почвы уже по известному нам уравнению $S_{\text{пол}} = 36.16\ W_m$. Напомним, что если W_m выражена в [% к массе почвы], то $S_{\text{пол}}$ тогда будет выражена в [м^2/г].

Поэтому задача и сводится к определению W_m (более подробно см.: «Полевые и лабораторные методы определения физических свойств и режимов почв», 2001). Обладая современными вычислительными средствами, расчеты удельной поверхности легко и быстро можно сделать с помощью процедуры аппроксимации экспериментальных данных линейной регрессией практически во всех математических программах без указанных выше графических построений (впрочем, согласитесь, весьма простых). В этом случае рекомендуется брать все же не менее трех экспериментальных точек p/p_0 – W.

Теперь попытаемся вычислить внутреннюю поверхность, используя уравнение Фаррера. Уравнение Фаррера справедливо в области относительных давлений паров воды 0.4–0.8. Поэтому именно для этой области и следует подбирать неизвестные параметры (K_e и W_i) в уравнении Фаррера, чтобы в конечном счете определить $(W_m)_e$. Величина K_e изменяется в зависимости от свойств почв от 0.7 до 0.95.К сожалению, для устойчивого определения двух указанных параметров необходимо иметь как минимум четыре экспериментальные точки зависимости ($W - p/p_0$) в диапазоне 0.4–0.8. Нередко это бывает затруднительно. На основе большого фактического материала базы данных кафедры физики и мелиорации почв МГУ показано, что для почв дерново-подзолистого ряда величина K_e близка к 0.74, увеличиваясь в глинистых красноземах до 0.9. В целом для большинства суглинистых почв каолинитово-гидрослюдистого минералогического состава можно использовать величину K_e=0.74. В этом случае уже по двум точкам можно определить $(W_m)_e$, рассчитать внешнюю (S_e): $S_e = 36.16(W_m)_e$, а затем и внутреннюю (S_i) поверхность: $S_i = S_{\text{пол}} - S_e$.

Среди других методов определения удельной поверхности почв отметим нередко используемые методы, основанные на удерживании поверхностью почвы неполярных жидкостей. Чаще всего используют этиленгликоль. Считается, что прочносорбированная неполярная жидкость покрывает поверхность почвенных частиц монослоем. А потому поступают следующим образом: смачивают почву этиленгликолем, медленно сушат до постоянного веса. Зная начальную массу абсолютно сухой почвы и массу почвы с монослоем этиленгликоля, можно рассчитать и удельную поверхность исходя из того, что 0.0031 г этиленгликоля формирует один квадратный метр мономолекулярного слоя на поверхности почвы («Methods of soil analysis», 1986). Однако эти методы апробированы в большей мере для чистых глин (указанная масса этиленгликоля для покрытия 1 кв.м точна лишь для бентонита), а для почв используются как сравнительные.

Естественны вопросы: как анализировать данные по удельной поверхности и указанным ее формам? На какие процессы указывает увеличение той или иной ее формы? Во-первых, причинами увеличения суммарной удельной поверхности могут быть как увеличение количества частиц малого диаметра (утяжеление по-

чвы по гранулометрическому составу), так и изменение качества их поверхности. В случае неизменности гранулометрического состава и увеличении $S_{пол}$ можно определенно говорить об изменении качества поверхности, хотя о причинах этого увеличения по результатам анализа удельной поверхности можно только догадываться. В самом общем случае при увеличении удельной поверхности происходит гидрофилизация почвенных частиц, возможная по следующим причинам:

- изменение минералогического состава в сторону преобладания группы смектитовых минералов;
- за счет изменения катионного состава почвенного поглощающего комплекса (например, увеличение в его составе доли гидрофильных ионов натрия);
- за счет образования более гидрофильной почвенной органики, гидрофильных солей и пр.

Если же увеличилась только внутренняя поверхность при постоянстве общей, наиболее вероятно, что это следствие изменения глинного состава и микроформ частиц, появления тонких и глубоких микротрещин, причем способных несколько изменять размеры. Если же происходит рост внешней поверхности за счет сокращения внутренней – это указывает на упрощение форм почвенных частиц при росте их дисперсности (ведь общая удельная поверхность осталась та же). Подчеркнем, что это самая общая схема анализа данных. Для выявления механизма происходящих процессов одних данных по удельной поверхности недостаточно, но все же они и сами по себе весьма симптоматичны.

О чем непременно надо помнить, анализируя удельную поверхность? Прежде всего о том, что мы имеем дело с эффективной удельной поверхностью, определенной по воде. Поверхность, наиболее активная в отношении молекул воды, может быть совсем иной по отношению к неполярным молекулам, таким как молекулы этиленгликоля или азота. Но в обоих случаях полученные в экспериментах по адсорбции поверхности не будут равны геометрической поверхности. Поэтому мы и имеем дело не с реальной геометрической величиной, а с эффективной удельной поверхностью, т. е. определенной по ее функциям, по ее проявлениям, влияниям на молекулы воды или азота.

4. Принципы методов определения удельной поверхности

Наиболее простым и самым распространенным методом определения удельной поверхности и ее составляющих видов является получение кривой сорбции воды над насыщенными растворами различных солей (рис. IV.4). Очень важно, чтобы растворы солей были постоянно, в течение всего определения, насыщенными (в растворе визуально видны кристаллы солей). Как правило, используют семь наиболее распространенных солей с относительными давлениями паров (p/p_0): LiCl (0.15), $CaCl_2 \cdot 6H_2O$ (0.35), $NaHSO_4$ (0.52), NH_4NO_3 (0.67), NH_4Cl (0.79), KCl (0.86) и K_2SO_4 (0.98). В эксикаторах с растворами солей устанавливают бюксы с почвой (навеска не более 1–2 г), периодически их взвешивают до установления постоянного веса. Устанавливается равновесие долго, не менее двух месяцев. Более быстрого установления равновесия можно достичь, если создать разрежение в эксикаторе.

При достижении равновесной влажности почвы определяют ее влажность. Рассчитывают изотерму сорбции (если предварительно увлажнили образцы – то десорбции), по БЭТ и Фарреру – полную и внешнюю удельные поверхности, по их разности – внутреннюю.

Процедуры достижения равновесной влажности можно еще ускорить, если использовать динамический, проточный метод, т.е. пропускать воздух с известным давлением паров воды через образец, а контролировать установление равновесия по влажности выходящего из образца воздуха, например газохроматографически. Подробно эти процедуры изложены в «Полевых и лабораторных методах определения физических свойств почв», 2001.

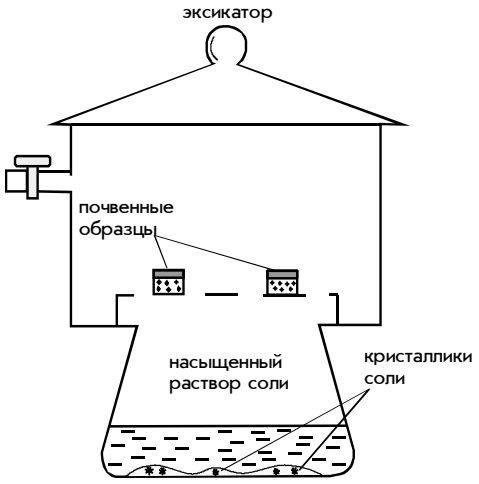


Рис. IV.4. Схема установки для определения равновесной влажности при постоянном давлении паров воды, созданном насыщенным раствором соли

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

1. Удельная поверхность [$м^2/г$] – свойство, характеризующее дисперсность почвы и состояние поверхности почвенных частиц. Различают полную удельную поверхность ($S_{пол}$), внутреннюю (S_i) и внешнюю (S_e): $S_{пол} = S_i + S_e$. Внутренняя поверхность – это поверхность микротрещин, микрокаверн, микровпадин в почвенных частицах. Внешняя – отражает форму частиц, образуется после заполнения внутренней поверхности частиц.
2. Удельная поверхность почвенных частиц определяется, как правило, по кривой зависимости равновесной влажности почвы от давления паров воды – равновесной кривой сорбции. Так как в этом случае на величину удельной поверхности оказывают влияние и размеры молекулы воды, и форма их упаковки на поверхности, следует говорить об эффективной (по отношению к воде) удельной поверхности почвы.
3. Расчет полной удельной поверхности производится на основании уравнения полимолекулярной адсорбции, уравнения БЭТ, в области величин относительных давлений от 0.05 до 0.35. Внешняя удельная поверхность рассчитывается по уравнению Фаррера для относительных давлений паров воды 0.4–0.8.
4. Данные по величине удельной поверхности характеризуют прежде всего дисперсность почвы. Совместно с данными по гранулометрическому составу почвы величины удельной поверхности могут характеризовать минералогический состав почвы, состав поглощенных катионов, гидрофильность почвенных компонентов (органического вещества, солей и пр.).

Литература

А д а м с о н А. Физическая химия поверхности. М.: Мир, 1979. 568 с.
В о р о н и н А. Д. Структурно-функциональная гидрофизика почв. М.: Изд-во Моск.ун-та, 1984. 204 с.
В о р о н и н А. Д. Основы физики почв.М.: Изд-во Моск.ун-та, 1986. 244 с.
Д е р я г и н Б. В., Ч у р а е в Н. В., О в ч а р е н к о Ф. Д. Вода в дисперсных системах. М.: Химия, 1989. 288 с.
К у л ь ч и ц к и й Л. И. Роль воды в формировании свойств глинистых пород. М.: Недра, 1975. 212 с.
«Полевые и лабораторные методы исследования физических свойств почв» / Под ред. Е.В.Шеина. М.:Изд-во Моск.ун-та, 2001.

Часть V

ВЛАЖНОСТЬ ПОЧВЫ. ФОРМЫ ВОДЫ И ПОЧВЕННО-ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ КОНСТАНТЫ

1. Влажность. Различные формы выражения

Влажность в почвоведении определяется как количество воды, приходящееся на единицу веса абсолютно сухой почвы. Важно отметить особенность традиционного почвенного подхода, когда расчет влажности ведется именно на абсолютно сухую навеску. Поэтому если встречаются значения влажности более 100% (при процентном выражении доли воды к весу абсолютно сухой почвы), значит речь идет об оторфованных почвах, торфах, лесных подстилках, степном войлоке и т.п., когда вес абсолютно сухого вещества значительно меньше, чем вес влаги, вмещающейся в нем. Обычные же минеральные почвы имеют, как правило, диапазон изменения влажности от долей до 50 процентов к весу.

Существуют три способа представления данных о влаге в почве. Первого мы уже коснулись: это отношение массы воды к массе абсолютно сухой почвы, т.е. к массе твердой фазы ([г/г] или, если умножить на 100, то в [%])

$$W = \frac{m_w}{m_s}\ \text{[г/г или \% к весу]};\ W = \frac{m_{\text{вл}} - m_{\text{сух}}}{m_{\text{сух}}}.$$

Здесь m_w – масса воды, m_s – масса твердой фазы, $m_{\text{вл}}$ – масса влажной почвы, $m_{\text{сух}}$ – масса сухой почвы (равная m_s), W – весовая, или массовая, влажность почв ([г/г] или [%] к весу при умножении на 100).

Второй способ выражения – это отношение массы (или объема) воды к объему почвы (V_t), – объемная влажность (θ, см^3/ см^3):

$$\theta = \frac{m_w}{V_t}.$$

Нетрудно показать, что объемная и весовая влажности взаимосвязаны через плотность почвы (ρ_b): $\theta = W\rho_b$.

Существует еще одна очень важная форма выражения влаги – в виде запасов влаги (*ЗВ*) в конкретном слое почвы:

$ЗВ = \frac{W \rho_b h}{100}$ [см водного слоя], где h – мощность слоя в см, ρ_b – плотность почвы в г/см^3, W – влажность весовая в %.

Это балансовая форма представления данных по влажности. Используется она в основном для характеристики запасов влаги, балансовых расчетов, для выражения всех составляющих водного баланса в одних единицах.

С помощью указанных трех способов выражения влажности почвы всегда можно рассчитать количество воды в почве, приходные и расходные статьи водного баланса почвы. Но для оценки состояния влаги, ее подвижности, ее доступности для растений этого недостаточно (существует образное выражение «Вода в почве – это совсем не то же самое, что вода в ведре»). Вода в почве представлена различными формами, характеризующимися прежде всего различной степенью связи воды с твердой фазой почвы. Это тоже одна из специальных гипотез в физике почв – учение о формах воды в почве, которое формировалось в основном в рамках отечественной физики почв. Такие известные российские физики почв, как А.А.Роде, С.И.Долгов, Н.А.Качинский неоднократно в специальных экспериментах доказывали, что вода в почве при различном ее содержании (влажности) далеко не равнозначна по своим свойствам. Более того, одно и то же влагосодержание (влажность) в различных почвах может быть совершенно различно по подвижности, по доступности для растений. Например, известно, что влажность почвы равна 15% к массе почвы. Из песчаного почвенного образца с такой влажностью вода может свободно вытекать и будет доступна растениям, но на тяжелосуглинистой или глинистой почве при такой влажности растения уже не смогут расти – они будут засыхать. Получается, что абсолютная величина влажности без сопутствующих знаний о других фундаментальных свойствах почв дает ограниченную информацию. В связи с этим было развито учение о формах воды в почве как о различных состояниях воды в почве, отличающихся по скорости ее передвижения в почве, возможности потребления растениями и другим функциональным характеристикам почвенной влаги.

Если расположить все значения влажности, встречающиеся в любой почве на некоторой оси от абсолютно сухой почвы до предельно высокой влажности, когда все поровое пространство почвы заполнено водой, то можно выделить прочносвязанную, неподвиж-

ную, затем связанную, слабоподвижную в виде тонких пленок на поверхности частиц, затем подвижную влагу, находящуюся в основном в капиллярах, и, наконец, свободную влагу, которая движется под действием сил тяжести. Эти качественные определения характеризуют различные формы воды в почве по ее степени связи с твердой фазой (рис.V.1).

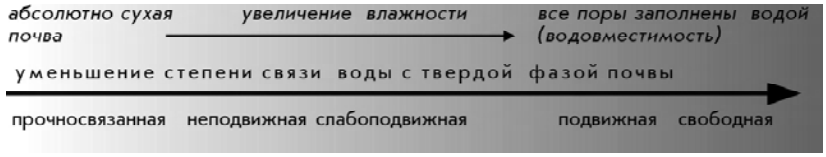


Рис. V.1. Схема разделения форм воды в почве по степени связи с твердой фазой

Такие размышления побудили физиков почв рассмотреть границы, где происходит превращение одной формы в другую. Если такая граница существует, значит мы имеем дело со специфической влажностью, характеризующей переход из одной формы воды в другую. Эту влажность принято было называть *влагоемкостью*, подчеркивая тем самым, что почвенная емкость в виде части порового пространства заполнена водой с близкими свойствами. Именно такие граничные влажности или влагоемкости было предложено назвать энергетическими константами, полагая, что при каждой величине влагоемкости влага удерживается силами определенной природы и энергии и характеризуется определенной формой своего существования. Тогда, зная такого рода энергетические константы, можно определять степень связи влаги с почвой, характеризовать ее доступность для растений, оценивать многие процессы переноса воды и веществ в почве. Впоследствии к этим теоретическим энергетическим константам были приближены и почвенно-гидрологические константы – некоторые влажности в почве на оси влажности, использующиеся как реперные точки для различного рода расчетов и качественных представлений. Попытаемся вслед за великими физиками почв – А.А.Роде, С.И.Долговым, А.Ф.Лебедевым, Н.А.Качинским и др. – проникнуть в смысл энергетических и почвенно-гидрологических констант, их экспериментального определения и использования.

Влажность (весовая) – количество воды, приходящееся на единицу веса абсолютно сухой почвы.
Влажность (объемная) – количество воды, приходящееся на единицу объема абсолютно сухой почвы.

Влагоемкость – максимальное количество воды, удерживаемое в почве силами определенной природы. Влагоемкость – влажность, соответствующая максимальному количеству той или иной формы воды в почве. Эти энергетические константы указывают на состояние (подвижность, доступность, степень связи с твердой фазой) влаги в почве.

Почвенно-гидрологическая константа – характерная влажность почвы, определяемая по ее состоянию или по состоянию контактирующих с почвой объектов и используемая в практических почвенно-физических, гидрологических, мелиоративных расчетах. Она может быть равна или отличаться по значению от влагоемкости.

2. Формы воды в почве и энергетические константы

Начнем с самой связанной, прочно сорбированной на поверхности твердых частиц влаги – адсорбированной. Эта влага образуется в случае, если поверхность твердой фазы почвы контактирует с парами воды, обладающими низким относительным давлением. Напомним, что парциальное давление паров воды в насыщенной влагой атмосфере (p_0) составляет 17.5 мм рт.ст. (24 см водн.ст.), а относительное давление паров воды (p/p_0) равно 1. Если же атмосфера не насыщена парами воды, то относительное давление паров воды будет менее 1. Почва способна адсорбировать молекулы воды уже при относительных давлениях, близких к 0, из весьма сухого воздуха. Поэтому, образно говоря, естественная почва всегда влажная – ведь адсорбированная влага в ней содержится практически всегда.

Итак, адсорбированной эта влага названа потому, что концентрирование воды осуществляется на поверхности твердой фазы. Иногда эту влагу называют сорбированной (отметим, что сорбция – это концентрирование вещества на одной из фаз гетерогенной системы). Можно считать доказанным, что адсорбированная на поверхности почвенных частиц вода обладает иными свойствами в сравнении с чистой водой: она имеет повышенную плотность, вязкость, пониженные диэлектрическую проницаемость и способность растворять вещества, иную структурную организацию. Это совсем другая вода, имеющая значительно более низкую внутреннюю энергию, так как молекулы воды строго ориентированы на поверхности твердой фазы почвы. Именно поэтому при попадании влаги на поверхность абсолютно сухой почвы выделяется тепло, называемое в почвоведении

теплотой смачивания, или теплотой адсорбции, о чем уже шла речь в разделе о дисперсности почв. И первая форма воды, обычно выделяемая почвоведами, – это адсорбированная влага. Отличить эту влагу от последующих форм влаги можно по многим признакам. Главный признак, как было предложено российскими исследователями А.В.Думанским, А.А.Роде и др., связан именно с теплотой адсорбции: прекращение выделения теплоты адсорбции указывает на изменение формы воды в почве. Следовательно, область влажностей почвы, которая характеризуется тем, что при попадании молекул воды на поверхность почвы происходит выделение тепла, – это область адсорбированной влаги.

По мере увеличения относительного давления паров воды последующие порции влаги также будут сорбироваться на поверхности почвенных частиц, однако тепла уже при этом будет выделяться значительно меньше. На этом этапе теплота адсорбции будет приближаться к теплоте конденсации. Поэтому регистрируемого выделения тепла не происходит. Нет уже и структурных различий в слоях воды. При более высоких относительных давлениях паров воды начинается конденсация влаги в самых тонких капиллярах. В целом же адсорбированная влага располагается в диапазоне p/p_0 до 0.7–0.95, впрочем, в самой широкой области давлений паров воды. Отметим уникальное явление: относительное давление паров уже приближается к насыщенному, близкому к 1, а влага все еще прочносвязанная, адсорбированная, недоступная. Это означает, что все остальные формы воды располагаются в чрезвычайно узкой области давлений паров воды – от 0.95–0.98 до 1. Совсем узкая область, но в ней представлены практически все значимые для функционирования почвы формы воды. Вспомним, что именно в этом диапазоне кривая сорбции паров воды идет круто вверх, захватывая широкую область значений влажностей (ось ординат) (см. рис. IV.3). Все остальные формы воды в почве соответствуют этому столь узкому диапазону давлений паров воды. А адсорбированная влага – далеко не самая представительная форма воды в почве. Значительно чаще встречаются в естественных почвах другие, менее связанные с твердой фазой почвы.

Граничной величиной влажности, соответствующей наибольшему количеству воды, прочносвязанному почвой, является почвенная гидрологическая константа – *«максимальная адсорбционная влагоемкость»*, МАВ. Это то максимальное количество воды, которое удерживается в почве адсорбционными силами.

Известно несколько подходов для определения этой величины. Первый, предложенный А.Ф.Лебедевым, использует физическую картину расположения молекул воды около поверхности твердой фазы. При наступлении величины МАВ резко меняется степень связи молекул воды с поверхностью почвы, меняется плотность воды. А.Ф.Лебедев поэтому предложил центрифугировать влажный образец при 18000 g или сдавливать его прессом при давлении 55–60 атм. Оставшаяся после центрифугирования или механического сдавливания в образце влага и будет соответствовать МАВ.

Второй подход основан на ослабленной способности адсорбированной влаги растворять вещества, на такой функциональной особенности этой формы воды, как снижение растворимости в ней легкорастворимых веществ. А.В.Трофимов и А.В.Думанский предложили понятие нерастворяющего объема и процедуры по его определению. А.В.Трофимов – на основании заметно меньшего количества иона Cl в этом объеме адсорбированной влаги, а А.В. Думанский – сахарозы. Смысл процедуры состоит в том, что к почве приливают раствор известной концентрации, смешивают, затем центрифугируют. В центрифугате концентрация либо Cl^-, либо сахарозы будет выше, чем в исходном растворе за счет образования некоторого объема «нерастворяющей» влаги, который можно рассчитать. Рассмотрим это на примере использования в качестве поставщика ионов Cl соль $CaCl_2$ (рис.V.2).

Раствор $CaCl_2$ добавляют к почве, получают пасту, центрифугируют и определяют концентрацию Cl^- в центрифугате.

Обозначим исходную концентрацию C_0, полученную растворением *моль* вещества в объеме взятого раствора, – V, концентрацию, полученную в центрифугате, – $C_{\text{равн}}$, объем нерастворяющей влаги – V_{ex}. Тогда

$$\frac{C_0}{C_{\text{равн}}} = \frac{\dfrac{моль}{V}}{\dfrac{моль}{V - V_{ex}}} = \frac{V - V_{ex}}{V}.$$

Исходную и равновесную концентрации мы знаем, знаем и объем взятого раствора. Нетрудно рассчитать из приведенного равенства V_{ex}. Затем как отношение V_{ex} к исходной взятой абсолютно сухой почве и значение влажности. Эта влажность, по мнению Трофимова и Думанского, будет близка к максимальной адсорбционной влагоемкости, МАВ.

Рис. V.2. Определение нерастворяющего объема почвенной влаги, соответствующего влажности максимальной адсорбционной влагоемкости, МАВ (по Трофимову)

И, наконец, третий подход определения МАВ уже нам знаком. Он предложен А.Д.Ворониным, который считал, что влажность при МАВ соответствует влажности, заполняющей внутреннюю поверхность, совместно с двумя монослоями воды на внешней поверхности частиц $W_{\text{МАВ}} = W_a + (W_m)_e$, или $W_{\text{МАВ}} = W_i + 2(W_m)_e$. Действительно, по экспериментальным данным ряда авторов (Тарасевич, Овчаренко, 1975 и др.), теплота адсорбции выделяется при формировании двух слоев адсорбированной влаги. Причем при формировании первого слоя выделяется 55–70% от суммарной интегральной теплоты смачивания. Это подтверждает критерий, предложенный А.Д.Ворониным в виде двух слоев на внешней поверхности частиц для выделения МАВ. Используя этот подход, МАВ можно определить из кривой сорбции паров воды (см. часть IV).

При наступлении величины МАВ закончилось формирование раздела вода–воздух. Образовалась сплошная по всей поверхности твердой фазы пленка воды. Мы вступаем в область пленочной влаги. И эта область распространяется от МАВ до появления влаги капиллярной, содержащейся в почвенных капиллярах. Как же определить ту границу, которая отделяет пленочную влагу от капиллярно-пленочной?

Были предложены разные подходы. Классическим считается подход А.А.Роде и экспериментальное подтверждение нахождения этой границы в его опытах совместно с М.М.Абрамовой. Их опыты заключались в следующем: они взяли монолиты высотой около 2 м, тщательно пропитали их раствором, содержащим ион Cl в качестве метки передвижения влаги, а затем иссушали поверхность моноли-

тов. При этом следили за распределением влаги, т.е. контролировали изменение влажности по профилю, за изменением содержания иона Cl в почве (размерность моль/100 г) и содержанием иона Cl в поровом растворе (размерность показателя моль/л). Результаты их опыта представлены на рис. V.3 а, б, с, на которых приведены распределения влажности, концентрации иона Cl в почве и поровом растворе по глубине почвенного монолита в различные сроки определения.

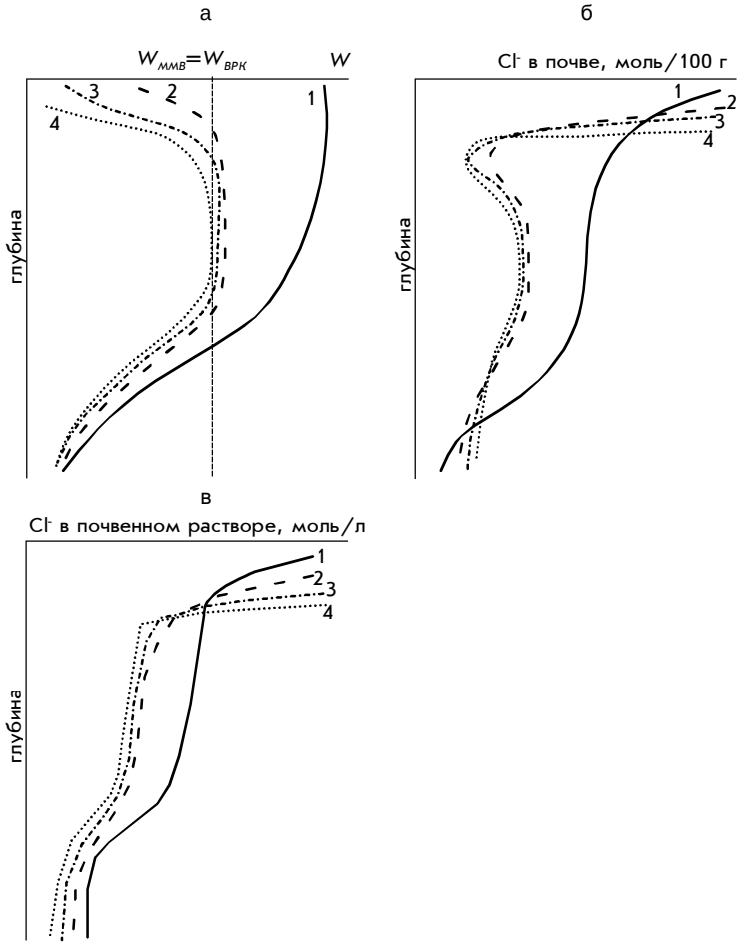


Рис. V.3. Распределение влажности (а), содержания иона Cl в почве (б) и в почвенном растворе (в) в процессе иссушения почвы (по А.А.Роде, 1965): 1 – исходное содержание; 2,3,4 – последующие сроки определения

Что же наиболее характерного можно отметить по представленным результатам опытов А.А.Роде и М.М.Абрамовой (рис. V.3)? В первые сроки от начала испарения влага заметно подпитывалась из нижних слоев, практически компенсируя потери влаги с поверхности на испарение. Затем при наступлении некоторой влажности в средней части монолита подток влаги в поверхностные слои значительно снизился – поверхностные слои начали заметно уменьшать свою влажность, иссушаться. А вот влажность в средней части монолита изменялась мало. Влага в этой области заметно изменила свою подвижность. Она превратилась из капиллярной в малоподвижную пленочно-капиллярную. Эта граница, по мнению А.А.Роде, соответствовала энергетической константе «максимальной молекулярной влагоемкости» (ММВ), или почвенно-гидрологической константе, которая получила, по его предложению, название «влажность разрыва капиллярной связи», или просто «влажность разрыва капилляров» (ВРК). А.А.Роде является одним из основателей учения о почвенно-гидрологических константах в почвоведении (см. *«К вопросу о.....»*).

Отметим, что и в данном эксперименте граница между отдельными формами влаги была выделена по функциональной роли почвенной влаги – по степени ее подвижности.

Итак, диапазон от МАВ до ММВ представляет собой диапазон пленочной и капиллярно-пленочной слабоподвижной влаги. Следующий энергетический диапазон связан в основном с капиллярной влагой, точнее, с пленочно-капиллярной и капиллярной, так как в этой области сосуществуют две формы влаги – преимущественно капиллярная и пленочная. Сосуществование этих двух форм воды возможно благодаря действию и равновесию сил адсорбционной природы и менисковых сил. Перетекание пленок от более толстых к более тонким, равновесие тонких пленок и капилляров можно наблюдать на простой схеме из двух почвенных частиц, окруженных пленками воды – рис.V.4.

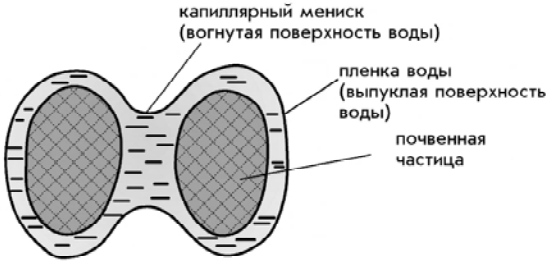


Рис. V.4. Равновесие пленочной (выпуклая поверхность) и капиллярной влаги (вогнутый мениск)

«К вопросу о ...»

Алексей Андреевич Роде (1896–1979)

В этом учебнике имя А.А.Роде упоминается многократно в различных разделах. Это был выдающийся ученый, создатель учения о гидрологии почв, автор нескольких прекрасных монографий и учебников, которые можно читать как интересный роман. По воспоминаниям современников, это был блестящий эрудит, замечательный человек необыкновенной скромности и простоты. И исключительной научной честности.

Ведь это только в учебниках одна гипотеза плавно дополняет другую, пока не сформируется новая теория или уравнение. В жизни, в научной жизни, все не так. Ученые мужи ссорятся, эмоции нередко перехлестывают через край. Страсть и желание доказать «свою» правду пронизывают нередко и научные статьи. Так, если почитать дискуссию А.А.Роде с Н.А.Качинским по поводу определения наименьшей (или, как предлагал Никодим Антонович Качинский, общей) влагоемкости на страницах журнала «Почвоведение», можно было бы предположить, что эти два великих ученых находятся в противоположных лагерях и в науке, и в околонаучной жизни. Однако для А.А.Роде истина, порядочность и справедливость были выше всего. Вот эпизод, приведенный Л.О.Карпачевским в книге «Воспоминания об Алексее Андреевиче Роде» (М., 1996). В 50-х годах вышла научно-популярная книга Н.А.Качинского «Жизнь почвы». Странно, что эта интересная книга вызвала ряд нареканий, некоторые почвоведы ее раскритиковали, особенно иллюстрацию в книге, где была приведена фотография ковыльной степи, которую рецензенты почему-то назвали луговой. Критике этой книги было даже посвящено особое собрание в Почвенном институте. По поводу этого собрания Л.О.Карпачевский вспоминает: «И вдруг на трибуну вышел человек маленького роста, изящным внезапным движением поставил перед трибуной большую фотографию ковыльной степи. – «Что это?» – спросил он, и зал дружно ответил: «Ковыльная степь». Тогда А.А.Роде, а это был он, повернулся к Никодиму Антоновичу и сказал: «Вы видите, что Вы правы и все обвинения Вас в разных ошибках такие же надуманные, как это. Поэтому готовьте, Н.А., новое издание Вашей прекрасной книги» (Л.О.Карпачевский, 1996, с.41). Это ли не лучший пример научной принципиальности, мужества и честности!

В тонкой водной пленке возникает давление, которое можно рассчитать по уравнению:

$$P_z = -\frac{C}{z^n},$$

где P_z – давление в тонкой пленке, z – толщина этой пленки, C, n – константы. Исследования передвижения пленок, их сосуществования с капиллярами и соответствующие уравнения предложены из-

вестными российскими физико-химиками, основоположниками учения о равновесии в тонких пленках и капиллярах Б.В.Дерягиным, Н.В.Чураевым и известным агрофизиком–теоретиком С.В.Нерпиным.

А теперь вспомним о давлении влаги в капиллярах, обусловленном наличием поверхностного натяжения. Поверхностное натяжение – это работа, которую надо затратить для того, чтобы увеличить поверхность жидкости при сохранении ее объема неизменным. Иногда говорят, что это работа силы по извлечению молекулы воды из объема в приграничный слой вода–воздух. Отсюда и математические выражения:

$$\sigma = \frac{A}{S} = \frac{FL}{S} = \frac{F}{L} \text{ [дин/см]},$$

где σ – поверхностное натяжение, A – работа по увеличению поверхности раздела на величину S – площади поверхности, L – длина, а F – сила. Равновесие между капиллярной и пленочной влагой обусловлено равенством давлений в менисках и в пленках воды. В этом случае вода около рассмотренных частиц (рис.V.4) находится в равновесии.

Благодаря наличию поверхностного натяжения, наличию раздела трех основных фаз почвы и возникают капиллярные явления в почве. Для того чтобы получить главные математические выражения, вспомним основные понятия молекулярной физики. Вспомним традиционный стеклянный капилляр, помещенный в чашку с водой, формирование мениска с кривизной радиусами R_1 и R_2, вследствие которых под вогнутой поверхностью мениска формируется давление P_1, меньшее, чем над поверхностью свободной воды (P_2).

За счет разницы давлений и возникает подъемная сила в капилляре (P_2-P_1), которая связана с радиусами кривизны менисков по уравнению П.Лапласа:

$$P_2 - P_1 = \sigma \left(\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right).$$

Величина $\left(\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right)$ – это средняя кривизна мениска. Если эта величина положительна, то мениск вогнут в сторону жидкости, если же отрицательна – в сторону газовой фазы. И наконец, еще одно приближение к «чистой геометрии»: если наш капилляр цилиндрический, то R_1=R_2 и равно R, а $P_2 - P_1 = \frac{2\sigma}{R}$. Однако до сих пор мы имели де-

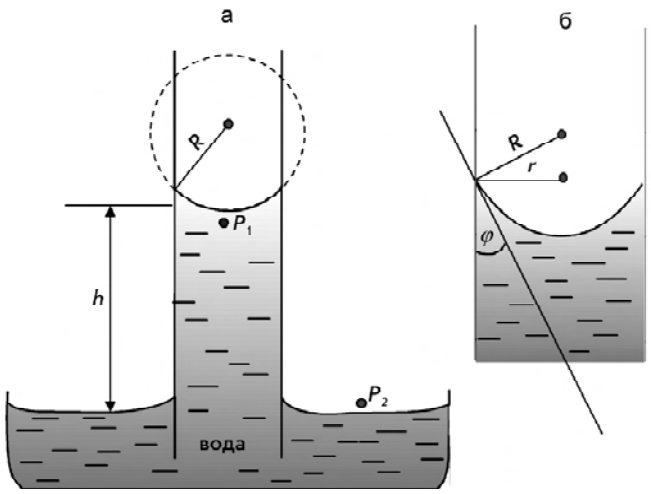


Рис. V.5. Схема подъема воды в стеклянном капилляре (а) и соотношение радиуса мениска и капилляра (б)

ло с некоторой трудно измеримой величиной – радиусом кривизны мениска. Но ведь ее можно заменить более реальным радиусом самого капилляра. Действительно, как видно из рис. V.5, б, $R = r/\cos\varphi$, и тогда уравнение П.Лапласа будет выглядеть как $P_2 - P_1 = \dfrac{2\sigma \cdot \cos\varphi}{r}$.

И, наконец, разница давлений реализуется в подъеме столба воды плотностью ρ_w, на высоту h, т.е. справедливо равенство

$$\rho_w g h = \frac{2\sigma \cdot \cos\varphi}{r},$$

где g – ускорение свободного падения. Тогда высота капиллярного поднятия воды будет составлять

$$h = \frac{2\sigma \cdot \cos\varphi}{rg\rho_w}.$$

Как всегда проверим размерности входящих в уравнение величин, используя систему CGS; в частности, для правой части:

$$\frac{[\text{дин/см}]}{[\text{см}][\text{см/с}^2][\text{г/см}^3]} = \frac{[\text{г Чсм/с}^2]/[\text{см}]}{[\text{см}][\text{см/с}^2][\text{г/см}^3]} = [\text{см}].$$

А это именно размерность высоты капиллярного поднятия.

Все справедливо. Безусловно, ведь мы получили известное уравнение Д.Жюрена, связывающее высоту капиллярного поднятия с радиусом капилляров. Это уравнение нередко приводят в более простом виде, принимая плотность воды, ускорение свободного падения, поверхностное натяжение и угол смачивания константными, характерными для чистой воды и кварца: $h \cong 0.15/r$. Здесь важно опять-таки напомнить, что высота капиллярного поднятия и радиус капилляра должны быть измерены в одних единицах, например в см.

Уточним важные для дальнейшего рассмотрения итоги вывода уравнения Д.Жюрена.

В этом уравнении высота капиллярного поднятия h приравнивается к перепаду давлений в свободной воде и под мениском $P_2 - P_1$. Это первое упоминание о том, что вода в почве находится под некоторым давлением (в данном случае P_1), меньшим атмосферного, за счет менисковых сил. Это очень важно, и этому будет посвящена специальная тема.

Из уравнения Д.Жюрена следует, что чем тоньше капилляр, тем выше должна подняться вода. В самом общем случае – это справедливо, но справедливо только в определенных пределах, в особенности, когда дело касается реальных почв. Действительно, наблюдения показывают, что вода от уровня грунтовых вод поднимается (весьма усредненные данные) в:

песках – до 35–80 см;

супесях – до 80–120 см;

суглинках – до 120–350 см;

глинах – до 350–600 см;

тяжелых глинах – до 450 см (заметьте! Высота подъема снижается от глин к тяжелым глинам).

Оказывается, формула Д.Жюрена для очень тонких капилляров диаметром менее 10^{-6} см неприменима. И понятно, почему: все пространство в таких тонких капиллярах занято пленочной и адсорбированной водой. Для капиллярной воды в таких тонких капиллярах просто нет пространства. Поэтому в тяжелых глинах высота капиллярного подъема может снижаться.

Важно и еще одно. Уравнение Д.Жюрена получено с использованием двух очень важных допущений: (1) цилиндрический капилляр и (2) система «чистая вода–кварц». А именно несоблюдение этих допущений приводит к ряду чрезвычайно интересных и полезных эффектов в почвах. Например, тот факт, что капилляр в почвах редко бывает цилиндрическим с постоянным диаметром, а чаще бывает переменного диаметра, приводит к интересному эффекту, названному «жаменовскими цепочками». Рассмотрим это явление подробнее.

«К вопросу о…»

Висячие сады Семирамиды

Со школьных лет нам известны легенды об этих садах как об одном из семи чудес света. Это действительно чудо – вырастить тенистые сады в сухой ассирийской пустыне, сады, в которых росли не только финиковые пальмы, но и яблони, груши, косточковые. По одной из легенд, именно в тени этих садов окончил свой жизненный путь великий Александр Македонский. Как же можно было вырастить эти сады в пустыне, как это «умудрилась» сделать Семирамида?

Трогательная легенда об этой женщине прошла через многие века. Семирамида родилась и выросла в многоводном Вавилоне и, наверное, всю жизнь мечтала о садах, воде и тени. Но она стала женой ассирийского царя, в безводной сухой Ассирии. Через некоторое время муж скончался, и она стала регентшей при малолетнем сыне. Энергия, талант этой женщины воистину легендарны: она покорила Мидию, Египет. Но однажды, вернувшись из военного похода, узнала об измене сына, о его заговоре против нее. Тогда она сама отдала престол, превратилась в голубя и улетела. С тех пор голубь – самая почитаемая мирная птица.

Однако не военные походы, не эта трогательная легенда сохранили память о Семирамиде, а ее сады. Выживали и росли они в пустыне, возможно, благодаря капиллярным явлениям, а именно «жаменовским цепочкам». Вполне вероятно, дело обстояло следующим образом. Перед посадкой садов рабы долго на своих плечах носили глинистую почву из долины Тигра. Эту работу прерывали нередкие в этих местах песчаные бури. Песок осаждался на глинистый грунт, а затем рабы снова продолжали свой труд. Так образовывалась почва с песчаными прослойками. Эта естественно образовавшаяся «почвенная конструкция» за счет эффекта «жаменовских» цепочек не давала воде фильтроваться за пределы корнеобитаемого слоя. Сады, конечно же, поливали. Но влага не уходила за пределы корнеобитаемого слоя, так как «жаменовские цепочки» являлись водоупором. Поэтому влага сохранялась в корнеобитаемой толще, целенаправленно расходуясь на транспирацию растений. Так и сформировалось одно из чудес света – «висячие» сады Семирамиды. А росли они, по этой версии, на капиллярно-подвешенной влаге «жаменовских цепочек».

Впрочем, это явление водонепроницаемых «жаменовских цепочек» повсеместно использовалось и используется. Например, в военные годы с помощью таких слоистых песчано-глинистых конструкций строили небольшие пруды около аэродромов. Эти пруды были очень просты в постройке и практически не фильтровали воду. С помощью именно такого проема была построена одна из очередей Волго-Балтийского канала. Смею утверждать, что подобные водоудерживающие почвенные конструкции – это ландшафтные конструкции будущего, в особенности в сухих песчаных районах мира. У них, безусловно, большое будущее, а возможно, и великое историческое прошлое, запечатленное в висячих садах Семирамиды.

Итак стеклянный капилляр будет иметь более сложную форму, например тонкие отверстия в нем будут чередоваться с утолщениями. Иначе говоря, капилляр будет иметь переменный диаметр. Вода в таком капилляре при его иссушении будет оставаться только в самых узких его участках и располагаться отдельными участками – «цепочками» – по всей длине нашего сложного капилляра (рис. VI.6,а). Вот эти-то разорванные столбики капиллярной воды в трубке, перемежающиеся воздушными пузырьками в овальных утолщениях (их иногда образно называют «четками»), получили название «жаменовских цепочек» по имени французского исследователя Жамена (Jamin).

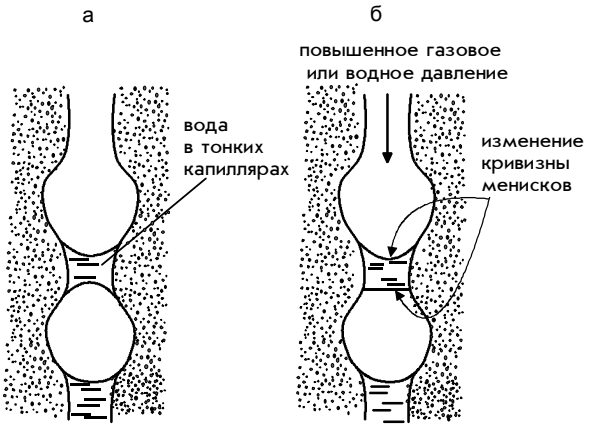


Рис. V. 6. Образование водных менисков в капилляре с переменным диаметром («четочный капилляр», или «жаменовские цепочки» – (а)). Водные мениски в таком капилляре способны выдержать повышенное газовое или водное давление за счет изменения кривизны во всех менисках (б)

Выдавить воду из такой удивительной трубочки очень тяжело. Можно попробовать придать дополнительное газовое давление в нее с одного конца. Однако при этом все мениски, обращенные вогнутостью навстречу воздушному давлению, начнут более заметно прогибаться, и менисковые водоудерживающие силы будут еще более возрастать (рис. V.6, б). Вода оказывается «защемленной» в таких «жаменовских цепочках». Можно попробовать добавить сверху в такой капилляр еще воды, но она не будет в него впитываться, и водное давление выдержат менисковые силы «жаменовских цепочек». Получается, что такого рода «жаменовские цепочки» могут служить водо- и газонепроницаемым (слабопроницаемым) экраном.

Где же в природе можно встретить такие цепочки? Роль овальных утолщений в стеклянной трубке способны играть крупные поры в песчаной почве, а тонких капилляров – поры глинистой почвы с тонкими капиллярами. Если поочередно уложить слои сухой песчаной и суглинистой почв, то в результате мы получим практически непроницаемую водоупорную систему. Такого рода простую конструкцию можно использовать для создания дна водоема, канала, для сохранения влаги в песчаной почве. Природа нередко сама создает их, например, в пойменных почвах, в эоловых песках, в которых иногда задерживается немалое количество влаги. Эффект «жаменовских цепочек» используют при создании различного рода почвенных конструкций, непроницаемых для веществ и воды экранов в почвах, водонакоплении в песчаных почвах засушливых регионов и пр. (см. *«К вопросу о….»*: «Висячие сады Семирамиды»).

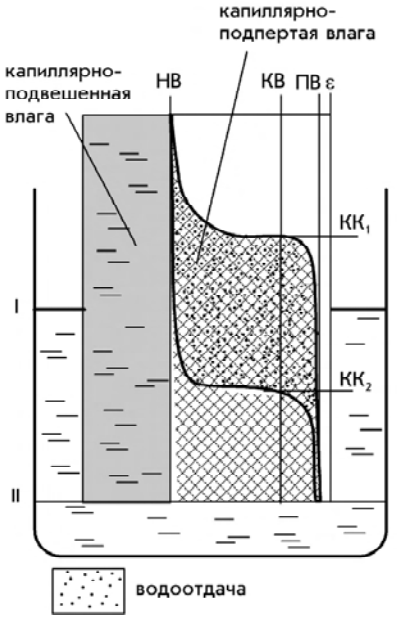


Рис.V.7. Схема распределения влажности в колонке почвы, опущенной в свободную воду (положение I) и после стекания гравитационной воды при снижении уровня воды до положения II. Формирование капиллярной (КВ), наименьшей влагоемкости (НВ) и водоотдачи

Однако вернемся к формам воды и соответствующим почвенным влагоемкостям. Мы говорили, что рассматриваемый нами диапазон связан преимущественно с наличием капиллярной формы влаги. По влажности этот диапазон начинается величиной ММВ, а заканчивается величиной влагоемкости почвы, в которой максимально выражены капиллярные формы влаги. Она называется «максимальной капиллярно-сорбционной влагоемкостью» (МКСВ). А.Д. Воронин считал, что МКСВ – это «влажность почвы, при которой происходит смена капиллярно-сорбционного механизма удерживания воды на капиллярный» (Воронин, 1986).

Если и дальше проводить увлажнение почвы, то в почве появится новая форма воды – гравитационная. Эта вода будет содержаться в крупных порах диаметром более 0.3 мм, в макропорах. Поэтому она будет легко передвигаться под дей-

ствием гравитационных сил. Как отличить капиллярную влагу, присущую диапазону ММВ–МКСВ от капиллярно-гравитационной влаги? Если почвенную колонку поместить одним концом в воду с уровнем I, то в ее поровом пространстве с порозностью (ε) создастся некоторое распределение влаги (рис.V.7). Над уровнем воды поровое пространство почвы будет содержать как капиллярную, так и гравитационную влагу, которая будет как бы поддерживаться уровнем свободной воды. Именно поэтому эту влагу образно называют капиллярно-подпертой. Верхняя граница капиллярно-подпертой влаги будет соответствовать положению капиллярной каймы ($КК_1$). Выше капиллярной каймы, в поровом пространстве почвенной колонке будет содержаться капиллярно-подвешенная влага. Если же мы опустим уровень воды в поддоне (положение II), то капиллярно-подпертая влага опустится вслед за уровнем воды в нижнюю часть нашей почвенной колонки до положения $КК_2$. Большая же часть порового пространства почвы будет заполнена капиллярно-подвешенной влагой, которая соответствует влажности максимальной капиллярно-сорбционной влагоемкости (МКСВ). Влажность почвы в зоне капиллярной каймы соответствует капиллярной влагоемкости (КВ). Значение КВ – это «то наибольшее количество подпертой влаги, которое может наблюдаться в почве» (Роде, 1989). Диапазон влаги между капиллярно-подвешенной и капиллярно подпертой влагой, от МКСВ до КВ, представляет собой количество влаги, соответствующее водоотдаче почвы. Однако для практических целей водоотдачу определяют как разность между полной влагоемкостью (ПВ) и максимальной капиллярно-сорбционной или наименьшей влагоемкостью (НВ).

Если мы снова посмотрим на рис. V.7 с почвенной колонкой, то заметим, что влажность в той части колонки, которая целиком находилась в воде, тоже величина постоянная. Она близка к порозности почвы, т.е. соответствует состоянию почвенной влаги, когда практически все поры заполнены водой. Эта величина называется полной влагоемкостью, и она теоретически равна порозности, но фактически – всегда меньше. Прежде всего за счет так называемого «защемленного воздуха», за счет выделения газов микроорганизмами, адсорбированного воздуха на поверхности почвы и пр. Даже если мы попытаемся отобрать весь этот защемленный воздух, например вакуумируя образец, величины полной влагоемкости и порозности не сравняются. Приблизятся друг к другу, но не сравняются. В суглинистых почвах эта разница может достигать 3–12% к объему почвы. На рис. V.7 значения порозности почвы (ε) и полной влагоемкости (ПВ) также различаются.

Если же сравнить распределение влаги по колонке в зависимости от положения уровня воды (положения I и II), совершенно отчетливо видно, что эти распределения различны и зависят от положения уровня свободной воды. Эта зависимость распределения влаги в почве от уровня свободной воды, а в природных условиях – от уровня грунтовых вод носит название динамической влагоемкости. В этом названии определением «динамическая» подчеркивается зависимость влагоемкости почвы от положения уровня грунтовых вод, а не зависимость этой величины от времени. Динамическая влагоемкость – это максимальное количество влаги в почве, которая определяется положением уровня грунтовых вод: чем выше расположен уровень свободной воды в профиле почвы, тем выше величина динамической влагоемкости. Таким образом, понятие динамическая влагоемкость применимо лишь для почв с близким в пределах почвенного профиля уровнем грунтовых вод, наличием верховодки, плохо фильтрующих прослоек, т.е для почв, в которых представлен изменяющийся по глубине уровень свободной влаги.

Итак, подводя итог изучению форм воды в почве и соответствующих граничных (между формами) состояний – энергетических констант, можно сформировать такую итоговую таблицу.

Таблица V.1

Формы воды в почве и соответствующие энергетические константы

Форма воды в почве	Максимальное содержание (влагоемкость) данной формы воды – энергетическая константа	Теоретическое определение константы (по Лебедеву, 1936, Роде, 1965, Воронину, 1986 и др.)
Адсорбированная влага	Максимальная адсорбционная влагоемкость (МАВ)	МАВ – наибольшее количество воды, которое может быть прочно связано почвой
Пленочная влага	Максимальная молекулярная влагоемкость (ММВ)	ММВ – максимальное количество воды, удерживаемое в почве молекулярными силами
Пленочно-капиллярная	Максимальная капиллярно-сорбционная влагоемкость (МКСВ)	МКСВ – влажность почвы, при которой происходит смена капиллярно-сорбционного механизма удерживания влаги на капиллярный
Капиллярная	Капиллярная влагоемкость (КВ)	КВ – максимальное количество влаги, удерживаемое в почве менисковыми силами (капиллярно-подпертой влаги)
Гравитационная	Полная влагоемкость (ПВ)	ПВ – влажность, соответствующая насыщению порового пространства водой

Все указанные константы явились во многом плодом теоретических рассуждений о формах воды в почве. Основой разделения почвенной влаги на отдельные формы послужили функциональные особенности той или иной влаги в почве. Вспомните способность растворять вещества (МАВ) или резко изменять свою подвижность и способность переносить ионы (ММВ). Однако эти размышления и эксперименты позволили обосновать и ряд других констант, которые нашли очень широкое применение в практическом почвоведении, мелиорации, гидрологии и других отраслях. Эти константы получили название почвенно-гидрологических.

3. Почвенно-гидрологические константы

Почвенно-гидрологические константы – это некоторые характерные для каждой почвы значения влажности, которые используют при практических расчетах и сравнительных оценках. Большинство этих констант возникли из практических потребностей и лишь впоследствии стал ясен их физический смысл. Поэтому дадим пока лишь определения каждой, так же как и при знакомстве с влагоемкостями, следуя от самой маленькой (по значению влажности) до полной влагоемкости.

Гигроскопическая влажность (*ГВ,* $W_г$) – влажность почвы, свойственная образцу в атмосфере лаборатории. Относительная влажность воздуха (или относительное давление паров воды) в лаборатории – величина хоть и заметно колеблющаяся, но не сильно изменяющая ГВ. Действительно, посмотрим на кривую сорбции воды почвой (см. рис IV.3). В области от 20 до 60–80% она обычно идет параллельно оси относительных давлений паров (p/p_0). Это значит, что влажность не изменяется, она почти константна. Указанный диапазон – это влажность воздуха в помещении, поэтому и ГВ – действительно почвенно-гидрологическая константа. Она нужна для расчета массы абсолютно-сухой навески ($m_{а\text{-}с}$) по данным о массе воздушно-сухой (т.е. в атмосфере лаборатории, $m_{в\text{-}с}$) навески: $m_{а\text{-}с} = m_{в\text{-}с}/(W_г+1)$, если $W_г$ выражена в [г/г] или $m_{а\text{-}с} = m_{в\text{-}с}\cdot 100/(W_г+100)$ при использовании выражения W в %.

Максимальная гигроскопическая влажность (*МГ,* $W_{мг}$) – влажность почвы при нахождении ее в атмосфере с относительной влажностью 98%. Это максимальное количество, которое почва способна сорбировать из близкого к насыщенному парами воды воздуха.

Влажность устойчивого завядания, или просто влажность завядания (*ВЗ,* $W_{вз}$), – влажность почвы, при которой появляются ус-

Рис. V.8. Определение влажности завядания методом вегетационных миниатюр

тойчивые признаки увядания растений с хорошо развитой корневой системой, не исчезающие при помещении растений на 12 часов в атмосферу, насыщенную парами воды. Эта величина определяется методом вегетационных миниатюр, когда растения (как правило, ячмень или овес, впрочем, в США принят подсолнечник) выращивают в небольших стаканчиках емкостью около 100 см^3 до стадии третьего листа (рис. V.8). Поверхность почвы прикрывают от испарения песком и парафином и прекращают их полив. Когда обнаруживаются признаки завядания, растения ставят на ночь во влажную камеру. И если после нахождения во влажной атмосфере потеря тургора будет заметна, – это означает, что в почве достигнута влажность, соответствующая ВЗ (более подробно см. А.Ф.Вадюнина, З.А.Корчагина, 1986).

Влажность разрыва капиллярной связи, или просто влажность разрыва капилляров (*ВРК, $W_{врк}$*), – уже знакомая нам константа, предложенная А.А.Роде и М.М.Абрамовой, которая соответствует максимальной молекулярной влагоемкости, ММВ. Общепринятых лабораторных экспериментальных методов определения этой величины не существует; имеются лишь полевые методы ее исследования, аналогичные опытам, проведенным А.А.Роде и М.М.Абрамовой. Эта почвенно-гидрологическая константа весьма важна. Она характеризует заметное уменьшение подвижности почвенной влаги, когда почвенная капиллярная влага уже не представляет собой единой гидравлической связи, а распадается на отдельные капилляры и остается в виде пленок. Движение воды, ее доступность для растений резко снижаются. И хотя общепринятых методов определения ее нет, иногда эту величину считают близкой к 70% от наименьшей влагоемкости для суглинистых почв, а для песчаных и супесчаных – около 50–60% от НВ.

Наименьшая влагоемкость (*НВ, $W_{нв}$*) (синонимы: общая влагоемкость, по Н.А.Качинскому, полевая влагоемкость, предельная полевая влагоемкость) – наибольшее количество влаги, которую почва способна удерживать капиллярными силами после свободного стекания гравитационной влаги. Это очень важная характеристика, указывающая на водоудерживающую способность почвы. Величина эта имеет огромное практическое значение, по ней производят полив растений, ориентируют нормы осушения и проч. Заметим, что по определению она очень напоминает приведенную ранее теоретическую константу - максимальную капиллярно-сорбционную влагоемкость. Наименьшая влагоемкость (НВ) – это установившаяся после стекания избытка воды влажность предварительно насыщенной почвы, достигается, как правило, через 2–3 дня после интенсивного дождя или полива хорошо дренируемой гомогенной почвы. Такое определение, диктующее способ экспериментального определения этой величины, подчеркивает несколько очень важных моментов:

– НВ определяется только в условиях хорошего дренажа, для автоморфных почв;

– НВ определяется только для почв с гомогенным профилем, в котором нет чередования слоев с различным гранулометрическим составом, плотности и проч., т.е. не может возникнуть капиллярно-подпертой воды или верховодки; не могут создастся эффекты «жаменовских цепочек»;

– НВ определяется в почвах в тот момент, когда оканчивается стекание избытка воды. Под «избытком» обычно понимают гравитационное стекание.

Эти условия ограничивают экспериментальное определение НВ, строго соответствующее теоретическому определению. Более того, возникают и еще некоторые вопросы, в частности, почему определять влажность через 2–3 дня? Для суглинистых почв этот факт доказан опытным путем. Действительно, через 2–3 дня прекращается гравитационное стекание, хотя другие формы воды продолжают передвигаться вниз под действием гравитационных сил. Можно считать, что это общепризнанный, практически важный факт, который принят на основании почвенно-гидрологический и мелиоративной практики.

Существует некоторое правило (далеко не всегда соблюдающееся!) о соотношении величин влажностей, соответствующих почвенно-гидрологическим константам. Соотношение следующее: ПВ:НВ:ВРК:ВЗ:МГ=1:0.5:0.35:0.25:0.05. Это правило (очень важно!) можно применять лишь для ориентации в величинах почвенно-гидрологических констант, но оно неприменимо для количественных

расчетов. Основой для нахождения величин почвенно-гидрологических констант является их экспериментальное определение.

Почвенно-гидрологические константы

Гигроскопическая влажность (ГВ) – влажность почвы, соответствующая относительному давлению паров воды в лабораторных условиях. Соответствует влажности воздушно-сухой почвы.

Максимальная гигроскопическая влажность (МГ) – влажность почвы, устанавливающаяся при помещении почвы в атмосферу с относительной влажностью воздуха 98%.

Влажность завядания растений (ВЗ) – влажность почвы, при которой растения не могут брать воду из почвы и, теряя тургор, необратимо (даже при помещении в насыщенную парами воды атмосферу) завядают.

Влажность разрыва капиллярной связи (ВРК) – влажность почвы, при которой подвижность влаги в процессе снижения влажности резко уменьшается. Находится в интервале влажностей между наименьшей влагоемкостью и влажностью устойчивого завядания растений.

Наименьшая влагоемкость (НВ) – это установившаяся после стекания избытка воды влажность предварительно насыщенной почвы; достигается, как правило, через 2–3 дня после интенсивного дождя или полива хорошо дренируемой гомогенной почвы; НВ – это наибольшее количество влаги, которое почва в природном залегании может удержать в неподвижном или практически неподвижном состоянии после обильного или искусственного увлажнения и стекания влаги при глубоком залегании грунтовых вод (капиллярно-подвешенная влага).

Капиллярная влагоемкость (КВ) – количество влаги в почве, удерживаемое капиллярными силами в зоне капиллярной каймы грунтовых вод (капиллярно-подпертая влага).

Полная влагоемкость (водовместимость, ПВ) – наибольшее количество воды, содержащееся в почве при полном заполнении всех пор и пустот, за исключением занятых «защемленным» и адсорбированным воздухом.

Многие из почвенно-гидрологических констант совпадают с приведенными выше энергетическими. Вернемся к нашему ряду влажностей от абсолютно сухой почвы до полностью заполненной водой (водовместимость), приведенному в начале данной главы (рис. V.1).

Нанесем на нем энергетические и соответствующие почвенно-гидрологические константы. Их соответствие можно отразить на следующей схеме-таблице (табл. V.2):

Таблица V.2

Формы воды, энергетические и почвенно-гидрологические константы для всей области влажностей в почве

Абс.сухая почва	Гигр.	МГ	ВЗ	ВРК	НВ	КВ	Водовместимость
> уменьшение степени связи воды с твердой фазой почвы >							
Абс.сухая		МАВ	ММВ		МКСВ	КВ	ПВ
Форма связи	прочно-связанная		рыхло-связанная		слабо-связанная	несвязанная	
Подвижность	неподвижная		слабо-подвижная		подвижная	подвижная	свободная
Состояние	адсорбированая		пленочная		пленочно-капиллярная	капиллярная	гравитационная
Механизм удерживания (физическая природа сил)	молекулярные (Ван-дер-Ваальса) химические электростатические		поверхностно-молекулярные		капиллярно-сорбционные	капиллярные	гравитационные
Природные объекты	тонкие поверхностные слои почвы полного физического иссушения		слои почвы от слабого до полного биологического иссушения		слой почвы после длительного (более двух сут.) свободного стекания	капилл. кайма над грунтовыми водами, горизонт с подпертоподвешенной влагой (при смене слоев по гран. составу)	грунтовые воды, почвенные верховодки, надмерзлотные верховодки

(ПВ–НВ) – диапазон подвижной влаги. Указывает на количество воды, которое может стечь при наличии свободного стока из рассматриваемой почвенной толщи.

(ПВ–НВ) или (ПВ–динамическая влагоемкость) – водоотдача. Эта количественная характеристика, отражающая количество воды, вытекающее из почвенного слоя при понижении уровня грунтовых вод от верхней до нижней границы этого слоя (см. рис.V.7). Если уровень грунтовых вод опустился заметно ниже рассматриваемой почвенной толщи, то для расчета водоотдачи используют разницу между ПВ и НВ. Если же уровень остался в пределах рассматриваемой

толщи, то – между ПВ и динамической влагоемкостью, т.е. учитывают распределение влажности в капиллярной кайме грунтовых вод.

(НВ–ВЗ) – диапазон доступной (продуктивной) влаги. Для различных почв диапазон, указывающий на количество доступной для растений влаги, может быть различным, например 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. Поэтому зависимость количества доступной влаги от классов по гранулометрическому составу (рис. V.9) имеет максимум, приходящийся на средне-, тяжелосуглинистые почвы.

Следует, конечно, отметить, что приведенная на рис. V.9 зависимость – это лишь отражение общей тенденции. Эта зависимость может существенно меняться при изменении минералогического состава, структуры почвы.

(НВ–ВРК) – диапазон легкоподвижной, легкодоступной для растений влаги. Это наиболее эффективная часть той продуктивной влаги, которая характеризуется диапазоном (НВ–ВЗ). Иногда этот диапазон заменяют другим – (НВ–70%НВ). Этот диапазон влажности

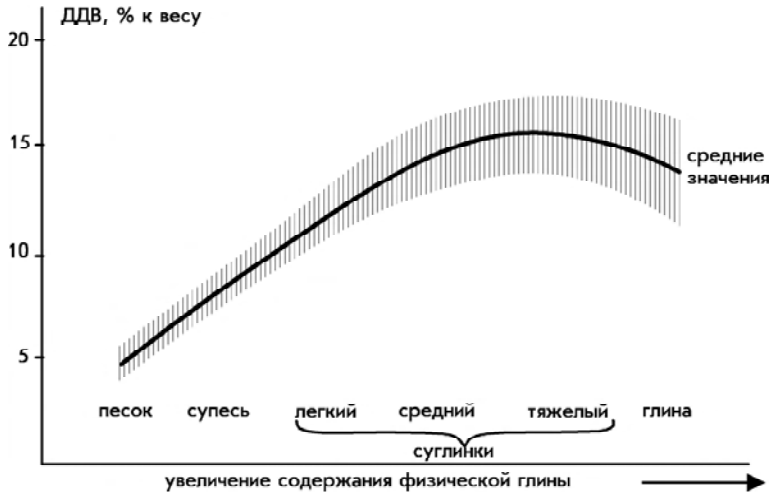


Рис. V. 9. Содержание доступной для растений влаги (ДДВ, %) для различных классов почв по гранулометрическому составу

следует поддерживать в корнеобитаемом слое, чтобы избежать непродуктивных потерь влаги на стекание ее в нижележащие слои и в то же время способствовать наиболее эффективной работе фотосинтетического аппарата растений.

Характерные величины гидрологических констант для основных групп почв по гранулометрии можно найти в разделе «Справочные материалы».

4. Методы определения влажности почвы

4.1. Прямые методы: термостатно-весовой

Термостатно-весовой метод является основным методом определения влажности почвы. Образец почвы, влажность которого необходимо определить, помещают в предварительно взвешенную термостойкую тару (стеклянный бюкс, алюминиевый стаканчик), взвешивают. Ставят на 6 часов в термостат при 105 °С. Вынимают, остужают и снова взвешивают. По определенным массам тары (m_t), влажной почвы с тарой (m_w+m_t) и сухой почвы с тарой (m_s+m_t) рассчитывают влажность почвы:

$$W = \frac{\left[(m_w + m_t) - (m_s + m_t)\right]}{(m_s + m_t) - m_t}.$$

Это стандартный метод определения влажности в большинстве почв и для многих других природных объектов. При его использовании особое внимание следует уделить определению массы тары, так как неточности в ее определении приводят к наибольшим ошибкам в величинах влажности.

Подчеркнем: термостатно-весовой метод – это стандартный метод определения влажности. Он используется в качестве основного при калибровке различных приборов и устройств для определения влажности почвы другими методами.

4.2. Косвенные методы

К косвенным методам определения влажности почвы относят методы, в которых влажность регистрируется по изменению какого-либо свойства почвы (или какого-либо материала, находящегося в равновесии с почвой), связанного с влажностью. Все косвенные методы требуют предварительной калибровки (тарировки) прибора, причем именно в той почве, в которой планируется проводить определения влажности. Точность и надежность получения тарировочной кривой – зависимости изменения свойства от влажности – определяют возможность и диапазон использования этого метода.

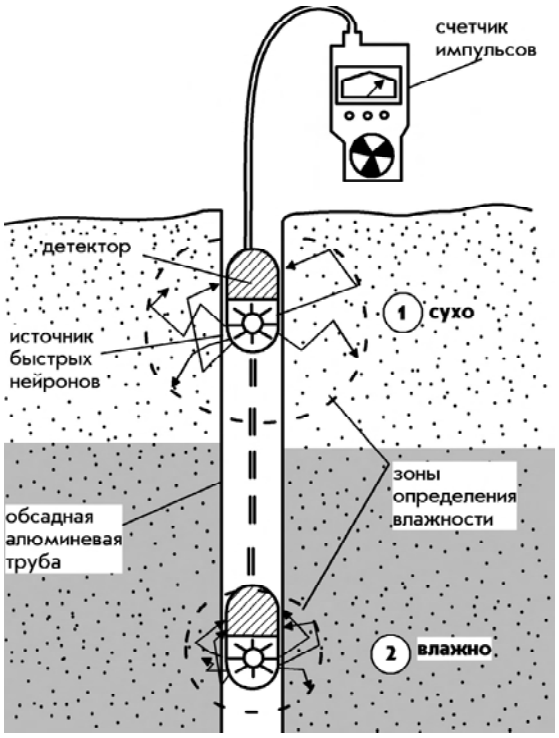


Рис. V.10. Схема нейтронного влагомера

•Нейтронная влагометрия

В методе нейтронной влагометрии используют свойство быстрых нейтронов резко замедлять свою скорость при столкновении с атомами легких элементов (H, He, Li, Be и др). В почве среди указанного набора элементов присутствует в основном ион водорода в составе воды. Поэтому и количество нейтронов с медленной скоростью (медленных нейтронов) будет увеличиваться пропорционально увеличению содержания воды в почвы. Надо только иметь стандартный источник быстрых нейтронов (а это, как правило, радий-бериллий или америций-бериллий), счетчик медленных нейтронов и получить тарировочную зависимость влажности от скорости счета медленных нейтронов. Технически все эти условия реализованы в нейтронном влагомере, схема которого представлена на рис.V.10.

В нейтронном влагомере быстрые нейтроны, выделяемые из источника, поступают в окружающую почву, часть их сталкивается с ионами водорода. Замедляя скорость, они поступают в счетчик мед-

ленных нейтронов. Он определяет скорость поступления медленных нейтронов. Обычно источник и счетчик расположены в одном блоке, который опускается в скважину, оборудованную алюминиевой трубой. Само устройство для измерения скорости счета расположено на поверхности. Общий вид зависимости влажности от скорости счета имеет вид:

$$\theta = a + bf ,$$

где θ – объемная влажность [см^3/см^3], f – скорость счета медленных нейтронов [импульс/мин], a и b – эмпирические константы, которые определяют на основании специального тарировочного эксперимента, в котором одновременно и многократно определяются пары значений влажность (термостатно-весовым методом) – скорость счета (нейтронным влагомером).

Особенности метода

Зона определения усредненной влажности представляет собой сферу с диаметром около 20 см. Форма сферы, ее диаметр могут изменяться в зависимости от используемого устройства, влажности и некоторых других свойств почвы. Во влажной почве диаметр зоны измерения влажности составляет 10–15 см, в сухой до 25–30 см (см. рис. V.10)

Определяется объемная влажность почвы. Для набухающих почв (а практически все почвы в той или иной степени набухают) следует учесть связь весовой влажности и плотности при получении тарировочной кривой.

Ограничения применимости метода в засоленных почвах. В этих почвах, как правило, имеются ионы Cl, Br, которые, как и ион H, способны замедлять быстрые нейтроны.

• Диэлькометрия

Диэлектрическая проницаемость дисперсной среды определяется ее составляющими. Диэлектрическая проницаемость почв складывается из диэлектрических проницаемостей твердой части почвы (колеблется от 2 до 10), почвенного воздуха (около 1) и воды (81). Совершенно ясно, что основной вклад в изменение диэлектрической проницаемости почвы будет внесен изменением влажности. Поэтому наблюдения за диэлектрической проницаемостью почв позволяют следить за динамикой ее влажности. Требуется, как и во всех косвенных методах, тарировочная кривая – зависимость диэлектрической проницаемости от объемной влажности.

Имеется ряд подходов и соответствующих средств для определения влажности по диэлектрической проницаемости. Можно измерять электрическую емкость, основной переменной которой в дан-

ном случае является диэлектрическая проницаемость. Техническое решение состоит в том, что два провода определенной длины помещают в почву на необходимую глубину при строго фиксированном расстоянии между проводами. Измеряют электрическую емкость с помощью традиционных диэлькометров. Синхронно с определениями емкости определяют влажность весовым методом в нескольких точках по протяжению помещенных в почву проводов. Получают тарировочную зависимость емкость – объемная влажность, с помощью которой при последующих измерениях емкости можно определять объемную влажность. Используя этот метод, определяют средневзвешенную влажность по длине установленных в почве проводов. Такого рода подходы удобны при оценке влажности в какой-либо тепличной гряде, в буртах дисперсного материала и пр.

Другим решением для определения влажности почвы по диэлькометрической проницаемости служит метод импульсной диэлькометрии (син. «диэлькометрия во временной области», «TDR - Time Domain Reflectometry»). Этот метод весьма широко распространен. Сущность его состоит в том, что скорость прохождения электромагнитного сигнала (v) определяется диэлектрической проницаемостью среды (ς):

$$v = \frac{c}{\varsigma^{0.5}},$$

где c – скорость света. Следовательно, для измерения диэлектрической проницаемости почвы необходимо знать величину скорости прохождения электромагнитной волны. Для этого и используют специальные приборы, схематическое устройство которых представлено на рис.V.11. Импульсный генератор дает импульс электромагнитной волны, который регистрируется как ступенька на осциллографе. Далее волна достигает датчика, помещенного в почву. Это обычно металлические стержни определенной длины l. Волна проходит по стержню до конца и отражается обратно. Пройдя по всей длине датчика до конца и обратно, она снова регистрируется на осциллографе. По этим двум сигналам на осциллографе нетрудно определить время прохождения волны (t). В результате известны длина датчика, через который проходит электромагнитный импульс (l), и время его прохождения (t) , а диэлектрическую проницаемость нетрудно рассчитать из приведенной выше формулы, учитывая, что

$v = \frac{2l}{t}$ получим $\varsigma = \left(\frac{Ct}{2l}\right)^2$ (удвоенная длина датчика в формулах вполне понятна – сигнал прошел до конца датчика и обратно).

Особенности метода

Определяется объемная влажность почвы. Так же, как в случае нейтронной влагометрии, следует учесть связь весовой влажности и плотности при получении тарировочной кривой.

Зона определения влажности – весьма небольшая вблизи датчиков.

Метод импульсной влагометрии регистрирует и состояние влаги, поэтому его можно использовать для оценки содержания льда, мерзлых прослоев и пр.

• Гипсовые блоки

Эта группа методов основана на изменении свойства тела-посредника, которое находится в контакте с почвой. Например, если пористый материал (гипс, керамика, ткань и пр.) хорошо контактирует с почвой, имеет хороший гидравлический контакт с ней, то изменения влажности почвы будут приводить и к изменению влажности

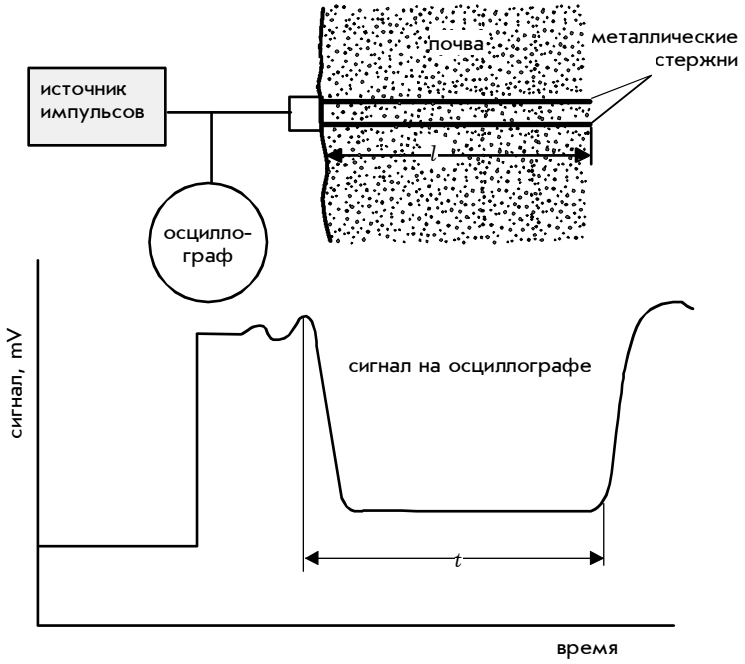


Рис. V.11. Схема измерения диэлькометрии почв импульсным методом («time-domain reflectometry»)

тела-посредника. А измерить его влажность можно, например, по электропроводности. Известно, что электропроводность пористых тел определяется в основном содержанием порового раствора (влажностью), его минерализацией и химическим составом. Последние два фактора – лишь «помехи» в определении влажности. Для того чтобы их устранить, было предложено делать тело-посредник из гипса, который формирует хороший пористый материал, прекрасно контактирующий с почвой, а поровый раствор внутри этого гипсового тела-посредника всегда насыщен ионами Ca и SO_4, тем самым «забуферен» в отношении других солей. Это позволяет, измеряя электропроводность гипсового тела-посредника (гипсового блока), оценивать влажность контактирующей с блоком почвы, но только при наличии тарировочной кривой для данного гипсового блока и почвенного слоя. Этот метод известен за рубежом как «блок Боюкоса» по имени известного американского физика почв Джорджа Боюкоса (George J.Bouyoucos, 1890–1981). Широко известны его работы по использованию ареометрического метода в гранулометрическом анализе почв (1927) и по гипсовым блокам (1947).

На рис. V.12. представлена схема такого гипсового блока. По оси гипсового блока, имеющего цилиндрическую или кубическую форму, расположены два электрода, выполненные из неполяризующегося (или слабополяризующегося) металла. Этот блок помещается в почву, через некоторое время устанавливается равновесие между влагой в блоке и почве. Измеряя электропроводность блока, которая изменяется в соответствии с влажностью окружающей почвы, можно судить о влажности почвы. Требуется, конечно, надежная тарировочная кривая. И, кроме того, для уменьшения тока поляризации на металлических электродах, искажающего измерения реальной электропроводности влажного гипса, рекомендуется проводить измерения на переменном токе либо использовать 4-электродную схему измерения электропроводности (более подробно см.: А.И.Поздняков и др., 1996).

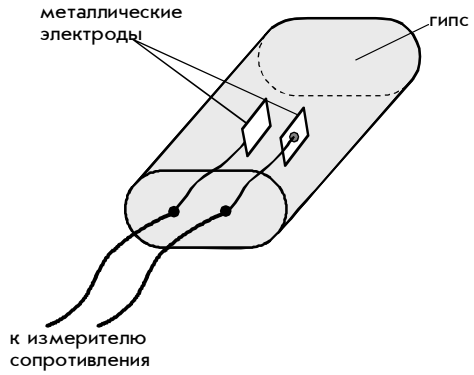


Рис. V.12. Схема гипсового блока (блока Буйякоса)

Материалом для блока не обязательно может быть гипс. Были предложены и опробованы различные вещества или композиции: нейлоновая ткань, ткань с ионообменными веществами, керамические материалы с ионообменными смолами и др. Однако принцип во всех этих случаях оставался аналогичным описанному выше.

Особенности метода

Гипсовые блоки обладают гистерезисом, т.е. кривые «электропроводность блока–влажность почвы» различаются для условий увлажнения и иссушения. Это дополнительная трудность в использовании гипсовых блоков.

В определенных условиях (при низких значениях pH почвы, интенсивном влагообмене и пр.) гипс может несколько изменять свою пористую структуру, что влечет за собой и изменение тарировочной кривой. Поэтому необходима регулярная тарировка этих устройств.

Измерения сопротивления необходимо проводить на переменном (высокочастотном) токе или с использованием 4-электродной схемы.

• Гаммаскопический метод

Этот метод основан на закономерном ослаблении потока гамма-излучения при увеличении влажности почвы. Как и метод нейтронной влагометрии, он обязательно включает источник и приемник гамма-излучения и требует обязательного учета изменения плотности при изменении влажности. Этот метод представляет опасность для здоровья, поэтому используется в специальных экспериментах, но не в широкой практике влагометрии.

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

1. Вода в почве представлена различными формами, отличающимися по степени связи ее с твердой фазой почвы. Выделяют адсорбированную, пленочную, пленочно-капиллярную, капиллярную и свободную. Граничные состояния между формами воды характеризуются энергетическими константами или влагоемкостями, т.е. влажностями при максимальном количестве соответствующей формы воды: максимальной адсорбционной влагоемкостью (МАВ), максимально молекулярной влагоемкостью (ММВ), максимальной капиллярно-сорбционной влагоемкостью (МКСВ), капиллярной влагоемкостью и полной влагоемкостью.

2. Область капиллярной влаги – наиболее важный диапазон при оценке состояния и передвижения влаги. Для почвенных капилляров используют уравнение Жюрена, связывающее высоту капиллярного поднятия h с радиусом капилляра r: $h \cong 0.15/r$. Знак $\cong$ указывает, что в почве нередко можно наблюдать отклонения от указанной формулы вследствие наличия поверхностно-активных (инактивных) веществ, отсутствия идеальных цилиндрических капилляров. Поэтому говорят об эффективном радиусе капилляра.
3. В почвенной гидрологии выделяют семь почвенно-гидрологических констант – общеупотребительных характеристических значений влажности, используемых в практических расчетах и указывающих на доступность, подвижность влаги. Это гигроскопическая влажность (ГВ), максимальная гигроскопическая (МГ), влажность завядания растений (ВЗ), влажность разрыва капилляров (ВРК), наименьшая (НВ) или предельно полевая (синоним НВ: ППВ) влагоемкость и водовместимость. Величины ММВ соответствуют ВРК, МКСВ – НВ, а полная влагоемкость и водовместимость – идентичные понятия.
4. Использование почвенно-гидрологических констант позволяет выделить следующие диапазоны почвенной влаги, которые могут быть представлены в виде запасов влаги (в мм, см или м водного слоя) или просто в процентах:
   диапазон доступной (продуктивной) влаги ДДВ=НВ – ВЗ;
   диапазон гравитационной влаги ГВ=ПВ – НВ;
   водоотдачу почвы, равную разности ПВ – НВ, а в случае колебания уровня грунтовых вод в профиле почвы: ПВ – динамическая влагоемкость.
5. Основным, стандартным методом определения влажности почвы является термостатно-весовой. Это метод прямого определения влажности; другие (нейтронометрический, диэлькометрический, импульсной диэлькометрии или диэлькометрии во временной области – TDR и др.) требуют специальной процедуры тарировки для нахождения достоверной зависимости влажности почвы от изучаемого сигнала для каждого почвенного объекта (слоя, горизонта и пр.).

Литература

А б р а м о в а М. М. Передвижение воды в почве при испарении. //Тр.Почв. ин-та им. В.В.Докучаева. Т.41. М.: Изд-во АН СССР, 1953.

В а д ю н и н а А. Ф., К о р ч а г и н а З. А. Методы исследования физических свойств почв. М.: Агропромиздат, 1986.

Д е р я г и н Б. В., Ч у р а е в Н. В., О в ч а р е н к о Ф. Д. Вода в дисперсных системах. М.: Химия, 1989. 288 с.

З а й д е л ь м а н Ф. Р. Изучение физических свойств почв на объектах осушения. М.: Ленгипроводхоз, 1988.

П о з д н я к о в А. И., П о з д н я к о в а Л. А., П о з д н я к о в а А. Д. Стационарные электрические поля в почвах. М., 1996.

Р о д е А. А. Основы учения о почвенной влаге. Т.1. Л.: Гидрометеоиздат, 1965.

Р о д е А. А. Основы учения о почвенной влаге. Т.2. Л.: Гидрометеоиздат. 1989.

Р о д е А. А. Почвенная влага. М.: Изд-во АН СССР, 1952.

Т а р а с е в и ч Ю. И.. О в ч а р е н к о Ф. Д. Адсорбция на глинистых минералах. Киев: Наукова думка, 1975. 352 с.

Ш е и н Е. В., К а п и н о с В. А. Сборник задач по физике почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1994.

Часть VI

ДАВЛЕНИЕ (ПОТЕНЦИАЛ) ВЛАГИ В ПОЧВЕ

1. Понятие о капиллярно-сорбционном (матричном) давлении влаги в почве

Как мы уже знаем, на воду в почве действуют различные силы. Обычно в почве есть вода прочносвязанная, расположенная близко к поверхности почвенных частиц. Она находится под действием сорбционных сил твердой фазы почвы. Вода, находящаяся в почвенных капиллярах различного размера, также не свободна. На поверхности раздела твердая фаза почвы – вода – воздух (как и на любой поверхности раздела фаз) возникают силы преимущественно сорбционной природы, приводящие к понижению свободной энергии воды. Именно эти силы формируют кривизну поверхности воды в капилляре, тем большую, чем тоньше капилляр. Если задаться вопросом, почему вода в капилляре и в ненасыщенной почве вообще имеет давление ниже, чем давление в свободной воде, то можно предложить следующее качественное объяснение на молекулярном уровне.

Молекулярный механизм давления жидкости или газа обусловлен кинетической энергией всех молекул в определенном объеме. Если энергия каждой из молекул больше, то и давление выше. И наоборот. Что происходит с молекулами чистой воды, которые попадают в почву или в тонкий стеклянный капилляр (вспомним схему воды в капилляре, приведенную на рис.V.5)? Они попадают в сферу действия капиллярных и сорбционных сил твердой фазы почвы и снижают свою энергию, становятся менее подвижными, более связанными. Следовательно, удельная энергия такой влаги (ее давление) будет меньше, чем свободной воды, поэтому вода в тонком капилляре имеет, как правило, давление меньше, чем в свободной воде. Этот перепад давлений вызовет поднятие воды на некоторую высоту h, которую можно измерить в виде высоты воды в капилляре в метрах или сантиметрах водного столба. Хотя эти единицы выражения давления являются внесистемными, они нередко применяются в физике, осо-

бенно в физике почв, что очень удобно при различных расчетах. Итак, получается, что вода в капилляре находится не в свободном состоянии, а отличается от него за счет действия капиллярных (или лапласовых) сил на некоторую величину давления, которая вызывает подъем влаги в капиллярах. При контакте почвы (напомним, капиллярно-пористого тела) с водой именно это давление вызывает быстрое заполнение почвенных капилляров. Образно говоря, происходит поглощение, «всасывание» почвой свободной воды, отчего давление, вызывающее это всасывание, иногда называют «всасывающим». Более строго – говорить о капиллярно-сорбционном, или матричном (от «матрицы» – твердой фазы почвы), давлении влаги, тем самым подчеркивая его природу. Также весьма важно иметь в виду, что это давление имеет отрицательный знак – действительно вода в капиллярах имеет более низкий уровень давления, чем в свободной воде. Давление в свободной чистой воде принимается за ноль.

В связи с таким выбором нулевого уровня следует более подробно остановиться на знаках величины давления. В большинстве природных ситуаций давление влаги в почве – отрицательная величина. Давление почвенной влаги равно нулю только в случае, если вся почва заполнена чистой водой, т.е. в состоянии полной влагоемкости, и находится на нулевом уровне (уровне моря), но такое состояние бывает в почве нечасто. Как правило, почва не насыщена влагой, всегда в почве присутствует воздух, имеются малые, но кривизны поверхности менисков. Следовательно, вода имеет энергию и давление меньше нуля, и когда мы будем говорить о реальных величинах давления влаги в почве, следует всегда помнить, что эта величина отрицательная. Впрочем, не слишком удобно работать с отрицательными величинами, вести расчеты и представлять физическую картину со сплошными отрицательными знаками. Поэтому нередко в литературе, даже в научной, можно встретить положительные значения давления влаги в почве. Авторы, например, указывают, что «давление влаги в почве составляло 10 кПа». Но нужно понимать, что речь идет о ненасыщенной почве с отрицательным давлением влаги –10 кПа. Абсолютные значения давлений влаги (нередко без специальных указаний, часто под названием «сосущая сила почвы» или «всасывающее давление») употребляются в литературе. Но более строго использовать значения давления влаги с учетом знака, т.е. от нуля (насыщенная влагой почва) и ниже (не насыщенная влагой почва). В дальнейшем будем использовать термин «давление», единицы давления (см водн.ст.) с учетом знака, а в специальных случаях, если необходимо, будем делать оговорку: «по абсолютной величине».

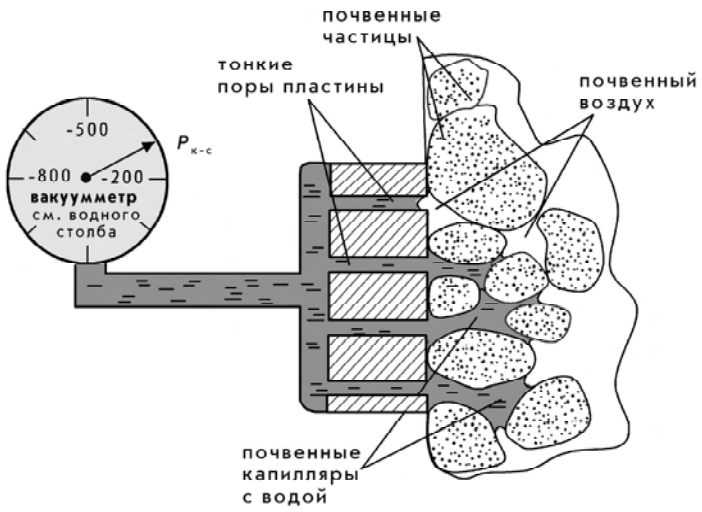


Рис.VI.1. Схема измерения отрицательной величины давления влаги в почве

О том, что в почвенной влаге действительно развивается отрицательное давление (разрежение), можно судить по такому эксперименту. Создадим прибор, представляющий собой трубку, на одном конце которой находится вакуумметр, а на другом – тонкопористая, т.е. с очень тонкими капиллярами, пластинка (рис. VI.1).

Все соединения этого простого прибора сделаем герметичными. Заполним его водой. Вакуумметр показывает 0, в приборе чистая вода. Затем тонкопористую мембрану соединим с почвой. Поскольку в капиллярах тонкопористой пластины кривизна менисков была близка к нулю, а в почвенных капиллярах она более выражена, то из пористой мембраны и из всего прибора вода будет перетекать в почвенные капилляры. Так как прибор герметичен, то через некоторое время вакуумметр покажет некоторое значение разрежения ($P_{к-с}$). Это значит, что достигнуто равновесие между давлением влаги в приборе и давлением влаги в почве. Образно говоря, это действительно «всасывающее давление» влаги в почве, регистрируемое по разрежению в приборе. Это схема (рис. VI.1) традиционного для физиков почв прибора, называемого тензиометр, т.е. прибора для измерения капиллярно-сорбционного (или матричного) давления влаги в почве.

Теперь можно дать сначала несколько упрощенное, качественное определение капиллярно-сорбционного давления влаги – это понижение давления воды в почве (по сравнению со свободной чистой водой) под действием капиллярно-сорбционных сил почвы, приводя-

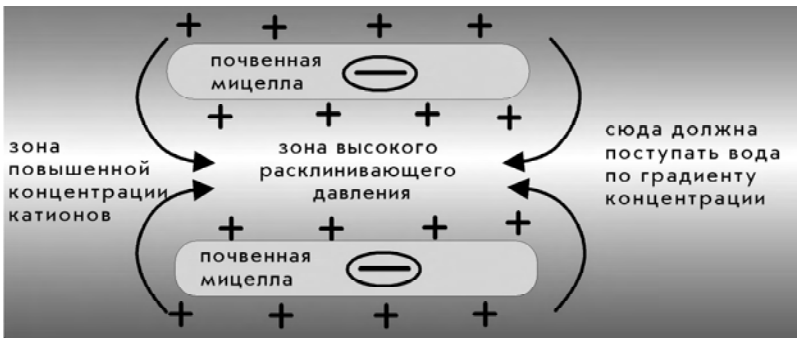


Рис. VI.2. Схема, поясняющая возникновение расклинивающего давления в почвах

щее к подъему воды в почвенных капиллярах и образованию прочносвязанных водных пленок около почвенных частиц.

Следует отметить, что капиллярно-сорбционные силы, приводящие к понижению энергии (давления) влаги, – это силы, имеющие различную природу. Наличие поверхностей раздела фаз – это лишь одна из причин понижения энергии воды, возникновения капиллярно-сорбционного давления. Другая причина связана с наличием на поверхности почвенных частиц зарядов, в частности, поглощенных обменных катионов. Эти силы имеют в своей основе осмотическую природу и носят название «расклинивающего давления». Происхождение этих сил можно пояснить на следующей схеме (рис.VI.2).

Как видно на схеме, между отдельными частицами возникает зона повышенной концентрации ионов. Это должно привести к повышенному осмотическому давлению, которое будет «закачивать» свободную влагу между частицами, стремясь их раздвинуть, «расклинить». Эти силы также стремятся «набирать» в почву воду, они в целом действуют аналогично капиллярным. Однако силы капиллярного взаимодействия – менисковые усилия – будут удерживать частицы друг с другом. В результате в почве наблюдается равновесие тонких пленок (расклинивающее давление) и капилляров (менисковые силы). Схематичное равновесие этих двух видов форм воды капиллярной с вогнутым мениском и пленочной с выпуклой поверхностью приведено в предыдущей части на рис.V.4. Физическая же причина равновесия этих двух форм влаги становится ясной из совместного рассмотрения капиллярного и расклинивающего давлений почвенной влаги.

Возникновение в дисперсных телах расклинивающего давления связано, как видно на рис.VI.2, прежде всего с электростатическим

отталкиванием. Однако это далеко не единственная причина возникновения расклинивающего давления в тонких пленках. Выделяют еще наряду с электростатической следующие составляющие:

1. Межмолекулярное взаимодействие. Само название указывает на характер взаимодействия молекул, находящихся на поверхности твердой фазы типа Ван-дер-Ваальса.
2. Адсорбционное взаимодействие. Оно связано с перекрытием адсорбционных слоев воды, образовавшихся вблизи поверхностей раздела. Характерно для очень тонких пленок.
3. Структурное взаимодействие, связанное с изменением структуры воды или водных растворов около поверхности твердой фазы, что также приводит к добавочному «отталкиванию» почвенных мицелл.

Надо отметить, что расклинивающее давление возникает лишь в очень тонких пленках воды, находящихся на поверхности твердой фазы почвы, толщина которых менее 200 нм. И если пользоваться уравнением Б.В.Дерягина для расчета расклинивающего давления для двух стеклянных поверхностей, то в пленке толщиной 1 мкм расклинивающее давление составит всего около 430 Па, в пленке толщиной 0.04 мкм – уже $1.88 \cdot 10^4$ Па, т.е. примерно 0.2 атм (~206 см водн. ст.). Так как вода в капиллярах находится в непосредственной связи с пленочной, капиллярное давление и расклинивающее взаимодействуют, формируя в результате равновесную кривизну мениска в капилляре и толщину пленки. Это изображено в предыдущей части V на рис. V.4.

Таким образом, формирование энергетического состояния почвенной влаги, ее давления обусловлено в основном двумя причинами – сорбционными явлениями на поверхности раздела фаз и расклинивающим давлением в тонких пленках. Как правило, их объединяют вместе под общим названием «капиллярно-сорбционное давление».

Следуя вышеприведенной капиллярной модели подъема воды (см. также рис. V.5 ч. V), можно представить, что вода в капилляре будет подниматься до тех пор, пока разница энергий свободной воды и воды в капилляре не уравновесится гравитационным столбом воды (гравитационной энергией). Это указывает на то, что в почве действует и еще одна составляющая давления, вызванная гравитационными силами. Она получила название гравитационного давления, или гравитационной составляющей полного давления влаги, и тоже может быть выражена в единицах высоты подъема воды в капилляре. И в случае равновесия капиллярно-сорбционное и гравитационное давления равны. Собственно на этом и основано выведенное Жюреном уравнение (см. Ч. V).

2. Составляющие полного давления влаги в почве

На воду в почве кроме капиллярно-сорбционных и гравитационных будут действовать и другие силы. Например, осмотические, обусловленные наличием в почвенной влаге ионов растворимых солей. Как известно, эти силы тоже могут быть выражены в виде осмотического давления, которое понижает давление влаги в почве до величин более низких, чем в свободной чистой воде.

Итак, если говорить о давлении почвенной влаги, то оно в ненасыщенной почве ниже, чем в свободной воде. А причиной этому являются капиллярно-сорбционные, осмотические, гравитационные силы, которые выражаются в виде соответствующих давлений:

$$P_t = P_{\text{к-с}} + P_{\text{гр}} + P_{\text{осм}} + P_{\text{вн}} + P_{\text{атм}},$$

где P_t – полное, или суммарное, давление влаги в почве, $P_{\text{к-с}}$ – капиллярно-сорбционное (или матричное), $P_{\text{гр}}$ – гравитационное, $P_{\text{осм}}$ – осмотические давление влаги, $P_{\text{вн}}$ – давление вышележащих слоев, или другое внешнее давление, оказываемое на почву (сельскохозяйственной техникой, колесным транспортом и пр.), $P_{\text{атм}}$ – атмосферное давление.

Дадим определение полного давления почвенной влаги.

> **Полное давление влаги в почве** – это уменьшение давления, измеренное относительно свободной чистой воды (уровень которой принят за 0), причиной которого является сумма давлений капиллярно-сорбционного (капиллярного и расклинивающего в тонких пленках), осмотического (за счет растворимых веществ), гравитационного (равного высоте столба жидкости от нулевого уровня, уровня моря, а в большинстве случаев – поверхности почвы) и внешних давлений (атмосферного и вышележащих слоев).

Кроме того, влага в почве может находиться под действием и других сил: давления набухания в случае сильно набухающих почв. Эта составляющая может играть заметную роль в ряде природных ситуаций, в набухающих, слитых почвах, вертисолях. Однако доминантное значение имеют указанные первые три. Именно с ними в основном и связано движение влаги в почве, ее доступность для растений – основные процессы передвижения влаги и растворенных в ней веществ. Растворенные вещества определяют величину осмотического давления, которое связано простым соотношением с концентрацией раствора: $P_{\text{осм}} = -RTC$, где $P_{\text{осм}}$ – осмотическое давление

(в кПа), R – газовая постоянная, равная $8.31 \cdot 10^3$ [кПа · м^3/К^0 · моль], T – температура в К, C – концентрация раствора в моль/м^3. Нередко эту составляющую полного потенциала определяют по электропроводности почвенного раствора (EC): $P_{осм} = -36\,EC$, электропроводность (EC) выражена в дСм/м.

Если же изучать процессы переноса влаги только в обычной, незасоленной почве, то здесь основное значение имеют лишь две составляющие – капиллярно-сорбционная и гравитационная. Их мы и будем рассматривать при оценке передвижения влаги из одной точки почвы в другую. В случае же потребления влаги растениями следует рассматривать полное давление влаги, так как растения потребляют влагу в основном за счет более низкого осмотического потенциала влаги в корнях. Поэтому следует сравнивать полное давление влаги в корне растений и в почве.

Соотношение указанных трех видов давлений влаги в почве очень хорошо проиллюстрировано схемой (рис. VI.3), предложенной одним из основателей современной гидрофизики, американским ученым Лоренцо Адольфом Ричардсом. На этой схеме наглядно представлены происхождение и величины различных составляющих полного давления влаги.

Рассмотрим почвенный монолит (1), в центре которого сделана проницаемая для воды скважина (2). Если такой почвенный монолит

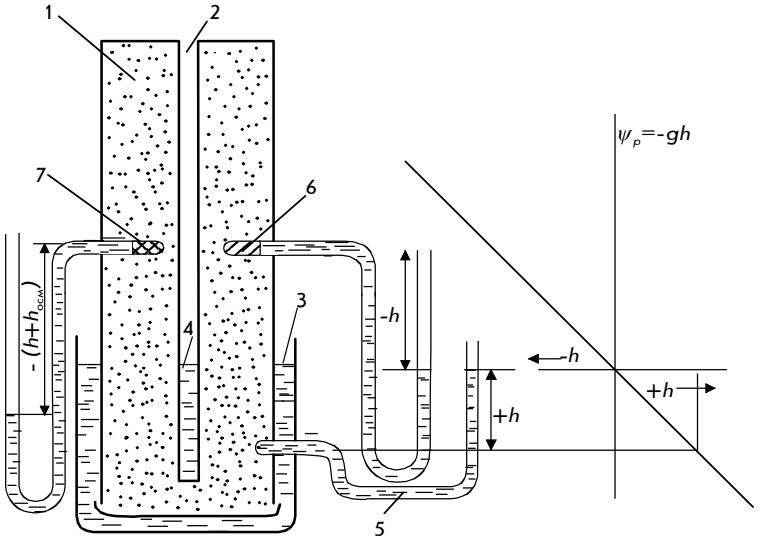


Рис. VI.3. Схема соотношения различных составляющих полного давления влаги (по Л.А.Ричардсу)

поставить в поддон со свободной водой (3), то свободная вода в почве поднимется до уровня воды в поддоне, на который укажет уровень воды в скважине (4). Именно так традиционно измеряют уровень грунтовых вод. Далее для измерения различных составляющих будем пользоваться тонкими прозрачными трубками, заполненными водой. В первом случае – просто открытой с обоих концов (5), в другом – с тонкопористой пластинкой (6), аналогичной примененной нами в приборе на рис. VI.1, а в третьем – с тонкопористой полупроницаемой мембраной (7), которая не пропускает растворимые ионы. Если мы поместим первую тонкую трубочку в почву ниже уровня воды в скважине, в зону насыщенной влагой почвы, и выведем эту трубку за пределы монолита, то в этой трубке установится уровень, равный уровню свободной чистой воды в монолите или уровню воды в поддоне (по закону сообщающихся сосудов). Разница между глубиной установки трубки в монолите и уровнем воды в ней укажет на гидравлический напор в точке установки трубки. Этот напор изображен в виде значения $+h$ на зависимости суммы давлений ($P_{к\text{-}с} + P_{гр}$) от высоты монолита. В данном случае $P_{к\text{-}с}$ равно нулю, ведь почва насыщена влагой. Прибор, регистрирующий гидравлический напор, называется пьезометром. Этот прибор, указывающий на величину гидростатического напора (в данном случае численно равного расстоянию от уровня свободной воды в скважине до установки трубки пьезометра), часто используется в гидрогеологических исследованиях для измерения перепадов гидростатического напора в насыщенных водой грунтах. Тонкопористую мембрану второй трубки (6) поместим в почву над уровнем воды, т.е. в не насыщенную влагой почву. Вода в изогнутом конце трубки опустится ниже, чем в пьезометре, так как окажется под влиянием капиллярно-сорбционных сил почвы. Ниже – на величину капиллярно-сорбционного, или матричного, давления влаги ($P_{к\text{-}с} = -gh$). И, наконец, в третьем нашем приборе с полупроницаемой мембраной (7) вода опустится еще ниже, чем в тензиометре, за счет действия не только капиллярно-сорбционного давления влаги, но и осмотического давления. Этот прибор, называемый осмометром, позволяет оценить осмотическую составляющую почвенной влаги. Так наглядно можно представить три основные составляющие полного давления влаги в почве, а также основные приборы, которые могут измерить эти составляющие.

Итак, почвенная влага находится под действием сил различной природы, понижающих ее свободную энергию. Это отражается и в величине давления влаги, которое меньше, чем в свободной чистой воде. В суммарном виде это понижение давления носит название пол-

ного давления влаги в почве. А основные его составляющие, соответствующие природе действующих на воду сил, – это гравитационное, осмотическое и капиллярно-сорбционное, или матричное, давления.

3. Термодинамическое обоснование потенциала влаги. Полный потенциал влаги и его составляющие

Мы рассмотрели причины формирования пониженного по сравнению со свободной чистой водой давления влаги в почве. Можно подойти к получению этой величины, пользуясь аппаратом классической термодинамики. Как известно, в термодинамике наибольшее значение имеют изохорно-изотермический (энергия Гельмгольца) и изобарно-изотермический (энергия Гиббса) потенциалы. Для оценки энергетического состояния воды в почве наиболее подходящим, безусловно, будет являться изобарно-изотермический по следующим причинам:

- этот потенциал представляет собой полезную работу в поле действия сил различной природы. А именно работа по перемещению бесконечно малого количества воды в поле действия гравитационных, капиллярно-сорбционных, осмотических сил и представляет собой потенциал почвенной влаги;
- независимыми переменными являются давление (P) и температура (T). Это наиболее подходящие для почв условия, когда температура изменяется достаточно плавно, и в каждый момент условия можно рассматривать как близкие (квази-) к изотермическим. Внешнее, атмосферное, давление также изменяется слабо;
- этот потенциал применим для веществ, находящихся в различных фазовых состояниях. В случае почвенной влаги это очень важное преимущество – потенциалы равны в водной газообразной фазе (в паре), жидкой влаге и во льду. Значит, мы получаем дополнительные условия для определения потенциала – его можно измерить в одной из фаз, в других он будет равен измеренной;
- этот потенциал указывает направление процесса: вода будет двигаться в сторону от большего значения потенциала к меньшему.

Из термодинамики известно, изобарно-изотермический потенциал (G) равен $dG = VdP - SdT$, или, при отнесении на моль вещества, в данном случае, на моль воды: $d\mu = \bar{v}dP - \bar{s}dT$.

Последняя величина – это химический потенциал почвенной воды, указывающий состояние воды в почве и направление ее передвижения. Теперь можно дать определение потенциалу воды в почве.

> **Потенциал влаги в почве** – полезная работа на единицу количества воды, которую необходимо затратить, чтобы переместить обратимо и изотермически бесконечно малое количество воды из резервуара с чистой водой, находящегося на стандартной высоте над уровнем моря, в почвенную влагу в рассматриваемом месте при неизменном внешнем давлении.

Отметим несколько характерных моментов, следующих из этого определения:

1) «…полезная работа на единицу количества воды». Из этого следует, что потенциал имеет размерность [работа /масса] или в системе СИ [дж / кг]. Эта размерность нередко используется, если строго физически употреблять понятие потенциала влаги. Однако, заметим, что для воды с единичной плотностью

$$\frac{\text{дж}}{\text{кг}} = \frac{\text{н Ч м}}{\text{м}^3 \text{ Ч} 10^{-3}} = \frac{\text{н}}{\text{м}^2 \text{ Ч} 10^{-3}},$$

а последнее отношение есть не что иное, как Па $\cdot 10^3$, т. е. размерность давления. Итак, если рассматривать отношение работы к объему воды, то получаем размерность давления. Рассмотрим другие системы единиц. Выражение для потенциала влаги в системе CGS: [эрг/г воды]; с учетом, что плотность воды близка к 1 г/см^3 , это выражение не что иное, как [дин $\cdot$ см/см^3] = [дин/см^2]. Последняя размерность также есть размерность давления и равна 1 барию. Барий же равен 10^{-6} атмосферы, или примерно 0.10 Па (паскаль в системе СИ). Если рассмотреть отношение [работа /масса], то мы получим размерность [длины]. Поэтому в физике почв наиболее часто используют единицы измерения давления влаги в почве в «см водного столба» – давление столба чистой воды высотой 1 см. Из этого становится ясной идентичность использования терминов «потенциал влаги», «давление влаги», «высота водного столба», а также понятным существование трех взаимопереводимых единиц (потенциал, давление, высота водного столба) при измерении потенциала и/или давления почвенной влаги. Таким образом, следует помнить, что если количество работы отнесено к единице объема, то потенциал измеряется в единицах давления [Па, атм, бар и т.д.], если к единице веса –

в единицах длины, высоты водного столба [см водного столба, м водного столба и пр.], если к массе воды – в Дж/кг, эрг/г и проч.

2) «..бесконечно малое количество воды» – это указывает на то, что при перемещении воды не происходит потерь энергии на трение. Только полезная работа по перемещению.

3) «…обратимо и изотермически» – указывает, что потенциал изотермический, и его можно использовать только при близких к постоянным температурах.

4) «…из резервуара с чистой водой». Подчеркивается, что нулевой уровень сравнения – чистая вода. Если в почвенной влаге будут растворены соли, то появится дополнительная составляющая, связанная с осмотическим действием солей, – осмотический потенциал, или, с учетом размерностей, осмотическое давление.

5) «…из резервуара …, находящегося на стандартной высоте над уровнем моря, в почвенную влагу в рассматриваемом месте». Это подчеркивает, что потенциал может изменяться при перемещении воды по вертикали, т.е. зависит от высоты над уровнем моря. Сказывается это в возникновении составляющей потенциала – гравитационной. Эта составляющая выражается в виде расстояния по вертикали (высоты) между рассматриваемой точкой в почве и стандартным уровнем сравнения. Как правило, за этот уровень принимают дневную поверхность почвы в месте исследования. Понятно, что эта составляющая имеет размерность высоты водного столба, например [см водного столба].

6) «…при неизменном внешнем давлении» – также указывает, что если внешнее давление (газовое или давление механическое) изменится, то это приведет к возникновению дополнительных составляющих потенциала влаги – внешнего газового и механического потенциалов (или давлений).

Таким образом, потенциал влаги в почве имеет несколько составляющих и носит название полного потенциала влаги Ψ_t. Его величина, аналогично величине полного давления, определяется составляющими: капиллярно-сорбционным (или матричным) потенциалом – $\Psi_{к\text{-}с}$, осмотическим – $\Psi_{осм}$, гравитационным – $\Psi_{гр}$, внешнего механического – $\Psi_{вн}$ и газового (атмосферного) давлений – $\Psi_{атм}$:

$$\psi_t = \psi_{к\text{-}с} + \psi_{гр} + \psi_{осм} + \psi_{вн} + \psi_{атм}.$$

Это уравнение для полного потенциала влаги полностью идентично приведенному выше уравнению для полного давления влаги в почве, что еще раз показывает их идентичность, с учетом используемых размерностей.

Аналогично рассмотрению составляющих полного давления, уточним значимость отдельных слагаемых полного потенциала влаги в почве. Обычно если нет заметного механического воздействия на почву, газовое давление существенно не изменяется, то основное значение приобретают три составляющие: капиллярно-сорбционная, гравитационная и осмотическая. В естественных незасоленных почвах на процесс передвижения воды в почве оказывают влияние лишь капиллярно-сорбционная и гравитационная составляющие, так как осмотическая не имеет в почве заметных перепадов, больших градиентов концентраций растворимых солей. Впрочем, если оценивать движение воды из почвы в растение, следует учитывать и осмотическую составляющую.

Отметим и еще одно важное качество потенциала Гиббса: в состоянии равновесия он равен во всех фазах, в жидкой, газообразной, и для всех фаз справедливо $d\mu = \bar{v}dP - \bar{s}dT$.
В изотермических условиях и второй член правой части равен 0. Поэтому $d\mu = \bar{v}dP$. Вспомним, что $PV = RT/M$ и $V = RT/MP$. Откуда $d\mu = (RT/MP)dP$, а при интегрировании от стандартного, «нулевого», состояния до некоторого i-го, разность химических потенциалов воды составит $\mu_0 - \mu_t = (RT/M)\cdot\ln(p/p_0)$, т.е. изменение химического потенциала воды по сравнению со стандартным состоянием пропорционально логарифму относительного давления паров воды, так как M – молекулярный вес воды (0.018 кг/моль), R – газовая постоянная (8.31 Дж/К°моль), а в изотермических условиях и температура T – константны. Изменение химического потенциала воды по сравнению со стандартным уровнем чистой воды, принятым за ноль, и есть полный потенциал (полное давление с учетом размерности) влаги Ψ_t. И размерность изменения химического потенциала в вышеприведенном уравнении совпадает с размерностью потенциала влаги [Дж/кг]. Поэтому мерой потенциала влаги в почве будет являться относительное давление паров воды при постоянной температуре. Иногда, учитывая, что для широкой области практически важных относительных давлений паров воды $\ln(p/p_0) \cong (p/p_0) - 1$, можно записать и использовать более простое выражение связи полного потенциала влаги с температурой и относительным давлением паров: $\Psi_t \cong 461T((p/p_0) - 1)$.

Таким образом, если мы сможем измерить или задать строго постоянную величину относительного давления паров воды, мы можем определить потенциал влаги в почве, или, как мы уже указывали выше, полное давление влаги в почве. На этом основаны многие методы определения потенциала (давления) влаги в почве. Кратко остановимся на этих методах. Более подробно они изложены в монографиях А.М.Глобуса (см. список литературы).

4. О методах определения потенциала влаги в почве

• Психрометрический метод

Психрометр – прибор, с помощью которого можно измерить относительное давление паров воды в атмосфере. Он основан на том, что в исследуемую атмосферу помещают два термометра – сухой и смоченный. Естественно, за счет испарения температура смоченного термометра будет ниже. Разность этих температур носит название психрометрической разности. Она будет тем больше, чем меньше относительное давление паров воды (или выше сухость воздуха). По этой психрометрической разности можно легко определить и относительное давление паров. Подобные простые психрометрические устройства применяются везде, где надо контролировать влажность воздуха. Однако для измерения относительного давления паров почвенной влаги это простое устройство не подойдет: во-первых, невозможно в почвенный капилляр над мениском поместить два термометра, а во-вторых, (и главное) – практически все изменения относительных паров влаги в почве происходят в области от 0.98 до 1, в очень узком интервале. Об этом мы уже говорили, когда обсуждали почвенные константы. Поэтому необходим прибор, который бы измерял относительное давление паров воды с точностью до тысячных долей в указанном диапазоне. Такой прибор называется термопарным психрометром. Его схема приведена на рис. VI.4.

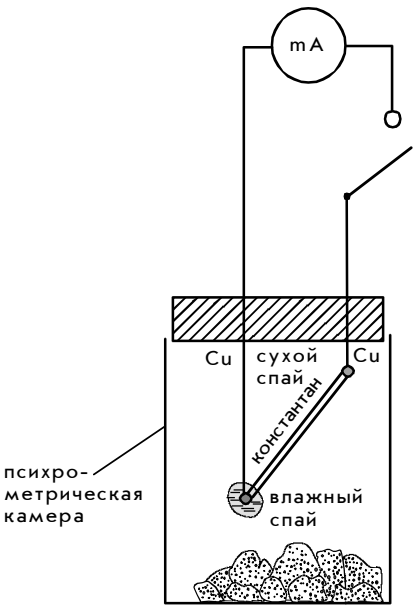


Рис. VI.4. Схема термопарного психрометра для определения полного потенциала (давления) влаги в почве

Основу психрометра составляет термопара из разных металлов (например, медь–константан, Cu-Ct). Имеются также сухой и влажный спаи, играющие роль сухого и влажного термометров. При помещении спаев в пространство с давлением паров, присущим почвенной влаге, с влажного начинает происходить испарение, возникает психрометрическая разность, приводящая к разности температур и возникновению тока в термопаре.

Ток будет тем больше, чем суше воздух. Так можно измерить относительную влажность или относительное давление паров воды в почве. Прибор, однако, требует получения калибровочной кривой, которую определяют над растворами солей со стандартным относительным давлением. При соответствующей тарировке прибор может определять полное давление влаги в почве весьма точно. Отметим, заглядывая чуть вперед, не только в почве, но в растении, в любой части биогидрофизической системы почва–растение–атмосфера.

Этот метод может быть как лабораторным, так и полевым.

- Гигроскопический метод, или метод сорбционного равновесия над растворами солей.

Этот метод в основном используется в лаборатории. Хорошо известно, что некоторые растворы при постоянной температуре поддерживают строго постоянное относительное давление паров воды. С этим мы уже также сталкивались, когда речь шла о такой почвенно-гидрологической константе, как МГ, – эта константа соответствует относительной влажности воздуха 98%. Можно создать различные относительные давления паров воды с помощью различных солей или растворов, например, серной кислоты (см. А.Ф.Вадюнина, З.А.Корчагина, 1986, «Полевые и лабораторные методы исследования физических свойств и режимов почв», 2001). Если почвенные образцы сравнительно долго поддерживать в атмосфере над раствором соли с константным относительным давлением паров, то потенциал влаги в почве станет равным соответствующему относительному давлению паров. Это вариант пассивного создания строго определенного потенциала влаги в почве.

Это два наиболее простых и распространенных метода определения полного потенциала влаги в почве.

- Тензиометрический метод определения капиллярно-сорбционного давления

Капиллярно-сорбционное давление (потенциал) можно определить с помощью уникального специального почвенно-физического прибора – тензиометра (см. *«К вопросу о…»*: Тензиометр). Принципиальная схема этого прибора уже рассмотрена (рис. VI.1). На рисунке VI.5 приведена схема тензиометра, наиболее часто используемого в почвенно-гидрофизических исследованиях. Его составные части: керамическая тонкопористая свеча (1), вакуумметр (2) и трубка (3), соединяющая свечу и вакуумметр, заполненная кипяченой водой и закрытая с одного конца пробкой (4). Причем вакуумметр устанавливают в отдельном колене этой специальной трубки. Сделано это для того, чтобы

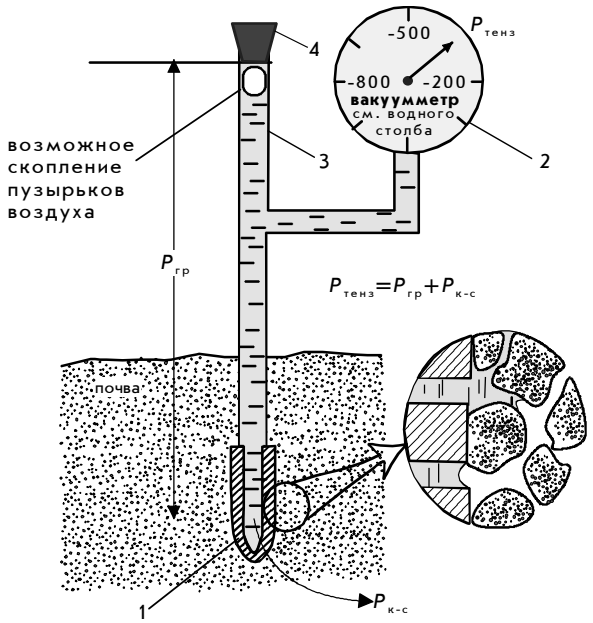


Рис. VI.5. Схема тензиометра

диффундирующий через мембрану воздух поднимался в виде отдельных пузырьков по вертикали вверх и скапливался под пробкой. Его оттуда можно легко удалить, открыв быстро пробку и долив тензиометр чистой кипяченой водой. Все эти процедуры необходимы, чтобы в тензиометре не было большого количества воздуха, который разрушает непосредственную гидравлическую связь между водой в почве и вакуумметром. Воздух в отличие от воды легко сжимается и расширяется. Поэтому изменения давления влаги в почве не будут уже непосредственно регистрироваться вакуумметром, а значительно изменяться за счет расширения и сужения воздушных пузырей. В связи с этим главное при работе с тензиометром – соблюдать герметичность и водозаполненность всего прибора. Только в этих условиях вода через поры свечи будет соединена с водой в почве (см. увеличенный фрагмент на рис. VI.5, поясняющий водопроводящую роль тонкопористой свечи). И только при такой непосредственной гидравлической связи воды в приборе и в почве через поры свечи уменьшение давления влаги в почве будет приводить к уменьшению измеряемого вакуумметром давления воды в приборе; повышение давления влаги в почве – к регистрируемому повышению давления в приборе. Тензиометр будет непосредственно и быстро измерять давление влаги в почве.

«К вопросу о…»

Тензиометр

Тензиометр – уникальный прибор в физике почв, который был изобретен специально для почвенных исследований, а не заимствован из сопряженных научных отраслей. Это истинно почвенно-физический прибор, который в настоящее время повсеместно используется для контроля орошения. Тензиометр в этом случае устанавливается в корнеобитаемую толщу почвы. По мере иссушения почвы его стрелочка показывает все большие и большие разрежения – давление влаги в почве уменьшается. Это означает, что вода все труднее и труднее доступна растениям. В некоторый момент растения начинают ощущать это в полной мере, они начинают «страдать» от недостатка почвенной влаги. Требуется полив. Сигнал о том, что влага труднодоступна для растений, дает тензиометр. Если его стрелка достигнет разрежения –300…–400 см водного столба, то необходимо проводить полив. Причем поливать до тех пор, пока стрелка тензиометра вновь не приблизится к нулевой отметке: в почве в достатке имеется легко подвижная капиллярная влага.

Кто же является изобретателем столь уникального физического устройства? Как правило, появление тензиометров в почвенно-физических исследованиях связывают с именами известных американских физиков почв: Вилларда Гарднера и Лоренцо А.Ричардса, которые начали использовать его лабораторный и полевой варианты в начале–середине 20-х годов XX века. Тогда же, в середине XX века, в практику орошения активно вводил тензиометр собственной конструкции наш соотечественник В.Г.Корнев. Однако первую конструкцию тензиометра для контроля и автоматизации полива рассады в закрытом грунте предложил американец Бартон Е.Ливингстон еще в 1908 году. Поэтому его и можно считать первым изобретателем тензиометра. В то же время есть свидетельства, что еще в 1848 г. американец Дж. Бабинет (Babinet J.) сообщал о некотором устройстве для автоматического полива растений, основой которого была керамическая пористая свеча. Может, это и был тензиометр, который «дождался» своего широкого использования лишь почти через столетие. (По статье: Dani Or «Who Invented the Tensiometer?» «Soil Science Society of American Journal», 2001. V.65, No.1. P.1–3).

Следует отметить также, что даже если поры керамической свечи не соединяются с почвенной водой, они способны «выдержать» разрежение в приборе за счет увеличения кривизны мениска. Это хорошо видно на увеличенной части свечи рис. VI.5, где в нижних порах свечи мениски воды предотвращают проникновение воздуха внутрь прибора. Поэтому водонасыщенная свеча является газонепроницаемой, но до тех пор, пока в самую крупную пору керамической свечи не проникнет воздух. Через эту пору воздух проходит массовым потоком внутрь тензиометра – показания вакуумметра начнут уменьшаться. Прибор достиг предельных показаний. В связи с этим чем более тонкопористая свеча и равномерные в ней тонкие поры,

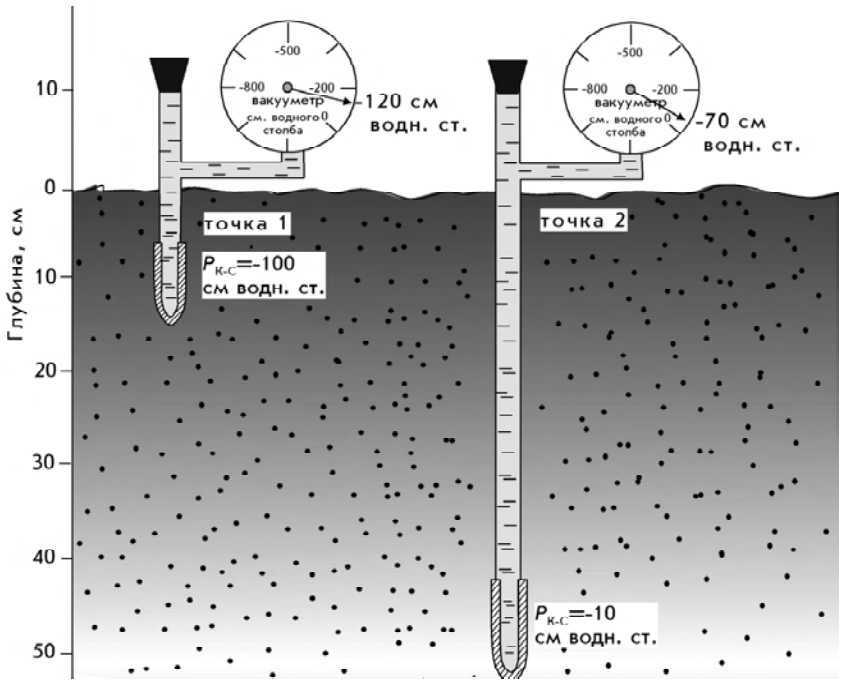


Рис. VI.6. Измерение перепада капиллярно-сорбционных давлений влаги в двух точках почвы с помощью тензиометров

тем больше диапазон работы тензиометра. Обычно тензиометры способны удовлетворительно следить за давлением влаги в почве в диапазоне давлений влаги от 0 до –600 …–700 см водн.ст.

Не следует забывать, впрочем, что вакуумметр на тензиометре всегда показывает алгебраическую сумму двух составляющих: высоту столба жидкости от вакуумметра до керамической свечи и собственно капиллярно-сорбционного давления влаги в почве (рис.V.6). Поэтому тензиометр измеряет так называемое тензиометрическое давление $P_{тенз}$.

Отметим, что раз гравитационная составляющая измеряется вакуумметром в верхней части тензиометра и представляет собой по сути «подвешенный столб воды», то она отрицательна и равна высоте от вакуумметра до свечи. Так как гравитационная и капиллярно-сорбционная составляющие имеют одно и то же направление действия на воду в тензиометре (указано на рис. VI.5 стрелкой, направленной из свечи в почву), то тензиометрическое давление является их суммой: $P_{тенз} = P_{к-с} + P_{гр}$. Соответственно $P_{к-с} = P_{тенз} – P_{гр}$.

Поэтому для расчета капиллярно-сорбционного давления влаги нужно вычесть из показаний вакуумметра высоту столба жидкости в приборе. Вот тут и сказывается преимущество использования таких единиц, как «см водного столба». Если выразить показания вакуумметра в см водного столба, то необходимо из него вычесть высоту прибора и получить значение капиллярно-сорбционного давления. О решении такого рода задач – чуть ниже. Более подробно они описаны в пособии Е.В.Шеина и В.А.Капиноса (1994).

Таким образом, мы ввели новый и очень важный параметр – давление или потенциал влаги в почве. Зная значения давлений влаги в двух точках почвы можно совершенно точно сказать, куда будет двигаться влага: из точки с большим давлением в точку с меньшим давлением. А движущей силой будет являться перепад давлений влаги. Как уже указывалось, в почвенных исследованиях при расчетах движения воды учитывают лишь две составляющие полного потенциала – капиллярно-сорбционную и гравитационную. Осмотическая составляющая в доминирующем большинстве случаев не влияет существенно на перенос влаги, так как концентрации солей стремятся выравниваться в почвах, да и сами разницы концентраций в обычных случаях невелики. Поэтому и рассматривают суммы величин капиллярно-сорбционного и гравитационного давлений в двух точках почвы, которые указывает тензиометр. Например, как на приведенном рис. VI.6.

На приведенной схеме (рис. VI.6) тензиометрическое давление в точке 1 составляет –120 см водного столба, а в точке 2 – –70 см водного столба. Это однозначно указывает, что вода будет передвигаться из точки 2 в точку 1, т.е. подниматься к поверхности почвы.

В качестве примера рассмотрим и расчеты $P_{к\text{-}с}$ в точках тензиометрических измерений. За нулевой уровень выбрана дневная поверхность почвы. Обычно так и поступают, учитывая масштабы изучаемого явления. В точке 1 гравитационная составляющая равна –20 см (глубина установки свечи 10 см и 10 см над поверхностью), а показания тензиометра равны –120 см водного столба. Следовательно, величина капиллярно-сорбционного давления на глубине 10 см составит $P_{к\text{-}с}$ = – 120 – (–20) = –100 [см водн.ст.]. В точке 2, находящейся на глубине 50 см, гравитационная составляющая равна –60 см (50 см + 10 см), а тензиометр показывает –70 см водного столба. Это означает, что в точке 2 капиллярно-сорбционное давление составит $P_{к\text{-}с}$ = – 70 – (–60) = –10 см водн.ст., т. е. капиллярно-сорбционные давления в точках 1 и 2 равны –100 и –10 см водн.ст.

Но снова возникает вопрос: всегда ли вода, как в рассмотренном случае, будет двигаться из более влажной почвы в более сухую? Нет, это совсем не очевидно. Это рассуждение было бы справедливо лишь для абсолютно гомогенной, совершенно одинаковой толщи. Такой почвы не бывает. И если в точке 1 почва более глинистая, чем в точке 2, то вполне может быть так, что влажность в точке 1 будет выше, чем в точке 2. А вода будет передвигаться из точки 2 в точку 1. Поэтому только величина давления влаги может быть использована для оценки направления переноса влаги, только суммы гравитационного и капиллярно-сорбционного давлений влаги. Мы же в большинстве случаев имеем дело с величинами влажности почвы. Поэтому для характеристики и состояния влаги и направления переноса надо перевести их в величины давления влаги. А для этого надо знать зависимость влажности от матричного давления влаги в почве. Эта зависимость – центральная, одна из самых важных в физике почвы. Поэтому следующая часть курса посвящена именно этой основной характеристике.

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

1. Вода в почве под действием сил, возникающих на поверхности раздела воздух–почвенный раствор–твердая фаза с сорбированными ионами, снижает свою свободную энергию по сравнению со свободной чистой водой. Это понижение энергии принято определять количественно в виде потенциала или давления почвенной влаги: полного давления (потенциала) влаги в почве. Полное давление влаги в почве – это уменьшение давления, измеренное относительно свободной чистой воды (уровень которой принят за 0), причиной которого является сумма давлений капиллярно-сорбционного (капиллярного или лапласова и расклинивающего в тонких пленках), осмотического (за счет растворимых веществ), гравитационного (равного высоте столба жидкости от нулевого уровня, уровня моря, а в большинстве случаев – поверхности почвы) и внешних давлений (атмосферного и вышележащих слоев).
2. Потенциал влаги в почве – полезная работа на единицу массы воды, которую необходимо затратить, чтобы переместить обратимо и изотермически бесконечно малое количество воды из резервуара с чистой водой, находящегося на стандартной высоте над уровнем моря, в почвенную влагу в рассматриваемом месте при неизменном внешнем давлении. Если количество работы отнесено к единице объема, то потенциал из-

меряется в единицах давления (Па, атм, бар и т.д.), если к единице веса – в единицах длины, высоты водного столба (см водного столба, м водного столба и пр.). Это размерности давления влаги в почве. Если количество работы по переносу отнесено к массе воды – потенциал измеряется в Дж/кг, эрг/г и пр.

3. Разница давлений (потенциалов) влаги в двух точках почвы однозначно указывает направление переноса: вода будет двигаться от точки с большим в точку с меньшим давлением влаги.
4. Основное значение для оценки переноса имеют капиллярно-сорбционное (или матричное) и гравитационное давления влаги. При анализе движения влаги в почве осмотическая и другие составляющие оказывают несравненно меньшее влияние на перенос влаги, и их в незасоленных почвах не учитывают.

Литература

Глобус А. М. Экспериментальная гидрофизика почв. Л.: Гидрометеоиздат, 1969.

Судницын И. И. Закономерности передвижения почвенной влаги. М.: Наука, 1964.

Судницын И. И. Движение почвенной влаги и влагообеспеченность растений. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979.

Воронин А. Д. Структурно-функциональная гидрофизика почв. М.: Изд-во Моск.ун-та, 1984.

Термодинамика почвенной влаги. Л.: Гидрометеоиздат, 1966.

Хэнкс Р. Дж., Дж. Л. Ашкрофт. Прикладная физика почв. Влажность и температура почвы. Л.: Гидрометеоиздат, 1985.

Шеин Е. В., Капинос В. А. Сборник задач по физике почв. М.: Изд-во Моск.ун-та, 1994.

Часть VII

ОСНОВНАЯ ГИДРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

1. Зависимость между капиллярно-сорбционным (матричным) давлением влаги и влажностью – основная гидрофизическая характеристика (ОГХ). Физическая сущность и формы представления

Вновь обратимся к образу капиллярного пористого однородного и гомогенного монолита – к капиллярной модели почвы. Представим себе, что такой почвенный монолит, в котором есть капилляры различного диаметра, стоит в поддоне со свободной чистой водой (рис. VII.1).

Из рис. VII.1 видно, что вода в почвенном монолите поднялась от уровня свободной чистой воды (уровень 1 на рис. VII.1) по почвенным капиллярам. Причем по наиболее крупным капиллярам до уровня 2, по более тонким – до уровней 3 и 4. Выше же уровня 4 капиллярной воды уже нет, она существует лишь в виде сплошных или отдельных пленок вокруг частиц. Из предыдущей главы мы знаем, что высота капиллярного поднятия есть форма выражения капиллярно-сорбционного давления, выраженного в единицах см водного столба. Поэтому уровень 1 соответствует нулевому значению капиллярно-сорбционного давления, уровень 2 – некоторому отрицательному значению $P_{к\text{-}с}$, уровень 3 – еще более низкому $P_{к\text{-}с}$ и т.д. Эти значения $P_{к\text{-}с}$ можно отложить на оси ординат. А на оси абсцисс отложить значения объемной влажности почвы, которые можно определить соответственно в почве на уровнях 1, 2, 3 и т.д. Мы получаем зависимость между $P_{к\text{-}с}$ и влажностью почвы.

Итак, каждому значению капиллярно-сорбционного давления влаги (на схеме равному по абсолютной величине высоте подъема воды в почвенном капилляре) будет соответствовать определенная влажность почвы. В этом случае мы имеем зависимость

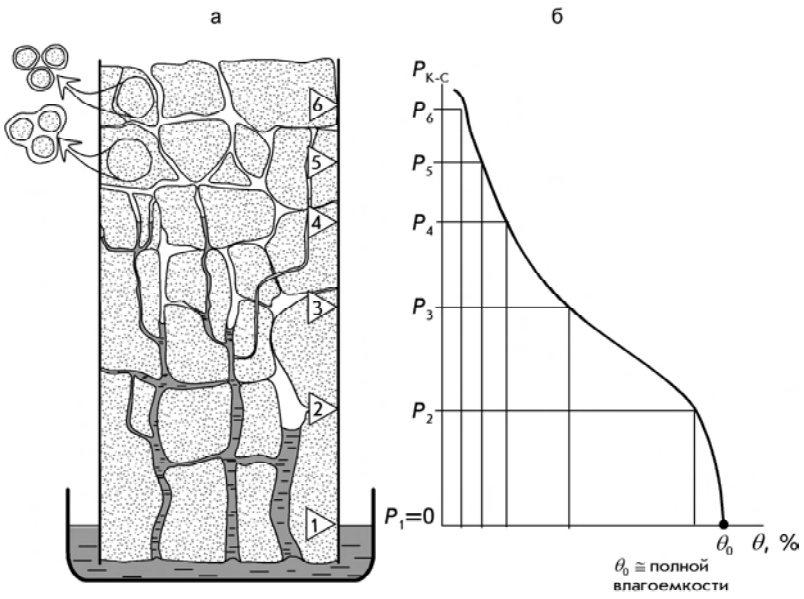


Рис. VII. 1. Схема заполнения капилляров почвенного монолита водой (а) и соответствующая зависимость между капиллярно-сорбционным давлением влаги и влажностью почвы (б)

потенциальной величины (капиллярно-сорбционного давления влаги) от экстенсивной величины (влажности почвы) – основную гидрофизическую характеристику (ОГХ). ОГХ – это количественная характеристика водоудерживающей способности почв. Водоудерживание можно определить как способность почвы удерживать влагу в основном капиллярно-сорбционными силами; это влажность почвы при определенном давлении. Чем выше влажность почвы при одном и том же давлении, тем выше водоудерживающая способность или водоудерживание почвы. Нередко поэтому ОГХ называют кривой водоудерживания (англоязычный термин – «water retention curve»).

Следует отметить несколько важных моментов, касающихся физической сути и формы выражения ОГХ.

- ОГХ – это зависимость между парами равновесных значений давление влаги–влажность. Равновесная влажность означает, что при поддержании в почве определенного капиллярно-сорбционного давления влажность почвы остается постоянной достаточно длительное время, т.е. достигнуто состояние равновесия между давлением влаги и влажностью.

- ОГХ – это зависимость между именно капиллярно-сорбционным (или матричным) давлением почвенной влаги и влажностью. Мы знаем, что в почвенной гидрофизике выделяют полное давление влаги и его составляющие. ОГХ определяется только для капиллярно-сорбционного давления влаги.
- В этой зависимости область давлений влаги от 0 до примерно – 30 см водн. ст. (–10 …–70 см водн. ст.) называется областью насыщения почвы водой, так как в почвенные капилляры не входит воздух; область от –30 (–70) до –1000 (–500 … –1000) см водн. ст. называется капиллярной или капилляриметрической; диапазон давлений влаги от –1000…–30000 – область пленочной влаги (или область мембранного пресса); область давлений ниже –30000 см водн. ст. – гигроскопической, или адсорбционной. Названия эти качественно отражают состояние влаги и соответствуют используемым методам получения ОГХ.

Основная гидрофизическая характеристика (ОГХ) – изотермическая равновесная зависимость капиллярно-сорбционного (матричного) давления почвенной влаги от влажности почвы. Влажность почвы может быть выражена как в весовых, так и в объемных процентах (долях).

Водоудерживающая способность (водоудерживание) – это способность почвы удерживать влагу в основном капиллярно-сорбционными силами; характеризуется влажностью почвы при определенном давлении или положением кривой ОГХ в осях «влажность (абсцисса) – pF (ордината)»: чем «правее» расположена кривая ОГХ, тем больше водоудерживание.

Величины давления влаги, откладываемые по оси ординат, представляют обычно в виде единиц pF – десятичного логарифма абсолютной величины капиллярно-сорбционного давления влаги, выраженного в см водного столба. Влажность, как правило, используется в виде объемных значений.

Вид и форма ОГХ специфичны для каждого почвенного образца и характеризуют структуру порового пространства (плотность и дифференциальную порозность почв), гранулометрический и минералогический составы.

На кривой ОГХ выделяют соответствующие качественные области: насыщения (примерно соответствует pF 0 – 1.7), капиллярную (pF 1.7 – 3), пленочную (pF 3 – 4.5) и сорбционную (pF >4.5) с недоступной для растений влагой (pF>4.18).

Подчеркнем два важных момента относительно формы выражения этой зависимости: (1) обычно (это сложилось исторически и утвердилось до настоящего времени) по оси ординат при построении ОГХ откладывают давление влаги, а по оси абсцисс – влажность. Хотя, строго говоря, по физической сути следовало бы поступать наоборот. Ведь причиной формирования той или иной влажности является давление влаги. Именно давление влаги – независимая величина, а формирующаяся при том или ином давлении влажность – величина зависимая. Но так уж сложилось исторически, что все почвоведы-физики к такой форме представления ОГХ привыкли; (2) эту зависимость определяют для диапазона капиллярно-сорбционного давления от 0 до -10^7 см водн. ст. Этот диапазон весьма широк, и поэтому, как правило, используют логарифмическую шкалу. Более того, Скофилдом была предложена специальная величина, аналогичная величине pH в химии: pF – десятичный логарифм абсолютной величины капиллярно-сорбционного давления, выраженного в см водного столба: $pF = \log(|P_{к\text{-}с}|)$, где капиллярно-сорбционное давление влаги $P_{к\text{-}с}$ выражено в см водного столба.

Если на кривой ОГХ выделяются некоторые характерные области, то, видимо, можно выделить и характерные точки. Сам S-образный вид кривой ОГХ предполагает существование таких точек (рис. VII.2).

Первая «опорная» точка соответствует давлению, близкому к нулю, т.е. условиям полного насыщения порового пространства водой или порозности почвы (ε). В реальных, экспериментально полученных ОГХ достичь полного заполнения водой порового пространства практически никогда не удается – в почве постоянно присутствует защемленный и адсорбированный воздух. Поэтому влажность этой первой точки на ОГХ (θ_0) всегда немного ниже порозности почвы. Считается, что для ряда суглинистых почв $\theta_0 \approx 0.8\varepsilon - 0.9\varepsilon$. Отметим также, что pF никогда не может отразить нулевого давления (ведь это же логарифм давления в см водного столба по модулю, а логарифм нуля не существует). Поэтому кривые ОГХ обычно изображают от значений pF около 1 (или от капиллярно-сорбционных давлений влаги около –10 см водн. ст.).

Вторую характерную точку на ОГХ (она приходится на изгиб в нижней части кривой) называют «давление входа воздуха», или «давление барботирования» ($P_б$). Физический смысл достижения этого давления и соответствующей влажности состоит в том, что давление влаги, начиная от близкого к нулю, может понижаться, а влажность практически не изменяется – происходит изменение кривизны

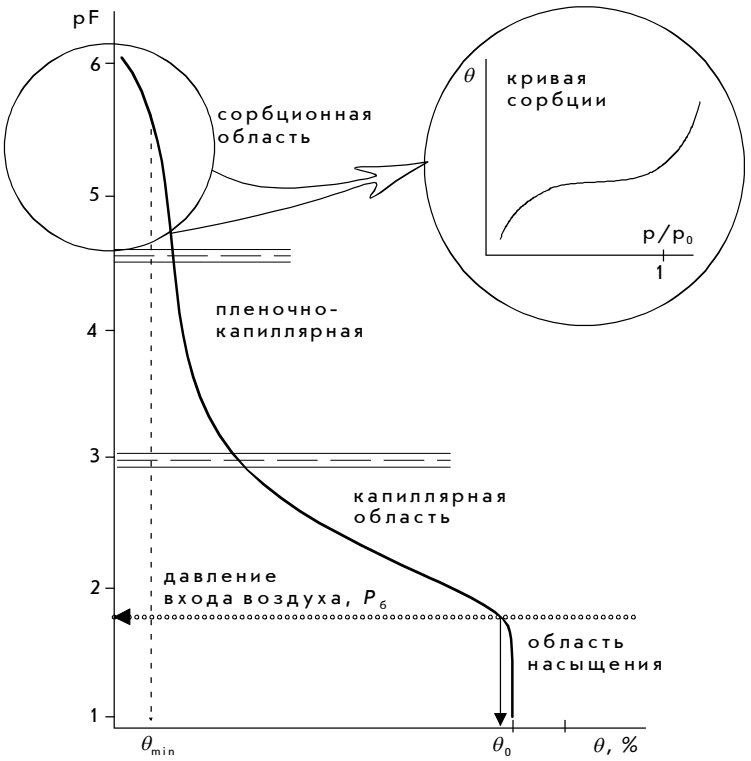


Рис. VII.2. Основная гидрофизическая характеристика почвы и некоторые наиболее характерные области и точки

менисков в капиллярах, но вода из них не выделяется. Затем при достижении некоторого давления часть самых крупных капилляров опустошается, в них входит воздух. Величина этого давления и называется давлением входа воздуха, или давлением барботирования – $P_б$. Влажность же в этой точке ($\theta_б$) близка к θ_0, а $P_б$ для суглинистых почв варьирует в диапазоне –35…–70 см водн. ст., но может колебаться в заметных пределах в зависимости от свойств почв, прежде всего от наличия макропор.

И, наконец, третья общепризнанная характерная точка – это точка перегиба в верхней части кривой в области больших pF. Она отражает влажность, соответствующую переходу области пленочно-капиллярной влаги (заполнение водой самых тонких, тончайших капилляров, появление менисков между отдельными, покрытыми пленками частицами) к сорбционной. Эта влажность, называемая нередко минимальной (θ_{min}), приходится на область pF 5–5.5. Отметим, что

сорбционная область ОГХ – это знакомая нам кривая сорбции (рис. VII.2), только выраженная в других единицах и в ином изображении: вместо координат «θ (или W)–pF» использовали «W–p/p_0». Потенциал влаги в почве связан с относительным давлением паров воды уравнением вида $\Psi_t = (RT/M) \ln(p/p_0)$. Для сорбционной области, где доминируют адсорбционные силы, а осмотические и другие несравненно ниже, можно считать, что $\Psi_t \to \Psi_{к-с}$. В случае использования единиц pF справедлива следующая зависимость pF и относительного давления паров воды (p/p_0 в %): pF =6.502 + lg [2 – lg (p/p_0)]. Поэтому сорбционная часть ОГХ – это по сути кривая сорбции паров воды. Отсюда и название этой части.

В диапазоне pF от $P_б$ до pF 5–5.5 обычно кривая ОГХ – плавная, не имеющая «ступенек», резких перегибов и, следовательно, отчетливо выделяемых характерных точек. Отмеченные на рис. VII.2 области ОГХ и характерные точки не являются строго обоснованными, а служат, скорее, некоторыми опорными точками, характерными областями. Физики почв и в статьях, и в дискуссиях, и при количественном описании ОГХ используют эти характеристические области и точки на кривых ОГХ (см. раздел 6 «Педотрансферные функции»).

2. Зависимость ОГХ от фундаментальных свойств почв

ОГХ несет в себе информацию о многих почвенных свойствах, отражая в форме кривой и положении в осях «pF-влажность» воздействие тех или иных факторов. Рассмотрим подробнее характер изменения ОГХ при изменении почвенных свойств. При этом рассмотрении будем руководствоваться двумя образами (моделями) формирования ОГХ. Это прежде всего капиллярный образ, когда диаметр капилляра соответствует определенному капиллярно-сорбционному давлению влаги (вспомним формулу Жюрена), а соответствующая влажность – это объемы капилляров, занятых водой. И отразим это на рисунках как образ монолита с линиями капилляров, заполненных водой. И второй образ, образ «расклинивающего давления», формирующего водные пленки (вспомним физический смысл расклинивающего давления в тонких пленках воды, окружающих почвенные частицы, по природе осмотического характера за счет наличия обменных катионов на поверхности частиц – рис.VI.2).

Начнем с одного из фундаментальных свойств – с *гранулометрического состава*. Вполне понятно, что с увеличением количества мелких элементарных частиц почвы увеличивается количество тон-

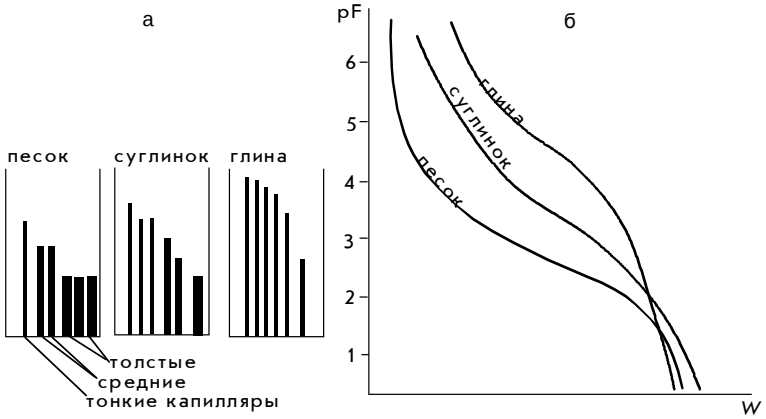


Рис. VII.3. Изменение ОГХ для почв разного гранулометрического состава

ких капилляров. Поэтому при одном и том же давлении влаги в почвах тяжелого гранулометрического состава влага будет содержаться во многих капиллярах, соответствующих данному давлению (рис.VII.3, суглинок, глина). В легких же почвах тонких капилляров немного, в основном крупные, удерживающие влагу при весьма высоких давлениях, или при очень низких pF (рис. VII.3, песок). Поэтому влажность, соответствующая данному давлению, в песчаных почвах будет ниже; водоудерживание в песчаных почвах меньше. На рис. VII.3 это изображено схематически: при облегчении грансостава, как говорят, ОГХ сместится влево, в сторону меньшей влажности.

Рассмотрим, как повлияет на форму и положение ОГХ другое важное физическое свойство – *плотность почвы*. Рыхлые почвы имеют большое количество крупных капилляров, пустот. Все это указывает на то, что они будут содержать большое количество влаги при невысоких (с учетом знака) величинах давления влаги. Тогда влага удерживается в крупных капиллярах за счет небольшой кривизны поверхности. При уплотнении крупные капилляры утоньшаются, увеличивая количество тонких. Таким образом, количество крупных капилляров при уплотнении будет уменьшаться, а количество тонких – возрастать (рис. VII.4, а). Это вызовет неоднозначное изменение положения ОГХ. В области высоких давлений, в диапазоне крупных капилляров влажность будет снижаться, а при низких давлениях, в диапазоне тонких – возрастать по сравнению с неуплотненной почвой. Это схематически показано на рис. VII 4, б.

Если произошло такого рода изменение ОГХ, можно говорить об изменении плотности почвы и почвенных педов.

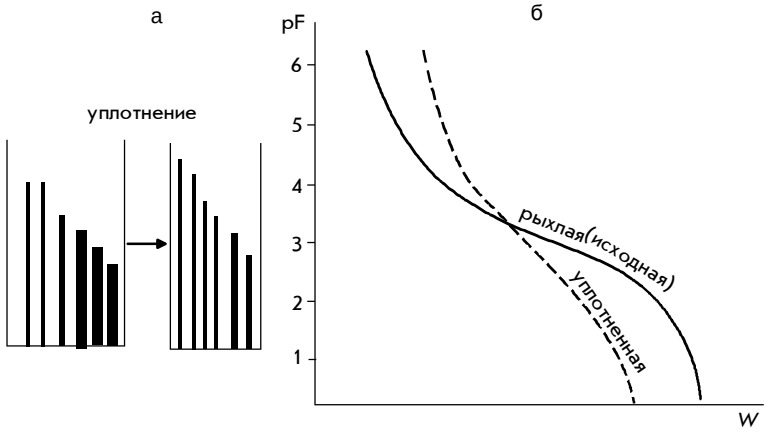


Рис. VII.4. Изменение ОГХ для плотной и рыхлой почв

Другое фундаментальное свойство – *минералогический состав.* Рассмотрим его влияние для «чистых», одинаковых по гранулометрическому составу объектов – монтмориллонитовой и каолинитовой глин. Естественно, заряд поверхности монтмориллонита, наличие подвижной кристаллической решетки дают возможность в полной мере «проявиться» действию расклинивающего давления. Монтмориллонитовые глины имеют большую удельную поверхность, большой суммарный поверхностный заряд. Соответственно при одном и том же давлении на этой поверхности будет большее количество влаги, больше водоудерживание – кривая ОГХ сместится вправо (рис. VII.5.).

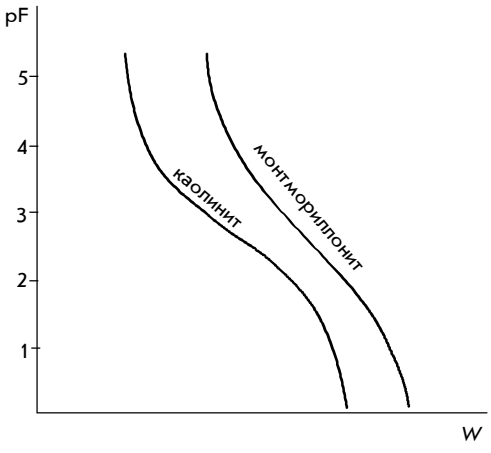


Рис VII.5. Изменение ОГХ при изменении минералогического состава на примере монтмориллонита и каолинита. Аналогично изменение ОГХ при увеличении емкости катионного обмена (ЕКО)

С физико-химической точки зрения изменение минералогического состава почв в сторону увеличения содержания смектитовых минералов – это прежде всего изменение емкости катионного обмена (ЕКО). Поэтому увеличение ЕКО приводит к смещению ОГХ вправо, что и указано на

рис. VII.5. Очень важно отметить, что изменение положения ОГХ при увеличении ЕКО весьма схоже с влиянием увеличения содержания физической глины (рис. VII.3). Поэтому воздействие этих двух факторов (минералогического состава и содержания физической глины) часто трудноразличимо. И для того чтобы выявить, воздействие какого из рассматриваемых факторов привело к «сдвигу» ОГХ в область больших влажностей (вправо), используют довольно искусственный, но простой прием. Вводят такой показатель, как отношение ЕКО к содержанию физической глины: «ЕКО/(содержание физической глины»). Рост этого показателя в наибольшей мере связан с изменением минералогического состава в сторону увеличения содержания смектитовых минералов. И если изменение формы и положения кривой ОГХ связано с изменением этого показателя («ЕКО/(содержание физической глины»), то уже вполне определенно можно говорить о влиянии изменения минералогического состава на форму и положение кривой ОГХ.

Изменение ОГХ при *осолонцевании*. Осолонцованность почв, как известно, – это повышенное (>5%) содержание иона Na в почвенном поглощающем комплексе при слабой минерализации порового раствора. Последнее (низкая минерализация раствора) очень важно. Только в этом случае особые, гидрофильные, свойства этого иона могут сказаться. Только в этом случае увеличится толщина двойного диффузного слоя, резко возрастет расклинивающее давление в тонких пленках, увеличится количество межмицеллярной воды, увеличится количество воды, принимающей участие в набухании. И ОГХ сместится вправо, отражая увеличение водоудерживающей способности почв при осолонцевании (рис. VII.6). Следует иметь в виду, что при осолонцевании будет происходить разрушение почвенных агрегатов. Как правило, это также увеличивает влажность при одном давлении за счет распада устойчивых агрегатов, действующих как отдельные «песчинки».

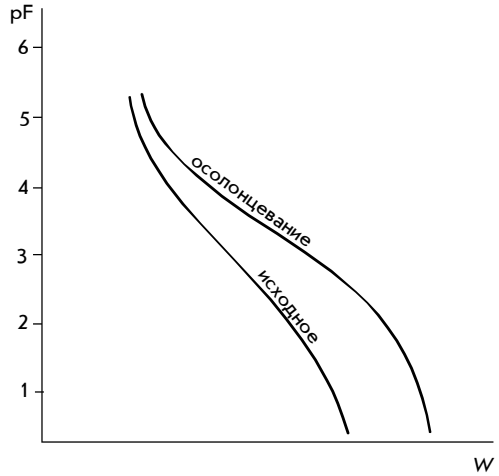


Рис. VII.6. Изменение ОГХ при осолонцевании

Обратим внимание на то, что изменение положения и формы ОГХ при увеличе-

нии количества набухающих смектитовых минералов (на рис. VII.5 – для монтмориллонита) выглядит аналогично возрастанию доли поглощенного Na^+ в составе поглощающего комплекса почвы. Поэтому можно говорить о влиянии на ОГХ емкости катионного обмена (прежде всего, минералогического состава) и его катионного состава.

Изменение ОГХ при увеличении/уменьшении *концентрации легкорастворимых солей*. Мы уже говорили о том, что легкорастворимые соли – это поверхностно инактивные вещества, увеличение их концентрации должно приводить к повышению уровня воды в капилляре. Однако этот эффект весьма незначителен и трудноуловим. Более заметным является другое воздействие легкорастворимых солей: именно на диффузный слой ионов, определяющих расклинивающее давление. Если минерализация порового раствора будет увеличиваться, толщина двойного диффузного слоя уменьшится, уменьшится и его влияние на расклинивающее давление. Частицы легко могут располагаться друг с другом, между ними не будет «накачиваться» вода за счет действия расклинивающего давления. Кривая ОГХ сместится при засолении влево, в сторону меньших влажностей (рис. VII.7). И только при очень высоких давлениях влаги, в области pF от 0 до pF 1–2, может проявиться действие солей как поверхностно-инактивных веществ, повышающих водоудерживание (рис. VII.7, область pF 0–1.5).

В результате сравнения засоленных и незасоленных почв окажется, что водоудерживание – способность почвы удерживать влагу – в большей мере выражено в незасоленных почвах. Разумеется, если это не гигроскопические соли, способные сорбировать большое количество воды даже из сухого воздуха. В этом случае, особенно в области адсорбционной влаги, кривая ОГХ может сместиться и вправо, в сторону более высоких влажностей за счет специфической химической природы соли, ее гидрофильности.

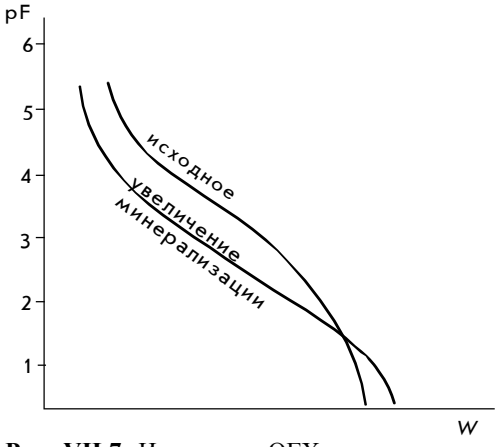


Рис. VII.7. Изменение ОГХ при засолении (увеличении минерализации порового раствора)

Еще об одном важном и весьма сложном воздействии на ОГХ – влиянии *содержания органического вещества* в почве.

Это воздействие неоднозначно и связано прежде всего с количеством и качеством почвенного органического вещества. Если рассматривать содержание гумуса в почве, то воздействие окажется в целом аналогичным разрыхлению: произойдет увеличение влажности при соответствующих давлениях в области pF< 3, и небольшие изменения в области высоких pF, в сорбционной области (рис. VII.4). Это общеизвестный факт – увеличение содержания почвенного гумуса снижает плотность почвы. Но в то же время качество гумуса, содержание в его составе различных компонентов может различным образом воздействовать на вид ОГХ. Если доминируют гидрофильные компоненты, то ОГХ будет смещаться в область более высоких влажностей (вправо); если гидрофобные, то наиболее вероятно смещение в область низких влажностей. Однако этот вопрос еще ждет детального изучения.

О влиянии *температуры* на положение ОГХ. До сих пор речь шла о строго изотермических условиях. Такие условия накладывались на применение аппарата термодинамики, использование классических уравнений Лапласа и Жюрена. Но такого в почве, конечно же, не бывает, и в различных точках почвы температура, как правило, различна. Для анализа влияния температуры на ОГХ используем молекулярно-кинетический образ давления, в том числе и давления влаги. Давление возрастает при большей кинетической энергии частиц, а пониженное давление влаги в почве связано с понижением энергии молекул воды. Снижение температуры вызовет дополнительное снижение кинетической энергии молекул воды. В этом случае большее количество молекул воды с пониженной энергией будет удерживаться капиллярно-сорбционными силами твердой фазы почвы. Поэтому при снижении температуры водоудерживание в почве увеличивается (рис. VII.8).

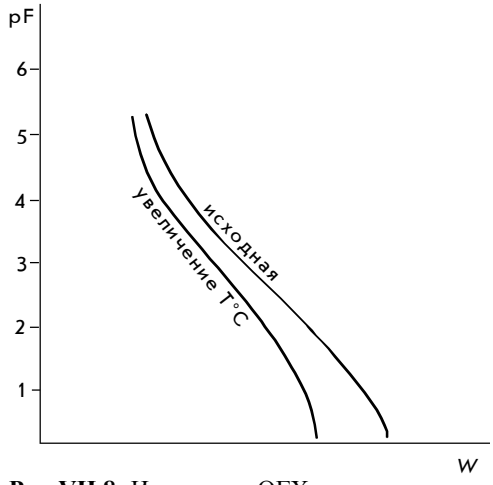


Рис VII.8. Изменение ОГХ при увеличении температуры почвы

При повышении температуры произойдет повышение давления влаги в почве, и при одной и той же

величине давления водоудерживание в почве снизится (рис. VII.8): при повышении температуры количество воды в почве будет меньше при одном и том же давлении влаги. Эти изменения давления влаги в зависимости от температуры весьма важны при оценке передвижения влаги в неизотермических условиях (см. ч. VIII).

В заключение этого раздела отметим, что в зависимости от природы почвы, ее генезиса указанные изменения будут выражены в различной степени. Да и в природе практически никогда не наблюдается воздействия «чистого» фактора, одного из тех факторов, которые мы рассмотрели. Поэтому нередко однозначные выводы об изменении почвы по анализу изменения положения и формы ОГХ сделать бывает затруднительно. Всегда требуются дополнительные исследования.

Однако важно то, что в вышеприведенном анализе мы использовали 3 образа (модели) ОГХ – (1) капиллярный, (2) связанный с расклинивающим давлением и (3) молекулярно-кинетический. Попытаемся и далее для изучения применения в почвоведении ОГХ пользоваться этими моделями природы ОГХ.

3. Использование ОГХ

Использование ОГХ для:

1) сравнительной оценки изменения физического состояния почв;
2) оценки распределения объемов пор по их диаметрам;
3) оценки почвенно-гидрологических констант;
4) математического моделирования передвижения влаги в почве;
5) оценки физико-механических констант в почве (метод А.Д.Воронина).

Пункт первый использования ОГХ уже обсужден: мы выяснили общие закономерности в изменении формы и положения ОГХ при изменении основных физических свойств почв. Можно сделать и обратный шаг – интерпретировать изменение формы и положения ОГХ как изменение в основных физических свойствах. Это значительно сложнее, так как изменения некоторых свойств в определенных диапазонах идентичны. Сравните: в капиллярной области увеличение плотности, содержания песчаных фракций (облегчение гранулометрического состава), снижение содержания органического вещества – все это приводит к смещению ОГХ в область более низких влажностей. Поэтому выявление причин изменения формы ОГХ всегда должно сопровождаться анализом дополнительной информации об изменениях свойств почв, лучше всего – прямыми определениями фундаментальных физических и минералогических свойств почв.

Пункт второй – использование ОГХ для оценки распределения объемов пор по их диаметрам. Давление почвенной влаги при использовании капиллярного образа не что иное, как высота капиллярного поднятия. Давление, выраженное в см водного столба. Высота же капиллярного поднятия (h) связана формулой Жюрена с радиусом капилляра (r):

$$h \cong \frac{0.15}{r}.$$

Из этого уравнения легко можно рассчитать диаметр (или радиус) пор, если известна высота капиллярного поднятия, иначе – давление почвенной влаги. Последнее нам известно – это ордината нашей основной гидрофизической характеристики. Значит, известен и диаметр пор. Объем же пор, соответствующий каждому диаметру, также можно рассчитать, пользуясь ОГХ. Для этого ОГХ надо рассечь прямыми, параллельными оси абсцисс, оси объемных влажностей (рис. VII.9 а, б).

Каждому интервалу давления будет соответствовать отрезок на оси абсцисс, т.е. каждому интервалу диаметров капилляров будет соответствовать интервал объемов влаги, находящихся в этих капиллярах. А это есть не что иное, как распределение объемов пор почвы по размерам (рис. VII.9, б). Можно сказать и проще: распределение пор по размерам – это не что иное, как дифференциальная кривая ОГХ. Каждая точка на этой кривой может быть определена как значение дифференциальной влагоемкости $C(\theta, P_{к\text{-}с})$, т.е. изменения влажности почвы при изменении капиллярно-сорбционного давления (потенциала) влаги $C(\theta, P_{к\text{-}с)}) = \frac{d\theta}{dP_{к\text{-}с}}$. По существу – это угол наклона ОГХ в различных диапазонах влажности, а зависимость этого угла от радиуса или диаметра пор представляет собой кривую распределения пор по размерам (рис. VII.9, б).

При интерпретации кривой распределения по размерам необходимо помнить, что почва редко представляет собой совокупность простых цилиндрических капилляров. Ведь в процессе иссушения почвы происходят процессы усадки, изменения порового пространства, т.е. довольно сложные изменения структуры порового пространства, не укладывающиеся в простую модель цилиндрических капилляров. Учтем также, что это соотношение Жюрена справедливо лишь для капиллярного диапазона давлений влаги: от 0 до –600…–15000 см водн. ст., т. е. для диаметров пор > 0.005–0.00002 мм. До этих значений давления представлены капилляры, заполненные водой. При меньших величинах давления (с учетом знака) заполненных капилляров в большинстве почв практически не существует. Существуют капил-

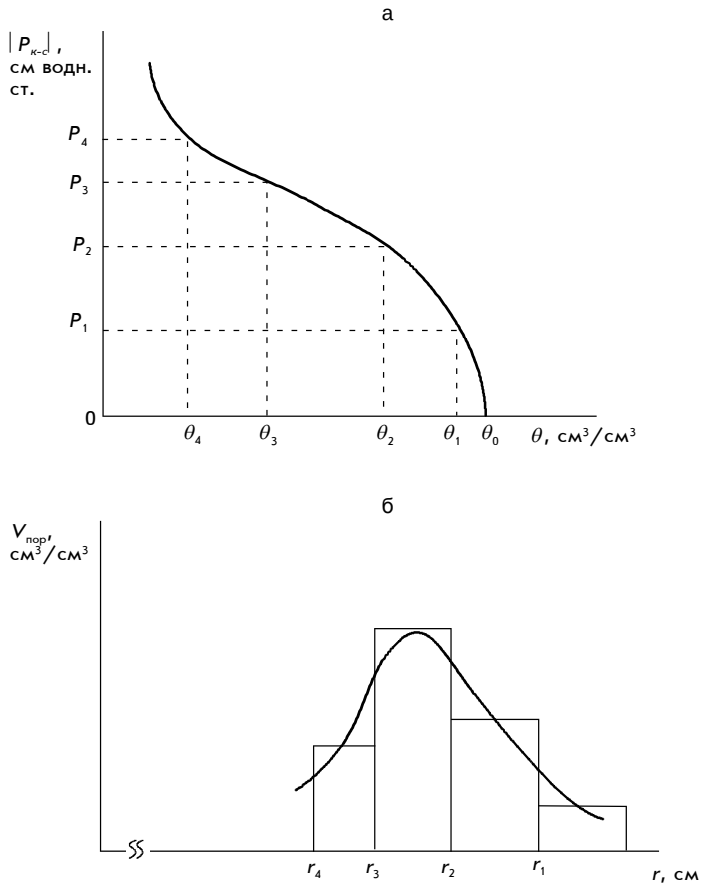


Рис.VII.9. Использование ОГХ для определения распределения пор по размерам. Разделение ОГХ на диапазоны по размерам пор, соответствующим Рк-с (а), и кривая распределения радиусов пор (r, см), полученная из ОГХ (б)

лярно-пленочная и пленочная формы влаги, для которых формула Жюрена не справедлива. Мы опять обмолвились о формах воды в почве, определяющих почвенно-энергетические и почвенно-гидрологические константы. По-видимому, кривая, связывающая энергетическое состояние с объемом влаги (влажностью), может служить информацией и для получения почвенно-гидрологических констант. Обсудим это.

Если обратиться к мировой литературе, то можно найти вполне определенные зависимости для определения почвенно-гидрологических констант из ОГХ. Считается, что НВ – это влажность,

соответствующая в среднем –0.33 атм (или –330 см водн. ст.). Хотя имеются указания на то, что в различных по гранулометрическому составу почвах величина давления влаги, соответствующая НВ, будет различна: для песчаных почв – –50… –100 см водн. ст., для суглинков – –330 см водн. ст., а для глин – 500 см водн. ст. (цит. по: «Methods of Soil Analysis», 1986). Другая почвенно-гидрологическая константа – влажность устойчивого завядания растений (ВЗ) – соответствует –15 атм. (около –15000 см водн. ст.). Это все соотношения, которые были получены не на основе теоретических рассмотрений, а на основе обработки некоторого количества экспериментальных данных. Величина давления –15 атм также получена на большом экспериментальном материале и связывает эту константу с выделением микрокапилляров и пленок. Вспомним (см. ч. I), что в почве выделяют микрокапилляры, в которых влага не доступна для растений. Микрокапилляры имеют диаметр < 0.2 мкм. Если перевести эту величину диаметра капилляра в соответствующее давление почвенной влаги по формуле Жюрена, получится –15 атм. Это подчеркивает, что полученные соответствия между почвенно-гидрологическими константами и давлением влаги приводятся в виде, как правило, качественного соответствия. Но это далеко не всегда оправданно. А.Д.Воронин предложил теорию, в которой вывел соответствие между капиллярно-сорбционным давлением и энергетическими почвенными константами. Последние, как мы помним, в ряде случаев соответствуют и почвенно-гидрологическим.

А.Д.Воронин предположил, что каждой энергетической константе, которая выделяет определенную форму воды, должно соответствовать конкретное капиллярно-сорбционное давление влаги. Так, представление о величине максимальной адсорбционной влагоемкости (МАВ), т.е. о количестве прочносвязанной воды, дает влажность при давлении влаги, соответствующем первому слою смачивающей пленки. Максимальная молекулярная влагоемкость (ММВ) – влагосодержание при максимальном содержании пленочной влаги и начало формирования капиллярных менисков – должна соответствовать потенциалу, при котором происходит слияние пленочных менисков и заполнение пор между почвенными частицами. Этот потенциал, ранее предложенный С.В.Нерпиным (1967), носил название первого критического. Позднее А.Д.Воронин уточнил физическое понятие этого потенциала как потенциала (давления) почвенной влаги при максимуме содержания пленочной влаги и назвал «потенциалом при ММВ» (Воронин, 1984). Следующей энергетической константой, как мы помним, является максимальная капиллярно-сорбционная влагоемкость

(МКСВ) – влажность почвы, при которой происходит смена капиллярно-сорбционного механизма удерживания влаги на капиллярный. В этом случае, по предложению А.Д.Воронина, был выделен потенциал влаги, «потенциал при МКСВ». И, наконец, капиллярная влагоемкость, по мнению А.Д.Воронина, будет соответствовать влажности, при которой влага содержится в крупных порах, кривизна их менисков почти плоская. Эффективный радиус таких пор составляет около 10 мкм, а давление влаги – около –150 см водн. ст., или pF 2.17.

Таким образом, для каждой энергетической константы был найден соответствующий потенциал (давление) влаги. Однако А.Д.Воронин предположил, что соответствие между потенциалом и влажностью не столь простое, как в случае используемых за рубежом для большинства почв (–330 см водн. ст. – влажность при НВ, или –15000 см водн. ст. – влажность при ВЗ). Он отметил, что по мере утяжеления гранулометрического состава, уменьшения размера элементарных почвенных частиц повышается кривизна поверхности пленок, что приводит к уменьшению толщины пленок, вызывающему снижение (с учетом знака) потенциала влаги в этих пленках. Кроме того, при утяжелении гранулометрического состава уменьшается и размер пор между отдельными частицами, что также ведет к заполнению этих пор при более низких потенциалах. Это приводит к тому, что по мере утяжеления гранулометрического состава потенциал влаги при соответствующей константе будет уменьшаться. Поэтому и были предложены так называемые «секущие» в отличие от прямых параллельных оси абсцисс, которые используются в предложенных ранее подходах. Эти секущие расположены под углом к оси абсцисс («влажностей») и отделяют различные состояния влаги (рис. VII.10).

Были также получены и аналитические выражения, описывающие уравнения этих «секущих». Если использовать единицы, которые более широко распространены в практической физике почв, т.е. см водного столба, или pF, а влажность также выражать в массовых долях (W, г/г), то предложенные А.Д.Ворониным уравнения будут иметь следующий вид:

$$pF_{\text{МАВ}} = 5.2 + 3W;$$
$$pF_{\text{ММВ}} = 2.17 + 3W;$$
$$pF_{\text{МКСВ}} = 2.17 + W;$$
$$pF_{\text{КВ}} = 2.17.$$

Приведенные выше уравнения получили название уравнений «секущих» Воронина.

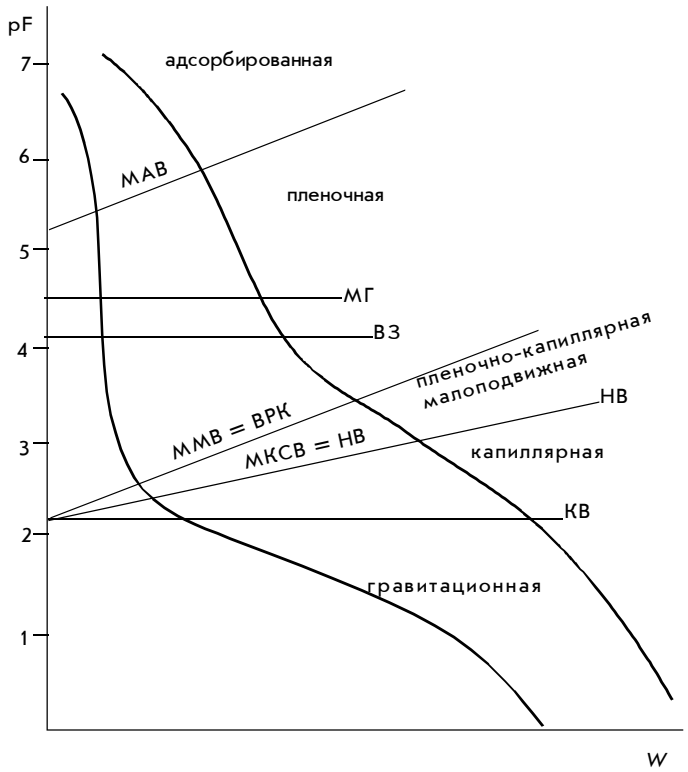


Рис. VII.10. Определение почвенно-гидрологических констант, форм почвенной влаги по основной гидрофизической характеристике с помощью метода «секущих» по А.Д.Воронину

По ним, естественно, возникает ряд вопросов. Первый – что за «магическое» число или точка на оси давлений влаги, равная pF 2.17? А.Д.Воронин предложил следующее обоснование. Эта величина давления соответствует эффективному радиусу около 10 мкм – это расстояние, на которое распространяется влияние поверхностных сил твердой фазы в жидкую фазу, полученное, впрочем, для плоской поверхности. По-видимому, это справедливо и для капилляров.

Второй вопрос – можно ли по этим уравнениям определить практически важные почвенно-гидрологические константы? Конечно! Как мы уже обосновали в ч. V («Влажность почвы. Формы воды и почвенно-гидрологические константы»), ММВ соответствует важной почвенно-гидрологической константе «влажности разрыва капиллярных связей» (ВРК), МКСВ – наименьшей влагоемкости (НВ). Поэтому влажность (г/г) при ВРК и НВ можно определить по сле-

дующим уравнениям:

$$W_{\text{ВРК}} = \frac{pF_{\text{ММВ}} - 2.17}{3},$$

$$W_{\text{НВ}} = pF_{\text{МКСВ}} - 2.17\,.$$

Однако при такого рода определениях и расчетах всегда следует иметь в виду, что ОГХ получают, как правило, в лабораторных условиях, на небольших образцах, при хорошем оттоке, в изотермических условиях. А НВ – это величина, определяемая в полевых условиях. Поэтому полного соответствия, видимо, достичь невозможно.

Среди перечисленных направлений использования ОГХ осталось два: при математическом моделировании передвижения влаги в почве и для оценки физико-механических констант в почве (метод А.Д.Воронина). Эти направления будут более подробно освещены в соответствующих частях курса («Движение влаги в почве» и «Реология почв»).

Сейчас же остановимся еще на одном свойстве ОГХ – гистерезисе ОГХ.

4. Гистерезис ОГХ

До сих пор мы говорили о том, что ОГХ – однозначная зависимость между капиллярно-сорбционным (матричным) давлением влаги и влажностью. В действительности это не совсем так. Форма и положение этой зависимости определяется историей ее получения, она неоднозначна, характеризуется гистерезисом. Как и в магнитофизике, где гистерезисные явления очень распространены, в физике почв под гистерезисом ОГХ понимают изменение формы и положения ОГХ в зависимости от направления протекания процесса получения этой зависимости. Действительно, мы можем получать пары значений давление-равновесная влажность (точки для ОГХ), иссушая образец. Это будет ОГХ при иссушении. А можем получать и, увлажняя образец. Это будет ОГХ при увлажнении. Эти две кривые различаются и образуют совместно *петлю гистерезиса* (рис.VII.11).

При одном и том же давлении влаги влажность кривой, полученной при иссушении, будет выше, чем при увлажнении. Причины такого рода гистерезиса ОГХ многообразны. Одна из наиболее часто указываемых – это сложность формы порового пространства, нецилиндричность почвенных пор. Вспомним так называемые «жаменовские цепочки». Ведь если мы поместим такой «четочный» капилляр в воду, то вода в нем поднимется лишь до первого утолщения. Влажность будет соответствовать заполнению первого «суженного» пространства капилляра в случае, если мы захотим произвести процесс увлажнения –

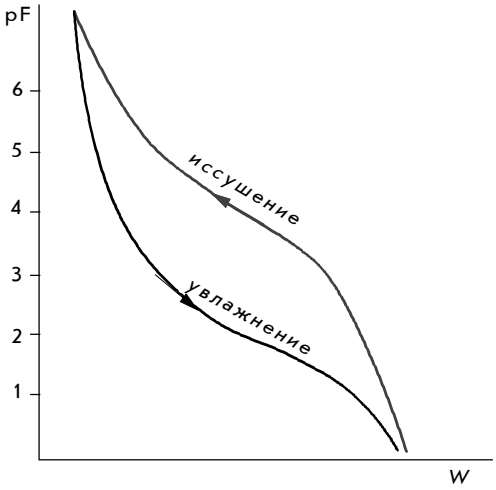


Рис. VII.11. Гистерезис ОГХ – различие формы и положения кривой ОГХ при увлажнении и иссушении почвы

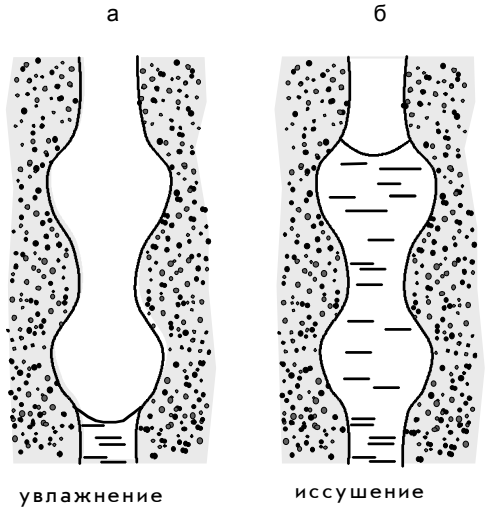


Рис. VII.12. Заполнение неравномерного по диаметру порового пространства почв при увлажнении (а) и иссушении (б). Капиллярный гистерезис ОГХ

заполнить капилляр (рис. VII.12, а). А если дать стечь влаге из предварительно заполненного «четочного» капилляра, мы будем иметь в нем значительно большее количество воды. Вода останется в первом же суженном капилляре, который за счет менисковых сил способен удержать заметный столб воды (рис. VII.12, б). Это процесс иссушения. Давление же одно и то же, соответствующее кривизне мениска в суженной части капилляра. Поэтому и получается, что влажность при иссушении выше, чем при увлажнении.

Есть и другие причины гистерезиса для равновесной ОГХ: например, наличие защемленного воздуха при увлажнении почвы, разные углы смачивания в случае увлажнения и иссушения – при увлажнении этот угол будет больше. Соответственно при увлажнении будет удерживаться меньшее количество влаги.

В практической физике почв принято рассматривать ОГХ при иссушении. Причина этому чисто практическая: в природе процессы иссушения доминируют по времени, они длительны, равновесны. Явления же увлажнения скоротечны, неравновесны, получить ОГХ в этих условиях сложно, а использование ее для решения практических задач ненадежно.

5. О методах определения ОГХ

Мы назвали этот раздел «О методах...», подчеркивая тем самым, что подробно здесь методы определения ОГХ обсуждаться не будут. Более детально эти методы изложены в книгах А.Ф.Вадюниной и З.А.Корчагиной (1986), А.М.Глобуса (1969 и 1987), «Полевые и лабораторные методы исследования физических свойств и режимов почв» (2001) и др. Здесь же кратко остановимся на принципах основных методов получения ОГХ.

Выше уже указывалось, что всю кривую делят обычно на области в соответствии с методами ее определения. От 0 до –1000 см водного столба используют уже известный метод тензиометров, или метод капилляриметров. Метод тензиометров, как правило, полевой. При его использовании необходимо достаточно длительное время вести наблюдения за давлением влаги в почве в процессе ее иссушения и одновременно отбирать пробы на влажность. Таким способом получают пары равновесных значений давление–влажность.

Тензиометр имеет чисто теоретический предел измерений. Так как в приборе создается разрежение, то оно не может быть ниже 1000 см водн. ст., или примерно одной атм. Это абсолютный вакуум, который получить даже теоретически невозможно. Практический же предел работы тензиометра – разрежение около 800 см водн. ст. В этой области среди тонких и тончайших пор фильтра всегда обнаруживается группа пор с большим диаметром, в которой капиллярные силы не в состоянии выдержать такого разрежения. Эти поры опустошаются, через них массовым потоком начинает проходить воздух. Как следствие прибор разгерметизируется и выходит из строя. Итак, область определения тензиометра от 0 до –800 см водн. ст.

Группа других приборов (капилляриметры, тензиостаты и др.) позволяет также получать пары значений капиллярно-сорбционное давление–равновесная влажность в лабораторных условиях. Принцип этих приборов изображен на рис. VII.13.

Основу прибора составляет тонкопористая водонасыщенная керамическая пластина, на которую укладывается образец. Поры почвы находятся в гидравлическом контакте с порами пластины. Если мы создадим разрежение под пластиной, то влага начнет двигаться из почвенного образца в подмембранное пространство через поры в фильтре. Когда почвенная пора целиком освободится от воды (это произойдет, когда давление влаги в подмембранном пространстве окажется ниже, чем в самой поре), тонкий капилляр мембраны способен выдержать это разрежение за счет менисковых сил (рис. VII.13, увеличенный участок пор почвы и пор в тонкопористой пластине).

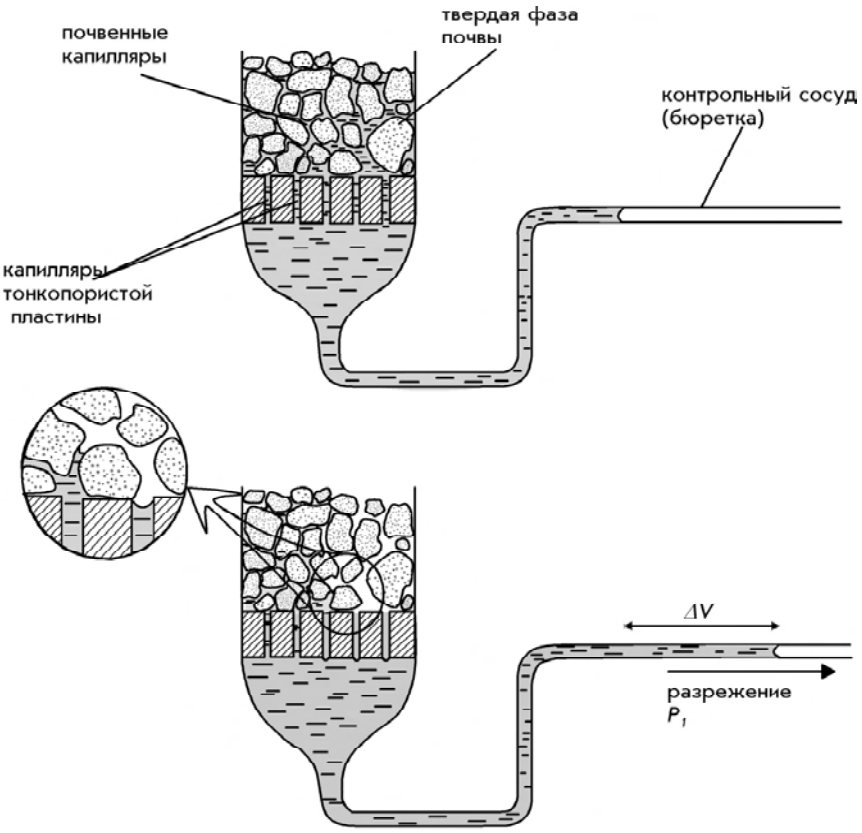


Рис. VII.13. Схема капилляриметра

Мембрана продолжает находиться в водонасыщенном состоянии и осуществлять свою роль «гидравлического проводника» между водой в почве и в подмембранном пространстве.

Естественно, перетекание влаги из почвенного образца в подмембранное пространство будет продолжаться до тех пор, пока разрежение в подмембранном пространстве не сравняется по абсолютной величине с давлением влаги в почве. В этот момент в почвенном образце создастся влажность, равновесная созданному разрежению. Получается пара значений давление–равновесная влажность для построения ОГХ. Можно задать более высокое разрежение в подмембранном пространстве, снова достичь равновесия между давлением влаги в подмембранном пространстве и в почвенном образце, опре-

делить равновесную влажность и получить следующую пару значений для ОГХ. И так до тех пор, пока мембрана будет способна осуществлять свою роль «гидравлического посредника» – пропускать влагу из почвы, но не пропускать объемного потока газа, т.е. находиться в водонасыщенном состоянии, когда мениски капилляров способны выдержать разрежение, приложенное к воде в подмембранном пространстве, как и в случае с тензиометром, ограниченное величиной около 700–800 см водн. ст.

Существует много модификаций такого рода приборов-капилляриметров. Одна из них – тензиостаты, или песчано-каолиновые пластины. Эти приборы широко распространены в гидрофизических лабораториях, их главное преимущество – высокая производительность. Основная идея такого рода приборов – не регулировать разрежения в подмембранном пространстве, сделать его постоянным и создать ряд таких пластин с постоянно поддерживаемыми разрежениями. Причем для небольших разрежений порядка 10 – 30 см водн. ст. можно использовать в качестве пластин песчаные слои, при более высоких – смесь песка с каолином, а при разрежениях 300–500 см водн. ст. – чисто каолиновые пластины с тонкими порами. На такие столы можно поочередно устанавливать почвенные образцы, всякий раз их взвешивая после достижения равновесия на каждой из пластин. Зная конечную влажность и потерю влаги на каждом из этапов достижения равновесия, можно рассчитать влажность для соответствующих константных давлений влаги и получить точки для построения ОГХ. Так получают равновесные пары значений давление–влажность для капиллярной (или капилляриметрической) части ОГХ: от 0 до –800 см водн. ст., соответственно для pF от близкого к 0 до 2.9.

В области давлений влаги от 0 до –100000 см водн. ст. (иногда и ниже) существует лишь один прибор для определения ОГХ – это так называемый мембранный пресс. Он в целом аналогичен капилляриметру (рис. VII.14.)

В этом приборе создают избыточное газовое давление над почвенным образцом, которое повышает давление почвенной влаги до нулевого уровня, до атмосферного давления в подмембранном пространстве. Почвенная влага за счет приданного дополнительного положительного давления перетекает через водонасыщенную тонкопористую мембрану в подмембранное пространство. До тех пор, пока отрицательное давление влаги в почве и положительное добавочное давление над образцом не сравняются по абсолютным значениям, а по алгебраическим не составят в сумме 0. В этот момент и определяют равновесную влажность, соответствующую приданному поло-

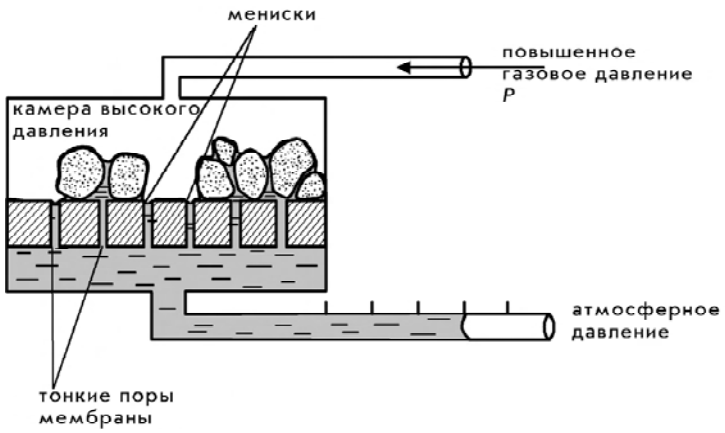


Рис. VII.14. Мембранный пресс для определения ОГХ в области от 0 до величин, близких к –100000 см водн.ст.

жительному давлению, по абсолютной величине равному давлению влаги в почве в этот момент.

Можно еще повысить давление внутри газовой камеры. Снова дождаться равновесия и определить следующую пару значений давление влаги – равновесная влажность. Причем теоретических пределов определения ОГХ здесь не существует: мы создаем давление, а не разрежение. Практическим пределом будет являться водонасыщенность, или тонкопористость, пластины, так как прибор будет работать только в том случае, если пластина будет проводить воду, но не проводить поток воздуха. А это достижимо при очень тонких порах в применяемых пластинах. Однако диапазон определений в таких устройствах значительно шире, чем в капилляриметрах. Но они и сложнее, и значительно более «медлительны» за счет очень тонких и медленно проводящих пор в пластине.

И наконец, адсорбционная часть ОГХ. Эту часть, как правило, получают методом равновесия над растворами солей. Этот метод мы уже обсуждали в части VI «Давление (потенциал) почвенной влаги». При его использовании устанавливается равновесие между относительными давлениями паров воды (p/p_0) над различными растворами солей и воды в почве. Это указывает на достижение в почве соответствующего установленному p/p_0 давления влаги. Но полного (!) давления влаги. Мы же указывали, что ОГХ – это зависимость между капиллярно-сорбционным (матричным) давлением и влажностью. Можно ли использовать этот метод для получения ОГХ? Оказывается, можно. В этой области давлений влаги, в области суще-

ствования тонких пленок и адсорбированной влаги, различия между полным и матричным потенциалами столь невелики, что в обычных (незасоленных) почвах ими можно пренебречь. Поэтому этот метод – метод гигроскопический, или равновесия над растворами солей, – широко используется для получения ОГХ в адсорбционной области.

В результате для получения ОГХ во всем диапазоне давлений (от 0 до -10^7 см водн. ст.) приходится использовать целый набор методов. Особенно сложна, трудоемка «средняя» область получения ОГХ – между диапазонами работоспособности капилляриметра и гигроскопического метода, когда можно использовать лишь мембранный пресс. Однако в последнее время появился ряд методов «восстановления», или расчета, этой средней части ОГХ. Эти методы используют, как правило, процедуру аппроксимации ОГХ различными функциями, что дает возможность по нескольким точкам в капиллярной области и нескольким – в сорбционной – восстановить весь вид ОГХ.

Таким образом, основные трудности экспериментального получения ОГХ следующие: (1) ограниченная область получения тензиометрических данных по сопряженным величинам «влажность-давление» *in situ*, в полевых условиях (область pF от 1 до 2.7–2.8); (2) возможные погрешности в измерении влажности; (3) трудности в отборе и использовании ненарушенных образцов в лабораторных исследованиях; (4) медленная скорость установления равновесия при низких капиллярно-сорбционных давлениях и др. В связи с указанными трудностями нередко поднимался вопрос о том, есть ли возможность определить ОГХ на основании других, как иногда указывают, фундаментальных свойств почв. В частности, таких как, гранулометрический состав, минералогический состав, плотность и др. Такая задача нередко возникает, когда нам необходимо знать ОГХ для больших территорий с разными почвами. Подобная возможность имеет как теоретические, так и практические обоснования. Теоретические – то, что в физике почв, как уже неоднократно указывали, все свойства и процессы взаимосвязаны; их обоснование лежит в единстве и взаимосвязи почвенных процессов и физико-химических свойств почв как дисперсных тел. Практическое – такие фундаментальные свойства, как гранулометрия, микроагрегатный состав, плотность почв, содержание органического вещества, являются к настоящему времени легко (в сравнении с определением ОГХ, конечно) определяемыми. По ним накоплен большой фактический материал. Вот и были осуществлены попытки рассчитать, восстановить ОГХ из известных свойств почв.

6. Педотрансферные функции

Потребность в получении многочисленных зависимостей «капиллярно-сорбционное давление влаги – влажность» (ОГХ) возникла в связи с тем, что ОГХ является основой экспериментального обеспечения разнообразных почвенных моделей. Так, ОГХ необходима для прогнозных моделей засоления/рассоления, мелиоративных прогнозов, в разнообразных системах управления и поддержки решений в экологии, сельском хозяйстве, гидрологии и проч. Причем учитывая уникальность ОГХ для каждого почвенного горизонта, для расчетов и прогнозов переноса веществ в ландшафте требуются уже сотни, а иногда и тысячи экспериментальных значений этой функции. Учитывая сложность и дороговизну определения ОГХ, такого рода экспериментальный материал получить бывает просто невозможно, а в большинстве случаев – экономически нецелесообразно. Поэтому и возникла идея использовать взаимосвязи ОГХ с фундаментальными свойствами почв. Можно попытаться использовать те самые зависимости формы и положения ОГХ, которые были разобраны нами на рис. VII.3–VII.7. И в результате возникло предложение восстанавливать ОГХ из доступной информации, из данных по гранулометрическому составу, плотности, содержанию органического вещества, емкости обмена (что отражает минералогический состав) и другим свойствам. Восстановление ОГХ заключается в получении конкретных пар значений «pF-влажность» по традиционным свойствам почв. Для такого рода восстановления и были предложены педотрансферные функции. Физики почв любят говорить: «Педотрансферные функции превращают данные, которые у нас есть, в данные, которые нам нужны!»

> **Педотрансферными функциями** в современном почвоведении называют зависимости, позволяющие восстанавливать основные гидрофизические функции почв – прежде всего основную гидрофизическую характеристику (ОГХ) – по традиционным, известным из материалов Почвенных служб или традиционно определяемым базовым свойствам почв.

Существует несколько подходов определения педотрансферных функций:

расчет ОГХ на основании рассмотрения капилляриметрических моделей почвы;

регрессионные уравнения, связывающие равновесные значения «давление–влажность» с помощью основных физических свойств;

регрессионные уравнения, связывающие параметры аппроксимации ОГХ с традиционными физическими свойствами.

Первый метод, как правило, основан на представлении о капиллярном строении порового пространства как образующегося между почвенными частицами, радиусы которых известны из данных по гранулометрическому составу. Форма и размеры частиц диктуют способ упаковки, а для каждого способа упаковки существует своя геометрическая модель порового пространства. В конечном итоге можно для каждого типа упаковки определить распределение диаметров капилляров, а диаметр напрямую связан с капиллярно-сорбционным давлением. Этот путь получения ОГХ на основании только гранулометрического состава почвы и геометрических представлений об упаковке частиц, к сожалению, не всегда дает хорошие результаты по вполне понятным причинам: простые геометрические представления об упаковке частиц далеко не всегда применимы к почве с ее особенностями порового пространства, образованного агрегатами различного порядка, биопорами, трещинами и другими специфическими почвенными образованиями.

Второй подход наиболее распространен в современных исследованиях. На ОГХ выделяют несколько характерных точек. Как правило, это давление влаги, равное –15000 см водн. ст., или pF=4.18, которое связывают с влажностью завядания; это давление влаги –330 см водн. ст. (pF=2.52), которое, как считают многие исследователи, соответствует наименьшей влагоемкости. Исходят из предположения, что влажность при указанных давлениях будет определяться гранулометрическим составом, содержанием органического вещества, плотностью почвы, емкостью катионного обмена (ЕКО) и минералогическим составом (выраженным нередко в виде отношения ЕКО/содержание физической глины). И находят по многочисленным экспериментальным данным зависимости влажности при конкретном давлении от указанных свойств почв. Для получения такого рода зависимостей требуется большой фактический материал, который накапливают в специализированных банках данных. Вполне понятно, что создание и наполнение таких банков – дело особой важности, которым заняты почвоведы во многих странах мира.

Итак, используя многочисленные экспериментальные данные гранулометрического состава и ОГХ, методом наименьших квадратов находят эмпирические коэффициенты $b1$, $b2$, $b3$, $b4$, и т.д. множественной регрессии, например такого вида:

$$\theta_i = b1_i + b2_i\omega_{\text{песок}} + b3_i\omega_{\text{пыль}} + b4_i\omega_{\text{ил}} + b5_i\omega_C + b6_i\rho_b + b7_i EKO + b8_i\left(\frac{EKO}{\omega_{\text{физ.глина}}}\right),$$

где i относится к одной из равновесных точек pF–θ на ОГХ, а ω – доля соответствующей фракции в гранулометрическом составе почвы по международной классификации, ω_C – содержание органического вещества, ρ_b – плотность почвы, ЕКО – емкость катионного обмена.

При нахождении педотрансферных функций по этому способу следует иметь в виду некоторые необходимые правила:

1. Необходим большой массив данных по ОГХ и по физическим свойствам почв. Чем этот массив больше, тем достовернее получается педотрансферная функция определения ОГХ. Большие массивы данных по физическим свойствам необходимо накапливать, создавая специализированные банки данных. Это одна из насущных задач мировой физики почв.

2. Наиболее надежные педотрансфункции получаются, если исходные данные систематизированы для конкретного района, почвенного типа (подтипа, рода, который в основном определяет гранулометрический состав), горизонта, структуры и текстуры (группировка по гранулометрическому составу). Этот принцип носит название «предварительной группировки», соблюдение которого необходимо.

3. При таком подходе удается достичь величины средней квадратической ошибки определения влажности до 0.07–0.02 см^3/см^3 при давлениях влаги –330…–15000 см водн. ст. Это достаточно высокая точность определения влажности для многих практических задач.

И, наконец, о третьем подходе к получению педотрансферных функций. Он также включает расчет регрессионных уравнений, но связывающих параметры аппроксимации ОГХ с традиционными физическими свойствами. Этот подход основан на том, что ОГХ удается описать плавной функцией, т.е. аппроксимировать математическим уравнением. Если выбран вид функции для аппроксимации, то в этой функции всегда есть некоторые параметры – коэффициенты, степени или свободные члены выбранной функции. Так, для ОГХ одного почвенного образца эти параметры получают при аппроксимации конкретное числовое значение. Если возьмем ОГХ для другого почвенного образца, то после аппроксимации той же самой функцией возникнут несколько иные числовые значения параметров.

Следовательно, параметры – это числовые значения, определяющие положение и форму кривой ОГХ. Вот их-то и следует определять из традиционных почвенных свойств с помощью, например, уже упомянутой процедуры регрессионного анализа. В этом случае педотрансферные функции представляют собой зависимости параметров аппроксимации от набора почвенных свойств. В итоге для определения конкретной ОГХ для конкретной почвы (образца) надо отобрать известные для этой почвы значения свойств и, используя педотрансферную функцию, рассчитать параметры для данной конкретной ОГХ. Тем самым мы восстановим ОГХ по физическим свойствам для конкретного почвенного объекта.

Например, одной из наиболее употребительных функций для описания ОГХ является функция, которую предложил американский исследователь ван Генухтен. Она выглядит следующим образом:

$$S_e = \frac{\theta - \theta_{\min}}{\theta_{\max} - \theta_{\min}};\ \ S_e = \left(\frac{1}{1 + (\alpha P_{\text{к-с}})^n} \right)^m;\ \ m = 1 - \frac{1}{n},$$

где θ_{max}, θ_{min}, – объемные влажности: максимальная (близка к водовместимости или порозности) и минимальная, которая соответствует влажности точки перегиба в сорбционной области (близка к влажности почвы при относительных давлениях паров воды 0.8–0.9, pF 5.49 – 5.165), α и n – параметры аппроксимации. Этим параметрам нередко приписывают и физический смысл: α – это величина, обратная капиллярно-сорбционному давлению, приближающемуся к давлению входа воздуха, n – крутизна кривой; близка по физической сути дифференциальной влагоемкости. Поэтому можно ожидать, что приведенные на рис. VII.3–VII.7 воздействия различных факторов (плотность, содержание органического вещества, гранулометрический состав и др.) будут оказывать соответствующее воздействие на указанные параметры в формуле ван Генухтена. Если проанализировать приведенные на рис.VII.3 зависимости, то можно предположить, что увеличение физического песка (облегчение по гранулометрическому составу) будет приводить к росту n и α, снижению θ_{max}, θ_{min}; а увеличение плотности почвы также должно привести к росту n, снижению α и θ_{max}, но, возможно, увеличит θ_{min}. Подобным образом можно проанализировать воздействия других факторов и получить непосредственные выражения для указанных параметров (n, α и θ_{max}, θ_{min}) от фундаментальных свойств почвы. Более подробные сведения об использовании данного подхода можно найти в «Полевых и лабораторных методах исследования физических свойств и режимов почв», 2001.

Таким образом, используя один из основных принципов физики почв о взаимосвязи фундаментальных свойств, явлений и процессов в почвах, удается достаточно надежно определять такую сложную, но чрезвычайно важную почвенную функцию – основную гидрофизическую характеристику по педотрансферным функциям. При этом наилучшие результаты получаются, если знать заранее тип почвы или класс по гранулометрическому составу и использовать для восстановления определенные точки на ОГХ – почвенно-гидрологические константы, положение которых определяется теорией А.Д.Воронина. Однако при использовании любых подходов по восстановлению ОГХ из традиционных почвенно-физических свойств следует помнить, что точность, устойчивость определения педотрансферных функций может быть достигнута лишь при использовании большого фактического материала, сгруппированного по генетическим особенностям почв, горизонтов, материнских пород и пр.

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

1. Основная гидрофизическая характеристика (ОГХ) – зависимость между капиллярно-сорбционным давлением влаги и влажностью. Физические образы (модели), формирующие форму и положение этой кривой, – это (1) капиллярная модель; (2) понятие о расклинивающем давлении, в основе которого лежит представление о диффузном слое сорбированных ионов; (3) молекулярная модель формирования давления влаги под действием сил различной природы. В основном же это сорбционные силы, связанные с поверхностями раздела твердая фаза –почвенный раствор–почвенный воздух. Эти модели-образы дополняют друг друга в различных областях ОГХ, создавая единую характеристику почвы.
2. ОГХ – одна из важнейших зависимостей для почв. Она используется для (1) сравнительной оценки изменения физического состояния почв, так как изменяется в зависимости от гранулометрического, минералогического, агрегатного составов, плотности почвы, минерализации и состава солей, количества и качества органического вещества; (2) оценки распределения объемов пор по их диаметрам, которая основана на капиллярной модели почвенных пор и на уравнении Жюрена; (3) оценки почвенно-гидрологических констант, которые связаны определенными уравнениями с соответствующими давлениями влаги. Для этой процедуры предпочтительнее метод «секущих» Воронина. Дифференциальный вид ОГХ – изменение влажнос-

ти почвы при изменении давления (потенциала) влаги представляет собой по существу кривую распределения пор по размерам и носит название дифференциальной (удельной) влагоемкости $C(\theta, P_{к\text{-}с}) = \frac{d\theta}{dP_{к\text{-}с}}$.

3. Зависимость между капиллярно-сорбционным давлением и влажностью (ОГХ) неоднозначна вследствие явления гистерезиса: ОГХ, полученная при иссушении образца, имеет более высокую влажность при одном и том же давлении влаги, чем ОГХ, полученная при увлажнении образца.
4. Для экспериментального определения ОГХ во всей области давлений влаги приходится использовать несколько групп методов: капилляриметрический и тензиометрический для давлений (в единицах pF) от 0 до 2.9, метод мембранного пресса – от 0 до 4–5 и метод сорбционного равновесия (гигроскопический метод) – от 4.2 до 6.5. В ряде случаев достаточно использовать капилляриметрический и гигроскопический методы при последующем расчете или аппроксимации «средней» части ОГХ (pF от 2.9 до 4.2).
5. Педотрансферными функциями в современном почвоведении называют зависимости, позволяющие восстанавливать основные физические функции почв, прежде всего ОГХ, по традиционным, известным или легко определяемым свойствам почв. Наилучшие результаты восстановления ОГХ по фундаментальным физическим свойствам достигаются, если знать заранее тип почвы, класс по гранулометрическому составу и находить по педотрансферным функциям определенные «опорные» точки на ОГХ в виде почвенно-гидрологических констант.

Литература

Воронин А. Д. Структурно-функциональная гидрофизика почв. М.: Изд-во Моск.ун-та, 1984.

Глобус А. М. Экспериментальная гидрофизика почв. Л.: Гидрометеоиздат, 1969.

Глобус А. М. Почвенно-физическое обеспечение агроэкологических математических моделей. Л.: Гидрометеоиздат, 1987.

Полевые и лабораторные методы исследования физических свойств почв / Под ред. Е.В.Шеина. М.: Изд-во Моск.ун-та, 2001.

Судницын И. И. Движение почвенной влаги и влагообеспеченность растений. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979. 253 с.

Часть VIII

ДВИЖЕНИЕ ВОДЫ В ПОЧВЕ

1. Движение воды в насыщенной влагой почве (фильтрация)

Если все поровое пространство заполнено водой, то процесс движения влаги в такой двухфазной (только твердая и жидкая фазы) системе называют *фильтрацией*. При описании этого процесса считают, что по всем порам вода движется с одинаковой скоростью, формируя фильтрационный фронт в насыщенной водой почве. Такие условия в почве бывают нечасто и в основном характерны для движения грунтовых вод, верховодки, для условий весеннего снеготаяния. Именно фильтрация воды в почве является основой для понимания процессов движения воды в почве. Законом, описывающим движение в насыщенной почве, является закон Дарси.

1.1. Закон Дарси

Французский инженер Анри Филип Гаспар Дарси (1803–1858 гг.), изучая движение воды в наполненных песком, суглинком и другими материалами колонках, обосновал закон, который носит его имя (см. *«К вопросу о…»*). Он проводил опыты по следующей схеме (рис. VIII.1).

Из этой схемы видно, что почвенная колонка, имеющая длину l и площадь поперечного сечения S, проводит воду с некоторой скоростью, характеризуемой потоком влаги q_w. Этот поток равен количеству воды Q, прошедшему через сечение почвы S в единицу времени t: $q_w = Q/St$. Он будет иметь размерность [см/сут, или м/сут], т.е. [длина/время], так как величина Q имеет размерность объема, S – площади, их отношение – размерность длины. Эта размерность потока влаги физически представляет столб воды, выраженный в см (или в мм, или в м) водного слоя, который проходит через почву за единицу времени. Поэтому все потоки воды в почве

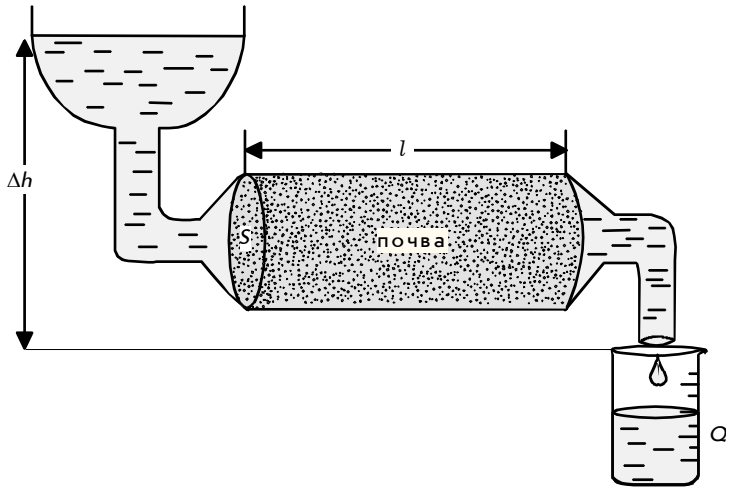


Рис. VIII.1. Схема устройства для изучения фильтрации воды в почве

имеют эту размерность, представляющую величину слоя воды в единицу времени. Анри Дарси, измеряя расходы воды, параметры почвенных образцов, а также высоту перепада воды в подающем и приемном сосудах ($h_1 - h_2 = \Delta h$), впервые заметил, что при фильтрации воды соблюдается следующее соотношение:

$$q_w = K_ф \frac{\Delta h}{l},$$

где $K_ф$ – коэффициент фильтрации, а отношение $\Delta h/l$ называется *гидравлическим градиентом*, т.е. отношением гидравлического напора Δh к длине колонки. Фактически гидравлический градиент – это потеря напора воды на единицу длины фильтрующей колонки.

Очень важно отметить, что $K_ф$ имеет ту же размерность, что и поток влаги, т.е.см/сут, м/сут и т.д., но лишь в том случае, если гидравлический градиент является величиной безразмерной, т.е. когда и перепад, и длина колонки выражены в одних и тех же размерностях длины. Важно также, что коэффициент фильтрации равен потоку влаги при единичном градиенте. Поэтому нередко $K_ф$ называют скоростью фильтрации на единицу градиента. Кроме того (что тоже очень важно!), $K_ф$ является постоянной и характеристичной для данного почвенного объекта величиной. Он относится к фундаментальным, базовым почвенным свойствам. Классифицируют обычно эту величину следующим образом (табл.VIII.1):

Таблица VIII. 1

Классификационные градации коэффициента фильтрации почв
(по Ф.Р.Зайдельману, 1985)

Класс коэффициента фильтрации	Наименование	Значение (см/сут)
I	Исключительно низкий (водоупор)	<1
II	Очень низкий (для почвенных горизонтов – водоупорный)	1–6
III	Низкий	6–15
IV	Средний	15–40
V	Высокий	40–100
VI	Очень высокий	100–250
VII	Исключительно высокий	>250

Приведенные в табл. VIII.1 градации коэффициента фильтрации – ориентировочные, в основном применимы для суглинистых почв. Песчаные почвы имеют обычно очень высокий коэффициент фильтрации > 550 см/сут. И если в этих почвах $K_ф$ будет составлять по этой классификации высокие значения (40–100 см/сут), то следует говорить о невысоких для песчаных почв коэффициентах фильтрации. В связи с этим ниже приведена добавочная таблица для различных по гранулометрическому составу почвенных объектов (табл. VIII.2).

Таблица VIII.2

Диапазоны средних значений коэффициента фильтрации для различных по гранулометрическому составу почв

Почвенные объекты	Диапазон $K_ф$, см/сут
Песчаные почвы	300–800
Суглинистые	20–100
Глины	1–50

И в этом случае следует сделать несколько уточняющих дополнений. Во-первых, даже глинистая почва может иметь коэффициент фильтрации более 60 см/сут, так как она может быть хорошо оструктуренной, и эта структура – водоустойчивой. Например, такие величины встречаются в черноземах на глинах, на карбонатных материнских породах, в ферраллитных почвах. Или напротив, песчаные почвы могут иметь очень низкий $K_ф$, до нескольких десятков или даже единиц см/сут. Это случается тогда, когда песчаные почвы слоисты, имеют прослойки более плотного (ожелезненного) песка или отличающиеся по гранулометрическому составу.

«К вопросу о…»

Анри Дарси (1803–1858)

Анри Филип Гаспар Дарси известен всем физикам почв, гидрологам, как автор основного закона движения влаги в насыщенной почве. Началом этого открытия можно считать 1833 г., когда муниципалитет г. Дижона обратился к молодому инженеру-гидрологу с предложением создать проект очистки городских вод. Проблема действительно была острой и насущной: уже в те годы Дижон был одним из центров производства горчицы (дижонская горчица известна во всем мире до сих пор! Она обязательный компонент «высокой» французской кухни), кожевенного производства. Все водные источники, каналы, подземные воды этого города были чрезвычайно загрязнены. Необходимо было как-то обустроить очистные сооружения, создать фильтры. И муниципалитет Дижона выделил 55 тысяч франков для строительства очистных сооружений – сумма по тем временам весьма и весьма солидная. Анри Дарси с неистовством принялся за порученную работу, проводя и лабораторные фильтрационные эксперименты с различными почвенно-песчаными смесями для очистки вод, и создавая проект, и непосредственно в нем участвуя. Его энергия, воля, научная страсть привели к созданию первой в Европе системы городских очистных сооружений с различными фильтрационными засыпками, расчет которых он производил на основе открытой им зависимости фильтрационного потока от градиента гидравлического напора. Впоследствии именно Дижон стал эталоном для всей Европы (и не только!) создания очистных сооружений, красивых фонтанных ансамблей, чистых источников. В 1856 г. Дарси опубликовал свои научные результаты по фильтрации различных природных сред, используемых для очистки городских вод. Эти достижения обессмертили его имя, и благодарные дижонцы назвали его именем центральную площадь и городские скверы, а также кинотеатр, остановку автобуса, аптеку, автостраду. На его могиле они выгравировали слова: «Он задумал этот проект, сделал необходимые исследования, произвел все работы, благодаря которым в Дижоне появилась в достатке чистая городская вода. Бесконечная благодарность его таланту и самоотверженности от его родного города». Может ли истинный исследователь желать большего?!

В самом общем случае следует считать, что если почвенный горизонт имеет коэффициент фильтрации ≤ 6 см/сут, то этот почвенный горизонт можно рассматривать как водоупорный, практически непроницаемый для воды (табл.VIII.1) вне зависимости от его гранулометрического состава и других свойств.

Важно также отметить, коэффициент фильтрации – это свойство не только почвы, но и протекающей в почве жидкости, так как закон Дарси применим не только к воде, но и к другим жидкостям.

И в этом случае поток этой жидкости (q_l) будет определяться коэффициентом фильтрации жидкости (K_l), плотностью (ρ_l) и вязкостью (η_l) этой жидкости:

$$q_l = K_l \frac{\rho_l g}{\eta_l} \frac{\Delta h_l}{l}.$$

Фильтрация – движение жидкости в насыщенной этой жидкостью почве (двухфазной системе: твердая и жидкая фазы). В отсутствие специальных указаний фильтрация – это движение воды в насыщенной влагой почве.

Закон Дарси: поток влаги (q_w) в насыщенной почве пропорционален коэффициенту фильтрации ($K_ф$) и градиенту гидравлического напора $\left(\frac{\Delta h}{l}\right)$ $q_w = K_ф \frac{\Delta h}{l}$, где гидравлический напор (Δh) и длина колонки (l) имеют одинаковые размерности длины; размерности $K_ф$ и q_w также одинаковы – [длина/время], например м/сут, см/сут.

Коэффициент фильтрации ($K_ф$) – это способность почвы проводить насыщенный поток влаги под действием градиента гидравлического давления. Обычно при градиенте давления, близком к единице.

Мы рассмотрели форму записи уравнения Дарси на основе тех экспериментов, которые проводил сам автор этого закона. В самом общем виде закон Дарси имеет следующую запись:

$$q_w = -K_ф \frac{dh}{dz},$$

где dz – расстояние, на котором происходит изменение гидравлического давления, равного dh. Это расстояние может быть как в горизонтальном направлении (как в рассматриваемом случае с горизонтальной колонкой, когда оно равно l по оси x), так и любом другом (z – по вертикали или y – по другой горизонтали). Подчеркивая, что закон Дарси справедлив и для трехмерного переноса воды, записывают

$$q_w = -K_ф \nabla H,$$

где ∇H – градиент гидравлического напора в трехмерном пространстве. Отметим, что произведение $K_ф \nabla H$ является произведением скалярной величины $K_ф$ на векторную ∇H, и в этом случае поток q_w тоже вектор, направление которого определяется векторной величиной.

А вот знак «минус» в вышеприведенном уравнении Дарси – феноменологический. Это означает, что в самом общем случае градиент движущей силы имеет направление от меньшего к большему, а поток движется от большего значения напора к меньшему, т.е. не совпадает с направлением градиента. Отсюда и минус в уравнении. Кроме того, в физике почв при рассмотрении движения по вертикали поток приобретает знак в зависимости от своего направления. Если он направлен вниз – отрицательный, вверх – положительный. Так как фильтрация осуществляется под действием градиента гидравлического давления, всегда движущего воду вниз, то получается, что поток должен иметь отрицательное значение. При решении фильтрационных задач по вертикальному переносу воды чаще всего не придерживаются этой строгости, а вычитают из большего значения напора меньшее, а знак в общей записи не учитывают. Так мы и будем делать при рассмотрении фильтрационных задач.

1.2. Виды фильтрации и фильтрационных задач

Обычно фильтрация воды в почве происходит в вертикальном направлении, с поверхности почвы в глубинные слои. Нередко так проводят и определение коэффициента фильтрации, используя вертикально расположенный почвенный монолит, на поверхности которого постоянно поддерживают определенный слой воды, а регистрируют количество вытекающей воды во времени с нижней границы фильтрующего монолита. На рис.VIII.2 этот монолит имеет длину l, а слой воды на его поверхности равен h_1. В такой постановке опыта гидравлический градиент будет равен $(h_1 + l)/l$, а поток воды

$$q_w = K_ф \frac{h_1 + l}{l}.$$

В этом случае градиент не равен единице, хотя отличается от нее не намного, что допустимо для экспериментальных определений. Кроме того, отметим, что в такой постановке эксперимента линии тока воды расположены параллельно друг другу. Представленный случай – один из многочисленных, это безнапорная линейная установившаяся ламинарная фильтрация. В реальных же условиях могут встречаться различные виды фильтрации:

- безнапорная (при гидравлическом градиенте, близком к 1) и напорная (градиент значительно превышает 1);

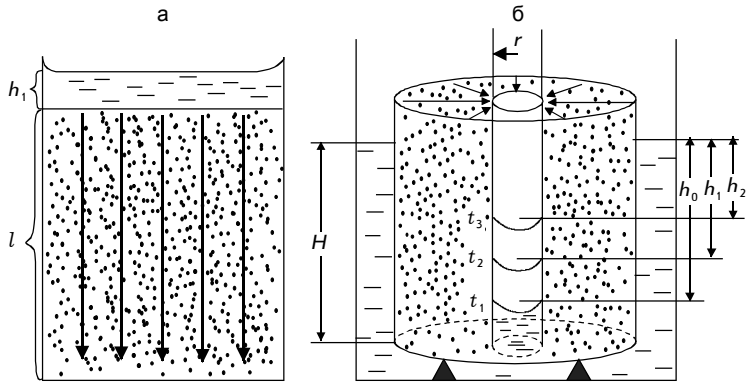


Рис.VIII.2. Линейная (плановая) фильтрация воды в вертикально расположенном почвенном монолите (а) и радиальная (осесимметричная) фильтрация к центрально расположенной скважине (б)

- радиальная (осесимметричная) и линейная (плановая), различающиеся по направлению линий тока воды в почве;
- установившаяся (стационарная) и неустановившаяся (нестационарная), отличающиеся по динамике потока влаги во времени;
- ламинарная и турбулентная, отличающиеся по наличию вихревых явлений в потоке движущейся воды.

Рассмотрим последовательно указанные виды фильтрации.

Безнапорная и напорная фильтрации. Безнапорная фильтрация – фильтрационный поток ограничен поверхностью, давление на которую равно (близко) атмосферному. В этом случае фильтрация происходит при гидравлическом градиенте, близком к 1. Это классический случай фильтрации воды, на нем основаны все определения потока воды и $K_ф$. А вот напорная фильтрация происходит при повышенном гидростатическом или газовом давлении. Этот вид фильтрации в почвах встречается редко, он характерен для гидрогеологических и инженерно-гидротехнических задач (фильтрация воды под плотинами и пр.).

Радиальная (осесимметричная) и линейная (плановая) фильтрации. При линейной фильтрации линии тока воды располагаются параллельно друг другу. Этот случай мы и рассматривали (рис.VIII.2, а). Нередко бывает, что линии тока направлены по радиусу и сгущаются к зоне выделения воды. На рис.VIII.2, б изображен цилиндрический монолит, по оси которого расположена скважина-дрена. Дно монолита непроницаемо для воды. Если такой монолит опустить в сосуд с водой, то

вода начнет фильтроваться через стенки цилиндра к его центру, в расположенную по оси скважину. Линии тока воды будут уже радиальные и направлены к оси цилиндра (отсюда и название – осесимметричная фильтрация). В этом случае – и это очень важно! – формула расчета потока воды будет иной, совсем отличной от той, которую мы использовали до сих пор в законе Дарси и свойственной линейной фильтрации. Остановимся подробнее на формулах расчета потока и коэффициента фильтрации при осесимметричных видах фильтрации воды.

Пусть расположенная по оси монолита скважина-дрена имеет радиус r (рис.VIII.2,б). Уровень воды в сосуде H. Вода в скважине, фильтруясь через почву в монолите, постепенно будет заполнять дрену. В каждый момент времени t можно регистрировать уровень воды в расположенной по оси монолита скважине: в начальный момент времени t_0 уровень воды в скважине, измеряемый от верхнего уровня воды в сосуде, составит h_0; под действием этого гидравлического перепада h_0 и движется вода в расположенную по оси скважину. В следующий момент времени t_1 уровень воды в скважине уже будет h_1, в момент времени t_2 – h_2 и т.д. Обозначим высоту воды в скважине в момент времени t через h_t. И в любой момент времени мы можем найти отношение h_0/h_t. Изменение этого отношения во времени и будет основным в определении $K_ф$. Приведем формулу Эркина для расчета $K_ф$ по динамическим данным о h_0/h_t:

$$K_ф = \frac{mr^2}{H+2r} \cdot \frac{\lg \frac{h_0}{h_t}}{t},$$

где H – высота воды в сосуде или предельный напор воды, r – радиус скважины-дрены, m – постоянная, зависящая от радиуса скважины, варьирует от 4 до 2.5, а для дрен с радиусом от 2.5 до 5 см – принимаемая равной 3.5.

Если по динамическим данным о величине уровня воды в скважине-дрене построить график в координатах $\lg h_0/h_t$ от t, то эта зависимость будет близка к линейной, угол наклона которой составит α. Тангенс угла наклона будет характеризовать радиальный поток влаги. Тогда уравнение по расчету коэффициента фильтрации будет выглядеть следующим образом:

$$K_ф = \frac{mr^2}{H+2r} \operatorname{tg}\alpha .$$

Как видно, при радиальном потоке формула расчета коэффициента фильтрации выглядит совсем иным образом, чем при традиционном, линейном потоке. Причем поток воды к дрене представлен в ней в неявном виде, в виде tgα, характеризующего скорость подъема воды в скважине-дрене. Следует подчеркнуть, что закон Дарси как в радиальной, так и в линейной записи выполняется лишь для установившейся, ламинарной, безнапорной (или малонапорной) фильтрации. В иных случаях в специфических природных объектах закон Дарси в полной мере может и не соблюдаться. Могут возникнуть отклонения от закона Дарси.

1.3. Отклонения от закона Дарси

Рассмотрим возможные отклонения, используя графическое изображение закона Дарси. Этот закон можно изобразить в виде графика в осях «поток–гидравлический градиент» («$q_w - \Delta h/l$») как линейную прямопропорциональную зависимость, в которой угол наклона будет характеризовать коэффициент фильтрации (рис. VIII.3, а). Либо в виде тоже линейного графика в осях «коэффициент фильтрации-гидравлический градиент» («$K_ф - \Delta h/l$»), который представляет собой линию, параллельную оси абсцисс, указывающую неизменность величины $K_ф$ от величины напора (рис. VIII.3, б).

Но если не соблюдаются условия ламинарности потока, когда превышено число Рейнольдса (Re >5), поток становится турбулентным, и закон Дарси не применим. Это изображено на рис.VIII.4, а,б. При достижении некоторого гидравлического градиента поток становится турбулентным, линейности зависимости «поток – градиент» уже не соблюдается. Такие случаи могут наблюдаться при фильтрации воды под напором в крупнозернистых песках, галечнике, когда поток воды весьма высок и начинает приобретать турбулентный характер.

Вода же в глинистых грунтах находится под значительным воздействием твердой фазы почвы, имеет даже некоторую кристаллоподобную структуру. Под действием больших градиентов, высоких напряжений сдвига эти структуры могут разрушаться, и вода становится менее вязкой, изменяет скорость своего течения. Это и отражено на рис. VIII.5, а, б, где показано увеличение коэффициента фильтрации при некотором (значительном) повышении градиента гидравлического напора в глинистых грунтах со структурированной водой.

В тяжелых глинистых грунтах, при очень маленьких величинах напора, экспериментально обнаружено, что вода остается не-

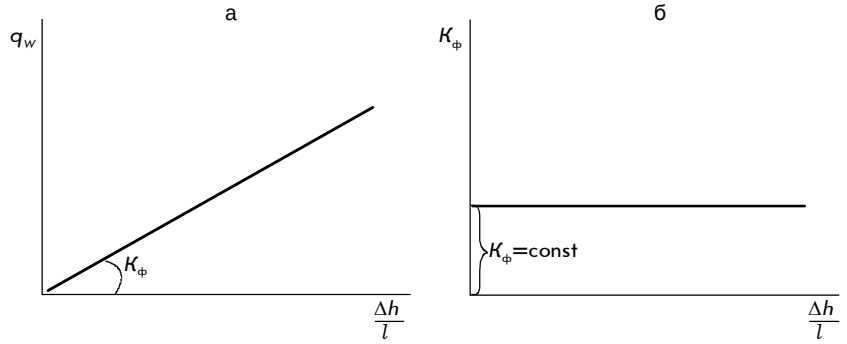


Рис. VIII.3. Графическое представление закона Дарси для стационарной, безнапорной, ламинарной фильтрации

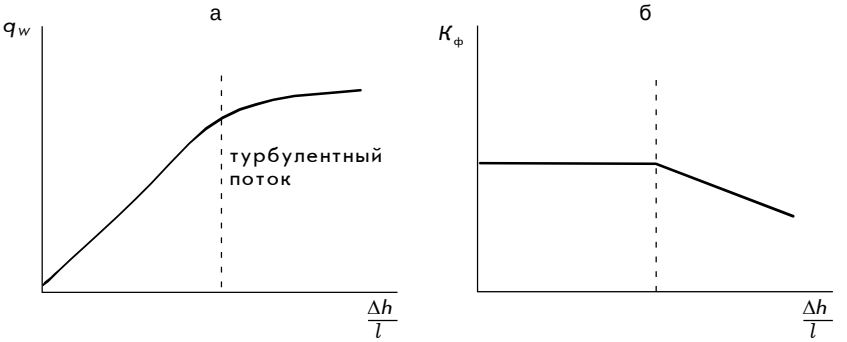


Рис. VIII.4. Графическое представление отклонения от закона Дарси в случае турбулентных потоков воды

подвижной. В этих грунтах, как мы отметили выше, почвенная влага находится под значительным энергетическим воздействием поверхности твердой фазы и приобретает некоторую структуру. Эта структурированная вода может остаться неподвижной и при некоторых (впрочем, весьма малых) градиентах гидравлического давления. При дальнейшем увеличении градиента будет наблюдаться сначала слабое, затем повышающееся и, наконец, стабилизирующееся движение влаги и соответственно постоянный $K_ф$ (рис.VIII. 6, а, б). Начало движения влаги в таких случаях обязано некоторому регистрируемому градиенту напора, который называют «начальным градиентом сдвига». Этот случай также относится к отклонениям от закона Дарси.

И все же надо отметить, что для большинства почвенных объектов, для практически всего набора гидрологических условий закон Дарси оказывается применим в его классическом виде. Несомненно, он является одним из фундаментальных законов почвенной гидрологии.

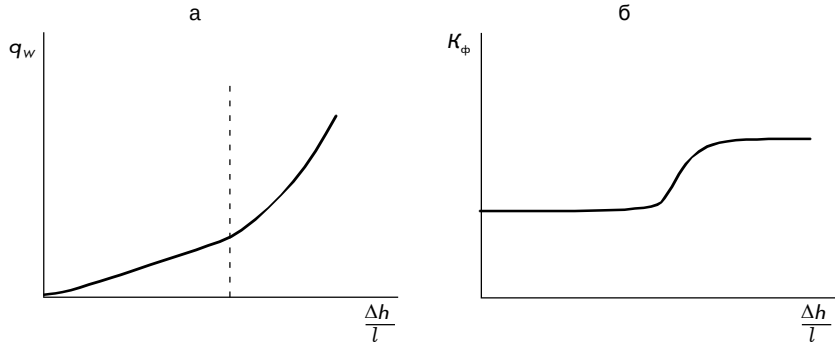


Рис. VIII.5. Графическое представление отклонений от закона Дарси при разрушении водных структур при больших градиентах и напряжениях сдвига

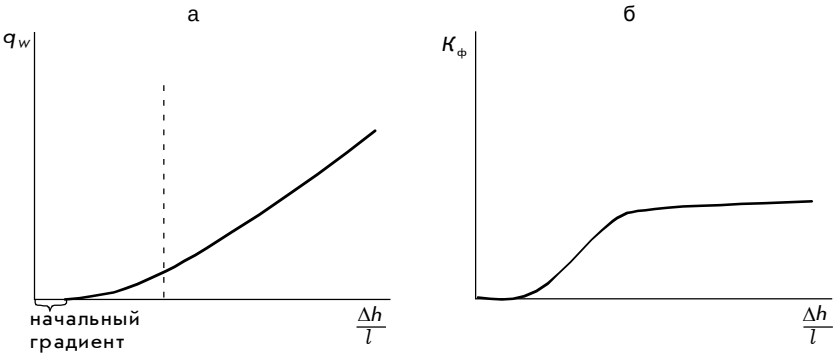


Рис. VIII. 6. Отклонения от закона Дарси: «начальный градиент сдвига» в тяжелых глинистых почвах при малых величинах градиента гидравлического давления

В свою очередь коэффициент фильтрации – фундаментальная гидрологическая характеристика, знание которой необходимо для любых количественных расчетов движения влаги в почве.

2. Водопроницаемость. Впитывание (инфильтрация) воды в почву

Проведем простой эксперимент. На поверхность почвы в естественных условиях установим и слегка углубим невысокий цилиндр, зальем его водой и будем учитывать, какое количество воды впитывается в почву за определенные промежутки времени (рис. VIII.7, а). Сначала вода будет быстро поглощаться почвой, а затем поток воды стабилизируется (рис.VIII 7, б). Начальная стадия быстрого проникновения воды в не насыщенную влагой почву при некото-

ром гидравлическом напоре называется впитыванием, или инфильтрацией. Затем по мере насыщения всего порового пространства почвы водой поток стабилизируется. Наступает стадия движения воды в насыщенной почве – стадия фильтрации. Таким образом, процесс водопроницаемости включает в себя две стадии: впитывание воды в не насыщенную влагой почву и, при заполнении всего порового пространства водой, – фильтрацию. Итак, впитывание – перемещение свободной воды в не насыщенную влагой почву – первая стадия водопроницаемости. Вторая стадия водопроницаемости – движение воды в насыщенной влагой почве – фильтрация. Но в любой момент времени мы можем рассчитать поток влаги в почву как количество воды (Q, см^3), прошедшее в почву в единицу времени (t, мин) через единицу площади экспериментального цилиндра (S, см^2): $q_w = Q/St$ [см/мин]. Для соответствующих стадий этот поток будет равен коэффициенту впитывания ($K_{впит}$) и коэффициенту фильтрации ($K_ф$), так как градиент гидравлического давления близок к единице. Оба они будут иметь ту же размерность, что и поток влаги q_w. Как правило, конечно, $K_{впит}$ заметно больше $K_ф$, что и видно на рис.VIII. 7, б.

Кроме того, при расчете $K_{впит}$ следует указывать, в какой момент времени процесса водопроницаемости он был рассчитан. А вот $K_ф$ является стабильной, отражающей основные свойства почв величиной. Поэтому рекомендуется определять именно эту величину, именно величина $K_ф$ и используется во всевозможных гидрологических расчетах.

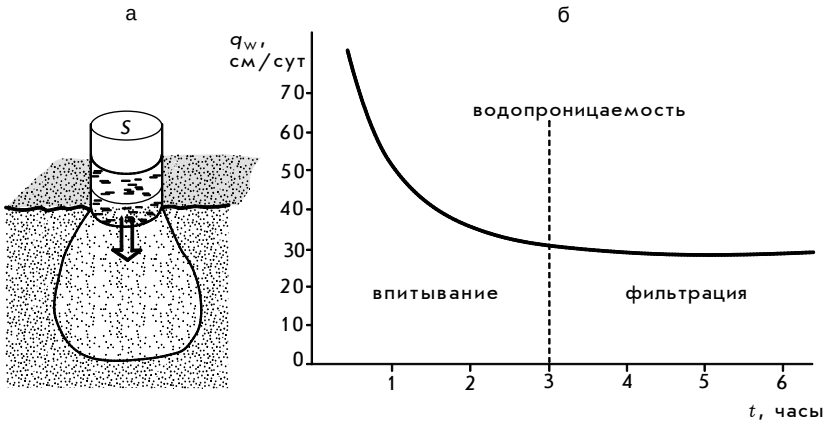


Рис. VIII.7. Цилиндр для определения водопроницаемости почвы (а) и изменение скорости водопроницаемости, отражающее 2 стадии процесса водопроницаемости – впитывание и фильтрацию (б)

Впитывание воды [см/сут, м/сут, мм/час] – это начальная стадия водопроницаемости **(**инфильтрации) почвы, т. е. это поступление влаги в не насыщенную водой почву под влиянием градиентов сорбционных и капиллярных сил и гидравлического напора. Как правило, рассматривают впитывание воды с поверхности почвы. Характеризуют коэффициентом впитывания $K_{впит}$ – аналогом коэффициента фильтрации $K_ф$, указывая, в какое время от начала эксперимента он определен.

Водопроницаемость – процесс поступления воды в почву при определенном напоре, который включает стадию впитывания (инфильтрацию) – проникновение воды в не насыщенную влагой почву и последующую стадию фильтрации – движение воды в насыщенной влагой почве.

Инфильтрация – синоним термина **впитывание.**

По коэффициенту впитывания различные почвы классифицируется следующим образом (табл. VIII.3).

Таблица VIII.3

Классификации Н.А.Качинского по впитыванию (см/сут) для тяжело- и среднесуглинистых почв

Коэффициент впитывания (в 1-й час определения)	
< 70	Неудовлетворительная
70–150	Удовлетворительная
150–250	Хорошая
250–1000	Наилучшая
>1000	Излишне высокая

Различают суммарное (интегральное, кумулятивное) впитывание и скорость впитывания. Первое (Q, см водного слоя) – это кумулятивное количество впитываемой воды от начала эксперимента до определенного времени. Например, за первый час эксперимента количество впитавшейся в почву воды составило 2.5 см, т.е. суммарное впитывание к этому времени достигло 2.5 см водного слоя; к концу второго часа впиталось уже 4 см, т.е. суммарное впитывание достигло 4 см водного слоя, и т.д. А скорость впитывания – это количество воды, проникающее через единицу площади в единицу времени [см/сут, мм/мин и пр.]. Например, скорость впитывания в первый час составила 2.5 см/ч, а во второй – 2.0 см/ч. На рис. VIII.8 представлены графики зависимости суммарного впитывания и скорости впитывания в течение эксперимента по изучению впитывания.

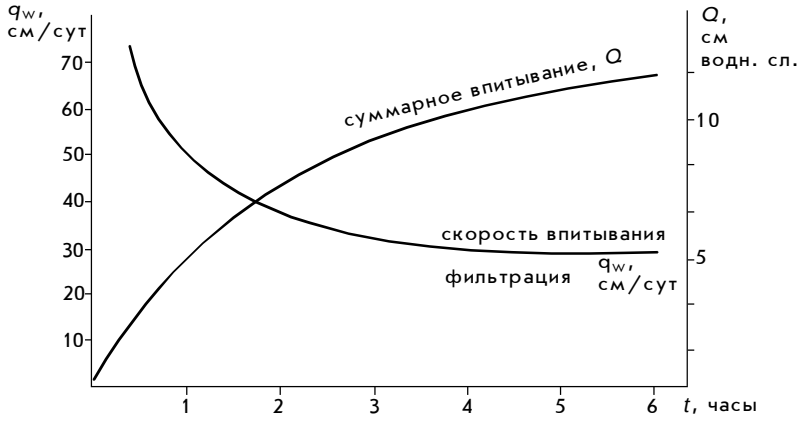


Рис. VIII.8. Изменение суммарного впитывания (Q) и скорости впитывания (q_w) в течение эксперимента

3. Коэффициенты фильтрации и впитывания: экспериментальные определения и расчеты

В лабораторных условиях $K_ф$ и $K_{впит}$ определяют на почвенных колонках или почвенных монолитах с помощью процедур, описанных выше и изображенных на рис.VIII.1 и VIII.2. К лабораторным определениям, даже на образцах ненарушенного сложения, следует относиться с определенной долей осторожности. Все же трудно соблюсти все те условия, которые наблюдаются в поле: проявляются лабораторные эффекты, связанные с преимущественным движением воды около стенок монолита («пристенный эффект»), частичным разрушением структуры пор, с небольшими, а потому и непредставительными для почвы размерами и др. Поэтому, хотя лабораторные эксперименты по определению $K_ф$ важны, удобны, все же определение $K_ф$ в полевых условиях всегда предпочтительнее.

Обычно коэффициент фильтрации определяют с помощью метода малых заливаемых площадей, когда на поверхность почвы устанавливают квадратные и круглые рамы площадью около 2500 (внешняя) и 625 кв.см (внутренняя). Эти две рамы нужны для того, чтобы гарантировать линейный поток, предотвратить боковое растекание воды при фильтрации. Действительно, как видно из рис.VIII.9, вода при проникновении в почву будет растекаться и в стороны от рамы, но только из внешней. Из внутренней рамы поток воды в почве будет линейным.

Именно поэтому внешнюю раму называют *защитной*, а внутреннюю – измерительной или *учетной*. Измеряя расход воды во времени во внутренней раме, поддерживая постоянный напор воды внутри обеих рам, можно рассчитать коэффициент фильтрации для того периода времени, когда поток становится установившимся. На рис. VIII.8 изображена динамика потока воды из рамы во времени в виде динамики скорости впитывания при установке рамы на поверхность почвы при естественной влажности. На этой стадии можно рассчитать коэффициент впитывания – $K_{\text{впит}}$. При дальнейшем проведении эксперимента (обычно примерно через 3–4 часа) при поддержании постоянного напора на поверхности почвы, равного 5 см, поток стабилизируется и начинается стадия фильтрации. Вот в этот период, строго фиксируя количество приливаемой воды (Q, мл) в единицу времени (t, мин), зная площадь учетной внутренней рамы (S, см^2), можно рассчитать и коэффициент фильтрации, учитывая, что градиент гидравлического давления близок к единице: $K_{\text{ф}} = Q/St$, выраженный в см/мин. В дальнейшем его легко можно пересчитать в необходимые единицы [м/сут, см/сут и проч.]. В окончательном виде необходимо внести еще поправку на температуру воды, учитывая, что с изменением температуры вода изменяет свою вязкость. Все значения $K_{\text{ф}}$ поэтому приводятся для температуры 10° по следующей формуле:

$$K_{\text{ф}_{10}} = \frac{K_{\text{ф}_{\text{т}}}}{0.7 + (0.03T)},$$

где $K_{\text{ф}_{\text{т}}}$ – это экспериментально определенный коэффициент фильтрации при температуре воды в эксперименте T, °С; $K_{\text{ф}_{10}}$ – приведенный к температуре 10°С коэффициент фильтрации.

Конечно, поддерживать постоянный уровень воды в рамах довольно хлопотно и неудобно. Поэтому в ряде устройств (например, в фильтрационном приборе Нестерова, в инфильтрометре конструкции Университета Гельф (США) и др.) используют так называемое устройство Мариотта, которое позволяет поддерживать постоянный напор воды на поверхности. Это устройство изображено на рис. VIII.10. Принцип его действия гениально прост: стоит уровню воды в раме опуститься за счет впитывания/фильтрации воды в почву, как пузырек воздуха проникнет в бутыль и из нее вытечет некоторое количество воды в раму. Это количество воды закроет трубку, и интенсивное вытекание воды из бутыли временно прекратится. В бутыли будет постепенно создаваться разрежение, приближающееся к величине гидравлического напора воды в бутыли.

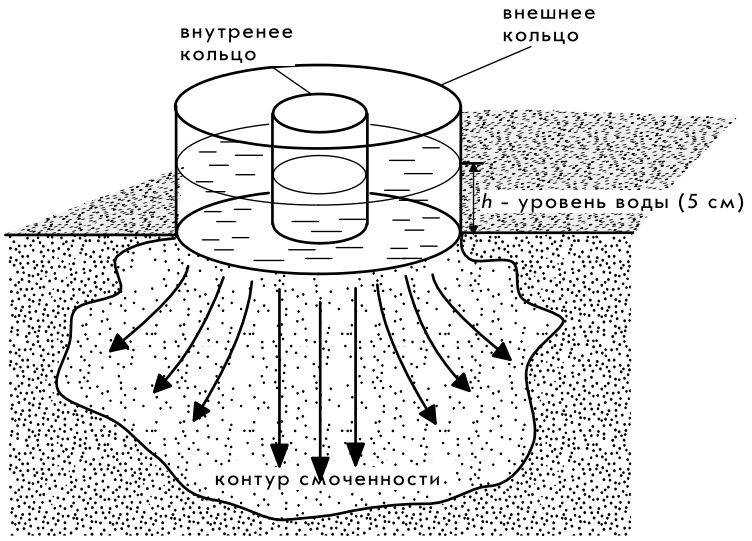


Рис. VIII.9. Определение коэффициента фильтрации методом малых заливаемых площадей (методом рам)

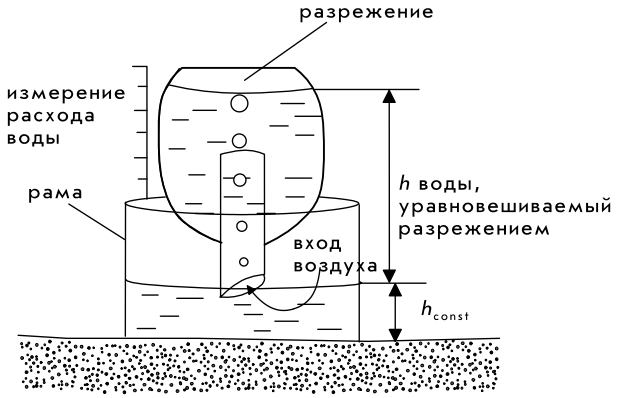


Рис.VIII.10. Мариоттово устройство для поддержания постоянного уровня воды при инфильтрации влаги

Гидравлический напор воды (h) будет скоро уравновешен разрежением в воздушном пространстве бутыли. Поэтому уровень воды в бутыли (h) не будет оказывать никакого влияния на напор воды в раме. Этот напор будет практически постоянным. А вот количество профильтровавшейся воды можно легко измерять по уровню воды в бутыли.

Возможны также полевые определения $K_ф$ при близком залегании водонасыщенной толщи (грунтовые воды, верховодка), когда используются радиальные потоки воды в скважину. Для этого бурят скважину глубиной ниже уровня грунтовых вод, а затем следят за ее заполнением, фиксируя время и высоту воды в скважине. Принципы этого метода также нам известны (рис.VIII.2, б), а расчеты ведут по формуле Эркина.

Из возможных тонкостей экспериментальной процедуры определения $K_ф$ отметим некоторые эффекты, которые могут возникать при определениях:

1) Колебания и другие изменения потока воды на стадии фильтрации. Этот эффект может возникать вследствие того, что фронт движущейся в почве воды достиг иного по фильтрации слоя. Колебания возможны также вследствие растворения защемленного в порах воздуха, либо наоборот, вследствие микробиологической деятельности и увеличения пузырьков выделяемых микроорганизмами газов, возникновения «газовых пробок».

2) Парадоксально низкий поток воды на начальной стадии при впитывании, который затем увеличивается и стабилизируется. Этот эффект связан с очень сухой почвой, на которой были установлены рамы. В начальный период требуется некоторое время, чтобы увлажнить сухую почву, заполнить самые тонкие капилляры, растворить или вытеснить сорбированный на поверхности почвенных частиц воздух.

Возможны и другие эффекты – почва ведь весьма многообразный, специфический природный объект. Некоторые специфические почвенные эффекты при фильтрации рассмотрены в ч. XVIII «Некоторые специальные вопросы физики почв».

Неоднократно осуществлялись попытки рассчитать коэффициент фильтрации из других фундаментальных свойств почв, например из порозности, обосновать педотрансферные функции для расчета фильтрации по порозности. Однако не только общее количество пор, но и еще два их свойства – распределение пор по размерам и извилистость – влияют на фильтрацию. Эти свойства трудно определяемы, что делает проблемным расчет $K_ф$ по физическим свойствам. По-прежнему экспериментальное (предпочтительнее – в полевых условиях) определение остается главным. Это определение учитывает специфику порового пространства естественных почв, строение почвенного профиля и множество других особенностей

почвенного порового пространства. Тем более что коэффициент фильтрации, напомним, – фундаментальное свойство почв, на основании которого производятся разнообразные гидрологические расчеты. Для процесса впитывания (инфильтрации) были осуществлены следующие попытки математически его описать.

Для описания изменения скорости впитывания наиболее часто используют уравнение, предложенное А.П. Костяковым в 1932 г. и носящее его имя:

$$q_w = Bt^{-n},$$

где B и n – эмпирические параметры, свойственные для каждого почвенного объекта. Эти эмпирические параметры будут зависеть не только от почвенного объекта (типа, вида почвы, почвенных горизонтов), но и от влажности почвы перед началом эксперимента – начальной влажности почвы.

Нередко используют и уравнение Филипа (Philip, 1957) для суммарной инфильтрации:

$$Q = S_p t^{1/2} + A_p t,$$

где S_p – коэффициент пропорциональности, который характеризует поглощающую способность почвы и нередко называемый *сорптивностью,* имеющий размерность $\text{см}/\sqrt{\text{сут}}$, t – время [сут] и A_p – также коэффициент пропорциональности, отражающий фильтрационную способность почв и имеющий размерность [см/сут]. Отметим, что в уравнении Филипа первое слагаемое отражает первый этап процесса водопроницаемости – впитывание, а второе – уже фильтрацию, когда первое стремится к нулю. Таким образом, это уравнение описывает постадийный процесс водопроницаемости, учитывая доминирование на первом этапе процесса впитывания (инфильтрацию), а на втором – фильтрации.

Таким образом, движение воды в насыщенной почве (фильтрация) описывается уравнением Дарси, процесс водопроницаемости (инфильтрация) – полуэмпирическими уравнениями Костякова и Филипа. Но почва весьма редко находится в состоянии водонасыщения, не часты для нее и периоды инфильтрации. Основные процессы переноса влаги происходят в не насыщенной влагой почве, когда представлены все три фазы почвы, а движущей силой переноса воды является давление влаги в почве.

4. Движение воды в не насыщенной влагой почве

4.1. Функция влагопроводности (коэффициент влагопроводности или ненасыщенной гидравлической проводимости)

Закон Дарси используется для процесса фильтрации, когда движение осуществлялось по полностью заполненному водой поровому пространству. Если же лишь часть порового пространства проводит воду, а часть «опустошилась» и содержит газообразную фазу, пользоваться коэффициентом фильтрации уже нельзя. Следует использовать другое понятие водопроводимости почвы – *коэффициент влагопроводности* (или ненасыщенную гидравлическую проводимость). Коэффициент влагопроводности хотя и имеет те же размерности, что и коэффициент фильтрации [см/сут, м/сут, мм/мин и пр.] и тоже характеризует способность почвы проводить поток влаги, не является величиной постоянной для данного почвенного объекта, а изменяется с изменением давления почвенной влаги. Прежде всего с изменением капиллярно-сорбционной его составляющей ($P_{к\text{-}с}$). Поясним это положение на следующей схеме (рис.VIII.11). Используем опять-таки капиллярную модель почвы. Почва состоит из капилляров различного диаметра. В случае фильтрации влаги все капилляры заполнены и проводят воду (рис. VIII.11, а). Однако при некотором иссушении почвы в самые крупные капилляры уже входит воздух, и они не принимают участия в процессе движения воды (рис. VIII.11, б). Как говорят, снижается площадь водопроводящих путей, уменьшается способность почвы проводить поток влаги: проводимость становится заметно ниже, чем при фильтрации воды. Если почва продолжает иссушаться и давление влаги еще больше снижается, то «опустошаются» и другие капилляры, вода остается только в самых тонких (рис. VIII.11, в). Только они способны проводить воду, и проводимость соответственно еще больше уменьшается.

Так как влагопроводность почвы уменьшается по мере снижения матричного давления влаги, то следует говорить уже о функции – функции влагопроводности.

> **Функция влагопроводности** – это зависимость коэффициента влагопроводности (ненасыщенной гидравлической проводимости, $K_{вл}$) от капиллярно-сорбционного ($P_{к\text{-}с}$) давления почвенной влаги или от влажности почвы (θ): $K_{вл} = f(P_{к\text{-}с}, \theta)$. Нередко обозначают $K_{вл}(P_{к\text{-}с})$ или $K_{вл}(\theta)$.

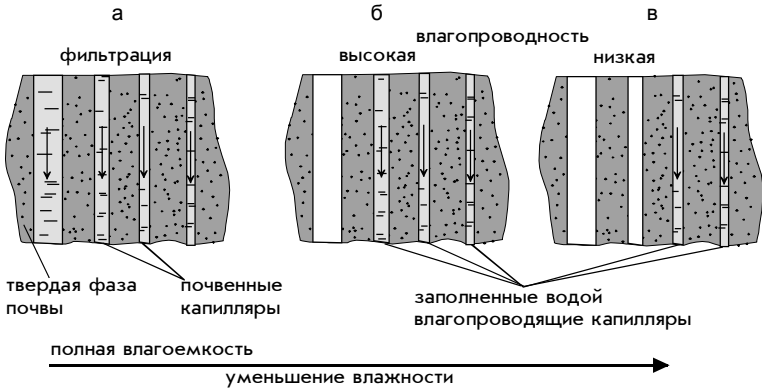


Рис. VIII.11. Влагопроводность почвы в насыщенном состоянии (фильтрация – а), и при понижении влажности (капиллярно-сорбционного давления влаги) и соответствующем «опустошении» капилляров (б, в)

Вид функции влагопроводности весьма характерен (рис. VIII.12): способность почвы проводить поток влаги при уменьшении давления уменьшается на порядки. Так, при уменьшении давления от 0 до –1000 см водного столба в суглинистых почвах коэффициент влагопроводности уменьшается на 2–3 порядка, от 50–100 до 0.05–0.1 см/сут. Это совершенно определенно указывает на то, что сухая почва будет проводить воду значительно хуже, чем влажная. Такие явления нередко можно отмечать в почве: при поливах очень высохшей поверхности почвы она некоторое время очень слабо впитывает воду, до тех пор пока не увлажнится ее поверхностный слой и влагопроводность возрастет. Тогда увеличится и впитывание воды. При локальных поливах также возникает ряд эффектов, связанных с различием давлений влаги в пространстве. Если имеются влажные и сухие зоны (зоны с высоким и низким давлением), то влага преимущественно будет двигаться по влажным участкам, а вот сухие (как это ни странно!) будут увлажняться медленно, еще некоторое время оставаясь сухими. Впрочем, что не удивительно – ведь у них значительно ниже влагопроводность, чем у влажных.

Весьма важна точка пересечения кривой функции влагопроводности с осью ординат – это уже знакомая нам величина коэффициента фильтрации. Действительно, давление влаги в этом случае равно нулю, почва насыщена водой и характеризуется коэффициентом фильтрации. Получается, что $K_ф$ – лишь одна точка на кривой функции влагопроводности, однако одна из самых важных, начальная.

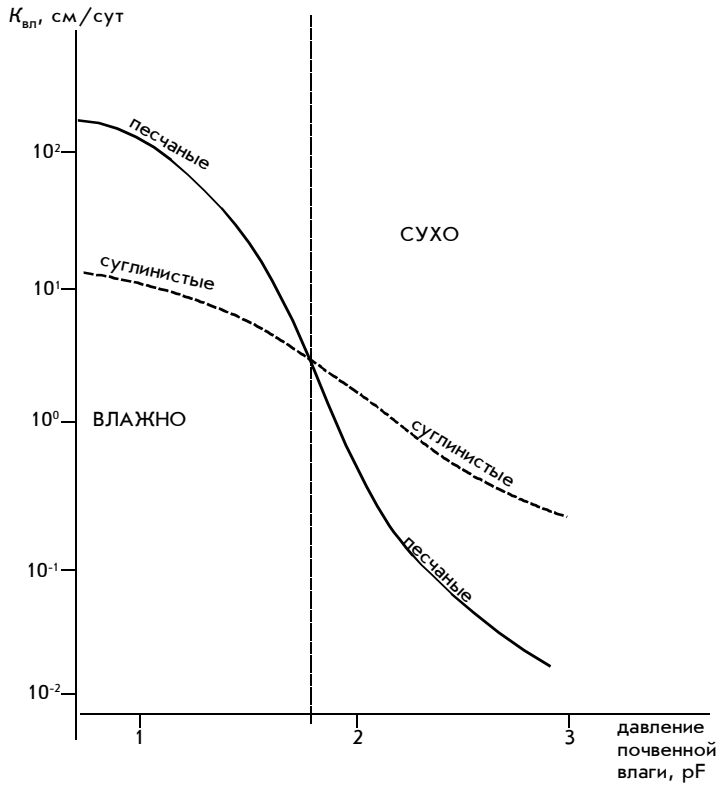


Рис.VIII.12. Функция влагопроводности – зависимость коэффициента влагопроводности ($K_{вл}$) от капиллярно-сорбционного давления влаги (pF)

Характерен и еще один момент при анализе вида функций влагопроводности. Строго говоря, понятие «влагопроводности» применимо лишь к переносу воды в виде жидкости. Парообразный перенос влаги в этом случае обычно не рассматривают. Следует все же учитывать, что при очень низких величинах давления влаги, при давлениях ниже –100000…–200000 см водного столба (pF выше 5–5.3) именно этот вид переноса воды начинает доминировать, и коэффициент влагопроводности начинает вновь увеличиваться. При столь низких давлениях жидкая влага представлена в виде тонких пленок, подвижность в которых весьма мала. А вот свободного пространства для увеличения доли движения воды в виде пара предостаточно. И если имеются условия для его передвижения (прежде всего градиент, определяющий пароперенос), то в этих условиях парообразный перенос воды является доминирующим.

«*К вопросу о…*»

Парадоксы движения воды в ненасыщенных почвах

Профессор Московского университета, известный почвовед-физик, один из основателей применения математических методов в почвоведении Е.А.Дмитриев опубликовал однажды результаты одного очень интересного, просто парадоксального опыта. В стеклянный цилиндр высотой около 60 см и диаметром 40–50 см засыпали мелкий песок. Но предварительно по оси этого цилиндра ставили бумажный рулон. Мелкий песок заполнял все пространство вокруг рулона. И потом внутрь бумажного рулона засыпали крупный песок. Бумажный рулон вынимали. И получалось, что внутри массы мелкого песка образовывался столбик из более крупного песка (рис. а). Естественно, этот столбик обладал более крупными порами и в целом был более пористым, чем окружающая его мелкопесчаная масса. Затем на поверхность цилиндра подавали воду, причем в таком количестве, чтобы она могла проникнуть лишь до половины высоты цилиндра. После того как вода впиталась и часть песка в цилиндре увлажнилась, Евгений Анатольевич переворачивал цилиндр, сдувал сухой песок и внимательно анализировал формы нижней части образовавшейся увлажненной песчаной массы. Мало того, что она была очень неровной, но поразительным было то, что влага в основном передвигалась не по крупному песку в центре цилиндра (как все и предполагали), а по мелкому. То есть вода увлажняла основную массу мелкого песка и очень плохо передвигалась по центральной крупнопесчаной части. Получающийся результат увлажнения можно увидеть на рис.б. Все это тоже было не очень понятно: ведь центральная часть была представлена крупным песком, в нем было больше пор и пор более крупных, именно по ним вода в первую очередь и должна была двигаться. Происходило же все наоборот.

Механизм этого парадокса заключается в особенностях функции влагопроводности крупного и мелкого песка. Приведенные на рис. VIII.12 зависимости для суглинка и песка в целом аналогичны по форме зависимостям для мелкого и крупного песка. Именно формы этих кривых зависимости влагопроводности от давления почвенной влаги и определяли отмеченный почвенный парадокс. Действительно, в процессе движения влаги градиенты давления влаги между увлажненной и сухой частями песчаной толщи и для крупного и для мелкого песка были приблизительно одинаковы. Впитывание влаги определяла именно способность песка проводить поток, т. е. коэффициент влагопроводности. Е.А.Дмитриев использовал сухой песок. Взглянем на рис. VIII.12: в сухой почве (область «сухо») в области высоких значений pF проводимость мелкого (или суглинка) песка выше, чем крупного (на рис. VIII.12 – песок). Для одного и того же давления влаги коэффициент влагопроводности мелкого песка в этой области превышал в несколько раз (а иногда – и на порядки!) влагопроводность крупного песка. А значит, и нисходящий поток влаги в крупном песке был в несколько раз меньше. Получается, что вода более быстро увлажняла мелкий песок, медленно передвигаясь вниз по крупному песку. В результате и возникал отмеченный Е.А.Дмитриевым парадокс: увлажнялся в основном мелкий песок, а по крупному вода практически не передвигалась (рис. VIII.12).

Таким образом, характеристический вид зависимости проводимости от энергетического состояния влаги и явился причиной возникновения такого рода парадоксального эффекта

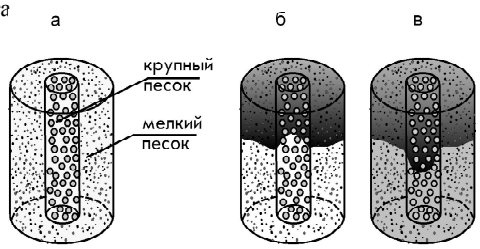


Рис. 1. Цилиндр, заполненный песком различной крупности в опыте проф. Е.А.Дмитриева (а), и контур увлажнения в случае, если пески сухие (б) и в случае предварительно увлажненных песков (в)

Предположим, что в своих опытах профессор Е.А.Дмитриев взял бы не сухой, а предварительно увлажненный песок. В этом случае проводимость крупного песка была выше, чем мелкого, точно так же, как проводимость песка выше, чем суглинка, в условиях, близких к насыщению влагой (рис.VIII.12). И в опытах с влажными песками результирующая картина была бы совсем иной. Основная масса воды двигалась бы по крупному песку в центральной части цилиндра, медленнее насыщая мелкий песок. Предполагаемый результат представлен на рис. 1 в: значительно глубже увлажнена центральная часть с крупным песком. Таким образом, специфический вид зависимости влагопроводности почвы от давления для различных природных объектов нередко приводит к возникновению специфических почвенных эффектов, которые весьма трудно предсказать и объяснить, не зная закономерностей переноса влаги в ненасыщенных почвах.

Функция влагопроводности в значительной мере определяется свойствами почв. Как и в случае с ОГХ, проанализируем изменение вида функции влагопроводности от гранулометрического состава. На рис VIII.12 приведены примеры функций влагопроводности для суглинистых и песчаных почв. Общей закономерностью является то, что функция влагопроводности для тяжелых почв имеет меньший угол наклона, чем для песчаных. В состоянии, близком к насыщению, песчаные почвы проводят влагу значительно быстрее, чем суглинистые, за счет большего количества крупных пор. По мере иссушения эти крупные поры «опустошаются», а вот тонких пор в песчаных почвах значительно меньше, чем в суглинистой. И в этих условиях при пониженном капиллярно-сорбционном давлении влаги уже лучше проводит воду тяжелая почва.

Это очень характерный момент для явлений проводимости в не насыщенных влагой почвах. Он может приводить к появлению ряда эф-

фектов, когда, например, при сильном иссушении крупный песок будет проводить воду значительно хуже, чем мелкий (см. *«К вопросу о…»*: «Парадоксы движения воды в ненасыщенных почвах»).

Вполне понятно, что вид функции влагопроводности будет зависеть не только от гранулометрического состава, но и от других фундаментальных свойств почв. Обычно, как и в случае с ОГХ, мы рассматриваем влияние плотности почвы, состава обменных катионов, растворимых солей. Эти воздействия схематично показаны на рис.VIII.13.

Весьма интересно влияние плотности почвы на влагопроводность (рис.VIII.13, а). При высоких давлениях влаги (малых величинах pF) рыхлая почва проводит влагу лучше, у нее больше крупных пор. Напротив, уплотненная почва лучше проводит влагу при пониженном давлении, у нее большее количество средних и тонких капилляров (при уплотнении крупные капилляры «превратились» в более тонкие). С этим явлением мы сталкиваемся, когда за счет прикатывания поверхности почвы увеличиваем испарение. Или, напротив, за счет рыхления поверхностного слоя снижаем его влагопроводность, тем самым сохраняя влагу в почвенном профиле.

Осолонцевание, внедрение иона Na в почвенный поглощающий комплекс (ППК), приводит к снижению влагопроводности во всей области давлений влаги (рис.VIII.13, б). Это также становится понятным, если привлечь физический образ капиллярных и пленочных явлений, обусловленных существованием расклинивающего давления и его зависимостью от свойств и состава ППК. При насыщении ППК ионом Na или при увеличении содержания смектитовых минералов с большой емкостью обмена поровое пространство все в большей степени будет занято связанной, малоподвижной водой, ассоциированной с поглощенными катионами (ионом Na, в частности, при осолонцевании). И это сокращение площади водопроводящих путей за счет увеличения в них малоподвижной воды будет приводить к снижению проводимости во всем диапазоне давлений почвенной влаги. А вот с увеличением минерализации зона влияния поглощенных катионов на воду в капиллярах будет снижаться из-за уменьшения толщины двойного диффузного слоя. Капиллярное пространство со свободной водой будет возрастать, соответственно будет возрастать и влагопроводность во всем диапазоне давлений.

Познакомившись с новой физической величиной – коэффициентом влагопроводности, зная закономерности ее изменения в связи с давлением влаги и вещественным составом почвы, можно перейти к вопросам ее использования. Основное значение влагопроводности – ее использование при расчетах переноса воды в не насыщенных влагой почвах.

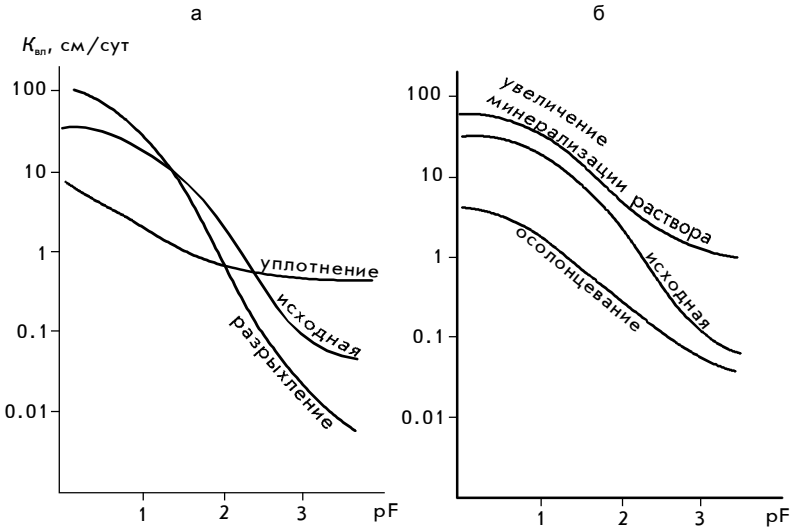


Рис. VIII.13. Функции влагопроводности для плотной и рыхлой почв (а), при осолонцевании и увеличении минерализации почвенного раствора (б)

4.2. Модифицированный закон Дарси

В насыщенной влагой почве закон Дарси отражает зависимость потока влаги от гидравлического градиента и коэффициента фильтрации. В случае движения влаги в ненасыщенной почве ситуация заметно изменяется: гидравлический напор уже отсутствует, так как ни на поверхности почвы, ни в ней самой нет свободной воды, и движение происходит не по всему заполненному водой поровому пространству, а лишь по части капиллярных пор. Все это и приводит к двум существенным модификациям закона Дарси.

Если в классическом законе Дарси для фильтрации воды в почве используется градиент гидравлического напора, то в не насыщенной влагой почве уже движение происходит под действием давления почвенной влаги. Причем влага будет перетекать от точки с большим давлением в точку с меньшим. Вспомним, что в ненасыщенных почвах давление – величина отрицательная, и, следовательно, движение воды будет происходить в направлении к самому низкому давлению влаги в рассматриваемом почвенном пространстве. Итак, первое отличие – использование величины давления почвенной влаги.

В случае не насыщенной влагой почвы, как уже указывалось выше, следует использовать коэффициент влагопроводности или (синоним) коэффициент ненасыщенной гидравлической проводимости.

В не насыщенной водой почве следует учитывать знаки величин давления влаги, запись уравнения производить в общем виде с учетом знака, а за положительное направление потока влаги в почве принимать восходящее к поверхности почвы.

> **Модифицированный закон Дарси** – закон, описывающий движение воды в не насыщенной влагой почве, которое происходит под действием градиента давления почвенной влаги, а коэффициентом пропорциональности является коэффициент влагопроводности.
> **Модифицированный закон Дарси** гласит: поток влаги в ненасыщенной почве пропорционален градиенту давления влаги и коэффициенту влагопроводности, соответствующему величине давления влаги.

Из этих определений следует несколько важных выводов и их следствий.

Первый. Для описания переноса влаги надо использовать градиент давления влаги, т.е. dP/dz в случае вертикального передвижения воды. Мы уже знаем, что давление влаги имеет ряд составляющих: капиллярно-сорбционное (матричное) давление, гравитационное, осмотическое и др. Какие же составляющие учитывать при переносе воды? Необходимо учитывать две: капиллярно-сорбционную ($P_{к\text{-}с}$) и гравитационную ($P_{гр}$) составляющие. Осмотическое давление ($P_{осм}$), как правило, не учитывают, так как, во-первых, возникающие перепады концентраций солей достаточно быстро исчезают за счет диффузии и процессов движения воды. А во-вторых, в естественных почвах они если и имеются, то весьма небольшие. Могут составлять исключение некоторые почвенные объекты в виде пухлых солончаков или условий, когда в почву попадают некоторые гигроскопические соли – но это специальные случаи. В реальных условиях в естественных почвах учитывают $P_{к\text{-}с}$ и $P_{гр}$, точнее, их градиент $d(P_{к\text{-}с} + P_{гр}) / dz$.

Второй. Для каждого момента расчета потока следует использовать значение коэффициента влагопроводности, находить которое следует из функции влагопроводности для давления влаги, к которому направлен поток, т.е. использовать наименьшее из двух рассматриваемых при расчете градиента давлений влаги. Это нередко подчеркивают, записывая $K_{вл}(P)$.

И, наконец, *третье* важное замечание: о знаках в модифицированном уравнении Дарси. В зависимости от направления поток будет иметь тот или иной знак. За положительный выбран поток влаги вверх,

к дневной поверхности. Вверх вода может перемещаться только под действием перепада капиллярно-сорбционного давления, причем при меньшем значении вверху. И поэтому при расчетах потока вверх из большего значения вычитают меньшее и получают положительное значение перепада капиллярно-сорбционного давления. В то же время гравитационное давление всегда движет воду вниз. Причем перепад гравитационного давления на расстоянии z равен этому расстоянию. Поэтому при выражении гравитационного давления в тех же единицах, что и расстояние, градиент гравитационного давления равен единице, т.е. $dP_{гр} / dz = 1$. И в этом случае модифицированное уравнение Дарси можно записать:

$$q_w = K_{вл}(P_{к\text{-}с})\left(\frac{dP_{к\text{-}с}}{dz} - 1\right).$$

Учитывая, что поток влаги есть изменение объемной влажности $\partial\theta$ за период времени ∂t, в случае одномерного вертикального потока это уравнение записывают либо в векторном виде, либо в обычной форме:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left[K_{вл}(P_{к\text{-}с})\frac{P_{к\text{-}с} - z}{z}\right].$$

Модифицированное уравнение Дарси наиболее часто используют при расчетах движения влаги в почвенном профиле. Однако более общей формой является основное уравнение движения почвенной влаги, или уравнение Ричардса, по имени известного американского почвоведа-физика Лоренцо Адольфа Ричардса, который одним из первых применил совместную запись модифицированного уравнения Дарси и уравнения неразрывности. Американская школа физиков почв по праву гордится традициями использования математического аппарата для описания движения влаги в почве (см. «*К вопросу о…*»: «Американская школа физиков почв»).

Однако о выводе этого уравнения – несколько подробнее.

«К вопросу о…»

Американская школа физиков почв

Американская школа физиков почв интенсивно развивалась в направлении гидрологии почв, или, точнее, гидрологии не насыщенной влагой зоны аэрации. В США в начале XX столетия господствовали идеи, основанные на гидрологических константах. Наиболее распространенным был подход по оценке количества доступной влаги, предложенный Лиманом Джеймсом Бриггсом (Lyman J.Briggs, 1874–1963), который в 1897 г., работая в американском Бюро изучения погоды,

предложил основные принципы движения и удержания влаги. Впоследствии вместе с Г.Шанцем (H.L.Shantz) обосновал понятие «влажности устойчивого завядания растений» (ВЗ), а Ф.Веймейер (F.J.Veihmeier, 1886–?) в 20–30-х годах прошлого столетия развивал понятие «полевой влагоемкости» (в нашей терминологии – «наименьшая влагоемкость», НВ). Его утверждение, что почвенная влага в диапазоне от полевой влагоемкости до ВЗ одинаково доступна растениям, что, впрочем, по современным данным, и не совсем так, между тем явилось движущей силой для количественных расчетов по орошению.

Именно в американской школе начало широко использоваться понятие потенциала почвенной влаги, предложенное Эдгаром Букингемом (Edgar Buckingham, 1867–1940) в 1907 г. и поначалу не получившее должного внимания. Удивительно то, что Э.Букингем опубликовал всего две работы по почвенной физике, посвященные анализу движения кислорода и углекислого газа в почвах (1904), и упомянутую работу 1907 года. Но именно последняя и может считаться началом развития количественных подходов по движению влаги в почве. Его идеи активно «проросли» в университете и экспериментальных почвенных станциях штата Юта, который, вероятно, можно считать одним из мест рождения американской гидрологии. Здесь трудился Джон Видсо (John A.Widsoe, 1872–1952), один из основоположников научных основ орошения, внедривший эти основы в практику орошения почв западных районов США. Но главное, пожалуй, в том, что он был основоположником большой школы почвенных гидрологов штата Юта, где первые степени бакалавров получили такие впоследствии всемирно известные ученые, как Виллард Гарднер (Wilard Gardner, 1883–1964) и Лоренцо Ричардс (Lorenzo Adolph Richards, 1904–1993). Именно с именем В.Гарднера связано широкое внедрение принципов энергетики почвенной влаги для ее количественного описания, использование тензиометров и методов определения давления почвенной влаги и влагопроводности почвы в не насыщенных влагой условиях. А имя Л.Ричардса носит уравнение переноса влаги в ненасыщенных условиях – «уравнение Ричардса». Кроме того, многие гидрофизические методы и приборы (например, мембранный пресс) также благодаря его исследованиям сейчас используются во многих гидрологических лабораториях мира. Их также нередко называют его именем – «пресс Ричардса».

Благодаря развитию количественной почвенной гидрологии, благодаря трудам Э.Букингема, Чарлза Слихтера, Дж.Видсо, В.Гарднера. Л.Ричардса и многих других гидрофизиков почвенная гидрология стала количественной наукой и располагает в данное время мощными расчетными прогнозными моделями, с помощью которых можно оценить передвижение влаги и разнообразных веществ в почве, грунтовых водах, найти оптимальное решение, создать разнообразные почвенно-гидрологические конструкции. Это важная часть истории нашей науки, ее взросления, становления и развития до современной синтетической науки – «физики почв».

(Использованы материалы статьи Walter H. Gardner «Historical highlights in American Soil Physics, 1776-1976». Soil Sci.Soc.of America J.. 1977. V.41, N.2. 221–229.)

4.3. Основное уравнение движения почвенной влаги

Предположим, что вода движется через небольшой цилиндр высотой Δz (рис.VIII.14).

За счет изменения Δq потока от $q_w^{\text{вх}}$ до $q_w^{\text{вых}}$ происходит изменение запасов влаги в рассматриваемом цилиндре. Это изменение запасов за промежуток времени Δt составит

$$\Delta ЗВ = (q_w^{\text{вх}} - q_w^{\text{вых}})\Delta t = \Delta\theta\Delta z \quad \text{или} \quad \frac{\Delta q_w}{\Delta z} = \frac{\Delta\theta}{\Delta t}.$$

Переходя от конечных разностей к частным дифференциалам, получаем: $\frac{\partial q_w}{\partial z} = \frac{\partial\theta}{\partial t}$.

Это уравнение означает, что изменение потока по расстоянию равно изменению влажности почвы за определенный промежуток времени в рассматриваемом пространстве (Δz). Это уравнение носит название «уравнение неразрывности». Оно получено из балансовых соотношений. И уже чтобы полностью подвести баланс, т.е. учесть еще и возможные иные поступления или расходы воды в нашем цилиндре, следует добавить и объем воды, удаляемый (или прибавляемой) из единицы объема почвы в единицу времени, – поток воды, называемый «источник-сток», I_w. Этим «источником-стоком» могут быть процессы конденсации влаги внутри рассматриваемого цилиндра, потребление воды корнями растений и пр. В итоге уравнение неразрывности будет выглядеть так:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial q_w}{\partial z} \pm I_w.$$

Мы знаем, что поток воды в почве определяется градиентом давления влаги $q_w = K_{\text{вл}}(P_{\text{к-с}})\frac{dP}{dz}$, и основное уравнение будет выглядеть так:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K_{\text{вл}}(P_{\text{к-с}})\frac{\partial P}{\partial z}\right) \pm I_w.$$

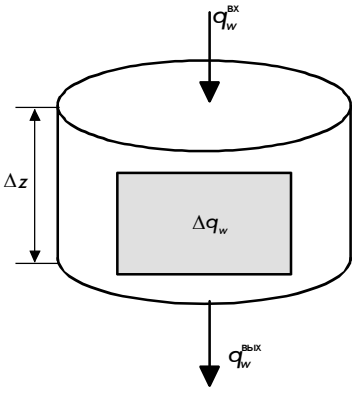


Рис. VIII.14. Потоки влаги движутся через элементарную почвенную ячейку высотой Δz (объяснения в тексте)

Кроме того, для переноса в вертикальном направлении, когда градиент гравитационного давления равен 1 (уточним – при одинаковых единицах измерения расстояния и давления, например см), можно записать:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial z}\left(K_{\text{вл}}(P_{\text{к-с}})\frac{\partial P_{к-с}}{\partial z}+K_{\text{вл}}(P_{\text{к-с}})\right)\pm I_w.$$

Приведенная запись основного уравнения движения влаги и носит название уравнения Ричардса.

Нередко для описания движения влаги в ненасыщенной почве используют другую запись уравнения Ричардса с использованием дифференциальной влагоемкости $C(\theta,P_{\text{к-с})})=\frac{d\theta}{dP_{\text{к-с}}}$. В этом случае уравнение приобретает вид:

$$C(\theta,P_{\text{к-с}})\frac{\partial P_{\text{к-с}}}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial z}\left[K_{\text{вл}}(P_{\text{к-с}})\left(\frac{\partial P_{к-с}}{\partial z}+1\right)\right]\pm I_w.$$

Обратим внимание и постараемся запомнить это уравнение. В такой записи его часто используют для расчетов передвижения влаги в почве, в математических моделях влагопереноса в почве. Оно будет являться центральным при ознакомлении с моделями передвижения влаги и веществ (часть XII).

Иногда используют не коэффициент влагопроводности, а так называемую *диффузивность* почвенной влаги:

$$D(\theta)=\frac{K(\theta)}{C(\theta,P_{\text{к-с}})}=K(\theta)\frac{dP_{\text{к-с}}}{d\theta}.$$

Диффузивность $D(\theta)$ определяется как отношение коэффициента влагопроводности к дифференциальной влагоемкости при соответствующей влажности. Используя диффузивность, уравнение Ричардса в отсутствие гравитационного давления можно записать так:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial z}\left[D(\theta)\frac{\partial\theta}{\partial z}\right].$$

Казалось бы, данная запись с использованием диффузивности имеет преимущества: поток влаги зависит только от одной переменной – влажности. В то время как традиционная запись уравнения Ричардса подразумевает зависимость потока как от влажности, так и от давления влаги, т.е. использование ОГХ и функции влагопроводно-

сти. Однако понятие диффузивности и соответствующая запись уравнения Ричардса не часто применяются в физике почв по нескольким причинам: в таком виде это уравнение трудно использовать для слоистых почв, в случае заметных гистерезисных явлений, при наличии температурных градиентов. Для таких случаев, используя градиент влажности $\partial\theta/\partial z$, нередко можно получить даже иное направление потока, чем в реальности.

Мы же в дальнейшем будем пользоваться более простой и традиционной для расчетов формой записи в конечно-разностной форме:

$$q = K_{\text{вл}}(P_{\text{к-с}})\left(\frac{\Delta P_{\text{к-с}}}{\Delta z} - 1\right),$$

где $\Delta P_{\text{к-с}}$ – перепад капиллярно-сорбционного давления влаги между точками измерения давления, Δz – расстояние по вертикальной координате между этими точками. С помощью этого выражения всегда можно рассчитать переток влаги между двумя точками почвы по вертикали.

Предположим, что на глубине 10 см капиллярно-сорбционное давление составляет $P_1 = -100$ см водн.ст., а на глубине 20 см – $P_2 = -10$ см водн. ст. Это значит, что, во-первых, поток должен быть направлен вверх, он положителен, и поэтому перепад капиллярно-сорбционного давления будет равен $\Delta P_{\text{к-с}} = P_2 - P_1 = (-10) - (-100) = 90$ [см водн. ст.]. А градиент капиллярно-сорбционного давления $\frac{\Delta P_{\text{к-с}}}{\Delta z} = \frac{90}{10} = 9$ [см водн. ст./см, или величина безразмерная]. Коэффициент влагопроводности необходимо брать для наименьшей величины капиллярно-сорбционного давления (–100 см водн. ст.). В нашем примере он составит 0.1 см/сут. Тогда поток влаги с глубины 20 на глубину 10 см составит

$$q = K_{\text{вл}}(P_{\text{к-с}})\left(\frac{\Delta P_{\text{к-с}}}{\Delta z} - 1\right) = 0.1 \cdot (9 - 1) = 0.8\,[\text{см/сут}].$$

Предположим, что значения давлений на глубинах 10 и 20 см изменились и стали соответственно $P_1 = -10$ и $P_2 = -100$ см водн. ст. Поток в этом случае будет отрицательным, так как он будет направлен вниз и будет определяться суммой отрицательных значений градиентов гравитационного (он по-прежнему равен –1) и капиллярно-сорбционного давлений. Перепад капиллярно-сорбционного давления составит в данном примере $P_{\text{к-с}} = P_2 - P_1 = (-100) - (-10) = -90$ [см водн. ст.], а градиент

$$\frac{\Delta P_{\text{к-с}}}{\Delta z} = \frac{-90}{10} = -9.$$

Коэффициент влагопроводности в этом примере пусть останется прежним, а поток влаги с глубины 10 на глубину на глубину 20 см составит:

$$q = K_{\text{вл}}(P_{\text{к-с}})\left(\frac{\Delta P_{\text{к-с}}}{\Delta z} - 1\right) = 0.1 \cdot (-9 - 1) = -1.0\,[\text{см/сут}].$$

Так можно рассчитать потоки влаги в почве. Этот подход составляет основу количественных расчетов движения влаги в почве.

4.4. Расчет движения воды в не насыщенной влагой почве

4.4.1. Расчет с использованием основной гидрофизической характеристики (ОГХ) и функции влагопроводности

Основной принцип расчета потоков влаги с использованием уравнения Ричардса мы только что разобрали. Этот принцип и используется при расчете водного режима почв. Надо только экспериментально получить необходимые гидрофизические свойства и зависимости (как говорят, – основное экспериментальное обеспечение) для слоев почвы – это основные гидрофизические характеристики, функции влагопроводности, плотности для рассматриваемых слоев, начальные условия в виде послойных исходных значений влажности (или давления влаги), а также условия поступления и оттока влаги на верхней (осадки, поливы, испарение) и нижней границах рассматриваемой толщи почвы. Рассмотрим расчеты динамики влажности на простом примере. Например, стоит задача рассчитать влажность в двухслойной почве через сутки после выпадения осадков в 1 см, если известны начальные влажности в этих слоях (равные 20% к весу почвы), плотности (1.0 г/см^3 для обоих слоев) и основные гидрофизические функции (рис.VIII.15), а почва подстилается непроницаемым глинистым слоем. Испарение (и транспирация) с поверхности почвы отсутствует. Это, конечно, весьма значительные упрощения природной ситуации, но для выявления принципов расчета приемлемые.

Рассмотрим поэтапную схему расчетов переноса воды после выпадения осадков.

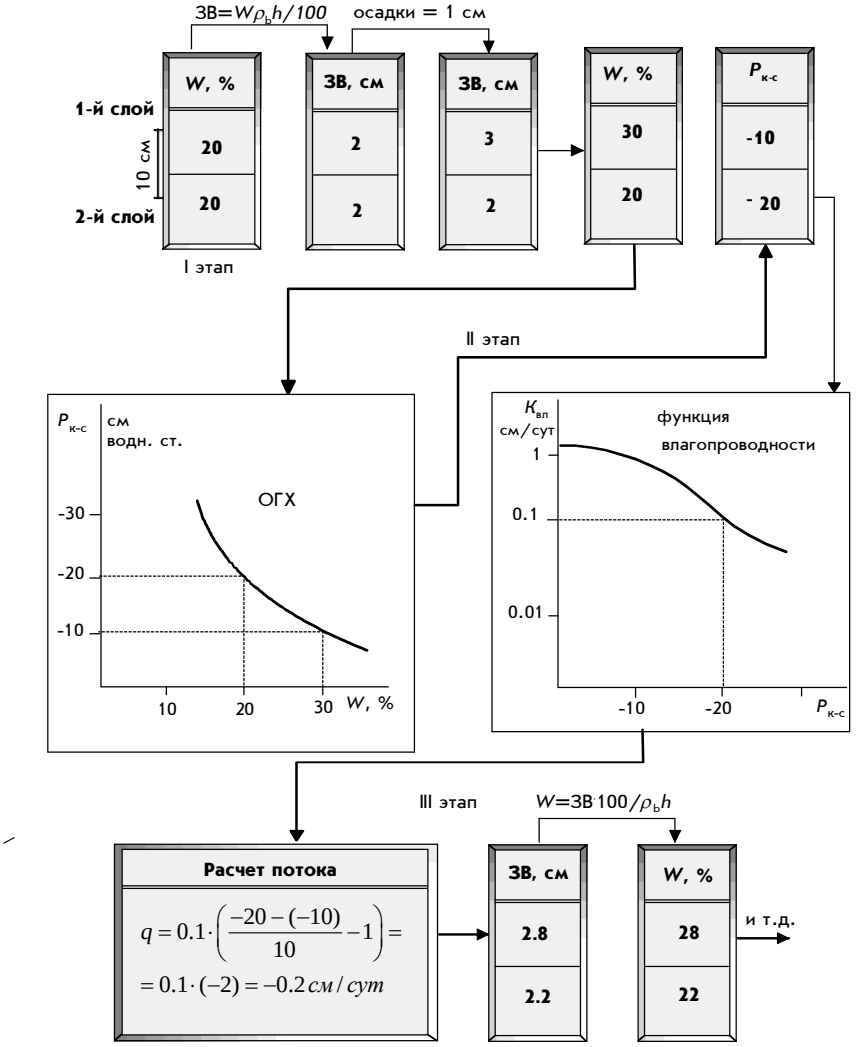


Рис. VIII.15. Схема расчетов потока влаги между двумя точками в профиле почвы

Первый этап: расчет влажности сразу после выпадения осадков. По исходной влажности, плотности и мощности слоев рассчитываем начальные запасы влаги, а затем в верхний слой добавляем выпавшее количество осадков. Из вновь образовавшихся в верхнем слое запасов влаги рассчитываем влажность верхнего слоя после осадков.

Второй этап: расчет потока воды из 1-го слоя во 2-й. На этом этапе сначала обратимся к ОГХ (рис. VIII.15) и переведем с ее помощью значения влажности в давление влаги. Затем (путь расчета указан стрелками на рис. VIII.15) для наименьшего значения давления (а это 2-й слой) определим $K_{вл}$ по графику функции влагопроводности (VIII.15). И рассчитаем поток из слоя 1 в слой 2 по уравнению Ричардса. Эти процедуры указаны на рис.VIII.15. Получаем, что за первые сутки из верхнего слоя в нижний перетекло 0.2 см водн. слоя. Теперь можно снова рассчитать влажность почвы, основываясь на том, что запасы влаги верхнего слоя уменьшились на 0.2 см, а запасы нижнего слоя увеличились на ту же величину.

Итак, за сутки после выпадения осадков влажность верхнего понизилась, а нижнего слоя увеличилась вследствие происшедших процессов передвижения воды из верхнего в нижний слой. Можно продолжить расчеты, снова обращаясь к ОГХ и переведя новые значения влажности в давления, вновь обратиться к графику функции влагопроводности и посчитать переток воды за следующие сутки, получить значения влажности слоев уже через двое суток после выпадения дождя. И так далее. Можно рассчитывать передвижение влаги и за более значительные сроки. Подчеркнем общие закономерности расчета, которые мы использовали в данном примере.

На первом и третьем этапах расчета использовалось уравнение баланса воды в рассматриваемых слоях, а на втором – уравнение переноса воды в не насыщенных влагой почвах. Эти два уравнения являются основными составляющими для любых расчетов движения влаги, ионов и других веществ в почвах.

Точность расчета будет зависеть не только от нашего экспериментального обеспечения (ОГХ, функция влагопроводности, плотность почвы, начальная влажность), но и от количества этапов расчета, или «шага по времени». Действительно, если мы разобьем расчетные сутки на несколько периодов и проделаем указанные процедуры последовательно для этих периодов, то получим лучший результат. Оптимальное значение «шага по времени» – это специальная задача при математическом моделировании движения воды и веществ в почвах (см. часть XII).

Точность расчета будет зависеть и от толщины расчетных слоев. Более верные расчеты получаются в том случае, если почвенные слои будут иметь меньшую толщину и для каждого слоя будет определено экспериментальное обеспечение. Это тоже проблема оптимальности выбора количества слоев, в которой надо учитывать и затраты на определение экспериментальной информации, и цели расчета.

Предложенный подход к расчету переноса влаги – основной для прогноза водного режима. Он используется в прогнозных математических моделях. Хотя, если не требуется высокая точность расчета и условия передвижения влаги близки к насыщению, можно пользоваться и другой схемой, основанной на почвенно-гидрологических константах.

4.4.2. Расчет с использованием гидрологических констант

И в этом способе основные положения количественных расчетов остаются незыблемыми: расчет ведется для конкретной почвенной толщи, рассматриваются отдельные слои (горизонты), строго определяются условия на границах этой толщи, а почвенным экспериментальным обеспечением служат почвенно-гидрологические константы (полная влагоемкость – ПВ, НВ и МГ), плотность почвы и коэффициенты фильтрации по слоям.

Этот способ расчета основан на том, что вода из почвенного слоя будет стекать до тех пор, пока влажность в этом слое не достигнет НВ. Соответственно количество перетекшей воды из верхнего слоя в нижний будет равно разности запасов влаги при исходной влажности и при НВ. А интенсивность этого перетока обычно принимают равной коэффициенту фильтрации, $K_ф$. Вода, поступившая из верхнего слоя в соседний, может двигаться и далее вниз по профилю почвы, если во 2-м слое влажность превысила НВ, свойственную данному слою. И так далее. Передвижение гравитационной воды вниз по профилю происходит под действием гравитационных сил. Когда же гравитационный перенос закончится и будет доминировать процесс испарения, заставляющий влагу передвигаться из нижнего слоя в верхний, необходимо использовать уравнение послойного баланса влаги.

Рассмотрим и этот способ расчета на примере (табл.VIII.6). Рассмотрим также двухслойную почву, как и в предыдущем примере, только определены еще НВ и $K_ф$ для каждого слоя.

Из результатов, приведенных в табл.VIII.6, видно, что в верхнем слое после выпадения осадков запасы влаги превысили запасы влаги при НВ. Это превышение ($\Delta ЗВ$) составляет 0.4 см водн. слоя. Именно это количество перетечет из верхнего слоя в нижний.

Передвижение влаги будет лимитироваться скоростью движения при фильтрации, а именно величиной $K_ф$ при единичном градиенте фильтрации. Закон Дарси для такого рода переноса можно записать:

$\frac{\Delta ЗВ}{t} = K_ф$; тогда время переноса составит $t = \frac{\Delta ЗВ}{K_ф} = \frac{0.4}{25.5} = 0.016$ [сут]=0.38 [час]=23 [мин]. За это время произошел переток влаги из верхнего в нижележащий слой. При этом запасы влаги во 2-м слое не превысили НВ для этого слоя. Оттока из него в нижележащие слои не было.

Таблица VIII.6.

Расчеты передвижения влаги с использованием почвенно-гидрологических констант

Исходные							Влажность и запасы влаги после выпадения осадков	
Влажность, W	Плотность, c_b, г/см^3	Мощность слоев, см	ЗВ, см водн.сл.	НВ, %	ЗВ при НВ, см водн.сл.	$K_ф$, см/сут	Влажность после выпадения осадков	Запасы влаги
20	1.0	10	2.0	21	2.1	40.0	25.0	2.5
20	1.0	10	2.0	24	2.4	25.5	20.0	2.0

Надо отметить, что обычно приведенный способ дает более высокие скорости переноса, чем способ с использованием ОГХ и функции влагопроводности, что происходит вследствие использования коэффициента фильтрации для всего диапазона влажностей – от полной влагоемкости до НВ. Это весьма заметное допущение, так как мы знаем, что в этом диапазоне коэффициент влагопроводности не равен коэффициенту фильтрации, а значительно ниже, иногда на порядки. Поэтому нередко получаются завышенные скорости потока, а время переноса – заниженное. Однако этот способ расчета более прост и в ряде случаев дает хорошие результаты, в особенности при малоинтенсивных осадках, в условиях, близких к насыщению. Ряд прогнозных математических моделей использует этот подход, хотя способ с использованием ОГХ и функции влагопроводности наиболее распространен при расчете движения влаги.

5. Термовлагоперенос

Обычно для того чтобы детально изучить природное явление, его стараются изолировать, изучить «в чистом виде». Так мы изучали передвижение воды в почве, оговаривая, что оно происходит в изотермических условиях. В действительности в природе ничего не бывает в «чистом виде». И на передвижение воды в почве оказывает влияние не только давление влаги в почве, связанное с влажностью в конкретном слое почвы, но и температурный градиент. Точнее, изменение температуры оказывает влияние на капиллярно-сорбционное давление влаги, и под действием градиента давления происходит перенос влаги в почве. Это явление называется *термовлагопереносом*. Сначала остановимся на термовлагопереносе воды в газообразном состоянии – *термопароперенос*.

5.1. Термопароперенос

Поток пара происходит по свободному от воды поровому пространству. Этот поток пара, как и поток любого газа, будет определяться градиентом парциального давления газа или градиентом его концентрации:

$$q_v = -D_v \frac{dc_v}{dz} \ ,$$

где q_v – поток парообразной влаги [г/см^2 сут], c_v – концентрация паров воды, D_v – коэффициент диффузии пара [см^2/сут]. Для атмосферных условий D_v можно считать постоянной и равной $2.32 \cdot 10^{-6}$ см^2/сут или 0.2 см^2/с. Концентрацию паров воды можно приближенно считать равной плотности паров воды. Плотность паров воды зависит от влажности (от давления влаги) почвы, от содержания солей в почве и от температуры. Для почвенных условий фактор содержания солей не является значимым. А вот измерения плотности паров воды от температуры при различном давлении влаги показали следующее (табл. VIII.7)

Таблица VIII.7

Зависимость плотности паров (г/см^3) воды от температуры и давления влаги в почве
(по Хэнксу и Ашкрофту, 1985)

Температура	Плотность паров при давлении влаги	
	–100 см водн. ст	–15000 см водн. ст.
15°	$12.8\ 10^{-6}$	$12.7\ 10^{-6}$
20°	$17.3\ 10^{-6}$	$17.13\ 10^{-6}$
26°	$23.0\ 10^{-6}$	$22.8\ 10^{-6}$

Как видно из данных таблицы, основное влияние на плотность паров воды оказывает температура почвы, а давление влаги в почве существенного влияния (как и содержание солей) не оказывает. Поэтому перепад температуры является основным фактором переноса парообразной влаги.

Итак, подчеркнем два важных момента.

В интервале доступной влаги (от –100 до –15000 см водн. ст.) перенос парообразной влаги осуществляется в основном за счет градиента температуры, за счет изменения плотности пара с температурой. Передвижение парообразной влаги, как и жидкой, – от более теплого к холодному участку почвы.

В этом интервале давления влаги (в диапазоне капиллярной и пленочно-капиллярной влаги) поток влаги значительно меньше термокапиллярного передвижения жидкой влаги. При градиенте температуры около 1°/см (сравнительно высокий градиент) поток достигает 0.02 г/см^2 сут.

5.2. Совместный парожидкостный перенос влаги в неизотермических условиях

Вспомним, – в основе передвижения почвенного раствора лежит перепад капиллярно-сорбционного давления влаги в почве. Однако в неизотермических условиях на давление влаги, на форму и положение ОГХ будут оказывать влияние не только свойства почвы, но и температура. Воздействие температуры на ОГХ обсуждалось в части VII, где указывалось, что увеличение температуры приводит к увеличению капиллярно-сорбционного давления влаги (с учетом знака), снижению водоудерживания. Это означает, что в почве вода будет передвигаться от точки с большей температурой в точку с меньшей температурой. Все соответствует классическим положениям передвижения воды в почвы: из точки с большим давлением в точку с меньшим или от меньшего pF в сторону большего.

Проделаем такой опыт. Возьмем колонку с влажной, но не насыщенной влагой почвой при комнатной температуре. Распределение влажности и давления влаги по всей колонке одинаково (рис.VIII.16, а и б). Затем один конец колонки (например, левый) будем слегка нагревать, увеличим температуру на несколько градусов выше комнатной. А правый слегка охладим. Если через некоторое время мы изучим распределение влажности почвы вдоль колонки, то окажется, что на теплом конце влажность уменьшилась, а на холодном возросла. Такое распределение влажности возникло вследствие разности капиллярно-сорбционных давлений в теплой и холодной почве за счет

«К вопросу о…»

Церкви и термокапиллярные эффекты

Современные реставраторы древних церквей нередко сталкиваются с проблемой разрушения древних фресок на стенах каменных церквей или поразительно быстрого ухудшения древесного слоя внутри деревянных церквей после их реставрации. Это явление было совершенно непонятно с точки зрения современной архитектуры. Ведь реставраторы тщательно и осторожно обрабатывали поверхность церквей, заделывали различные щели, отверстия. А церкви после этого еще быстрее начинали «отпотевать» изнутри, штукатурка увлажнялась, а дерево быстро ухудшалось.

Как нередко бывает в таких случаях, все дело заключалось в забытых секретах древних мастеров. Древние мастера нередко вокруг основной кладки церкви на некотором расстоянии возводили еще тонкую стенку с отверстиями внизу и вверху. В прослойке между кладками свободно гулял ветер. Физическое значение этого ветрового чехла около внешних стен самой церкви состояло в том, что он охлаждал поверхность мощной церковной кладки. Температура внешней стороны кладки становилась ниже, чем внутри церкви. Капиллярная влага в этих условиях перемещается по кирпичной (или деревянной – неважно, главное – по капиллярно-пористой) стене от внутренней поверхности к внешней. И внутренняя поверхность церквей сохла в летние, нередко знойные дни. А что же получилось, когда отверстия закрыли? В теплое время года внешняя поверхность церквей прогревалась, влага начинала передвигаться к более холодной внутренней поверхности. Фрески, настенная живопись, штукатурка увлажнялись, нередко вспучивались. Попытки просушить стены лампами, обогревателями не давали результата: через некоторое время снова проступали влажные темные разводы. А вот древний сушильный способ действовал. И основан он был, как мы теперь понимаем, на том, что влага в жидком состоянии в капиллярно-пористом теле быстро передвигается от теплого участка к холодному. Только вот знали ли древние строители механизмы термокапиллярных эффектов или просто умели наблюдать и замечать природные явления – не известно. По-видимому, они умели видеть причины и следствия в природном явлении, использовать его для своих целей и передавать этот навык своим потомкам. Ну а потомки….

тепловлагопереноса. При нагревании давление влаги увеличилось, а при охлаждении снизилось. Поток влаги был направлен от большего к меньшему давлению, от теплого к холодному концу колонки. Этот поток и сформировал новое равновесное распределение влажности почвы, теперь уже за счет температурного градиента (рис. VIII.16, б).

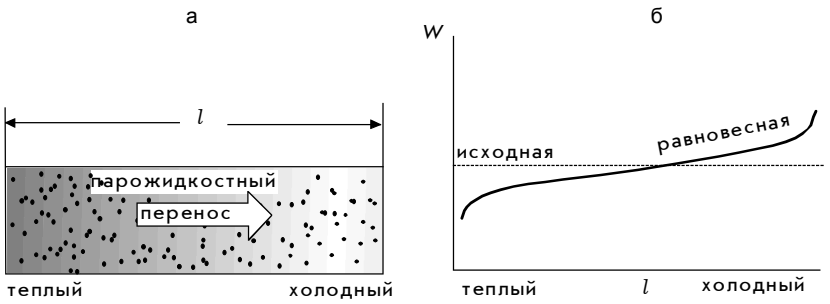


Рис. VIII.16. Схема колонки с почвой (а) и распределения влажности до и после нагревания (б)

Явления термовлагопереноса мы повсеместно встречаем в природе. Например, когда поверхность почвы охлаждается, влага начинает подтягиваться из нижних слоев, увлажняя поверхностные. Если, например, футбольное поле оборудовано искусственным подогревом, заложенным, как правило, на глубине 20–25 см, то в зимнее время при включении подогрева возможно переувлажнение верхнего слоя почвы – к поверхности почвы за счет температурного градиента будет направлен поток из теплой, подогретой на глубине 20–25 см почвы. А вот если мы захотим убрать избыток влаги из верхнего слоя почвы, то надо, напротив, охладить почву на глубине 20–25 см. Явления термовлагопереноса характерны для всех пористых дисперсных природных тел и могут приводить к чрезвычайно важным последствиям (см. *«К вопросу о…»*: Церкви и термокапиллярные эффекты).

Отметим, впрочем, что под действием температурного градиента происходит движение не только жидкой, но и парообразной воды. И сложившийся результат в распределении влажности – это результат совместного парожидкостного переноса. Остановимся поэтому на явлении переноса парообразной влаги под действием градиента температуры.

5.3. Перенос влаги в замерзающих почвах

Сложнее обстоит дело в промерзающих почвах. Проделаем опыт аналогичный вышеописанному, но перепад температур по колонке будем поддерживать постоянным от -1 до +8 °С. Сначала возьмем достаточно сухую почву в диапазоне от МГ до ВРК. Через некоторое время влага в колонке перераспределится, будет достигнуто равновесие. В целом картина перераспределения влажности будет также аналогичной предыдущему опыту: у холодного конца влаж-

ность повысится, а у теплого понизится. Основным процессом, определяющим влагоперенос в этом диапазоне влажностей, будет пароперенос и конденсация влаги на холодном конце колонки (рис.VIII.17, а).

Итак, при влажности менее ВРК основным процессом будет являться пароперенос от теплого к холодному концу колонки и конденсация влаги в охлажденной зоне. Вспомним опыты А.А.Роде и М.А.Абрамовой (см. часть V, раздел «Почвенно-гидрологические константы», ВРК). В их опытах наблюдалось парадоксальное явление – при влажности в средней части монолита близкой к ВРК концентрация иона-метки (иона Cl) в поровом растворе в нижней части монолита снижалась. Как будто в нижнюю часть добавляли дистиллированной воды. По сути так оно и было. В их опытах также поверхность нагревалась для повышения испарения, а нижняя часть их монолитов была заметно холоднее верхней. Происходили пароперенос и конденсация влаги (естественно почти дистиллированной) в нижней

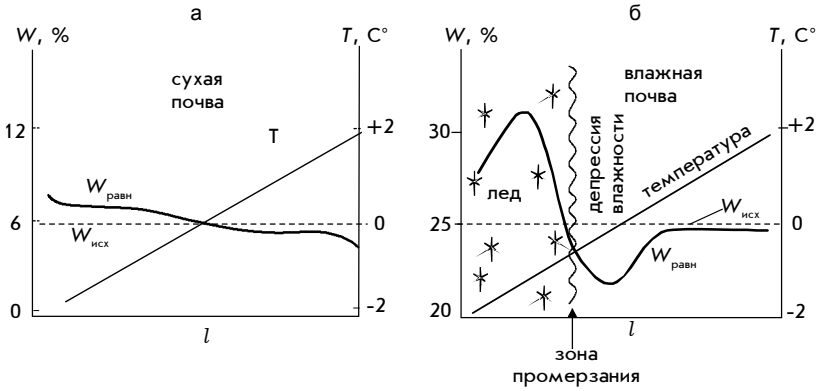


Рис. VIII.17. Распределение влажности по колонке почвы при сухой (а) и влажной (б) почве

части монолита. Концентрация иона-метки, иона Cl, в поровом растворе заметно понижалась вследствие процессов термовлагопереноса при низкой влажности.

А вот если провести опыт с почвой при высокой влажности, выше ВРК, то распределение влажности будет чрезвычайно неравномерным (рис. VIII.17, б). В зоне, где образуется лед, влажность будет достигать максимальных величин. Перед зоной льдообразования будет наблюдаться минимум влажности, а у теплого конца колонки влажность немного понизится по сравнению с начальной. Интересны, конечно, максимум и минимум влажности, их образование. Получается,

что около зоны промерзания поток влаги к зоне льдообразования намного больше, чем подток влаги из теплой почвы. За счет этого создается минимум влажности, «депрессия влажности» перед зоной льдообразования, т.е. перед зоной замерзания будет зона иссушения. Лед оказывается мощным фактором, направляющим поток влаги в свою сторону. Причины этого явления заключаются в том, что, с одной стороны, образование льда – процесс, связанный с расширением воды. Поэтому аналогично сжатой губке, лед, расширяясь, будет оттягивать жидкую влагу из зоны перед льдообразованием. И, во-вторых: лед – это связанная вода, вода, молекулы которой практически неподвижны. Связанная вода (и мы это знаем) обладает очень низким давлением влаги. Поэтому в зоне льдообразования возникает значительный перепад давления влаги, который вызывает интенсивный подток влаги к зоне промерзания. Эти две причины (преимущественно вторая) и будут являться основными факторами образования депрессии влажности перед фронтом промерзания.

Но на этом интересные явления при промерзании не завершаются. Возьмем для опыта глинистую не насыщенную влагой почву при влажности в диапазоне от ВРК до НВ. Поместим ее в камеру с температурой ниже 0°С, хотя и будем поддерживать разность температур по краям колонки, например –1 и –5°С. Казалось бы, в почве никаких перетоков наблюдаться не должно – вода превратится в лед и будет неподвижна. Однако это не так. В глинистой почве вода замерзает при более низких температурах, а в указанном диапазоне будет находиться преимущественно в жидком состоянии (вспомним метод определения давления влаги с помощью криоскопии). Если будет жидкая вода, то она будет в таком виде перемещаться по колонке, замерзая на ее более холодном конце. Перемещение будет довольно быстрым, значительно более быстрым, чем можно было бы предполагать, не учитывая передвижения жидкой капиллярной влаги. Такие процессы происходят в мерзлых толщах. В зоне вечной мерзлоты с течением времени происходят значительные переносы влаги, которые сопровождаются еще и выделением тепла при замерзании и охлаждением при размерзании капиллярной влаги в глинистых почвах. Эти явления чрезвычайно разнообразны и сложны, так как изменения в глубине вечной мерзлоты сопровождаются многими механическими мерзлотными явлениями (пучение, тиксотропные течения и пр.). А формирование мерзлотной структуры за счет подпитывания влаги к замерзающим горизонтам, горизонтальное растекание, образование ледяных горизонтальных прожилок и соответствующей слоистой структуры – это явление свойственно и подзолистым горизонтам дерново-подзолистых почв (см. *«К вопросу о…»*).

«К вопросу о…»

Ледяные надолбы и структура подзолистого горизонта

Уникальное свойство почвенной влаги не замерзать при температурах ниже 0 (вплоть до очень низких – примерно до –70°С!), а находиться в жидком состоянии, приводит к ряду очень интересных явлений. Проведем эксперимент с колонкой глинистой почвы, низ которой находится при положительной температуре и помещен в сосуд с водой. А верхняя часть будет находиться при отрицательной температуре. Тогда в верхней части колонки вода будет находится в виде льда, казалось бы, неподвижного. Но за счет того, что существует перепад температур, являющийся причиной движения влаги от теплого к холодному концу, а также за счет того, что большая часть влаги в глинистой почве незамерзшая, к холодному концу устремится поток жидкой влаги, и замерзнет в виде надолба или ледяного столбика наверху колонки. Этот столбик будет постепенно увеличиваться в размерах. Насос, который приводит в движение воду, имеет природу термоградиента, направляющего воду от теплого конца к холодному. А вот реализация этих сил возможна лишь за счет того, что почва хорошо проводит поток жидкой влаги. Причем силы, развиваемые этим насосом, могут быть весьма значительны, до нескольких десятков атмосфер. Вполне понятно, что в природе эти силы способны раздвигать почву, разрушать дороги, приводить к различного рода пучениям. Это очень важная и интересная область криогенных явлений.

Почвоведы же наиболее часто встречаются со следствиями этих явлений, проявляющихся в виде криогенно-подобной структуры в подзолистом горизонте почв. Почвоведы всегда отмечают особенность структуры этого горизонта: его чешуйчатость, слоистость, тонкую горизонтальную трещиноватость. Возможной причиной такой трещиноватости могут быть криогенные явления, аналогичные тем, которые возникали в вышеописанном колоночном опыте. Из водонасыщенной нижней части профиля подзолистой почвы в зимний период вода в жидком состоянии будет подниматься вверх по профилю и замерзать на определенной глубине, образуя характерные плоские линзы. Так формируется та самая листоватая, чешуйчатая структура. Безусловно, форма, расположение этих ледяных линзочек будут определяться свойствами почвы, ее прочностью на разрыв. Но их горизонтальное расположение будет причиной характерного слоистого строения подзолистого горизонта.

Отметим, что впервые криогенную гипотезу образования уникальной слоистой структуры подзолистого горизонта высказал Н.А.Качинский. Правда, несколько в ином виде. А потому приводим ссылку на первоисточник (Качинский Н.А. Замерзание, размерзание и влажность почвы в зимний сезон в лесу и на полевых участках. Тр.НИИ почвоведения МГУ. М., 1927). Главное же, что это было первым (но, полагаю, единственным) физически точным ответом на вопрос «Почему образовалась почвенная структура именно такой, а не иной формы?»

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

1. Фильтрация воды – движение воды в насыщенной почве, которая описывается уравнением фильтрации Дарси: поток влаги пропорционален градиенту гидравлического давления и коэффициенту фильтрации. Коэффициент фильтрации – это способность почвы проводить насыщенный поток воды; свойство, характерное для каждого почвенного объекта (слоя, горизонта). Водоупорными следует считать почвенные горизонты с $K_ф \leq 6$ см/сут, а хорошо фильтрующими – с $K_ф \geq 40$ см/сут. Водопроницаемость (инфильтрация) воды в почву – процесс проникновения воды в исходно ненасыщенную почву. Процесс водопроницаемости включает процесс впитывания воды в ненасыщенную почву, сменяющийся процессом фильтрации.
2. Для описания движения воды в не насыщенной влагой почве (трехфазная система «твердая фаза–вода–газовая фаза») используется модифицированный закон Дарси: поток влаги в ненасыщенной почве пропорционален градиенту давления влаги и коэффициенту влагопроводности, соответствующему величине давления влаги (влажности почвы).
3. Коэффициент влагопроводности. В отличие от коэффициента фильтрации, зависит от давления влаги (влажности почвы). Эта зависимость называется функцией влагопроводности.
4. В основе расчетов передвижения влаги в ненасыщенной почве лежит использование модифицированного закона Дарси:

$$q_w = K_{вл}(P_{к\text{-}с})\left(\frac{\Delta P_{к\text{-}с}}{\Delta z} - 1\right).$$

   Для количественных расчетов необходимо экспериментальное почвенное обеспечение в виде ОГХ, функции влагопроводности, плотности почвы, а также количественное описание условий на границах рассматриваемой почвенной толщи (верхней и нижней) и начальных условий (в виде профильного распределения капиллярно-сорбционного давления или влажности почвы).
5. Вода в почве будет передвигаться от точки с большей температурой в точку с меньшей в соответствии с перепадом матричного давления влаги: снижение температуры приводит к уменьшению (с учетом знака) давления почвенной влаги.
6. В интервале доступной капиллярной влаги (от –100 до –15000 см водн. ст., от НВ до ВЗ) термоперенос парообразной влаги происходит от более теплого к холодному участку почвы за

счет более высокой плотности пара при повышенной температуре. В этом интервале давления влаги (в диапазоне капиллярной и пленочно-капиллярной влаги) преобладает термокапиллярное передвижение жидкой влаги; термопаропереносимеет меньшее значение.

7. В промерзающих почвах при высокой влажности (выше ВРК) перед зоной льдообразования (фронт промерзания) создается минимум влажности, «депрессия влажности», возникающая за счет значительного понижения давления влаги в зоне льдообразования. В зоне вечной мерзлоты при температурах ниже 0°С возможно капиллярное передвижение жидкой незамерзшей влаги от точки с большей в точку с меньшей температурой. Этот термоперенос может иметь заметное значение за счет высоких скоростей переноса незамерзшей капиллярной влаги в глинистых почвах (грунтах).

Литература

Глобус А. М. Экспериментальная гидрофизика почв. Л.: Гидрометеоиздат. 1969. 355 с.

Глобус А. М. Физика неизотермического внутрипочвенного влагообмена. Л.: Гидрометеоиздат. 1983. 279 с.

Зайдельман Ф. Р. Гидрологический режим почв Нечерноземной зоны. Л., Гидрометеоиздат. 1985.

Пачепский Я. А. Математическое моделирование физико-химических процессов в почвах. М.: Наука, 1990. 188 с.

Поверхностные силы в тонких пленках. М.: Наука. 1979.

Полевые и лабораторные методы исследования физических свойств почв /Под ред. Е.В.Шеина. М.: Изд-во Моск.ун-та, 2001.

Судницын И. И. Передвижение почвенной влаги и влагопотребление растений. М.: Изд-во Моск.ун-та, 1979.

Хэнкс Р. Дж., Дж. Л. Ашкрофт. Прикладная физика почв /Пер. с англ. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 151 с.

Шеин Е. В., В. А. Капинос. Сборник задач по физике почв. М.: Изд-во Моск.ун-та, 1994.

Часть IX

ДВИЖЕНИЕ ВЛАГИ В СИСТЕМЕ «ПОЧВА–РАСТЕНИЕ–АТМОСФЕРА»

1. Понятие о влагообеспеченности растений. Транспирация

Для того чтобы растение нормально росло и функционировало, необходимо, чтобы в нем протекали процессы синтеза новых биологических веществ, вырабатывалась энергия, растение не перегревалось и постоянно потребляло из почвы воду и минеральные вещества. Схематично это представлено на рис. IX.1. Синтез биологических веществ происходит за счет процесса фотосинтеза – удивительного биологического процесса формирования органических веществ из углекислого газа атмосферы и почвенной влаги под действием солнечной энергии в хлоропластах зеленых растений. Для протекания фотосинтеза, таким образом, необходимы солнечная энергия, CO_2 атмосферы и почвенная влага. Дыхание же, процесс формально противоположный фотосинтезу, заключается в потреблении кислорода, выделении углекислого газа и воды и образовании энергии, необходимой для жизнедеятельности растений. Доставка CO_2 к хлоропластам происходит за счет диффузии в листья растения через открытые устьица – специальные клетки на листовой поверхности, через которые растения еще и испаряют большое количество воды, спасаясь от перегрева. Последний процесс называют транспирацией. Таким образом, получается, что через устьица диффундирует CO_2 из атмосферы в лист для фотосинтеза и одновременно транспирационный поток влаги, спасающий растение от перегрева. Совершенно ясно, что эти два процесса, фотосинтез и транспирация, оказываются взаимосвязанными: если транспирация понизится за счет недостатка почвенной влаги и последующего прикрытия устьиц, то снизится и фотосинтез за счет, прежде всего, поступления CO_2 в лист. Транспирация и продуктивность растений тесно скоррелированы. Отметим, что количество воды для фотосинтеза несравненно ниже транспирируемого (от 2 до 10% общего количества

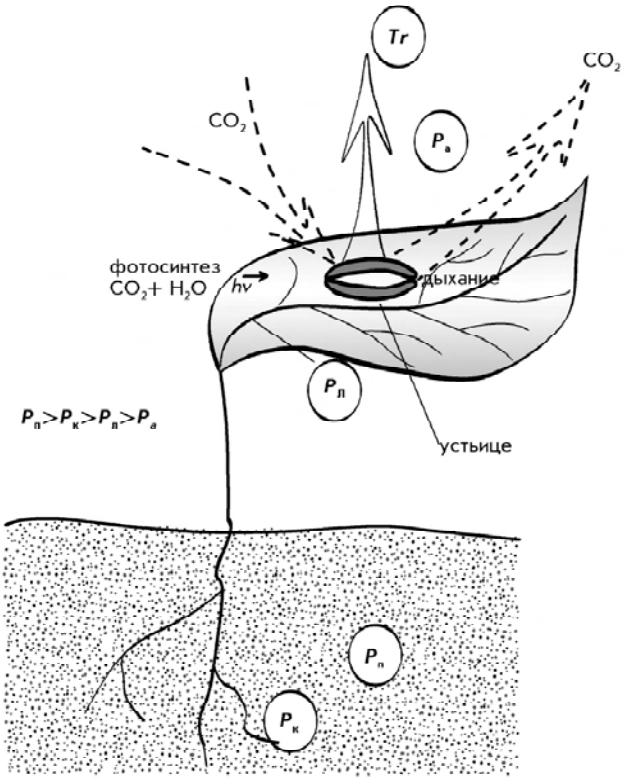


Рис. IX.1. Движение влаги в системе «почва–растение–атмосфера» и основные процессы в растениях

потребляемой растением влаги) и обычно его не учитывают при изучении закономерностей формирования потока влаги в системе «почва–растение–атмосфера».

Для описания транспирации растений используют несколько выражений.

Транспирация (*Tr,* см/сут, $г_{H_2O}/г_{сух.в-ва}$ сут) – испарение растениями в атмосферу парообразной влаги в процессе их жизнедеятельности. Транспирация характеризуется количеством влаги, которое выделяется определенной массой или площадью (1 г или 1 $см^2$), занимаемой листовым или растительным покровом, в единицу времени. Поэтому наиболее распространенные размерности – см/сут, мм/час и др., аналогичные размерностям испарения, интенсивности осадков, впитывания влаги, фильтрации и других видов потоков влаги.

Транспирация актуальная (***Tr,*** см/сут) – измеряемая в данный момент времени при конкретных метеорологических и почвенных условиях.
Транспирация потенциальная (***Tr*$_0$**, см/сут) – количество воды, транспирируемое в единицу времени зеленой низкорослой культурой, полностью затеняющей почву, выровненной по высоте и не испытывающей недостатка в почвенной влаге (влажность почвы в диапазоне от НВ до ≈0.7 НВ).
Транспирация относительная (***Tr/Tr*$_0$**, безразмерная) – отношение актуальной к потенциальной. Является показателем влагообеспеченности растений: считается, что при относительной транспирации менее 1 растение страдает от недостатка почвенной влаги.

Как показатель влагообеспеченности растений наиболее удобен безразмерный параметр – относительная транспирация. Его-то мы и будем использовать как основную характеристику водообеспеченности растений. Рассмотрим описание процесса движения влаги в системе «почва–растение–атмосфера» в физических терминах.

2. Термодинамический подход к описанию передвижения влаги в системе «почва–растение–атмосфера»

Для описания этого переноса вполне можно применить понятие потенциала влаги для различных частей системы и основное уравнение переноса влаги. Следует только учесть, что в данном случае используются величины полных давлений (потенциалов) влаги: полное давление влаги в почве ($P_п$), в корне ($P_к$), в листе ($P_л$) и в атмосфере ($P_а$). Рассмотрим распределение этих давлений в системе «почва–растение–атмосфера» (рис.IX.1). Движение влаги из почвы через растение в атмосферу возможно лишь в случае, если будет выполняться условие $P_п > P_к > P_л > P_а$ (с учетом отрицательного знака давления влаги). За счет перепада давлений влаги в почве и корне ($P_п – P_к$) будет формироваться подток почвенной влаги к корням растений (q_w). За счет перепада между корнем и листом ($P_к – P_л$) – поток влаги к листьям, а перепад давлений влаги между листом и атмосферой ($P_л – P_а$) определяет поток парообразной влаги из листа в атмосферу, т.е. транспирацию (Tr). Вполне понятно, что водный поток в данной системе одинаков во всех ее частях, и $q_w = Tr$. Как же устроен механизм формирования и регулирования потока влаги?

Рассмотрим это на примере суточной динамики градиентов давлений влаги в системе «почва–растение–атмосфера». Представим раннее туманное утро. В атмосфере давление влаги близко к нулю, в почве тоже достаточно влаги, так что $P_п=P_к=P_л=P_а=0$; потоков влаги через растение, т.е. транспирации, нет. Появилось солнце, и относительная влажность воздуха стала постепенно снижаться. Она уже не 100, а 98%. При этом давление влаги в атмосфере снизилось от 0 до –27810 см водн. ст., или до –27 атм. В следующий момент влажность воздуха еще слегка упала, например до 94%, а давление влаги резко понизилось уже до –85490 см водн. ст., или до –83 атм. Прошло еще немного времени, и влажность воздуха стала близка к обычной в бореальной зоне, например к 52%, а давление влаги уже стало очень низким: ниже –900 000 см водн. ст., или меньше –874 атм. Так, при малом изменении влажности воздуха быстро и интенсивно падает давление влаги в атмосфере. Естественно возрастает перепад давления влаги между листом и атмосферой ($P_л–P_а$). За счет этого перепада начинается передвижение влаги из листа в атмосферу. Лист теряет воду, подсыхает и в нем начинает понижаться давление влаги, что в свою очередь обусловливает перепад давлений на участке корень –лист ($P_к–P_л$) и вызывает поток влаги из корня в лист. Далее падает и давление влаги в корне. Появляется и возрастает подток почвенной влаги к корню. Этот поток – управляющая, все регламентирующая величина. Высок поток, высока транспирация – растение чувствует себя хорошо. Снижается этот поток – снижается и подток влаги к листьям, что вызывает некоторое обезвоживание клеток листа, в том числе и устьичных, что может вызвать их частичное закрытие и снижение транспирации. Поэтому растение способно в определенных пределах регулировать потоки влаги в системе, чтобы сохранить свой водный статус и не засохнуть.

Происходит все следующим образом (рис.IX. 2). Вначале, когда давление влаги в почве высоко, транспирация находится на высоком уровне ($Tr/Tr_0=1$). Затем в процессе потребления влаги корнями растений, давление влаги в почве начинает снижаться и поток к листьям временно упадет. Это вызовет увеличение концентрации веществ в клетках листьев и снижение осмотического и соответственно полного давления влаги в листьях. Перепад давлений влаги почва–лист увеличивается, и транспирация продолжает находиться на первоначальном уровне. Почва продолжает иссушаться, однако растение еще способно понижать давление влаги в листьях, увеличивая перепад давлений между почвой и листом и восстанавливая оптимальный поток влаги из почвы к корням и в листья. На рис. IX.2 – участок

оптимальной влагообеспеченности растений, когда с уменьшением давления влаги в почве возрастает перепад давление $P_п – P_л$ и Tr/Tr_0 находится на уровне, близком к 1. При достижении некоторого «критического» давления влаги в почве, несмотря на продолжающийся рост перепада давлений «почва–лист», транспирация начинает уменьшаться вследствие уменьшения подтока влаги к корням. Основной причиной уменьшения подтока является стремительное снижение коэффициента влагопроводности почвы (рис. IX.2).

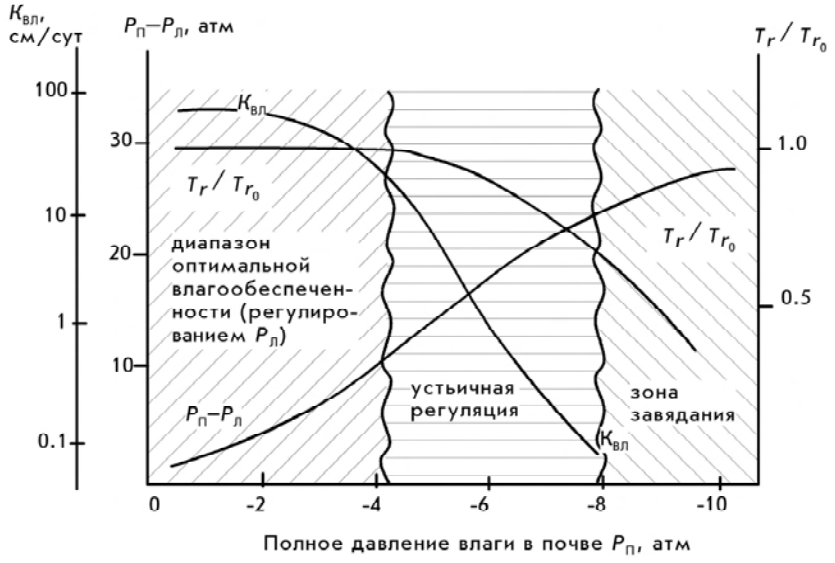


Рис.IX .2. Изменение относительной транспирации (Tr/Tr_0), перепада давлений влаги между почвой и листом ($P_п – P_л$) и коэффициента влагопроводности ($K_{вл}$) в процессе иссушения почвы при уменьшении давления влаги в почве ($P_п$)

При дальнейшем иссушении почвы давление почвенной влаги продолжает падать, интенсивно (на порядки!) уменьшается проводимость и соответственно подток влаги к корням. Даже некоторый рост перепада давления $P_п – P_л$ не способен компенсировать падение почвенной влагопроводности и увеличить подток к корню. Транспирация продолжает снижаться. Вплоть до очень низких значений, до завядания растений. Поэтому основным фактором, регулирующим водное питание растений, будет являться давление почвенной влаги, а параметром, его характеризующим, – *«критическое» давление влаги* в почве. Эти процессы детально рассмотрены в монографиях И.И.Судницына.

3. Критическое давление влаги в почве. Научные основы регулирования водного питания растений

Поскольку водообеспеченность растений в конечном счете зависит от давления влаги в почве, то для того чтобы характеризовать водное питание конкретных растений в конкретных почвенных условиях, надо найти зависимость между относительной транспирацией и давлением влаги в почве. Причем в данном случае можно использовать не полное давление влаги, а капиллярно-сорбционное, так как именно от него зависят влагопроводность почвы и подток влаги к корням. Эта зависимость будет характеризовать процесс водного питания растений во всем диапазоне давлений влаги вне зависимости от метеорологических факторов. На рис. IX.3. в общем виде представлена зависимость между относительной транспирацией (Tr/Tr_0) и капиллярно-сорбционным давлением влаги в единицах *pF*. По своему виду она и получила название *«транспирационной трапеции»*. Рассмотрим ее более внимательно.

Эта зависимость имеет несколько характерных точек. Две из них относятся к очень низкой (близкой к нулевой) транспирации: на рис.IX.3 точки пересечении «транспирационной трапеции» с осью *pF*. Последняя на оси *pF* нам знакома – это точка устойчивого завядания растений. Первая же, в начале координат, отражает условия полного насыщения почвы водой. Основная масса сельскохозяйственных растений – мезофиты, и обычно они не способны переносить недостаток воздуха в почве. При недостатке воздуха в почве их транспирация близка к нулю. Но по мере иссушения почвы и появления в ней все большего количества воздуха относительная транспирация все увеличивается, достигая значения, равного единице, а это условия оптимальной водообеспеченности растений.

Указанная точка перелома на транспирационной трапеции соответствует давлению входа воздуха в почвенное поровое пространство, или давлению барботирования ($P_б$). В этот момент капиллярные силы в крупных капиллярах уже не способны удерживать воду, вода выходит (дренируется) из этих капилляров, и в почве в достаточном для растений количестве появляется воздух. Для многих суглинистых почв эта величина, как указывалось в части VII, находится в диапазоне –35…–70 см водн. ст., но может колебаться в заметных пределах в зависимости от свойств почв.

Следующая область транспирационной трапеции – плато на уровне Tr/Tr_0, близком к 1. Это область оптимальной обеспеченности ра-

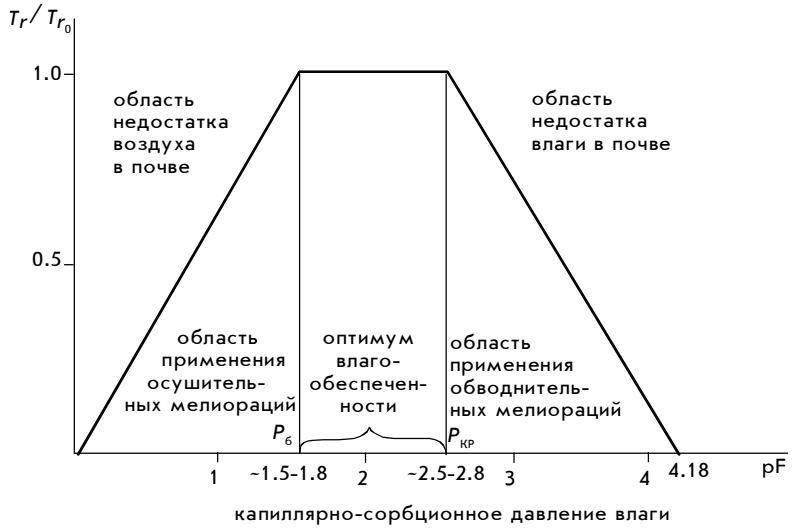


Рис.IX.3. «Транспирационная трапеция»

стений почвенной влагой. В данной области устьица растений максимально открыты, растение способно активно регулировать свой водообмен на высоком уровне, повышая давление влаги в листьях и соответственно в корнях. Но, как мы указывали выше, лишь до определенного уровня. Этот уровень – вторая точка перелома на транспирационной трапеции. Ей соответствует значение «критического» давления влаги в почве ($P_{кр}$). Весьма важная во всех отношениях величина. В теоретическом – именно при достижении «критического» давления прикрываются устьица, и растение вынуждено перестроить свой физиологический механизм на экономию влаги, не наращивая активно вегетативную массу. В практическом – при наступлении в почве указанной величины следует производить полив растений. Это основа для практики оросительных мелиораций. Для большинства растений-мезофитов $P_{кр}$ колеблется от –300 до –600 см водн. столба, т.е. от 2.5 до 2.78 единиц pF.

Последняя часть транспирационной трапеции – снижение Tr/Tr_0 от 1 до небольших величин – отражает процесс постепенного закрытия устьиц, ухудшения водного питания вплоть до прекращения транспирации и гибели растений. Строго говоря, нулевого значения транспирация растений не достигнет, даже в сухом состоянии через растение, как через безжизненный пористый фитиль, будет двигаться слабый поток из почвы в атмосферу. Но это уже не физиологический процесс транспирации, а чисто физический процесс.

Указанные точки характеризуют области практического управления водным питанием растений. Область давлений влаги от 0 до $P_б$ (от полного насыщения до давления входа воздуха) – область применения осушительных мелиораций, когда из почвы требуется убрать избыток воды с помощью дренажа. Область давлений влаги ниже критического – область применения обводнительных мелиораций, когда требуется следить за давлением влаги в почве и подавать воду при наступлении критического давления влаги. Постоянно же следить за давлением влаги в почве можно с помощью тензиометров и в момент достижения $P_{кр}$ осуществлять полив. Данный подход составляет научные основы управления водным питанием растений. Для этого необходимо еще знать, от каких факторов и в какой степени зависит $P_{кр}$.

4. Зависимость критического давления от различных факторов

При оценке изменения $P_{кр}$ под действием различных факторов следует помнить, что величина $P_{кр}$ определяет подток влаги к корням растений в основном через снижение влагопроводности почвы. Иначе говоря, следует учитывать и функцию влагопроводности при рассмотрении влияния почвенных факторов на величину $P_{кр}$.

•Почвенные факторы

Величина $P_{кр}$ будет снижаться при утяжелении гранулометрического состава (рис.IX.4). Это объясняется различием в виде функций влагопроводности для песчаных и суглинистых почв. Вспом-

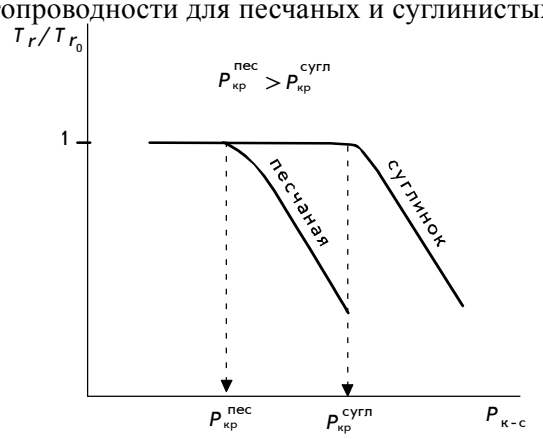


Рис. IX. 4. Изменение критического давления влаги в песчаных и суглинистых почвах

ним (рис.VIII.12), что коэффициент влагопроводности для области давлений влаги –300… –600 см водн. столба для суглинистых почв выше, чем для песчаных. Следовательно, и поток влаги к корням растений в суглинистой почве будет выше при одном и том же давлении влаги. Поэтому растение начнет снижать транспирацию в суглинистых почвах при более низком давлении влаги. В суглинистых почвах имеется более широкий диапазон оптимального водного питания растений, что связано, в основном, с особенностями функции влагопроводности для почв различного гранулометрического состава.

• Метеорологические

Метеорологические факторы учитываются в величине Tr_0: чем больше скорость ветра, сухость атмосферы, тем выше Tr_0. Казалось бы, метеоусловия, их напряженность не должны оказывать влияния на вид транспирационной трапеции. Однако, как видно на рис.IX.5, при увеличении напряженности метеоусловий растения начинают снижать транспирацию раньше, при большей (с учетом знака) величине капиллярно-сорбционного давления влаги в почве.

Указанная зависимость $P_{кр}$ от метеоусловий связана прежде всего с определенной «инерционностью» растений по сравнению с изменением метеоусловий. В природе нередко при суховеях наблюдается завядание растений при полном достатке воды в почве: так называемая «атмосферная засуха».

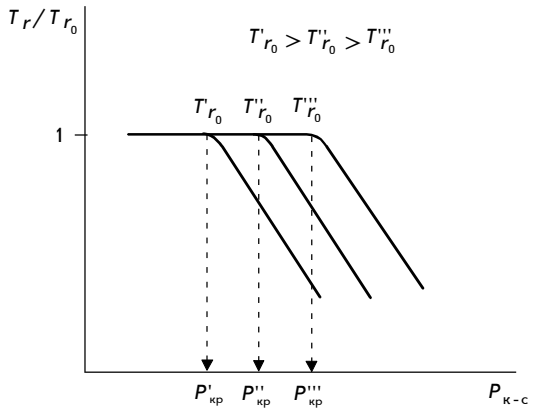


Рис.IX.5. Изменение критического давления влаги при различной напряженности метеоусловий

• Биологические

Вполне понятно, что биологические особенности растений в отношении их засухоустойчивости будут совершенно определенно связаны с $P_{кр}$: ксерофитам будут свойственны самые низкие величины $P_{кр}$, гигрофитам – самые высокие, а мезофиты будут занимать промежуточное положение. В данном разделе мы кратко остановимся лишь на вопросе влияния концентрации корней на величину $P_{кр}$.

Корневые системы исследовать весьма сложно. Но в традициях почвоведов для характеристики условий жизнедеятельности растений всегда оценивать массу или длину корней. В данном случае, учитывая, что корни потребляют влагу по всей своей длине, будем пользоваться концентрацией корней в виде «длина корней в единице объема почвы» [см/см^3]. Исследования показали, что при увеличении концентрации корней $P_{кр}$ снижается (рис.IX.6, а), т.е. растения с более развитой корневой системой при прочих равных условиях имеют более широкий диапазон оптимального водного питания. Более того, сама величина $P_{кр}$ связана с концентрацией корней в определенном диапазоне характерной, близкой к степенной, зависимостью, которая в полулогарифмических координатах близка к линейной (рис.IX.6, б).

Такой вид зависимости однозначно указывает, что в определенном диапазоне концентраций корней рост корневых систем будет способствовать улучшению водного питания растений, о чем, впрочем, говорит весь опыт практического земледелия, лесоводства.

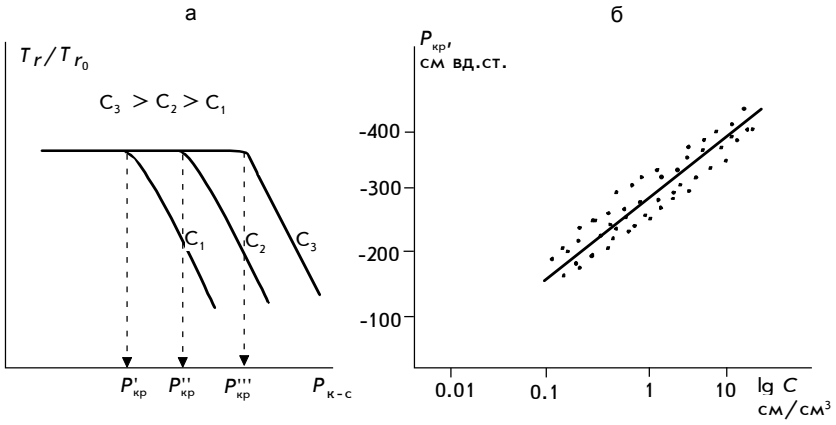


Рис.IX.6. Изменение $P_{кр}$ при различной концентрации корней (а) и близкая к линейной зависимость $P_{кр}$ от концентрации корней (C, см/см^3) – (б)

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

1. Оценка движения влаги в системе «почва–растение–атмосфера» возможна с использованием потенциалов (давлений) влаги в почве, корнях, листьях и атмосфере. Поток влаги через растение (транспирация, *Tr*) возможен лишь при условии $P_п > P_к > P_л > P_а$ (с учетом отрицательного знака полных давлений влаги).
2. Относительная транспирация в виде отношения актуальной транспирации к потенциально возможной в данных метеоусловиях при оптимальном водном питании (Tr/Tr_0) является показателем влагообеспеченности растений. Ее зависимость от давления влаги в почве – «транспирационная трапеция» – имеет две характерные точки: до давления входа воздуха в почву ($P_б$) растения имеют пониженную транспирацию за счет избытка воды, а при давлениях влаги ниже «критического» ($P_{кр}$) растения испытывают недостаток влаги, транспирация снижается за счет деятельности устьичного аппарата, взаимосвязанно снижается и продуктивность растений. Область давлений влаги от $P_б$ до $P_{кр}$ – область оптимального водного питания.
3. «Критическое давление» влаги в почве повышается (т.е. уменьшается диапазон оптимального водного питания растений) при облегчении гранулометрического состава, увеличении напряженности метеоусловий (увеличении Tr_0), снижении концентрации корней.

Литература

С у д н и ц ы н И. И. Движение почвенной влаги и водопотребление растений. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979. 253 с.

С л е й ч е р Р. Водный режим растений. М.: Мир, 1970.

Физика среды обитания растений. Л., 1968. 304 с.

Часть X

ВОДНЫЙ РЕЖИМ И БАЛАНС ПОЧВ

1. Водный режим почв

1.1. Динамика влажности в почве. Водный режим почв

Влажность почвы – одно из самых быстро изменяющихся во времени свойств почв, и динамика влажности – весьма характерная сторона жизни почвы. Начнем изучение закономерностей изменения влажности во времени с рассмотрения ее динамики по профилю почвы на уровне почвенного индивидуума, с водного режима почв.

Классическим определением водного режима является следующее: «Водный режим почв – процессы поступления влаги в почву, ее перераспределения и расходования». Заметим, что в определении не указывается, откуда поступает вода в почву: это могут быть и атмосферные осадки, и грунтовые воды, и боковой приток. Значит, водный режим рассматривается в некотором, заранее оговоренном почвенном пространстве, как правило, в почвенном индивидууме, педоне. Если речь заходит о водном режиме некоторого участка, ландшафта, катены, то он изучается как состоящий из взаимосвязанных водных режимов отдельных индивидуумов.

Основы рассмотрения водных режимов были заложены Г.Н.Высоцким. Именно он предложил одну из первых классификаций водных режимов, которая затем была дополнена А.А.Роде, Н.А.Качинским, С.А.Вериго и Л.А.Разумовой, Ф.Р.Зайдельманом, Л.О.Карпачевским и др. Как известно, Г.Н.Высоцкий для классификации водных режимов руководствовался следующими моментами: (1) есть ли в профиле вечная мерзлота; (2) насколько глубоко проникают почвенные воды в почву в течение года,

в особенности, проникают ли они до грунтовых вод; (3) как соотносятся процессы восходящего и нисходящего движений влаги и (4) отношением количества осадков к испаряемости, т.е. коэффициентом увлажнения (КУ). На основании этих принципов Г.Н.Высоцким было выделено пять основных типов водного режима, а А.А.Роде впоследствии дополнил эту классификацию. В результате современная классификация включает:

1. Мерзлотный (КУ > или <1) – с наличием в почве вечной мерзлоты. Дополнен еще и сезонно-мерзлотным подтипом.

2. Промывной (КУ>1) – вода осадков ежегодно в некоторый период времени просачивается сквозь всю почвенную толщу и проникает в грунтовые воды.

3. Периодически промывной (КУ > или <1) – вода осадков лишь в редкие годы способна в период весеннего снеготаяния достичь грунтовых вод. В этом случае количества поступившей в почву влаги и испарившейся из нее примерно равны. То есть приходные и расходные статьи влаги в почве близки.

4. Непромывной (КУ<1) – поступающая в почву влага циркулирует только в почвенных горизонтах, не проникая до грунтовых вод. Как правило, в данном случае приходные статьи меньше расходных, и влага перемещается в пределах 1–2-метровой толщи почв.

5. Выпотной (КУ<<1) – наблюдается в условиях, когда в почве преобладают восходящие потоки. Как правило, это возникает в почве с близко залегающими грунтовыми водами, вода из которых, поднимаясь к поверхности, быстро испаряется. Иногда выделяют подтипы: собственно выпотной и десуктивно-выпотной. В последнем подчеркивается роль не только испарения, но и десукции (транспирации) растений в процессе расходования влаги.

Отметим, что приведенная классификация водного режима является почвенно-генетической, т.е. имеет цель объяснить почвенно-генетические процессы, протекающие в почве. Если же целью является более детальное описание водного режима почв, например исследование влагопотребления растений, движения влаги при орошении или осушении, т.е. более краткосрочных, чем почвенно-генетический процесс, то указанные выше классификационные градации являются излишне общими. Поэтому в этих случаях требуются количественные формы представления водного режима.

1.2. Различные формы представления водного режима: распределение влажности по глубине, послойные динамики, хроно- и топоизоплеты

Для того чтобы оценить водный режим почв в количественных параметрах, необходимо решить, во-первых, что же будет являться количественным документом, отражающим водный режим почв, и, во-вторых, какие процессы мы должны характеризовать с помощью этого документа. Попытаемся в качестве основного количественного параметра ввести послойную влажность почвы, а для сравнения характеризовать ее состояние в виде известных почвенно-гидрологических констант и диапазонов состояния влаги.

При таком подходе водный режим почв – это послойная динамика содержания воды (или давления влаги) в рассматриваемой почвенной толще, выраженная с учетом изменения ее состояния. Основное внимание в этом определении водного режима почвы уделяется количественной характеристике – изменению влажности в слоях почвы во времени, а также ее сравнительной оценке – требованию выражения не только самой влажности в динамике, но и необходимости указания на этих динамиках состояния влаги. Рассмотрим на примере.

Предположим, что мы наблюдали за влажностью после того, как залили площадку на сухой гомогенной почве, например на черноземе. Определяли влажность по слоям 0–10, 10–20 и 20–30 см в течение 10 дней: сразу после полива, на 2, 4 и 10-е сутки. В нашем журнале наблюдений велись записи влажностей почвы по срокам и глубинам, и в результате получилась следующая таблица.

Таблица X.1

Влажности почв (% к весу) по слоям почвы в период наблюдений (почва – чернозем)

Глубины, см	Сроки, сут			
	0	2	4	10
0–10	40	30	20	5
10–20	18	22	20	17
20–30	15	15	17	17

Эти данные можно изобразить в виде графиков по глубине почвенного профиля. В этом случае получатся так называемые профильные распределения, или «эпюры», влажности почвы (рис.X.1).

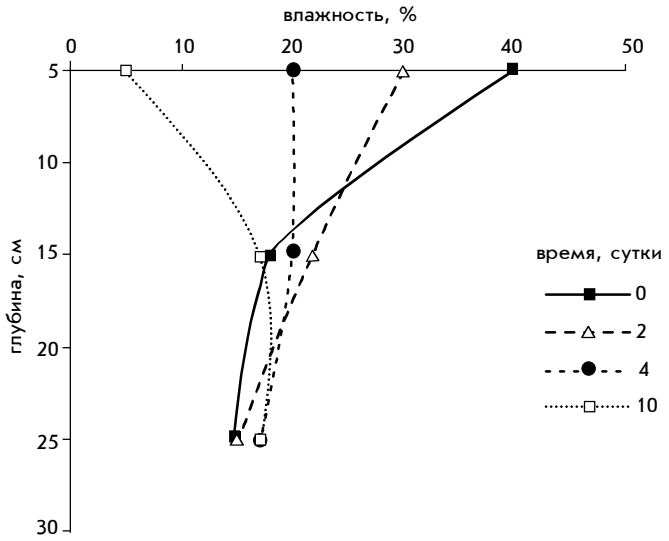


Рис. X.1. Профильные распределения влажности в гомогенной почве за период наблюдения

Такой тип представления данных по влажности удобен в том случае, если мы хотим уделить особое внимание нисходящим и восходящим процессам движения воды в почве. В нашем примере сразу после полива площадки насытился только верхний слой, влага не проникла глубже 20 см, но уже на вторые сутки фронт увлажнения захватил 20-сантиметровую толщу, на 4-е – всю рассматриваемую, при этом уже интенсивно иссушались верхние 10 см почвы. Можно предположить, что преобладало нисходящее движение, которое после 4 суток сменилось на восходящее.

Если перед нами стоит задача детально проанализировать, как изменялась влажность в отдельных слоях, то лучше всего использовать динамические кривые (рис.X.2).

В этом случае хорошо видно, что влажность нижнего слоя изменялась очень мало, постепенно увеличиваясь. А вот верхний слой, напротив, интенсивно иссушался. Этот способ представления незаменим, когда мы хотим сравнить послойную динамику двух объектов или сравнить реальные данные с расчетными. Для таких ситуаций – он самый наглядный.

Однако наиболее распространенным является изображение данных по влажности в виде хроноизоплет. Хроноизоплеты – линии с равными значениями влажности в координатах Y–X: «глубина»–«время».

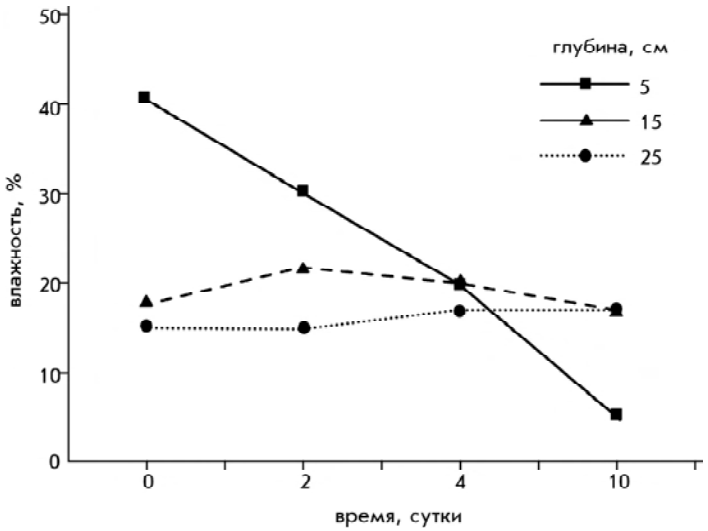


Рис.X.2. Динамические кривые влажности гомогенной почвы за период наблюдения

Карта хроноизоплет аналогична карте изогипс, или топографической карте, на которой соединены горизонталями точки с одинаковой высотой. В нашем же случае – хроноизоплетами соединены точки с одинаковой влажностью. На рис. X.3 приведена карта хроноизоплет с рассматриваемым нами случаем. При использовании хроноизоплет открываются широкие возможности для анализа: можно анализировать формы хроноизоплет, проникновение влаги, долю пространственно-временного поля с определенным диапазоном влаги, видна граница проникновения влаги и пр. Хорошо это видно лишь для гомогенной почвы. Иное дело, если у нас почва не гомогенная по текстуре и сложению, а имеется слой с другим гранулометрическим составом. Не чернозем (как в нашем исходном примере), а дерново-подзолистая с явно выделяющимся опесчаненным горизонтом А2. Опесчаненный в нашем случае означает, что он имеет более низкие значения влажности, однако вовсе не обязательно он будет более сухим. Пусть горизонт расположен на глубине от 15 до 21 см и имеет влажности, представленные в табл.X.2.

Хроноизоплеты влажности, построенные для гомогенной и слоистой почв, представлены на рис. X.3 а, б. Хроноизоплеты для слоистой почвы (рис. X.3, б) являются трудно интерпретируемыми. Остается неясным, как двигалась вода, как шло испарение и т.д.

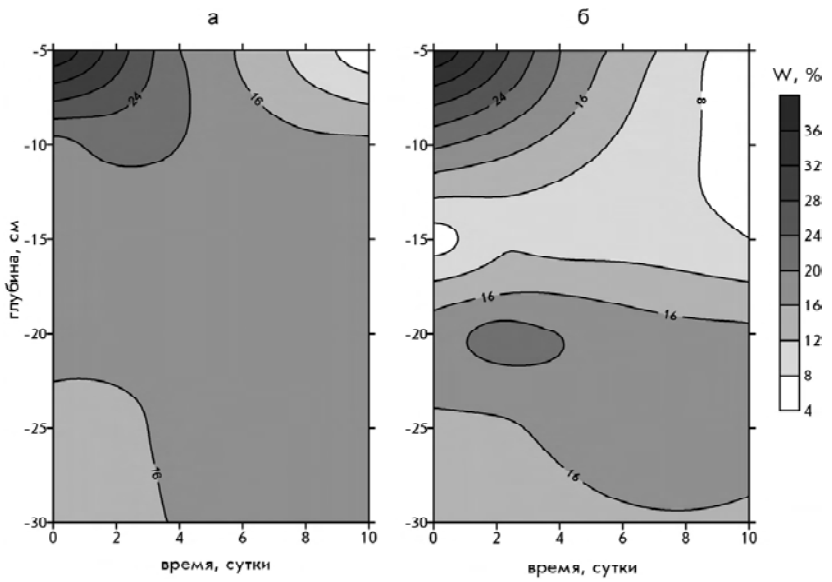


Рис.X.3. Хроноизоплеты влажности в гомогенной (а) и слоистой (б) почвах

Такое представление явно неудобно, недопустимо. Общепринятые подходы в этом случае следующие: либо использовать понятие относительной влажности почвы, либо нанести на хроноизоплеты линии с характерными значениями гидрологических констант для конкретных слоев. Используем первый подход, учитывая, что относительная влажность – это отношение реальной влажности к наименьшей влагоемкости, а НВ для указанных слоев составляет 32, 12, 28 и 27 %. Тогда карта хроноизоплет будет иметь следующий вид (рис. X.4, а).

Теперь, как видно из рис. X.4, б, можно достаточно определенно судить о наличии в почве доступной влаги, причем как в отношении мощности слоя со значениями от НВ до 0.7 НВ, так и длительности благоприятного для растений периода. Можно также судить и о глу-

Таблица X. 2

Влажности почв (% к весу) по слоям в период наблюдений (слоистая почва – дерново-подзолистая)

Глубины, см	Сроки, сут			
	0	1	2	5
0–10	40	30	20	5
10–15	5	12	10	8
15–21	18	22	20	17
21–30	15	15	17	17

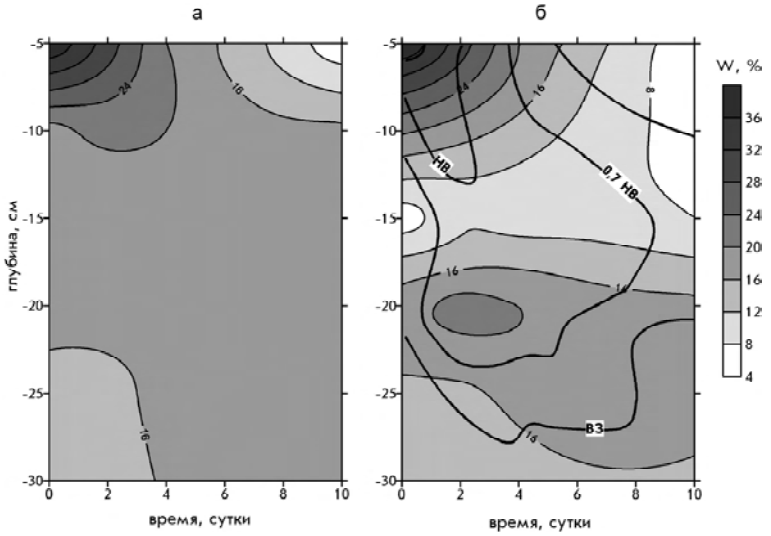


Рис.X.4. Хроноизоплеты относительной влажности слоистой почвы (а) и хроноизоплеты влажности почвы с нанесенными гидрологическими константами (б)

бине, и длительности проявления периода анаэробиоза в почве. Его будет характеризовать площадь, окаймляемая хроноизоплетой с влажностью более ПВ-10, в % к объему (на рис.X.4 не приведена, так как таких значений в опыте не было). Отметим здесь, что все категории влажности должны быть выражены либо в виде объемных процентов, либо в весовых (массовых). Если использовать весовые %, то последняя градация должна быть представлена (ПВ – 10% / ρ_b), где ρ_b – плотность рассматриваемого слоя, в ПВ выражена в % к абсолютно сухой массе почвы. Такого рода анализ хроноизоплет влажности позволяет судить о жизни почвы со всех сторон: со стороны наличия доступной влаги для растений (агрофизический аспект), со стороны протекания в почве специфических анаэробных процессов, а также периодов засухи (эволюционный и мелиоративный аспекты).

Конечно, в слоистых почвах такого рода анализ с привлечением почвенно-гидрологических констант и характерных диапазонов влаги весьма показателен. Более того, если величины почвенной влаги представлены во влажностях, он единственно возможен. Однако представительной (и легко читаемой) является карта хроноизобар, т.е. изолиний в той же плоскости «глубина–время», соединяющих равные значения давления влаги. В этом случае уже нет нужды привлекать аппарат относительных влажностей или наносить дополнительно ка-

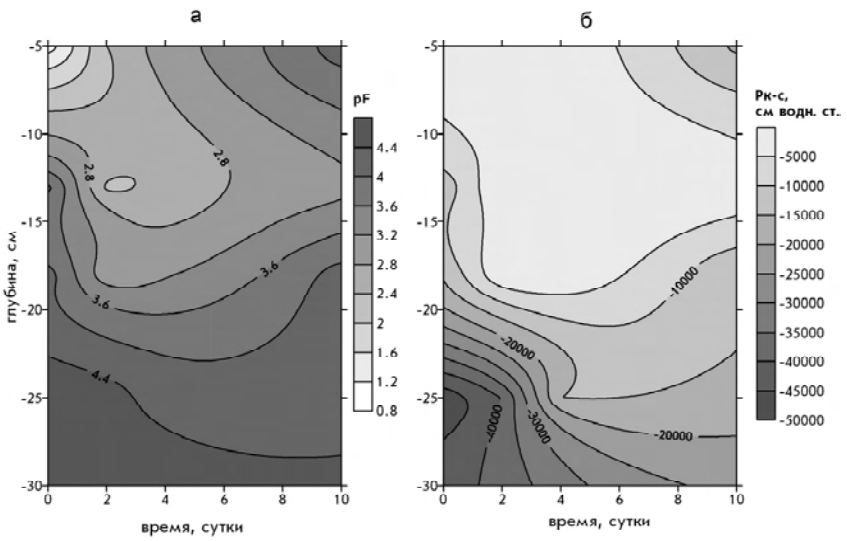


Рис. X.5. Водный режим слоистой почвы в виде хроноизобар почвенной влаги (а) в pF; (б) – в единицах давления влаги в см водн. ст.

тегории почвенной влаги. Хорошо известно, что влага, имеющая величину давления >–50 …–75 см водн. ст. (pF< 1.7–1.87), – это область анаэробиоза в почве, а указанные величины – это значения давлений барботирования, значения, при которых в капилляры почвы входит воздух и образуется единая сеть воздухопроводящих пор (в почве восстанавливается газообмен). От давления барботирования до значений давления влаги около –300 см водн. ст. (pF< 2.48) – гравитационно-подвижная, капиллярно-стекающая влага, а для области давлений влаги от –300 до –1000 (–1500) см водн. ст. (2.48 <pF<3.0 (3.18)) – капиллярная влага, легкодоступная для растений. Далее выделяется область пленочно-капиллярной, труднодоступной влаги: от –1000 до –15000 см водн. ст. (3.0<pF<4.18) И, наконец, при значениях давления влаги <–15000 см водн. ст. (pF> 4.18) влага становится недоступной для растений, причем для pF>4.45 – это пленочная, адсорбированная влага. Если изобразить водный режим в единицах давления влаги (или pF), то анализ такого рода карт хроноизобар почвенной влаги оказывается весьма информативным (рис.X.5, а, б). Действительно, значения и диапазоны давления непосредственно указывают и на доступность влаги растениям, и на ее состояние (форму влаги). Более того, мы изобразили карту хроноизобар в виде величин капиллярно-сорбционного давления.

А это дает возможность однозначно говорить и о направлении движения почвенной влаги в пределах каждого отрезка времени (анализ проводить по вертикальной оси для одного и того же времени): влага будет двигаться от точек с меньшим pF в сторону больших значений.

По-видимому, представление водного режима почвы в виде хроноизобар предпочтительнее. Эти картины можно построить, если иметь основную гидрофизическую характеристику для каждого слоя почвы, чтобы перевести значения влажности в значения капиллярно-сорбционного давления.

Для завершения картины водного режима почв (вспомним, водный режим – процессы поступления влаги в почву, перераспределения и расходования влаги из почвы, т.е. надо указать поступающие осадки и расход воды на испарение) необходимо добавить на верхней границе почвы динамику осадков, температуры, влажности воздуха, испаряемости. Тогда картина водного режима почв будет достаточно полной. Она приведена на рис.X.6.

Есть несколько общих принципов анализа карты хроноизоплет влажности или давления почвенной влаги. Первый мы уже обсуждали – это выделение неблагоприятных в отношении содержания воздуха и влаги почвенных зон и периодов. На карте хроноизоплет надо выделить площади, соответствующие внутренней части хроноизоплеты (ПВ–10%) или хроноизобары pF 1.7. Это зоны с недостатком воздуха. Если эти зоны находятся в корнеобитаемой толще и их длительность – несколько суток, то можно ожидать снижения продуктивности растений вследствие недостатка воздуха.

Отметим, впрочем, что это касается лишь мезофитных растений, не имеющих специальных приспособлений для преодоления анаэробных периодов (например, аэренхимы). Надо также выделить зоны с хроноизоплетами влажности (0.7 НВ) и ВЗ или хроноизобарами с pF 3.0 и 4.18. Они укажут пространственное распространение в профиле почвы и длительность неблагоприятных, засушливых периодов. Если хроноизоплеты с 0.7 НВ и pF 3.0 характеризуют труднодоступную влагу и возможные потери продуктивности вследствие недостатка влаги, то с ВЗ (с pF 4.18) – условия гибели растений вследствие почвенной засухи. Так анализируются водно-воздушные условия почвы по карте хроноизоплет. Однако на карте можно обнаружить и ряд особых моментов, указывающих на специфику переноса влаги в этой в почве. Это второй важный момент при анализе хроноизоплет. К примеру, на карте в глубинных слоях обнаруживается замкнутая область, ограниченная хроноизоплетой со значениями выше или ниже окружающих ее значений.

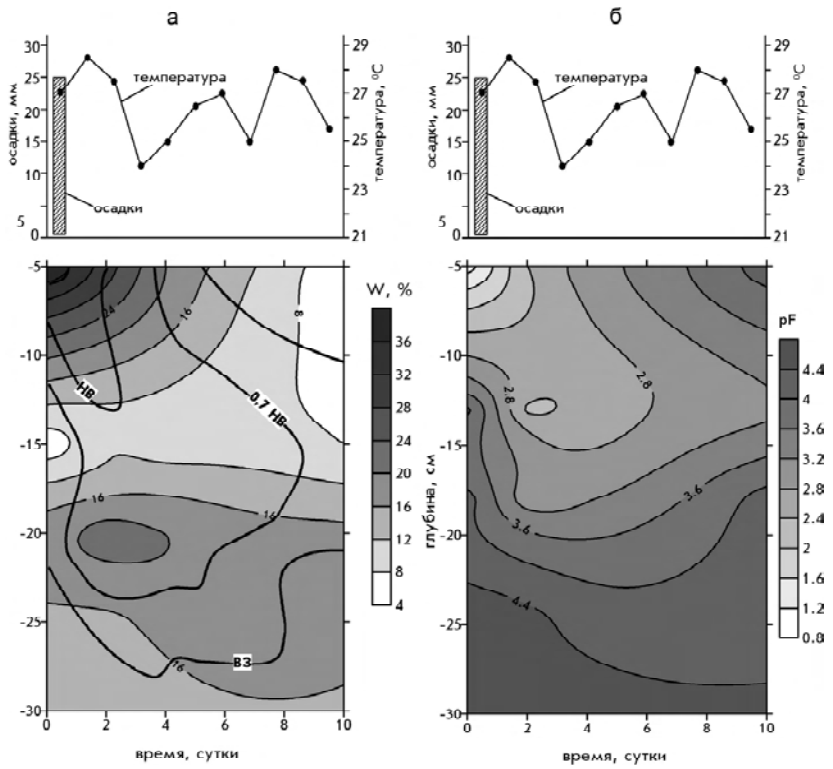


Рис. X.6. Карты хроноизоплет влажности (а) и давления влаги в единицах pF (б) в почве с указанием метеоусловий – наиболее полные характеристики элементов водного режима почв

Замкнутая зона может указывать на то, что сюда особым образом, специфическим только для почвы из поверхностных слоев, проникло некоторое количество влаги, что и повысило здесь ее давление. По-видимому, это произошло по специфическим почвенным образованиям, трещинам и макропорам, что позволило влаге проникнуть через почвенный слой, практически его не увлажняя. В результате это отразилось в увлажнении слоя почвы на некоторой глубине, которое может существовать в более сухих зонах верхнего и нижележащего слоев. Графически на карте хроноизоплет это проявилось в виде зоны с замкнутыми изоплетами, характеризующими более высокую влажность в окружении низких значений (как некоторое возвышение, холм, на топографической карте равнины). Напротив, наблюдать внутри почвы зону более сухую, чем выше- и нижележащие, практически не удается или в весьма специфических случаях и кратковременно.

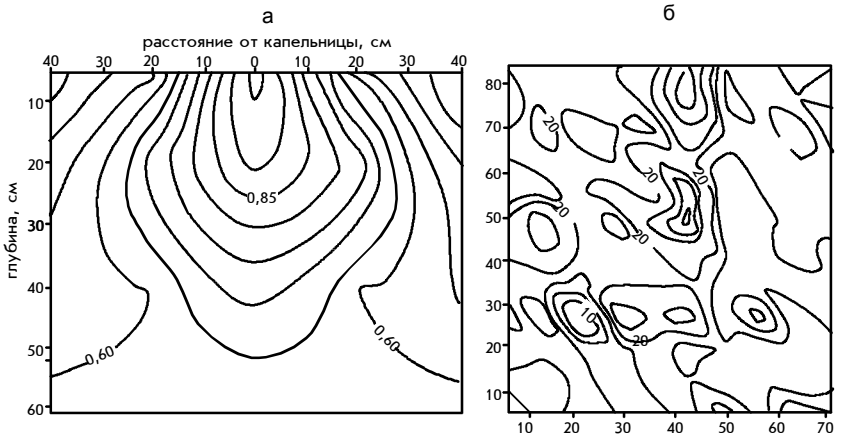


Рис. X.7. Топоизоплеты относительной влажности чернозема (а) после полива капельным способом (0 – положение капельницы) и влажности серой лесной почвы на участке сельскохозяйственного поля 70×80 м на глубине 35–40 см (б)

Трудно себе представить, что на какой-то глубине имеется повышенное скопление корней, которые интенсивно потребляют влагу именно из этого слоя. Это физически маловероятно, учитывая, что давление влаги в корневой системе выравнено. Поэтому появление такого рода «пятен» на карте скорее всего связано с ошибками в исходных данных, определениях НВ (если данные представлены в виде относительной влажности) или в особенностях автоматизированной прорисовки хроноизоплет влажности, где такие процедуры сглаживания, как «кригинг», «метод обратного расстояния» или «сплайн», принятые в картографии, малопригодны. Более «физична» в этом случае процедура линейного сглаживания. Характерными ошибками являются также незамкнутость или прерывание хроноизоплет, их пересечение. Это явные ошибки графического представления водного (да и любого другого) режима.

Кроме хроноизоплет нередко используют и топоизоплеты влажности или давления влаги. В этом случае поле хроноизоплет имеет только пространственные координаты для какого-либо конкретного момента времени. Примером может служить распределение относительной влажности почвы после полива капельным орошением. Этот способ полива заключается в том, что из специально устроенной капельницы по каплям в течение некоторого времени (обычно около 1–1.5 суток) вода поступает в почву. Она перераспределяется в почве, образуя область увлажнения, хорошо совпадающую с корневой сис-

темой растений. Рис.X.7, а изображает топоизоплеты относительной влажности после капельного полива, где положение капельницы обозначено точкой «0» на оси расстояния. Обычно положение капельницы совпадает с положением ствола дерева, кустарника хлопчатника, куста томатов и пр. На рис.X.7, а показано, что влага очень равномерно распределяется в пространстве при таком локальном увлажнении, когда и поверхность почвы остается сухой, и глубоко вниз влага тоже не проникает. Используют топоизоплеты влажности или давления, для того чтобы изучить не только профиль смоченности в осях «глубина – расстояние по горизонтали», но и пространственное распределение влажности на какой-то конкретной глубине по изучаемому пространству. Примером может служить рисунок распределения влажности на глубине 35–40 см по участку сельскохозяйственного поля 70×80 м, полученного во Владимирской области, во Владимирском ополье недалеко от г. Суздаля.

На участке поля, на одной и той же глубине видны зоны, заметно различающиеся по влажности (рис.X.7, б), что, безусловно, указывает на ее пространственную неоднородность. Связано это прежде всего с неоднородностью почвенного покрова, материнских пород, с микро- и мезорельефом. Более подробно мы это обсудим в части XVIII.

Водный режим почв – процессы поступления влаги в почву, ее перераспределения и расходования.

Водный режим почв – послойная динамика содержания воды и/или энергетического состояния воды (влажности и/или давления влаги) в рассматриваемой почвенной толще, выраженная с учетом послойного изменения почвенно-гидрологических констант (относительная влажность) и метеоусловий за определенный период в рассматриваемой толще почвы.

Хроноизоплеты влажности – линии равных значений влажности (давления влаги) в поле координат «глубина почвы–время» с указанием динамики метеоусловий за рассматриваемое время.

Топоизоплеты – линии равных значений влажности в координатах «глубина почвы – расстояние по горизонтали» в определенный момент времени.

2. Водный баланс почв

2.1. Составляющие и уравнение водного баланса

Процессы поступления, расходования воды в почве весьма разнообразны. На рис.X.8 схематично все они представлены. Это уже знакомые процессы поступления и перераспределения влаги в виде осадков и последующего процесса инфильтрации (впитывания). Процессы внутрипочвенных вертикальных перетоков влаги в виде подтока влаги из глубинных слоев или грунтовых вод, или внутрипочвенного стока, которые могут происходит как в насыщенной (фильтрация), так и в не насыщенной влагой почве. В гидрологическом цикле представлены и другие важные процессы, такие как испарение и испаряемость, транспирация растений. На них, их физических особенностях мы остановимся чуть позже. А пока попытаемся составить водный баланс, т.е. найти соответствие приходных и расходных статей всех этих разнообразных гидрологических процессов в почве и на ее границах.

Для любой точки, участка на поверхности почвы можно составить баланс влаги, учитывая поступающие и расходные статьи водного баланса. Надо только всегда иметь в виду, что при составлении баланса воды необходимо четко оговаривать три условия: 1) для какой толщи составляется баланс, 2) для какого промежутка времени и 3) использовать одни и те же единицы (размерности) для различных составляющих водного баланса.

Первое условие вытекает из данного ранее определения почвы как объекта изучения физических свойств и процессов, второе – важно для понимания гидрологии почвы, ее сезонных, годовых и прочих периодов, а без третьего просто невозможны никакие расчеты в физике почв. Именно из-за этого водный баланс нередко называют количественным выражением водного режима почв.

Водный баланс – оценка прихода и расхода воды в определенном слое почвы за конкретный период. Складывается из поступления воды с осадками, конденсации воды из воздуха, в том числе почвенного, подтока из грунтовых вод. Расходные статьи баланса – поверхностный и внутрипочвенный сток, транспирация, испарение.

Водный баланс – это количественное выражение водного режима почв.

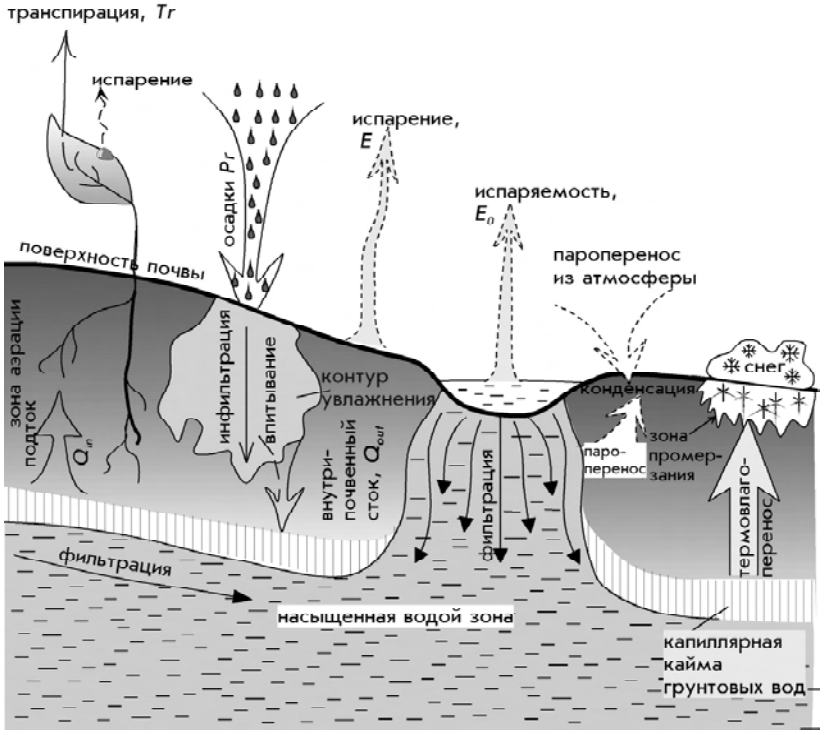


Рис. X.8. Схема гидрологических процессов в почве и на ее границах

Вначале рассмотрим водный баланс колонки почвы определенной высоты, к которой нет боковых притоков и оттоков, как по поверхности, так и внутрипочвенных. Эта задача называется одномерной задачей, так как мы рассматриваем лишь одно пространственное измерение – по глубине почвы.

Итак, положительными составляющими водного баланса, или его приходными статьями, являются осадки, количество воды, поступившей с нижней границы почвы, конденсация парообразной влаги. Расходными – количество испарившейся и транспирированной растениями воды, количество влаги, проникшей за пределы рассматриваемой колонки почв. Итогом соотношения указанных составляющих за определенный период будет изменение влагозапасов в рассматриваемой колонке почв (ΔЗВ):

(осадки + притекающая влага + конденсация) – (испарившаяся влага + транспирированная влага + оттекающая внутрипочвенная влага) = ΔЗВ.

Соответственно если складывается баланс положительный (+$\Delta ЗВ$), то почва увлажняется, если отрицательный (–$\Delta ЗВ$) – она иссушается. На этих принципах построены многочисленные гидрометеорологические коэффициенты, характеризующие влагообеспеченность территории как отношение осадков к испарению (или испаряемости), осадков к внутрипочвенному оттоку влаги и др.

Нередко составляющие баланса влаги рассматривают в виде потоков воды, т.е. уже учитывают период наблюдений. Тогда вместо осадков используют интенсивность осадков (Pr), вместо испарившейся и транспирированной воды – испарение (E) и транспирацию (Tr), приток и отток воды на нижней границе почвы (Q_{in} и Q_{out}), интенсивность конденсации (K). Соответственно размерности всех составляющих в этом случае будут: мм водн. слоя/сут, см водн. слоя/сут и т.д. Уравнение будет выглядеть следующим образом:

$$(Pr + Q_{in} + K) - (E + Tr + Q_{out}) = d(ЗВ)/dt,$$

где t – время (сут).

2.2. Оценка некоторых составляющих водного баланса

2.2.1. Испарение с поверхности почвы. Транспирация

Различные формы выражения и виды транспирации нам знакомы (часть IX). Уточним некоторые понятия, касающиеся испарения.

Испарение влаги (E) – процесс, при котором почвенная влага переходит из жидкого состояния в газообразное. Если вода переходит из твердого состояния (лед) непосредственно в газообразное, то этот процесс называют сублимацией, но в балансе также относят к испарению. Иначе говоря, испарение – потеря воды из почвы в газообразном состоянии. Выражается в виде потока влаги в единицу времени [см/сут, мм/час и др.]. Иногда для того чтобы отделить испарение от транспирации, используют термин «Испарение физическое», который подчеркивает, что испарение происходит с поверхности почвы или капельно-жидкой влаги с поверхности листьев, но не через устьица, а именно с листовой поверхности.

Испаряемость (E_0) – количество воды, испаряющееся в данных условиях с открытой водной поверхности большой площади в единицу времени.

Суммарное испарение (эвапотранспирация) – сумма испарения физического и транспирации.

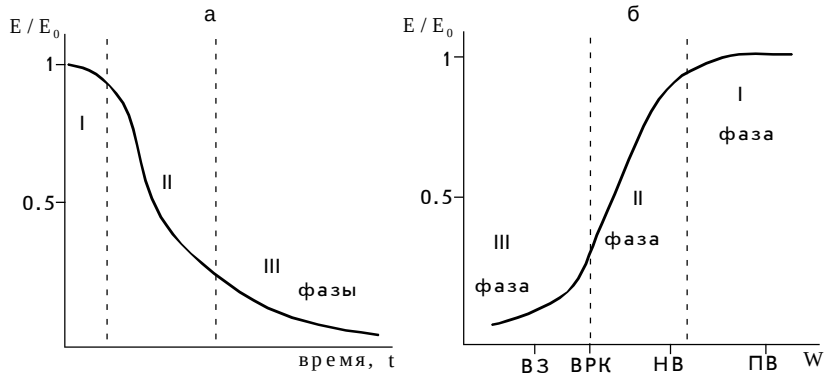


Рис.X.9. Изменение относительного испарения влаги из почвы (E/E_0) в зависимости от времени (а) и влажности почвы (б)

Наиболее важен и интересен процесс испарения влаги из почвы. Если исследовать испарение влаги из предварительно насыщенной почвенной колонки, то сначала испарение будет равно испаряемости и величина E/E_0 будет близка к единице, возможно, даже ее несколько превышать. Превышение возникает за счет того, что вода на шероховатой поверхности почвы не будет строго горизонтальна, будут выражены мениски, из которых испарение выше. Через некоторое время по мере иссушения поверхности почвы испарение начнет заметно снижаться – величина E/E_0 начнет стремительно падать. А еще через некоторое время, снизившись до сотых долей, асимптотически начнет приближаться к оси времени (рис. X.9, а). Динамика испарения имеет отчетливо выделяющиеся три фазы. Они заметны и при анализе зависимости относительного испарения от влажности почвы: первая фаза – от водовместимости до величин, несколько превышающих НВ. Вторая – примерно соответствует диапазону от НВ до ВРК, а третья – при влажности менее ВРК, когда практически отсутствует быстрое капиллярное восходящее движение, испарение плавно стремится к нулю (рис. X.9, б).

Итак, процессу испарения влаги из почвы свойственны три характерные фазы:

1-я фаза «интенсивного испарения». Здесь испарение определяется только метеоусловиями. Для этой стадии справедливо уравнение Дальтона, связывающее испарение с влажностью воздуха (w) и параметрами, отражающими скорость ветра и градиент температуры (D_d):

$$E = \rho_a D_d (w_0 - w_z),$$

где w_0 , w_z и ρ_a – влажность и плотность воздуха на поверхности почвы и высоте z, D_d – коэффициент скорости обмена, зависящий от скорости ветра и вертикального градиента температуры.

Так как на этой фазе испарение зависит от метеопараметров (в основном от температуры и влажности воздуха), нередко его рассчитывают и по эмпирическим формулам для длительных промежутков времени. Примером такого рода уравнений может служить уравнение Н.Н.Иванова для расчета среднемесячного испарения: $E = 0.0018(T + 0.25)^2 (1 - w)$, где T – среднемесячная температура воздуха, w – среднемесячная относительная влажность воздуха. Имеется и ряд формул, позволяющих рассчитывать испарение на этой стадии (фактически испаряемость) по данным о тепловом и радиационном балансах поверхности почвы.

2-я фаза – «убывающего испарения». Наблюдается при иссушении тонкого поверхностного слоя почвы. Испарение происходит у нижней границы просохшего слоя. На этой фазе испарение определяется скоростью подтока воды к поверхности испарения, т.е. гидрофизическими свойствами почвы, а также (значительно в меньшей степени) и метеоусловиями. Динамику испарения на этой фазе нередко описывают с помощью достаточно простого уравнения:

$$E = \frac{1}{2} D_e t^{-\frac{1}{2}},$$

где D_e – величина, обычно называемая коэффициентом десорбции.

3-я фаза – фаза «низкого испарения». На этой фазе восходящее движение влаги практически прекращается. Происходит увеличение толщины просохшего слоя – медленно иссушаются все более глубокие слои почвы.

Естественно желание использовать отмеченные закономерности, в частности, искусственным образом перевести испарение из первой на третью стадию, быстро понизить испарение. Этого можно достичь с помощью специального приема – мульчирования поверхности почвы. *Мульчирование* – покрытие поверхности почвы разнообразными материалами органического и неорганического происхождения (солома, торф, пленки и пр.) для снижения потерь почвенной влаги на испарение, а также для регулирования температуры, борьбы с сорняками. В данном случае важно то, что с помощью создания на поверхности сухого мульчирующего слоя из рыхлого материала практически сразу испарение переводят из первой (свойственной обнаженной почве) в третью (свойственную сухой мульче) фазу. Это значительно снижает испарение, так как испарение уже будет происходить по-другому, прежде всего в отношении первой стадии.

На рис. X.10 представлена зависимость испарения от влажности почвы при обнаженной поверхности и покрытой мульчой.

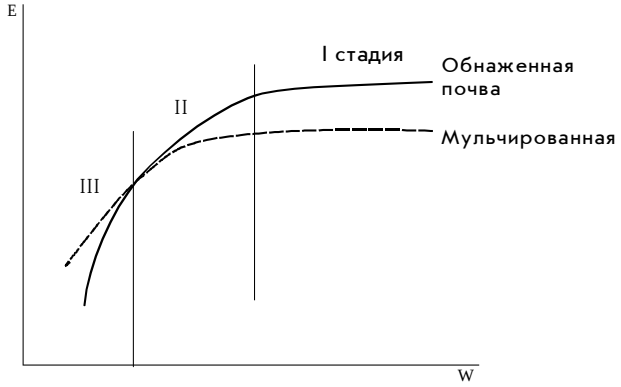


Рис.X.10. Зависимость испарения с поверхности обнаженной и мульчированной почвы

Наглядно видно, что снижение испарения происходит только в области влажной почвы, т.е. мульчирование эффективно лишь при высокой влажности почвы. Именно поэтому эффективность мульчирования как мероприятия для сохранения влаги в почве высока лишь для влажных почв.

2.2.2. Внутрипочвенный отток

Эта составляющая водного баланса почв наиболее трудно измеряема. Однако в гидрологическом цикле эта составляющая чрезвычайно важна: именно ее величина определяет пополнение грунтовых вод. Наиболее распространенным методом изучения внутрипочвенного оттока влаги является лизиметрический метод. *Лизиметр* – специальный прибор, или стационарное сооружение, для учета и сбора почвенного раствора, в том числе и внутрипочвенного, гравитационно стекающего. Устройство представляет собой поддон, устанавливаемый на определенной глубине, в котором собирается гравитационный сток (рис.X.11, а). Количество (а в случае необходимости, и химический состав) этого стока регистрируется. В полевых исследованиях – это простое устройство, состоящее из поддона, вставленного в стенку почвенного разреза и соединенного со сборной емкостью. Последняя соединена трубкой с поверхностью, так что всегда имеется возможность отобрать и измерить скопившиеся в емкости лизиметрические воды (рис.X.11, а). Стационарные лизиметры – это уже инженерные сооружения, где почвенный монолит высотой 1–2 м и площадью поверхности более 0.5 кв.м устанавливают на специальную большую воронку с песчано-гравийным наполнением, которая соединена с емкостью для сбора внутрипочвенной стекающей влаги (рис.X.11, б).

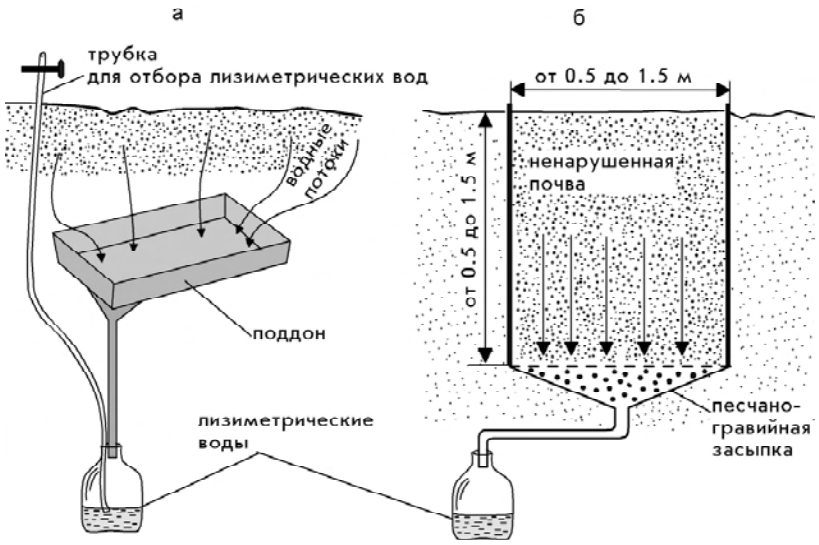


Рис. X.11. Схемы полевых встроенных в почвенный профиль лизиметров (а) и стационарных больших лизиметров (б)

В случае водно-балансовых исследований нижней границей служат либо глубина установки лизиметра, либо нижняя граница почвенного монолита в стационарных лизиметрах. Следует только учитывать, что данные о внутрипочвенном стоке, получаемые с помощью полевых лизиметров, несколько завышены, так как встроенный в почву лизиметр собирает воду не точно из объема почвы над своей поверхностью, а из несколько большего объема почвы за счет и бокового притока (рис.X.11, а), и значения внутрипочвенного оттока влаги бывают завышены. Впрочем, нередко и большие стационарные лизиметры несколько искажают реальную динамику внутрипочвенного стока за счет так называемого «пристенного эффекта» – быстрой фильтрации влаги по мелким трещинам между почвенным монолитом и стенкой лизиметра. С помощью различных процедур удается минимизировать этот эффект.

От каких факторов зависит величина внутрипочвенного оттока влаги? Безусловно, во-первых, от количества поступающих на поверхность почвы осадков. Конечно же, во-вторых, от проводящих и водоудерживающих свойств почвы. Чем выше проводимость почвы и меньше ее водоудерживающая способность, тем больше будет выражен внутрипочвенный отток при одних и тех же осадках. Например, в песчаных быстрофильтрующих и слабоудерживающих

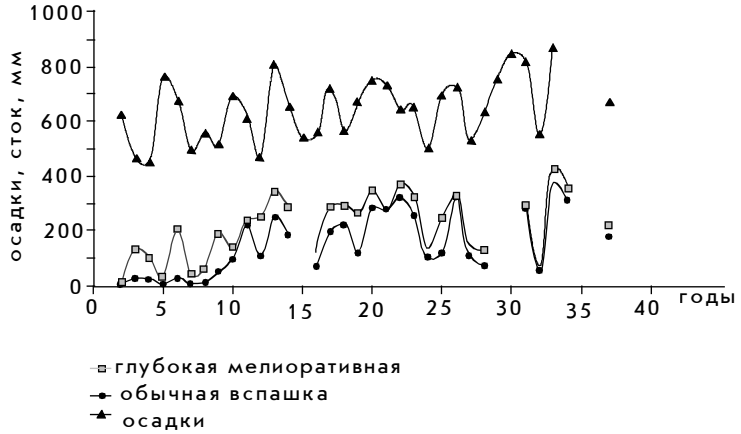


Рис. X.12. Динамика осадков и внутрипочвенного оттока влаги в дерново-подзолистых почвах при обычной и глубокой мелиоративной вспашке (по данным А.Б.Умаровой, 2002)

влагу почвах внутрипочвенный сток будет значительно выше, чем в суглинистых с высоким водоудерживанием и невысоким (по сравнению с песчаными) коэффициентом фильтрации.

И, в-третьих, что не столь очевидно, – от свойств поверхностного слоя и строения профиля. Если изменить свойства поверхностного слоя почвы, это отразится и на глубинном оттоке влаги из этой почвы. Рассмотрим этот тезис на конкретном примере. В установке больших (площадью поверхности 9 м^2 и глубиной 1.5 м) лизиметров на Почвенном стационаре МГУ имеются рядом расположенные варианты дерново-подзолистой пахотной почвы и почвы, в которой иллювиальный горизонт В находится на поверхности, а гумусовый А, напротив, погребен на некоторую глубину.

Такая перестановка слоев происходит, например, при некоторых видах глубокой мелиоративной вспашки. Наблюдения за глубинным оттоком велись более 30 лет начиная с 1961 г., года закладки лизиметров. На рис.X.12 приведены динамики внутрипочвенного стока дерново-подзолистых почв при обычной вспашке и при глубокой мелиоративной вспашке. Отчетливо видно, что дерново-подзолистые почвы, у которых на поверхности расположен глинистый, трещиноватый, с призматической структурой горизонт В, после выпадения осадков начинают фильтровать воду раньше и величина внутрипочвенного оттока здесь заметно выше.

Таким образом, изменяя свойства лишь поверхностного горизонта, слоя почвы, мы тем самым изменяем и внутрипочвенный отток

влаги, изменяем и гидрологические потоки в ландшафте. Это очень важный фактор изменения гидрологии различных водосборов, который необходимо учитывать при различного рода обработках почвы.

2.2.3. Конденсация

Под конденсацией влаги обычно имеют в виду процесс перехода влаги из парообразного состояния в жидкое при охлаждении воздуха до точки росы. Напомним, что *точка росы* – это температура воздуха, при которой происходит фазовое превращение воды из пара в жидкость. Она существенно зависит от влажности воздуха (точнее, от упругости водяного пара) и атмосферного давления. Учитывая то, что атмосферное давление слабо меняется, достижение точки росы определяется прежде всего понижением температуры и влажностью воздуха. Например, при влажности воздуха 30% (упругость водяного пара составляет около 1.545 см водн. ст.) температура точки росы составляет 13.2°С. А при влажности около 40% – уже при 17.8 °С начнет выпадать роса. Учитывая, что влажность воздуха практически всегда выше этой величины, можно было бы ожидать значительного вклада процессов конденсации влаги в положительные статьи водного баланса. Однако максимальное количество росы, которое фактически регистрировалось, – это менее 0.05 см за одну ночь, а за год – не более нескольких десятков см водного слоя. Очень малое количество. И все же процесс конденсации чрезвычайно важен, особенно в пустынных районах с песчаными почвами.

То, что наблюдается в виде росы на листьях растений, может иметь два основных источника: это 1) конденсация водяного пара из атмосферы и 2) гуттация (выделение капель) на определенных частях листьев. Последний – это физиологический процесс, связанный с корневым давлением влаги, но не с конденсацией влаги. Поэтому только росообразование может быть значимой физической составляющей водного баланса. Физическими предпосылками образования росы служит следующая последовательность атмосферных явлений: если в ночное время небо ясное, ветер слабый, то открытые поверхности начинают выделять тепло, охлаждаться и температура их становится ниже температуры точки росы. При высокой влажности воздуха эта температура достигается раньше и росообразование заметно больше по количеству. Ограничивать росообразование может поступление тепла снизу, т.е. теплопроводность поверхностных слоев почвы и припочвенного воздуха. Подчеркнем, что росообразование – процесс, происходящий в приземном слое, как правило, на надземных частях растений, его следует отличать от внутрипочвенной конденсации.

«К вопросу о…»

Конденсация влаги в почве

Казалось бы, значение процесса конденсации в балансе почвенной влаги и вправду невелико: если что-то и конденсируется в поверхностных слоях почвы в холодную ясную погоду, то уже при первых лучах яркого солнца быстро и испаряется. Но ведь нередко в пустынных или подгорных районах бывают резкие перепады и влажность воздуха столь высока, что чистая конденсированная вода утром прямо-таки дождем капает с листьев, веток растений. Издавна люди стремились использовать эту воду, сохранить в почве. Поэтому во многих районах мира существуют простые, но очень эффективные и, как сейчас бы сказали, экологичные способы собрать и сохранить сконденсированную за ночь влагу. Например, в Дагестане поступают следующим образом. На поле собирают кучки камней, выстраивая небольшие пирамиды. Камни за ночь очень быстро остывают, на них конденсируется большое количество воды, которая легко стекает между ними и впитывается в почву. А вот днем эта впитавшаяся вода не может быстро испариться из почвы, так как каменная пирамидка играет роль мульчи, предохраняя от быстрого испарения. Таким способом не только накапливают воду в почве, но и отмывают почву от легкорастворимых солей, т.е. рассоляют солончаки. Не правда ли, очень простой, оригинальный и эффективный способ?

А вот внутрипочвенная конденсация – образование жидкой фазы воды при охлаждении почвенного воздуха до точки росы. И, казалось бы, эта составляющая может иметь немаловажное значение в балансе влаги почвы. Ведь влажность почвенного воздуха всегда высока (редко менее 98% соответствующей влажности почвы при максимальной гигроскопичности, чаще >98%), почва может быстро охлаждаться за счет повышенной теплопроводности поверхностных более сухих слоев. Однако, как правило, подток тепла из нижележащих слоев ограничивает конденсацию, и, кроме того, все, что сконденсировалось на поверхности почвы с появлением солнца, быстро с этой поверхности и испаряется. В итоге – весьма небольшое количество дополнительной влаги в почве за счет конденсации. Для того чтобы это количество было заметным, необходимы следующие условия:

почвенные: почва должна быстро остывать и быстро проводить образовавшуюся сконденсированную влагу в нижележащие слои. Этим условиям удовлетворяют песчаные почвы;

метеорологические: ясное небо в ночные часы, заметная разница температур между дневными и ночными часами, а также между сезонами, повышенная влажность воздуха. Этим условиям удовлетворяют пустынные континентальные районы. Заметна конденсация и в мерзлых почвах.

Итак, конденсация влаги – заметная составляющая водного баланса в пустынных районах с резко континентальным климатом, в песчаных и мерзлых почвах. Однако разнообразие и сложность этого явления предоставляют огромные возможности его использования, неожиданные и простые решения для сбора конденсированной влаги и ее употребления (см. *«К вопросу о….»:* «Конденсация влаги в почве»).

Следует иметь в виду и высокую конденсацию в случае промерзания верхних слоев почвы, особенно опять-таки песчаных с высокой паропроводностью. Нередко отмечается значительная перегонка водяного пара от грунтовых вод, залегающих на глубине 4–6 м к поверхностным слоям, где они, конденсируясь, образуют ледяной песчаник.

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

1. Определение водного режима: «Водный режим почв – это процессы поступления влаги в почву, ее перераспределения и расходования». Это определение и классификация на его основе типов водных режимов в основном характеризуют генезис и эволюцию почв, связанную с водным режимом. Для количественного анализа, сравнения и оценки необходимо рассматривать водный режим почв как послойную динамику содержания воды (или давления влаги) в исследуемой почвенной толще, выраженную с учетом изменения ее состояния в виде почвенно-гидрологических констант. В этом случае удается более детально оценивать водный режим не только в отношении эволюции почв, но и ее доступности для растений, наличия периодов анаэробиоза и пр.
2. Хроноизоплеты – это карта влажности в координатах Y–X: «глубина»–«время» с линиями равных значений влажности (давления влаги), на которой добавочно нанесены линии с почвенно-гидрологическими константами с учетом их изменения по слоям. Выделяют зоны с влажностями более (ПВ–10%) – зона недостатка почвенного воздуха, от (ПВ–10%) до НВ – диапазон свободной гравитационной влаги, от НВ до 0.7НВ – диапазон доступной капиллярной влаги, от 0.7НВ до ВЗ – диапазон малодоступной капиллярно-пленочной влаги и меньше ВЗ – недоступная пленочная влага или с давлениями влаги (в единицах pF): pF<1.7, 1.7- 3.0, 3.0-4.18 и >4.18 (рекомендуемые). Эти диапазоны соответствуют характерным состояниям влаги от анаэробиоза до почвенной засухи. Величина и расположение этих зон на карте хроноизоплет указывают на характерные особенности водного режима исследуемой почвы.

3. Водный баланс – оценка прихода и расхода воды в определенном слое почвы за конкретный период. Складывается из поступления воды с осадками, конденсации воды из воздуха, в том числе почвенного, подтока из грунтовых вод. Расходные статьи баланса – поверхностный и внутрипочвенный сток, транспирация, испарение. Статьи могут иметь размерность количества воды на единицу площади [мм, см водн. слоя] или потоков влаги [мм/сут, см/сут и пр.].
4. Процесс испарения воды из почв имеет 3 фазы: 1) «интенсивного испарения» при влажности, близкой к насыщению, когда испарение равно или даже превышает испаряемость. Испарение определяется только метеоусловиями (влажностью, температурой воздуха, скоростью ветра); 2) «убывающего испарения» (в диапазоне влажностей от НВ до ВРК) , когда испарение происходит у нижней границы просохшего слоя. На этой фазе испарение определяется скоростью подтока воды к поверхности испарения, т.е. гидрофизическими свойствами почвы, а также (значительно в меньшей степени) и метеоусловиями и 3) «низкого испарения». На этой фазе восходящее движение влаги практически прекращается. Происходит увеличение толщины просохшего слоя. Мульчирование поверхности как способ сохранения влаги в почве может быть эффективным при применении его на влажной почве, при первой стадии испарения.
5. Внутрипочвенный отток изучают с помощью специальных устройств – лизиметров, собирающих почвенный раствор на нижней границе рассматриваемого слоя почвы. Величина внутрипочвенного оттока определяется количеством и интенсивностью осадков, фильтрационными и водоудерживающими свойствами почв и в особенности поверхностного горизонта. При изменении свойств поверхностного горизонта (вспашка, уплотнение и пр.) изменяется и внутрипочвенный отток, а следовательно, и роль почвы в гидрологическом цикле ландшафта.
6. Конденсация влаги как составляющая водного баланса почв может иметь существенное значение при высокой влажности воздуха, значительных перепадах дневной и ночной температур и при высокой фильтрационной способности почвы, за счет которой конденсирующаяся в ночные часы влага способна проникнуть в глубинные слои почвы и не испариться в течение светового дня. Именно поэтому заметное количество конденсированной влаги образуется в пустынных песчаных, а также в мерзлых почвах.

Литература

Будаговский А. И. Испарение почвенных вод. В сб. «Физика почвенных вод». М.: Наука. 1981, с. 13–95.
Будаговский А. И. Испарение почвенной влаги. М.: Наука, 1964.
Братсберг У. Х. Испарение в атмосферу. Теория, история, приложения. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 351 с.
Вериго С. А., Разумова Л. А. Почвенная влага. Л.: Гидрометеоиздат, 1973.
Зайдельман Ф. Р. Гидрологический режим почв Нечерноземной зоны. Л.: Гидрометеоиздат, 1985.
Константинов А. Р. Испарение в природе. Л.: Гидрометеоиздат. 1968. 590 с.
Роде А. А. Вопросы водного режима почв. Л.: Гидрометеоиздат. 1978.
Слейтер Р., Макилрой И. Практическая микроклиматология. М.: Прогресс, 1964. 307 с.

Часть XI

ПЕРЕНОС РАСТВОРИМЫХ ВЕЩЕСТВ В ПОЧВЕ

1. Конвективный перенос. Уравнение неразрывности

Изучение переноса растворимых веществ в почве начнем с простого «идеального» умозрительного эксперимента. Возьмем тоненькую трубку. Будем через нее фильтровать сначала чистую воду, а потом резко, как говорят, «ступенькой», подадим раствор какого-либо вещества-метки. Например, раствор любой соли с концентрацией c_0. Будем последовательно определять концентрацию вещества-метки (иона) в вытекающем из трубочки растворе (рис. XI.1).

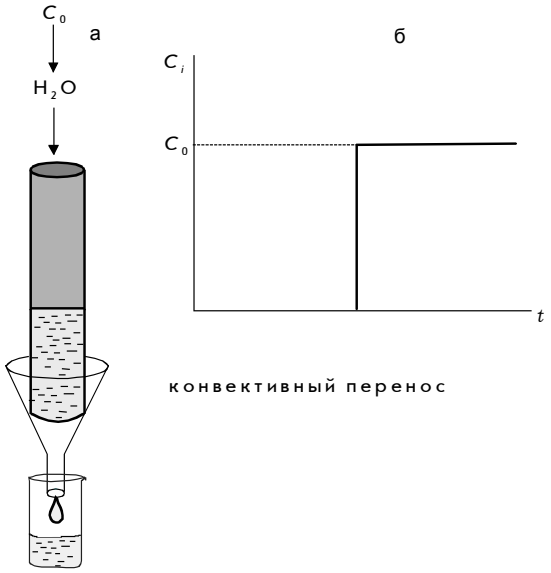


Рис. XI.1. «Идеальный», фильтрующий воду и растворимое вещество капилляр (а) и динамика концентрации вещества на выходе из капилляра (б)

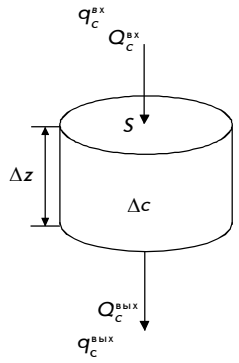


Рис. XI.2. Протекание раствора через элементарную почвенную ячейку высотой Δz и площадью *S* (объяснения в тексте)

Динамика концентрации (c_i) в отобранных вытекающих пробах раствора будет иметь вид «ступеньки». Резкий скачок концентрации вещества от нулевой до c_0 в некоторый момент времени *t*. Такой тип передвижения вещества в идеальном капилляре обусловлен только процессом конвективного переноса и получил образное название «поршневого» – действительно, резко подаваемый на водную поверхность раствор, как поршень, «выдавил» воду из капилляра и резко, «ступенькой» появился на выходе колонки. Можно ли предсказать изменение концентрации во времени в некоторой точке колонки? Другими словами, можно ли знать изменение концентрации растворенного вещества во времени, $\Delta c/\Delta t$? Рассмотрим возможность количественного описания процесса на простой схеме (рис. XI.2.).

Для рассматриваемой ячейки можно составить баланс солей: количество входящих солей $Q_c^{вх}$ за вычетом количества выходящих $Q_c^{вых}$ будет равно изменению количества солей в объеме ячейки: $Q_c^{вх} - Q_c^{вых} = \Delta c \Delta z S$. С другой стороны, мы знаем, чему равен поток веществ: $q_c = \frac{Q_c}{\Delta t S}$. Поэтому можно подставить вместо количества солей в вышеприведенном балансовом уравнении их выражения через потоки ($Q_c = q_c \Delta t S$) и получим

$$q_c^{вх} \Delta t S - q_c^{вых} \Delta t S = \Delta c \Delta z S$$

или, сокращая *S* и обозначая разницу входящего и выходящего потоков через $\Delta q_c = q_c^{вх} - q_c^{вых}$, получим $\frac{\Delta q_c}{\Delta z} = \frac{\Delta c}{\Delta t}$. Перепишем выражение с использованием частных дифференциалов. Получим выражение $\frac{\partial q_c}{\partial z} = \frac{\partial c}{\partial t}$, знакомое нам по количественному описанию движения воды *уравнение неразрывности*, только используемое теперь для описания движения солей. Оно гласит: «Изменение потока солей в рассматриваемой толще колонки пропорционально изменению концентрации солей во времени» и представляет по сути баланс солей, выведенный для слоя толщиной Δz. Уравнение неразрывности совместно с уравнениями потока веществ имеет огромное значение в физике почв. Какие

бы процессы мы ни рассматривали, будь то движение воды, растворенных веществ, а впоследствии газов и тепла, это уравнение будет сопровождать нас. Закон баланса и закон потока веществ и энергии – незыблемые и основные законы переноса веществ и энергии.

Проверим полученное уравнение на правило размерностей – тоже один из принципов почвенной физики. Концентрация вещества выражается в [моль/см^3], поток растворенного вещества [моль/(см^2·сут)]. Тогда разность левой части уравнения [моль/(см^2·сут·см)] действительно будет равна размерности правой [моль/(см^3·сут)]. Это указывает на правильность выведенного уравнения.

Отметим также, что поток растворенного вещества будет пропорционален его концентрации в движущемся растворе и потоку раствора по рассматриваемому капилляру: $q_c = \overline{q}_w c = vc$. Через $\overline{q}_w$ или через v мы обозначили поток раствора через единичный капилляр, т.е. массовый поток (в случае почвы – массовый поток воды, q_w, рассчитываемый по уравнению Дарси), отнесенный к порозности (ε): $v = q_w/\varepsilon$. Если теперь записать уравнение неразрывности с использованием потока раствора, оно будет выглядеть следующим образом:

$$\frac{\partial c}{\partial t} = v\frac{\partial c}{\partial z}$$

– уравнение переноса растворимого вещества с конвективным потоком почвенной влаги.

Уравнение неразрывности связывает изменение концентрации растворимого вещества во времени со скоростью потока раствора в условном единичном капилляре, определяемой по уравнению Дарси, и изменение концентрации на границах рассматриваемого слоя

$$\frac{\partial c}{\partial t} = v\frac{\partial c}{\partial z}.$$

Уравнение описывает конвективный перенос растворимых веществ совместно с движущейся почвенной влагой.

2. Диффузия

Все вышеприведенные рассуждения касались некоторого идеального капилляра. В любом капилляре на границе воды и раствора всегда будет происходить процесс диффузии, процесс, движущей силой которого является градиент концентрации, а причиной – броуновское тепловое движение молекул и ионов. В случае нашего опыта с капилляром (учитывая молекулярную диффузию) процесс и результат будут выглядеть следующим образом – рис. XI.3.

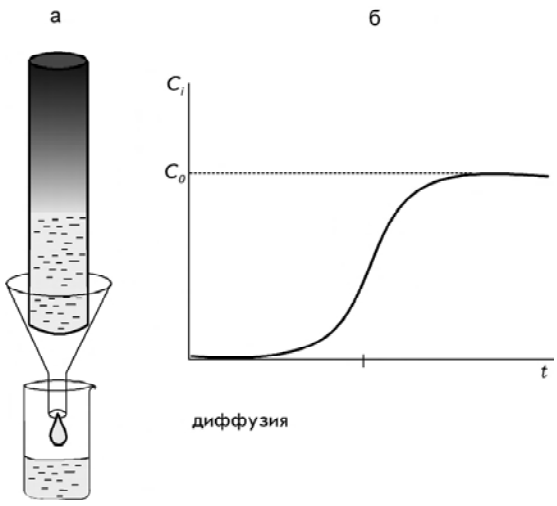


Рис. XI.3. Движение раствора в капилляре с учетом диффузии (а) и динамика концентрации вещества в вытекающем растворе с учетом диффузии (б)

На рис. XI.3 представлено отличающееся от «поршневого» движение растворенных веществ. Фронт движущегося раствора оказывается не ровной границей, а «размыт» за счет диффузионных процессов. Динамика содержания от времени – уже не резкий скачок, не «ступенька» концентрации, а постепенно возрастающая концентрация вещества на выходе из колонки за счет происходящего во время движения в колонке процесса диффузии.

Для описания процесса диффузии в растворах используют, как правило, *второй закон Фика*, гласящий, что поток вещества (т.е. его изменение концентрации во времени) будет пропорционален второй производной изменения концентрации по расстоянию и коэффициенту молекулярной диффузии D_m [см^2/сут, м^2/с и др.]:

$$q_c^d = -D_m \frac{\partial^2 c}{\partial z^2}.$$

Поэтому суммарный перенос растворенных веществ уже будет включать два процесса: диффузию и конвекцию. Результирующее уравнение переноса будет выглядеть следующим образом:

$$q_c = -D_m \frac{\partial^2 c}{\partial z^2} + v \frac{\partial c}{\partial z}.$$

Данное уравнение более полно описывает перенос веществ в фильтрующем капилляре. Однако при движении растворенного ве-

щества в поровом пространстве почв возникает и еще ряд эффектов, связанных с особенностями порового пространства почв.

3. Гидродинамическая дисперсия. Уравнение конвективно-диффузионного переноса

Рассмотрим теперь уже не идеальный капилляр, а колонку, заполненную крупным чистым песком, – тоже пока еще несколько упрощенная модель почвы. Также сначала будем фильтровать воду через эту колонку, а затем резко подадим на поверхность раствор какого-нибудь растворимого несорбирующегося вещества (рис.XI.4, а). Ясно, что кривая динамики концентрации вещества на выходе из колонки станет еще более пологой, чем в случае с рассмотрением процесса диффузии (рис. XI.4, б).

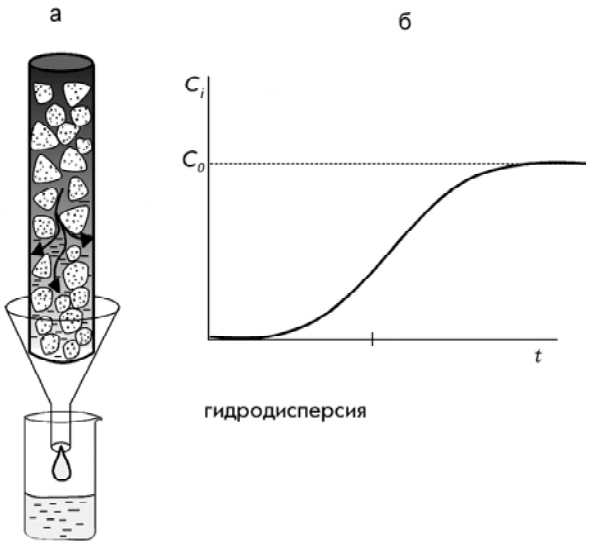


Рис. XI.4. Эксперимент с колонкой, заполненной песком (а), и динамика концентрации растворимого вещества на выходе из колонки с песком (б)

За счет чего фронт движущегося раствора стал еще более «размытым»? Прежде всего за счет тонкокапиллярного, извилистого и неравномерного порового пространства. Представим себе, что раствор движется в тонком капилляре (рис. XI.5, а).

Естественно, около стенок капилляра вода более связанна, имеет несколько иную структуру и поэтому менее подвижна. В центре

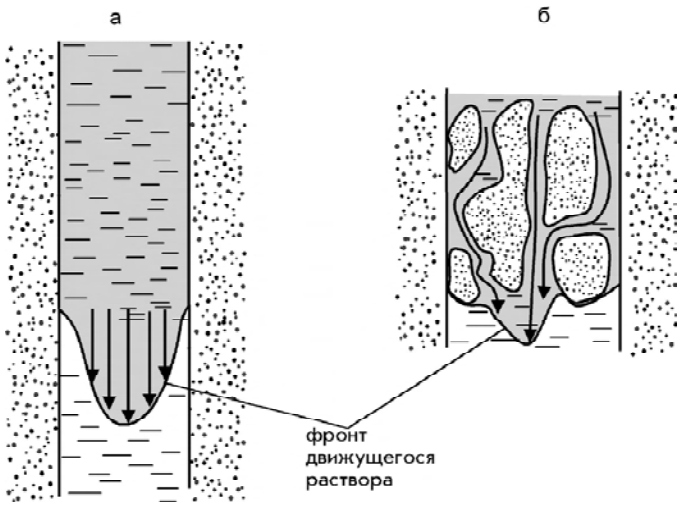


Рис. XI.5. Схема формирования «размытого» фронта движения раствора в тонком почвенном капилляре (а) и в поре неравномерного диаметра (б)

скорость переноса больше. Оказывается, что в таком тонком капилляре сформируется неравномерный фронт движущегося раствора, который скажется и на дополнительной диффузности фронта передвигающегося в песчаной колонке раствора. Следует учитывать также, что поровое пространство неравномерно по диаметру. Могут возникать условия, подобные рис. XI.5 (б), когда отдельные струйки движущегося раствора будут иметь различную скорость. Это приведет к еще большему «размытию», диффузности фронта движущегося раствора. Явление, причина которого заключена в возникновении отдельных смешивающих «струек» в движущемся в почвенных порах растворе, получило название *«гидродинамической дисперсии»*. «Гидродинамической» – потому что оно связано с движением раствора, с его гидродинамикой. «Дисперсией» – так как его результат в целом аналогичен проявлению диффузии, это явление также приводит к диффузности фронта движущегося раствора. Поэтому и характеризовать это явление можно коэффициентом, аналогичным коэффициенту диффузии, – коэффициентом гидродинамической дисперсии, D_h.

Таким образом, при движении растворенных веществ в пористых средах, таких как почва, наблюдаются следующие явления:

- нет четкой границы между поступающим раствором и почвенной влагой, происходит «размыв» фронта движущегося раствора;

- при движении происходит непрерывное перемешивание раствора и почвенной влаги, в результате образуется расширяющаяся зона дисперсии (зона смешивания, переходная зона, шаг смешения);
- интенсивность изменения концентрации индикатора больше в направлении движения потока по сравнению с направлением, перпендикулярным движению;
- явление перемешивания, или «размыва», фронта движущегося раствора тем сильнее, чем выше скорость потока и значительнее дифференциация размеров пор.

Отметим также, что если мы проводим опыт с почвенным образцом, а не в «идеальном капилляре», то молекулярный коэффициент диффузии D_m уже использовать нельзя. Движение ионов происходит уже не в растворах, а в извилистом поровом пространстве почв, заполненном раствором. Поэтому используют понятие *«эффективного коэффициента диффузии»*, $D_{эфф}$, учитывающего извилистость порового пространства почв и влажность почвы. В результате эти два коэффициента, отражающих процессы диффузии и гидродинамической дисперсии, объединяют в один коэффициент, называемый *коэффициентом конвективной диффузии* D^*:

$$D^* = D_{эфф} + D_h .$$

Уравнение переноса растворимых веществ будет выглядеть следующим образом:

$$q_c = -D^* \frac{\partial^2 c}{\partial z^2} + v \frac{\partial c}{\partial z}.$$

С учетом того что перенос веществ осуществляется через поровое пространство, заполненное водой, необходимо ввести в уравнение и объемную влажность почвы (θ):

$$\theta \frac{\partial c}{\partial t} = -D^* \theta \frac{\partial^2 c}{\partial z^2} + v \frac{\partial c}{\partial z}.$$

Кроме того, при движении вещества могут происходить процессы, связанные с его выпадением в осадок, потреблением растениями, и др. – процессы его расхода, стока. Либо, напротив, его количество может увеличиваться за счет растворения осадков, притока сбоку и пр. – процессы притока, источника. Они обозначаются как $\pm J(z,t)$ – член, характеризующий возникновение (+) или потребление (–) мигранта, или, как иногда говорят, «источник/сток». Он будет характеризоваться изменением концентрации во времени и иметь ту же размерность [моль/см^3·сут]. Если же происходит сорбция

вещества, то в уравнение переноса мигранта следует ввести концентрацию вещества в адсорбированной фазе (*S*, [моль/г]). Или, учитывая, что все процессы, в том числе и сорбции происходят в объеме почвы [моль/см³], она будет характеризоваться величиной $S \cdot \rho_b$, где ρ_b – плотность почвы [г/см³]. В итоге мы получим уравнение, которое будет описывать все отмеченные явления передвижения растворимых веществ в почве. Оно носит название уравнения конвективно-диффузионного переноса и выглядит следующим образом:

$$\theta \frac{\partial(\rho_b S + c)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left[D^* \theta \frac{\partial c}{\partial z} - vc \right] \pm J(z,t).$$

Как и положено, проверим соответствие размерностей этого уравнения, используя традиционные для физики почв величины:

$$\frac{\text{см}^3}{\text{см}^3} \text{Ч} \frac{\text{г/см}^3 \text{ Ч моль/г} + \text{моль/см}^3}{\text{сут}} = \frac{1}{\text{см}}\left[\frac{\text{см}^2/\text{сут Ч моль/см}^3}{\text{см}} \right] \pm \frac{\text{моль}}{\text{см}^3 \text{сут}}.$$

В уравнении соблюдается правило размерностей.

Подробнее остановимся на гидрохимических параметрах переноса – гидродинамической дисперсии и эффективной диффузии.

Честь открытия явления гидродинамической дисперсии принадлежит американскому гидрологу Чарльзу Слихтеру (Charles S.Slichter, 1864–1946), который в 1898 г. опубликовал свою работу по исследованию движения грунтовых вод, где и описал явление «размыва» фронта двигающейся метки в грунтовых водах – явление гидродинамической дисперсии. Лабораторные фильтрационные опыты на колонках почвы впервые были проведены в России А.Н. Остряковым в 1912 г. Он промывал почву растворами различной концентрации и анализировал порции фильтрата, поступающие с нижней границы колонки. Остряков отметил, что в исследованных почвах (песчаная аллювиальная, серая лесная, чернозем) перемешивание тем больше, чем длиннее путь фильтрации и выше скорость движущегося раствора. На основании этих опытов, а также последующими экспериментами Л.П. Розова (1936), Г.М. Меерсона (1936), И.Н. Антипова-Каратаева (1940) и др. было установлено, что распределение движущегося иона в поровом пространстве связано с его сложной траекторией движения, вызванной извилистостью и пересеченностью порового пространства почвы и скоростью движущегося раствора.

Гидродинамическая дисперсия – это «размыв» фронта движущегося раствора, диффузия, происходящая вследствие неравномерности, сложности порового пространства почв. Характеризуется коэффициентом гидродинамической дисперсии D_h.

Эффективная диффузия – диффузия, происходящая в заполненном почвенной влагой поровом пространстве почв. Отличается от молекулярной диффузии в растворах вследствие извилистости порового пространства и реальной влажности почв и характеризуется коэффициентом эффективной диффузии $D_{эфф}$.

Коэффициент гидродинамической дисперсии D_h, и коэффициент эффективной диффузии $D_{эфф}$ объединяются в один – **коэффициент гидродинамической диффузии D^*** вследствие того, что оба эти процесса (гидродинамическая дисперсия и эффективная диффузия) приводят к совместному результату («размыву» фронта движущегося раствора) – экспериментально регистрируемому постепенному увеличению концентрации раствора, вытекающего из почвенной колонки, при единовременном введении концентрированного раствора на поверхность фильтрующей колонки.

Конвективно-диффузионное уравнение переноса растворимых веществ описывает изменение концентрации вещества во времени в конкретной точке почвы с помощью коэффициента гидродинамической диффузии, скорости потока почвенной влаги, явления сорбции вещества и его появление или исчезновение в рассматриваемой точке вследствие явлений растворения твердого осадка этого вещества, его потребления корнями растений и других явлений, вызывающих его дополнительное образование или расход в рассматриваемой точке почвы.

Многочисленные эксперименты по определению коэффициента гидродинамической дисперсии показали, что на величину D_h наибольшее влияние оказывают скорость движения потока в порах и структурное строение почвы. Полученное для расчета D_h уравнение $D_h = \lambda |v|^n$ включает два параметра: λ – коэффициент, учитывающий дисперсию скорости потока в порах разного размера, называемый параметром гидродинамической дисперсии почвы или шагом смешения [см, м]; показатель степени n, зависящий от структуры порового пространства, т.е. от плотности почвы и степени ее агрегированности. Параметр n варьирует от 1.20 до 1.35 в черноземах, от 1.17 до 1.60 в дерново-аллювиальных и от 1.30 до 1.52 в серых лесных почвах. В наибольшей степени этот параметр зависит от плотности почвы: чем почва плотнее, тем выше n. Так, в серых лесных

почвах максимальное значение n =1.95 соответствует максимальному значению ρ_b = 1,65 г/см^3. Но на практике определение зависимости параметра n от скорости движения потока считается трудоемким и дорогостоящим, в большинстве случаев n принимают равным единице.

Величину λ можно определить как элементарную ячейку смешивания. От этого и происходит ее название – *шаг смешения* (в англоязычной литературе – дисперсивность, dispersivity). Он возрастает с увеличением неоднородности упаковки почвенных частиц, извилистости почвенных пор. В гидрологии аналогом шага смешения является параметр, называемый «длиной пути перемешивания», имеющий также линейную размерность и позволяющий связать перенос отдельных небольших масс жидкости (струек) с осредненным течением. Аналогично и в физике почв шаг смешения связывает микрокартину передвижения веществ в пористом теле в виде длины отдельных струек перемешивания в макрокартину общего потока вещества. Эксперименты по определению шага смешения, проводимые в почвах и грунтах, показали значительный разброс величины – от 0.2 см в песках до десятков и даже сотен метров при оценке переноса веществ в ландшафте. В среднем шаг смешения в образцах модельных сред (песок, стеклянные шарики, смесь песка и глины) составляет 10^{-1} – 10^0 см; для насыпных образцов почв – 10^0 – 10^1 см, для почвенных монолитов – порядка 10^1 см (Пачепский, 1990), а для почв естественного сложения в полевых условиях – значительно выше, до 10^2 см. Эксперименты, проведенные И.П.Айдаровым (1985), показывают, что параметр λ нелинейно возрастает с утяжелением гранулометрического состава почвы от значения 0.06 см в песках до 50 см в тяжелых суглинках. Поэтому коэффициент гидродинамической дисперсии при средней скорости фильтрации в суглинках 30–50 см/сут и при порозности 0.4 составит 750–1250 см^2/сут, или 8.7 10^{-3} – 1.45 10^{-2} см^2/сек.

Коэффициент гидродинамической дисперсии – основной компонент гидродинамической диффузии, так как коэффициент диффузии ионов в обычных условиях при движении воды и особенно при фильтрации имеет подчиненное значение. Действительно, коэффициент диффузии большинства ионов в растворе составляет не более $2\cdot10^{-5}$ см^2/с. Для иона К коэффициент диффузии в растворе составляет $1.98\cdot10^{-5}$, ионов NO_3 – $1.9\cdot10^{-5}$, Са и Mg – $0.78\cdot10^{-5}$ и $0.7\cdot10^{-5}$ см^2/с. В почве же с учетом извилистости порового пространства и реальной влажности необходимо использовать уже не коэффициент диффузии, а эффективный коэффициент диффузии солей, $D_{эфф}$, который обыч-

но на 2–3 порядка ниже. По подсчетам С.А.Барбера (1988), в среднем линейное расстояние, которое проходят ионы за счет диффузии в зависимости от времени, составляет $(2D_0t)^{1/2}$. В связи с этим ион калия за сутки за счет диффузии способен передвинуться не более, чем на 0.13 см, а $H_3PO_4^-$ – и того меньше, всего только на 0.004 см. Поэтому на перенос ионов в почве, «размытость фронта» движущегося раствора наибольшее влияние оказывает явление гидродинамической дисперсии. Диффузией, особенно при высоких скоростях движения растворов, нередко пренебрегают.

Процессы, происходящие при движении иона в почве, лучше всего анализировать с помощью так называемых «*выходных кривых*», получаемых в экспериментах с почвенными колонками, о которых говорилось выше.

4. «Выходные кривые»

4.1. Анализ процессов при движении ионов в почве

Вернемся к тем экспериментам, в которых мы резко, «ступенькой», меняли фильтрующуюся воду на раствор с ионом-меткой и изучали динамику концентрации на выходе из колонки. В предложенных координатах («концентрация – время», «c_i–t») анализировать и сравнивать между собой различные почвенные объекты затруднительно: на форму и положение кривой будет влиять прежде всего скорость фильтрации. Поэтому вводят безразмерный параметр – *такт*, T_t, который иногда называют еще «относительным временем». Такт – количество смен порового раствора, он равен количеству профильтровавшегося раствора, отнесенного к объему пор в фильтрующей колонке:

$$T_t = \frac{V_{\text{фильтрата}}}{\varepsilon V_{\text{почвы}}},$$

где $V_{\text{фильтрата}}$ и $V_{\text{почвы}}$ – объемы фильтрата и почвы в колонке, а ε – порозность. В качестве функции удобнее брать не определяемую концентрацию (c_i), а изменение относительной концентрации ($\Delta c_i/c_0$) во времени в процессе опыта ($\Delta c_i/c_0\Delta t$) или ($dc_{\text{отн}}/dt$). Понятно, что относить изменение концентрации в выходящем растворе необходимо к тому такту, во время которого наблюдалась эта величина.

> **Такт** (синоним – относительное время, величина безразмерная) T_t – количество смен порового раствора при фильтрации в рассматриваемой колонке почвы.

Выходная кривая – изменения относительной концентрации вещества-метки ($\Delta c_i/c_0\Delta t$) или ($dc_{отн}/dt$) на нижней границе фильтрующей колонки в зависимости от тактов (T_t) при резкой подаче вещества-метки на верхнюю границу фильтрующей колонки.

Общий вид кривых зависимости изменения концентрации от тактов – «выходных кривых» – представлен на рис. XI.6 для тех объектов, с которыми мы уже проводили эксперименты с движением солей. Для самого первого «идеального» капилляра (рис. XI.6, а) дифференциальная «выходная кривая» будет иметь вид одиночного всплеска, когда в момент полной смены раствора в поровом пространстве почв раствор с концентрацией, равной вводимой, практически моментально появился на нижней границе колонки. Далее эта концентрация оставалась постоянной, а значит, прирост ее во времени стремился к нулю. В случае же с наличием процесса диффузии (рис. XI.6, б) фронт движущегося раствора, как мы уже определили, был «размыт» диффузионными процессами переноса солей. Поэтому и концентрация увеличивалась и уменьшалась постепенно, образуя плавный максимум. Ширина этого пика будет характеризовать процесс диффузии: чем он шире, тем интенсивнее «размывается» фронт солевого раствора, тем интенсивнее идет процесс диффузии. Максимум пика будет приходиться на такт, равный единице. Пик оказывается симметричным, именно в момент однократной смены раствора в колонке достигался максимум изменения концентрации. Затем изменение концентрации снова начинает постепенно падать, так как концентрация постепенно возрастала и стала равной вводимой, а $dc_{отн}/dt$ снизилось до нуля. В случае же наличия почвы в рассматриваемой колонке (рис.XI.6, в) начинает проявлять себя и процесс конвективной диффузии, складывающейся из диффузии, конвективной дисперсии, который еще в большей степени «размывает» фронт движущегося раствора, – пик прироста концентрации становится еще более пологим.

До сих пор мы проводили эксперименты с нейтральной меткой-ионом. Этот ион не сорбировался почвой, не вступал с ней ни в какие взаимодействия. Если же ион будет сорбироваться почвой (как, например, катион какого-либо металла), то за счет процессов сорбции появление этого иона будет «задерживаться» на нижней границе колонки. Он появится после того, как сменится раствор в поровом пространстве один раз. Быть может, даже и не один раз, если сорбционный комплекс почвы ненасыщен, имеет большую емкость и активен в отношении движущегося иона. Выходная кривая тогда сместится

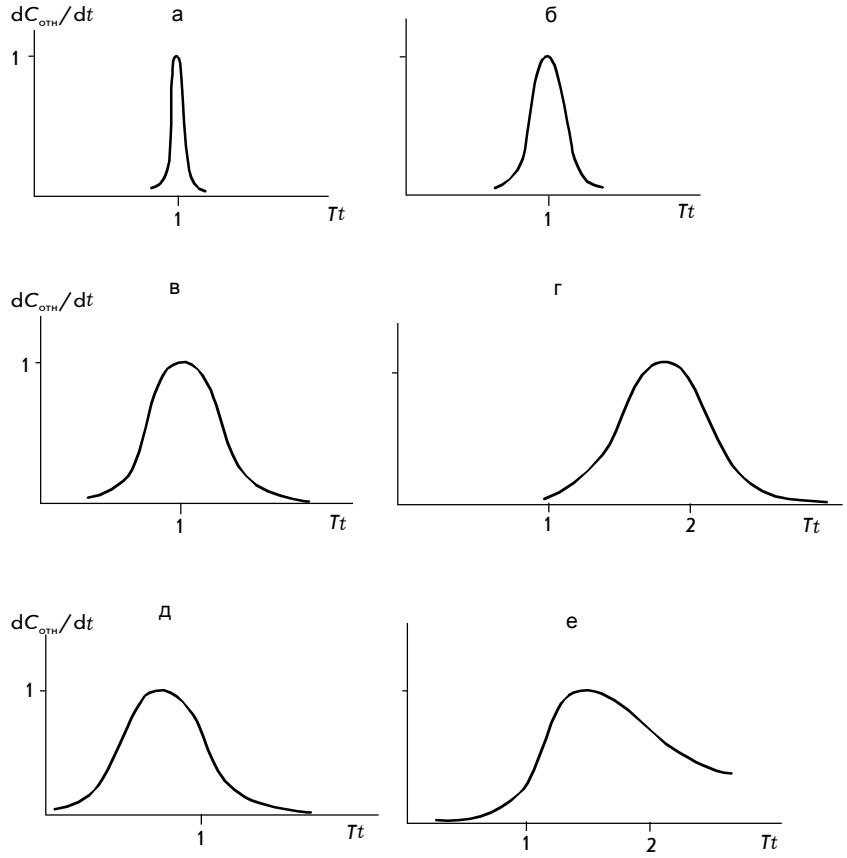


Рис. XI.6. «Выходные кривые» для несорбирующейся, нейтральной метки в «идеальном» капилляре (а), с учетом процесса диффузии (б), в почве при наличии процессов гидродинамической диффузии (в), для случая мгновенно сорбирующегося иона (г), отрицательно сорбирующего аниона и нерастворяющего объема влаги (д) и сорбирующегося во времени вещества (е)

по оси абсцисс, оси тактов (рис. XI.6, г). Чем сильнее будет сорбироваться ион, чем в большей степени будет выражена сорбция в отношении этого иона, тем заметнее будет сдвиг.

Таким образом, вид выходных кривых может указывать на процессы, происходящие в почве и связанные с диффузией и спецификой ее порового пространства (с явлением гидродинамической диффузии), а также с процессами взаимодействия движущегося иона с твердой фазой почвы. На эти процессы указывают ширина пика «выходной кривой» и положение пика относительно единичного такта.

Чем значительнее ширина пика, тем сложнее поровое пространство и быстрее движется раствор, тем значительнее коэффициент гидродинамической дисперсии и величина λ, шаг смешения. Если пик отмечается при величине такта более единицы, это означает, что происходит процесс взаимодействия иона с твердой фазой тем более интенсивный, чем значительнее сдвиг пика по оси абсцисс в сторону больших единицы тактов.

Может быть и противоположное смещение выходной кривой относительно оси абсцисс: пик кривой смещается в сторону значения тактов, меньших единицы (рис. XI.6, д). К такому положению пика максимальной интенсивности выхода иона может привести процесс уменьшения площади проводящих путей для данного конкретного иона. Ион должен «отталкиваться» от твердой фазы, и поровое пространство для его переноса будет «сужаться». Такие процессы свойственны передвижению анионов в обычных почвах, когда твердая фаза несет отрицательный заряд. Около стенки твердой фазы образуется так называемая зона выталкивания аниона, или нерастворяющий для аниона объем пристенной почвенной влаги. Наличие такого нерастворяющего объема приводит к более быстрому появлению аниона, и пик выходной кривой будет приходиться на значение такта, меньшее единицы. Для описания такого поведения иона в почвах используют понятие нерастворяющего объема почвенной влаги, аналогичного влажности при максимальной адсорбционной влагоемкости (см. часть V). Как и указывалось ранее, влага, соответствующая количеству воды при максимальной адсорбционной влагоемкости (МАВ), обладает свойствами пониженной растворимости, а также повышенной плотности и неподвижности.

Для аниона поровое пространство, в котором он может двигаться, снижается, что и отражается на специфической форме выходной кривой. При математическом описании переноса анионов это учитывается введением дополнительного параметра θ *, характеризующего долю порового раствора, не содержащего переносимый ион и поэтому названного нерастворяющим объемом. В конвективно-диффузионном уравнении нерастворяющий объем снижает долю почвенной влаги с растворенным веществом до величины активной влажности почвы, равной: $\theta_a = \theta - \theta^*$. Уравнение приобретает вид:

$$\theta_a \frac{\partial c}{\partial t} = -D^* \theta_a \frac{\partial^2 c}{\partial z^2} + v \frac{\partial c}{\partial z}.$$

Таким образом, по выходным кривым мы можем «реставрировать», изучать те процессы, которые происходят в почве при движении растворимого вещества. Выходная кривая будет отражением, итогом тех процессов, которые происходят с двигающимся веществом в почве.

4.2. Кинетическая сорбция (десорбция) веществ

До настоящего времени мы рассматривали движение сорбирующихся, несорбирующихся и отрицательно сорбирующихся веществ (ионов), подразумевая, что сам процесс сорбции происходит практически моментально. На рис. XI.6, г была приведена выходная кривая для практически мгновенно сорбирующего иона. Во всяком случае время его сорбции пренебрежительно мало в сравнении со временем прохождения иона по почвенной колонке. Для описания такого процесса нет необходимости вводить фактор времени, а можно просто записать $S = k_p c$, где κ_p – константа сорбции, или коэффициент распределения как отношение концентрации в поглощенном состоянии к концентрации в растворе [л/100 г почвы].

Впрочем, случай с мгновенной сорбцией – далеко не единственный. Для некоторых ионов, растворимых веществ процесс сорбции или десорбции – процесс, протекающий во времени, и в этом случае фактором времени уже нельзя пренебрегать. Мы сталкиваемся с явлением кинетической сорбции. Кинетическая сорбция – это сорбция, зависящая от времени. Причем процесс может протекать с различной интенсивностью. Поэтому различают кинетическую сорбцию нулевого порядка, когда изменение концентрации вещества в растворе за счет сорбции постоянно и пропорционально некоторому коэффициенту, называемому коэффициентом сорбции нулевого порядка (k_0): $c_i = c_0 - k_0 t$. Этот случай наиболее часто используют при описании кинетической сорбции. Уравнение, описывающее данный вид сорбции, линейно (рис. XI.7). Поэтому достаточно двух точек для описания приведенного уравнения. Одна такая точка – начальная концентрация (c_0), а вторая – так называемый «период полураспада» – время, в течение которого концентрация вещества в растворе достигает половины начальной – t_{50}. Этих двух параметров вполне достаточно для описания явлений сорбции или разложения веществ по линейному закону. В частности, именно этими параметрами наиболее часто пользуются для описания разложения пестицидов в почве, используя кинетику нулевого порядка.

Вещество может сорбироваться и по иному закону – по кинетике 1-го порядка: $c_i = c_0 \exp(- k_1 t)$, где k_1 – константа 1-го порядка.

Может вещество сорбироваться и более сложным образом в зависимости от времени, когда может быть выражена так называемая «лаг-фаза», фаза относительного покоя, а затем фаза быстрых изменений и постепенного затухания процесса. Такие процессы описываются кинетикой 2-го порядка: $c_i = c_0 /(1 + k_2 c_0 t)$. Все эти процессы исчезновения мигранта за счет его сорбции можно изобразить в виде кинетик различного порядка: изменения концентрации иона в растворе от начального его содержания (c_0) в зависимости от времени (рис. XI.7).

Аналогичным образом в соответствии с кинетиками различного порядка можно описать и разложение движущегося вещества. К примеру, происходит постепенный распад (биодеградация, улетучивание и проч.) вещества в процессе его передвижения в почве. В этом случае процесс распада движущегося вещества необходимо описывать кинетическим уравнением соответствующего порядка. В физике почв обычно ограничиваются кинетикой нулевого или первого порядка.

Процесс кинетической сорбции или кинетического разложения вещества в процессе его передвижения будет изменять и форму выходной кривой. В этом случае заметно изменится форма кривой после самого интенсивного изменения концентрации. Вместо равномерного падения кривой изменение концентрации будет медленным, появится, как говорят, «тяжелый хвост» (рис. XI.6, е).

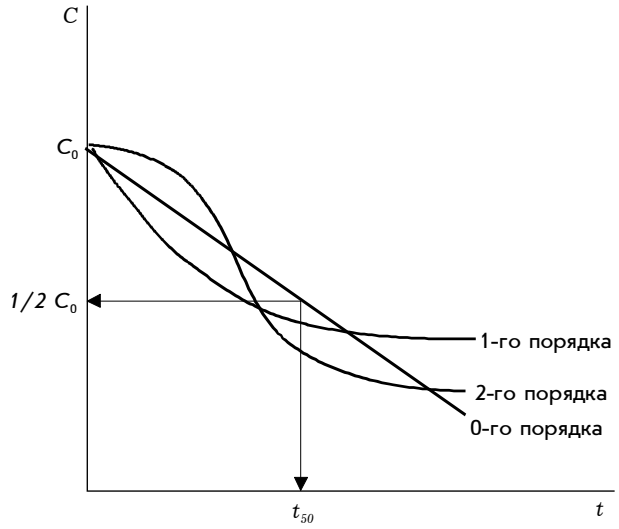


Рис. XI.7. Зависимости уменьшения концентрации растворимых веществ от времени: кинетики различного порядка

4.3. Значение проточных и застойных зон порового пространства почв

На вид выходной кривой будут оказывать влияние не только свойства движущегося иона и свойства поглощающего комплекса почв, но и свойства почвенного проводящего порового пространства. На это указывалось выше, когда вводилось понятие шага смешения и гидродинамической диффузии. Но речь шла о равномерном поровом пространстве однородной почвы. Реальная почва обладает агрегатной структурой. Значит, необходимо рассматривать взаимодействие между межагрегатным (межпедным) проводящим поровым пространством и внутриагрегатным, в котором может наблюдаться застой раствора. Можно представить себе следующую физическую схему движения растворенного вещества в агрегированной почве (рис. XI.8).

Поровое пространство в агрегатах является по сути застойным ($\varepsilon_з$), не участвующим в конвективном переносе вещества. Концентрация вещества в поровом растворе внутри агрегата будет отличаться от концентрации в межагрегатном, по сути проводящем, поровом пространстве, имеющем порозность $\varepsilon_п$. Это будут концентрации вещества в застойной и проточной зонах порового пространства – $c_з$ и $c_п$.

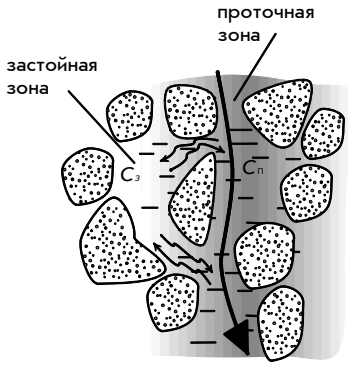


Рис. XI.8. Движение растворенного вещества в агрегированной почве: концентрация вещества во внутриагрегатном (застойном) ($c_з$) и в межагрегатном (проточном) ($c_п$) поровом пространстве и их обмен

Концентрации эти не будут равны: либо внутри агрегатов будет содержаться больше вещества, чем в движущемся межагрегатном растворе, – случай, аналогичный рассолению предварительно засоленной почвы. Либо, напротив, внутри агрегатов будет находиться более пресный раствор, чем в проточной зоне, – это случай засоления почвы с поступающими водами. Обмен между застойной и проточной зонами будет осуществляться по диффузионному типу за счет различия в концентрациях и может быть описан следующим образом:

$$\varepsilon_з \frac{\partial c_з}{\partial t} = \alpha (c_п - c_з),$$

где α – коэффициент, характеризующий интенсивность обмена между зонами порового пространства.

Уравнение конвективно-диффузионного переноса будет выглядеть следующим образом:

$$\varepsilon_{\text{п}} \frac{\partial c_{\text{п}}}{\partial t} + \varepsilon_{\text{з}} \frac{\partial c_{\text{з}}}{\partial t} = \varepsilon_{\text{п}} D^{*} \frac{\partial^2 c_{\text{п}}}{\partial z^2} - \varepsilon_{\text{п}} v_{\text{п}} \frac{\partial c_{\text{п}}}{\partial z}.$$

Преобразование уравнения позволяет применять аналитические решения по определению таких параметров переноса, как застойная и проточная порозность и обмен между ними. Это дает возможность использовать методы решения обратных задач, когда по полученному отклику (в данном случае по «выходной кривой») мы можем количественно судить о свойствах самого объекта. Понятно, что «отклик» может быть и неоднозначным, и сильно преображенным. Строгое соблюдение граничных, начальных и других условий эксперимента позволяет получать стабильные решения методами решения обратных задач (см. *«К вопросу о ....»*)

Методом решения обратных задач возможно получение и иной информации о почве. Например, существует представление о центрах с различной интенсивностью сорбции. В соответствии с этим подходом в почве имеются сорбционные центры двух или более типов: одни сорбируют быстро, другие медленнее, одни мгновенно, другие – по кинетике определенного порядка. Вновь по выходной кривой методом решения обратных задач удается получить количественные величины, указывающие на соотношение сорбционных центров различных типов. Можно предполагать, что в ближайшее время будут появляться и другие гипотезы о строении проводящего, застойного порового пространства, о зонах сорбции/десорбции разного качества, позволяющие приблизиться к реальной почве. И выходная кривая, полученная в заданных и строго контролируемых условиях, будет являться, видимо, главной экспериментальной информацией по получению разнообразных гидрохимических параметров переноса веществ в почвах.

Таким образом, выходная кривая является основным источником информации о физико-химических процессах, происходящих в почве с движущимся ионом (отрицательная адсорбция, сорбция, распад, трансформация), а также и о свойствах самой почвы, прежде всего о структуре ее порового пространства (гидродинамическая диффузия, застойная и проточная порозность и др.).

«К вопросу о ....»

Обратные задачи в физике почв

Когда мы проводим опыт с почвенной колонкой, подавая на ее поверхность раствор известного состава и получая «выходную кривую», мы проводим эксперимент по исследованию почвенных свойств (коэффициента гидродинамической дисперсии и других свойств) лишь по тому «отражению», которое получаем в виде «выходной кривой». Иначе говоря, мы хотим определить свойства почвы на основании полученных в результате эксперимента лишь следствий этого эксперимента. Вот если бы мы на известную по свойствам среду подавали неизвестное растворимое вещество с целью изучить свойства этого вещества, – это была бы прямая задача: надо найти следствия (свойства веще-

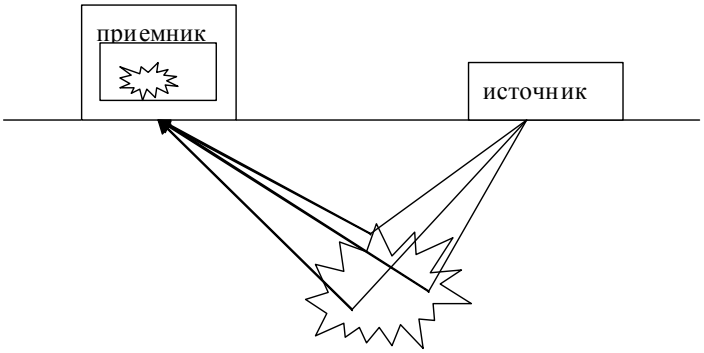


Схема анализа объекта с помощью отраженного сигнала

ства) по известным причинам (свойствам фильтрующей среды). Эта прямая задача для изучения свойств веществ реализована в хроматографии, специальном методе, открытом великим русским химиком и физиологом Михаилом Семеновичем Цветом (1872–1919). Именно с помощью этого прямого метода удалось разделить изотопы урана, выявить структуру белков и узнать многое другое из прямых экспериментов в хроматографических колонках (к сожалению, умер М.С.Цвет в безвестности, могила его находится где-то в Воронежской области; невольно вспоминаются горькие слова А.С.Пушкина: «Черт догадал меня родиться в России, с душою и талантом»). А вот обратные задачи – это задачи по определению свойств фильтрующей среды по следствиям фильтрационного эксперимента, по «выходной кривой». Впрочем, обратные задачи характерны для многих областей естествознания. В общем виде их можно представить на следующей схеме, напоминающей исследование свойств некоторого недоступного тела дистанционными методами, например электромагнитными или какими-либо другими лучами. В приведенной схеме задача состоит в том, чтобы по известным параметрам сигнала (амплитуде, фазе) источника и регистрируемым в приемнике отраженным от объекта параметрам сигнала определить свойства самого объекта. На таком принципе основаны методы вертикального электрического зондирования, с помощью которых можно выделить

в почве засоленные, уплотненные и другие отличающиеся по электропроводности слои и купола. В геологии таким образом определяют форму и особенности залегания рудных тел; пример современной компьютерной томографии также относится к решению обратных задач.

Обратные задачи весьма сложны для решения: они нелинейны, решения, как правило, неединственны, и, кроме того, эти задачи некорректны. Понятие корректной математической задачи, сформулированное французским математиком Ж.Адамаром в 1923 г., включает несколько необходимых условий, которые в описанных экспериментах не выполняются. В частности, нет непрерывной зависимости полученных данных от исходных. Поэтому с экспериментальной точки зрения обратные задачи требуют возможно большего количества дополнительной экспериментальной информации. Или еще лучше – дополнительной априорной информации. Например, что в нашем фильтрационном эксперименте не происходит сорбции движущегося вещества. Это позволяет значительно упростить и сделать более надежными решения по определению гидрохимических свойств почвы на основе анализа «выходной кривой». Но в целом простой фильтрационный эксперимент и его «расшифровка», понимание происходящих в почве процессов становятся сложной задачей для целой области математики, подчеркивая мудрые слова Р.Хэмминга (1915–1998): «The purpose of computing is insight, not numbers» – «Цель расчетов – понимание, а не числа».

5. Основные процессы и параметры переноса растворимых веществ в почве

Подведем некоторые итоги изучения процесса переноса веществ в почве в конспективной форме.

Движение растворимых веществ в почве определяется процессами диффузии, конвекции и в зависимости от взаимодействия вещества с почвой и их свойств еще и процессами обмена, сорбции/десорбции, отрицательной адсорбции, наличия в поровом пространстве застойных и проточных зон.

Конвективно-диффузионное уравнение переноса растворимых веществ описывает изменение концентрации вещества во времени в конкретной точке почвы с помощью коэффициента гидродинамической диффузии, скорости потока почвенной влаги, явления сорбции вещества и его появление или исчезновение в рассматриваемой точке вследствие явлений растворения твердого осадка этого вещества, его потребления корнями растений и других явлений, вызывающих его дополнительное образование или расход в рассматриваемой точке почвы.

Основные процессы и гидрохимические параметры переноса веществ в гомогенной почве представлены в табл. XI.1.

Таблица XI.1

Основные явления процесса переноса веществ в почве и отражающие их параметры

Вид движущегося в почве вещества	Параметры переноса, отражающие процессы				
	Диффузия и конвекция	Отрицательная сорбция	Равномерная моментальная сорбция	Константы динамики распада (разложения)	Наличие застойных и проточных зон в поровом пространстве
Несорбирующееся, нераспадающееся нейтральное вещество	D* – гидродинам. диффузия или λ – шаг смешения	–	–	–	–
Анион	D^*	θ^* – нераств. объем	–	–	–
Катион	D^*	–	K_d – коэффициент распределения	–	–
Распадающееся во времени (по кинетике нулевого порядка) вещество	D^*	В зависимости от свойств вещества	В зависимости от свойств вещества	t_{50} – период полураспада	–
Распадающееся во времени (по кинетике нулевого порядка) вещество при движении в структурированной почве	D^*	В зависимости от свойств вещества	В зависимости от свойств вещества	t_{50} – период полураспада	α – коэффициент обмена между зонами порового пространства

6. Термодинамические подходы к совместному переносу веществ, тепла, электрических зарядов. Принцип Онсагера

Феноменологический закон переноса, который мы обсуждали в отношении потоков воды (закон Дарси), ионов (закон Фика), а также электрических зарядов и тепла (законы Ома и Фурье) указывают, что поток соответствующей субстанции пропорционален феноменологическому коэффициенту и градиенту движущей силы. Эти законы являются незыблемой основой физики переноса веществ и энергии. Но в природе практически не бывает потоков воды отдельно от ионов, потока тепла без сопряженного потока влаги или веществ, а электрических зарядов без потоков воды и солей. Эти явления носят определенные названия: термовлагоперенос, термодиффузия, электроосмос («капиллярный» осмос) или явление ему обратное, когда движение раствора приводит к возникновению потенциала течения, т.е. возникновению разности электрических потенциалов между концами капилляра при движении сквозь него раствора. Все эти примеры показывают, что в естественных условиях практически всегда явления переноса веществ, тепла, электрического тока сопровождают друг друга, «перекрещиваются». Поэтому они и были названы *перекрестными эффектами*.

Перекрестные эффекты переноса веществ, тепла, электрических зарядов – явления совместного переноса субстанций, когда градиент одной субстанции вызывает градиент и соответственно поток другой субстанции.

Например, в колонку, в которой мы проводили эксперименты по изучению движения ионов (рис.XI.1), мы вверху и внизу поместим электроды и создадим электрическое поле. В колонке будут наблюдаться три потока: (1) поток влаги q_w, (2) растворенных веществ q_c и (3) электрический ток i. Поток влаги будет происходить под действием гидравлического градиента ($-grad\ P$), поток растворимых веществ – под действием концентрационного, точнее, осмотического градиента ($-grad\ C$), а электрический ток – за счет градиента электрического потенциала ($-grad\ \varphi$). Но в случае одновременного проявления всех действующих сил каждый из потоков будет определяться не только «своим» градиентом, но и градиентом «чужой», соседствующей силы. Поэтому суммарный поток воды будет определяться кумулятивным действием всех сил переноса в колонке – и «своим», гидравлическим градиентом, и «чужими» – электрическим и осмотическим градиентами. В итоге можно записать:

$$q_w = K_{11}(-gradP) + K_{12}(-gradC) + K_{13}(-grad\varphi),$$

где K_{11} – коэффициент фильтрации, K_{12} – определяет поток раствора под действием осмотического давления, а K_{13} – под действием электрического потенциала. Соответственно и для потоков растворенных веществ, и электрического тока тоже запишем

$$q_c = K_{21}(-gradP) + K_{22}(-gradC) + K_{23}(-grad\varphi),$$

$$i = K_{31}(-gradP) + K_{32}(-gradC) + K_{33}(-grad\varphi),$$

где K_{22} и K_{33} – уже знакомые нам коэффициенты диффузии и электропроводности.

Коэффициент K_{21} отвечает за проницаемость растворенного вещества под действием градиента гидравлического давления. Он «зеркально отражает» воздействие коэффициента K_{12}, определяющего, напротив, поток раствора под влиянием осмотического давления. Эта «зеркальность» коэффициентов отразилась и в общепринятом их названии – перекрестные коэффициенты. Перекрестными коэффициентами в нашем примере будут и K_{13} с K_{31}, и K_{23} с K_{32}. Иногда такого рода перекрестные коэффициенты называют коэффициентами Онсагера в честь Нобелевского лауреата Ларса Онсагера, предложившего соотношения взаимности в термодинамике необратимых процессов. Это отношение взаимности носит название принципа Онсагера. *Принцип Онсагера* – принцип соотношения взаимности при переносе веществ под действием сил различной природы (концентрационных, электрических и пр.) в стационарных состояниях, указывающий что перекрестные коэффициенты равны. В нашем примере $K_{12}=K_{21}$, $K_{13}=K_{31}$ и т.д. или в общем случае $K_{in}= K_{ni}$. Этот принцип указывает, что *n*-я термодинамическая сила влияет на поток *i*-й субстанции так же, как и *i*-я сила на поток *k*-й субстанции. Это принцип позволяет рассчитывать и предсказывать вклад «чужих» сил в итоговый перенос.

К примеру, эксперименты по переносу иона Cl, проводимые в Агрофизическом институте З.М.Петровой на суглинистой почве, при малых градиентах капиллярно-сорбционного давления влаги (около 0.04 см водн. ст. на см длины колонки), электрического потенциала ($4–7\cdot10^{-3}$ В/см) и при градиентах концентрации около 10^{-1} г-экв/л показали, что основной вклад в поток вносила электромиграционная составляющая (до 40–80%), а вот гидродинамическая составляющая достигала 5–30% в зависимости от катиона, по-

вышаясь от хлорида кальция к хлориду натрия. Это термодинамическое направление по оценке совместного переноса с использованием принципов Онсагера в России активно развивалось академиком С.В.Нерпиным и его школой в Санкт-Петербургском Агрофизическом институте и ждет в ближайшее время своих исследователей.

Итак, закончим раздел кратким определением по использованию принципа Онсагера при оценке совместного переноса веществ, электрических зарядов, тепла.

Принцип Онсагера – принцип соотношения взаимности при переносе веществ под действием сил различной природы (концентрационных, электрических и пр.) в стационарных состояниях. В основе принципа Онсагера лежат следующие положения: (1) поток i-й субстанции (q_i) линейно зависит от всех термодинамических сил: $q_i = \sum_n K_{in} F_n$, где F_n – градиенты действующих сил, K_{in} – коэффициенты Онсагера. Коэффициенты Онсагера могут относиться к потоку только одной субстанции K_{ii} под действием характерной для этой субстанции силы переноса или отражать и действие иной силы на поток рассматриваемой субстанции K_{in} ($i \neq n$); (2) правило симметрии коэффициентов Онсагера: $K_{in} = K_{ni}$. Это правило указывает, что n-я термодинамическая сила влияет на поток i-й субстанции так же, как и i-я сила на поток n-й субстанции. Поэтому нередко указанные коэффициенты называют перекрестными. Принцип Онсагера используется при оценке переноса веществ в почве под действием сил различной природы.

Литература

Барбер С. А. Биологическая доступность питательных веществ в почве. Механистический подход. /Пер. с англ. М.: Агропромиздат, 1988. 376 с.

Пачепский Я. А. Математические модели физико-химических процессов в почвах. М.: Наука, 1990. 188 с.

Сысуев В. В. Моделирование процессов в ландшафтно-геохимических системах. М.: Наука, 1986, 301 с.

Най П. Х., Тинклер П. Б. Движение растворов в системе почва–растение. М.: Колос, 1980. 365 с.

Handbook of Soil Science. Ed. By Malcolm E.Sunmer. 2000. CRC Press.

Часть XII

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ДВИЖЕНИЯ ВЛАГИ И ВЕЩЕСТВ В ПОЧВАХ

Моделирование как метод познания и управления природными процессами развивается весьма интенсивно по вполне понятным причинам: прежде всего потому, что до того как что-то предпринять, необходимо попытаться предсказать последствия, просчитать возможные эффекты, выбрать оптимальный вариант, а возможно, и рассчитать новую конструкцию. И если до сих пор все решения основывались на мнении эксперта или группы экспертов, то теперь к этой группе обязательно примыкают и прогнозные математические расчеты, математическая модель. По сути дела, математическая модель – это тот же «машинный эксперт», в котором представлены все (или почти все) известные процессы в рамках рассматриваемого явления. Только эти процессы описаны с помощью математических уравнений. Поэтому математическая модель – это в свою очередь и энциклопедический справочник состояния науки в области изучения рассматриваемого явления. Однако прежде чем написать то или иное математическое уравнение, необходимо знать физическую основу данного процесса. Иначе модель будет «черным ящиком» и применима только для того материала, на котором получена, – практически только для конкретного случая и с большим сомнением для других похожих. Только в случае если используются всеобщие физические законы, модель приобретет, как говорят, «необходимую всеобщность», т.е. применимость не только для конкретной ситуации, для конкретного места, а для более широкого класса явлений и природных ситуаций. А специфика этого метода состоит в том, чтобы (1) правильно физически представить рассматриваемый процесс, (2) правильно подобрать описывающие его функции и (3) определить алгоритм решения с учетом начальных, граничных условий, временного диапазона и масштаба рассмотрения явления. В данной главе мы остановимся на физических основах и подходах при математическом моделировании водно-солевых процессов в почве.

1. Основные этапы моделирования

Когда мы имеем дело со сложным природным явлением, его надо последовательно изучить и определенным образом представить. Для этого необходимо осуществить несколько этапов. Рассмотрим их на примере проблемы движения влаги в двухслойной почве без растительности.

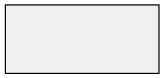
Первый этап – *определение цели моделирования*. Нам необходимо конкретизировать, что же мы хотим узнать, используя математическую модель. Для нашего случая – описания движения влаги в почве – мы хотели бы иметь после модельных расчетов динамику влажности (и давления влаги) в двух слоях почвы для конкретного промежутка времени.

Второй этап – *концептуализация*. Очень важный этап, на котором необходимо привлечь все известные данные, для того чтобы составить теоретическую модель. В нашем случае необходимо решить несколько вопросов, имеющих большое значение для описания движения влаги: (1) необходимо точно определить, каковы границы почвы, в которой будет двигаться влага. По всей видимости, это будет поверхность почвы и нижняя граница 2-го слоя. Влага будет двигаться вверх и вниз только в вертикальном направлении; (2) необходимо определить временные границы. В нашем случае для описания водного режима это будет выбранный нами временной интервал оценки водного режима (от суток до многих лет); (3) необходимо определить, как исследуемая почва связана с внешними системами, с атмосферой и с подстилающими породами. Наша двухслойная почва будет связана с атмосферой процессами поступления осадков и испарения с поверхности, а с нижележащими слоями – водными потоками; (4) внутри почвы, от слоя к слою, надо уточнить условие передвижения влаги. Мы уже знаем, что эта задача может быть решена либо с помощью гидрологических констант (так называемого балансового подхода), либо с помощью уравнения Ричардса для перетока влаги между слоями.

Спецификация модели. На этом этапе надо выделить свойства почвы, которые мы будем определять в итоге расчетов, так называемые переменные состояния модели, а также какими свойствами мы будем описывать внешние связи почвы – внешними переменными модели. В нашем случае переменной состояния будет влажность или давление влаги в почве, а внешние связи будем выражать в виде потоков влаги в почву (интенсивность осадков), а также из почвы (испарение, транспирация) и оттока влаги с нижней границы (дренаж).

На этом этапе очень важно выбрать физически точную систему единиц, чтобы во всех используемых уравнениях размерности левой и правой частей были одинаковы.

Идентификация структуры модели. На этом этапе мы должны графически представить все связи и отношения между переменными (как внешними условиями, так и переменных состояния самой почвы). Сначала составим качественную системную схему модели. Учитывая, что мы описываем сложные взаимосвязанные процессы, необходимо использовать принятые обозначения в моделировании со времен одного из основоположников этого метода в естествознании Дж.Форрестера (Forrester J.W., 1961). Он предложил составлять системные потоковые диаграммы, а А.А.Ляпунов и А.А.Титлянова обосновали определенный «графический язык» для изображения потоковых диаграмм. На таких системных потоковых диаграммах прямоугольник – это символ переменной состояния, вентиль – регулятор потоков, окружность – вспомогательные переменные, сплошные линии – потоки веществ, а пунктирные – потоки информации, т.е.


– переменная состояния;

– поток вещества, в результате которого изменяется величина или переменная состояния;

– направление движения информации;

– источник или сток веществ на границах системы;

– знак «вентиль».

Знак «вентиль» указывает, что в этом месте принимается решение. Практически в этом месте необходимо описание потока в виде математического уравнения. Пунктирная линия указывает, от каких факторов зависит это решение.

Для передвижения влаги в двухслойной почве схема будет выглядеть следующим образом.

На рис.XII.1 представлена качественная структура модели движения влаги. Внешний источник и сток – атмосфера – является источником осадков (стрелка в почву), и в него направлен поток испаряющейся из почвы влаги (стрелка вверх). Но в обоих случаях эти потоки регулируются, что указано вентилями. «Вентиль» «испаре-

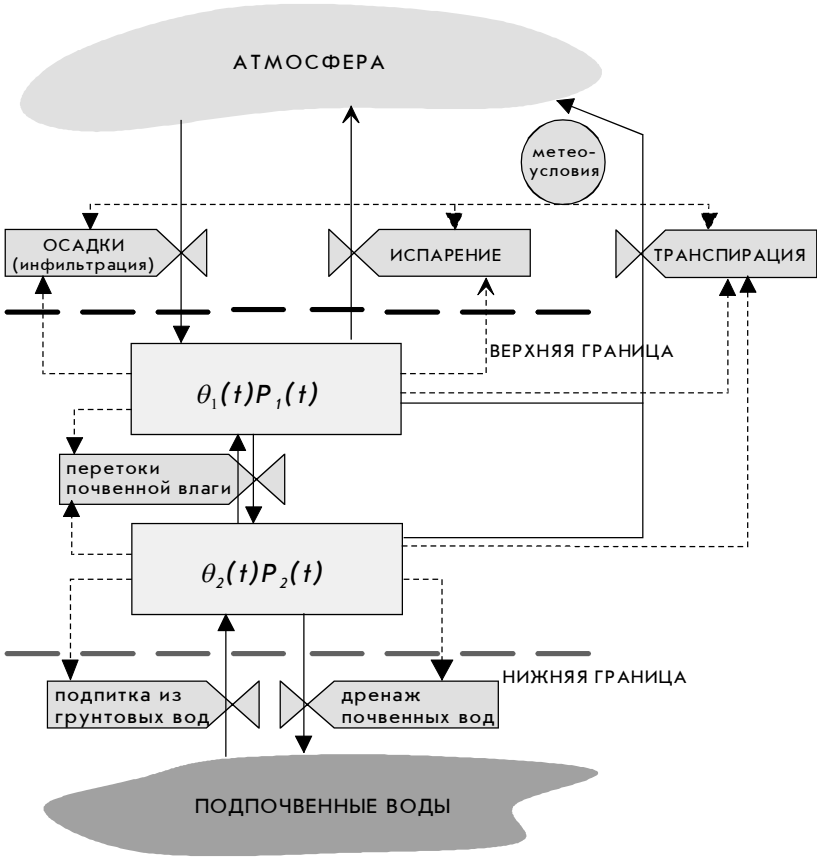


Рис. XII.1. Системная схема переноса влаги в двухслойной почве

ние» на этой схеме указывает на необходимость применения математического уравнения, описывающего испарение. Такие уравнения нам известны (см. часть X). Эти уравнения описывают испаряемость и последующее испарение через динамику влажности воздуха и скорости ветра, которые изображены в виде кружочка «метеоусловия». Если присутствуют растения, необходимо учитывать их транспирационный расход с использованием функции вида «транспирационной трапеции», вводя давление барботирование и критическое давление влаги в почве как основные управляющие параметры (см. часть IX). Транспирационный расход распределяется по почвенным слоям в соответствии с концентрацией корней и присутствует в основном уравнении переноса влаги в виде члена «стока».

Поток воды из атмосферы проникает через верхнюю границу (жирная пунктирная линия), поступает в первый слой, где увеличивается влажность. Часть воды может перетечь из верхнего слоя в нижний или из нижнего в верхний в соответствии с градиентом давления влаги между этими слоями. Эти потоки влаги определяются с помощью уравнения Ричардса, а информационные потоки в этом случае идут от значений влажности или давления влаги в этих слоях, так как именно от состояния влаги в этих слоях зависит величина потока влаги – он и регулируется вентилями «перетоки почвенной влаги». И, наконец, второй почвенный слой связан потоками влаги с нижележащими подстилающими породами. Эти потоки регулируются двумя вентилями, для функционирования которых требуется информация как от второго почвенного слоя, так и от гидрологических условий ниже границы почвы.

Качественная системная модель составлена. Мы знаем, какие уравнения входят в указанные «вентили», каковы параметры этих уравнений. Теперь можно перейти к следующему этапу – реализации модели. Надо записать систему математических уравнений, которые и позволят найти решения для осуществления цели моделирования, нахождения динамик влажности и давления влаги в 1-м и 2-м слоях почвы, $\theta_1(t)$, $\theta_2(t)$ и $P_{к\text{-}с_1}$, $P_{к\text{-}с_2}$. Аналитически решить все эти уравнения чаще всего не удается хотя бы потому, что поток воды на верхней границе (осадки) не является непрерывной функцией. В этом случае используются численные методы решений, основанные на законах движения влаги. Но для этого необходимо уточнить начальные и граничные условия, а также экспериментальное обеспечение модели. Начальное условие – определение состояния на начало расчета (распределения влажности по профилю). Затем нужно сделать расчеты: учесть осадки, испарения сверху и отток влаги с нижней границы почвы (граничные условия), а также ввести физические параметры, характеризующие рассматриваемую почву (экспериментальное обеспечение модели). Потом разработать схему решения дифференциальных (так как все происходит в динамике) уравнений перетоков влаги. В результате получаем динамику влажности почвы в двух слоях. Чтобы быть уверенным в правильности нашей модели, необходимо сравнить ее с экспериментальными данными и, если необходимо, подкорректировать нашу модель. Это этапы проверки, оценки чувствительности и адаптации модели. Проверка модели – этап пробных расчетов с заведомо известными итогами, на которых проверяется соответствие модели основным феноменологическим законам (законам баланса, соответствия знаков и пр.).

Оценка чувствительности – работа с моделью, при которой удается выяснить, какие параметры модели и в какой степени влияют на переменную состояния. Это очень важный этап работы с моделью. На нем удается «почувствовать», какие параметры, уже при их незначительном изменении, сказываются весьма сильно на итоговой величине; а какие, даже варьируя на порядки, практически не влияют на искомую переменную состояния. В нашем примере с водным режимом двухслойной почвы, безусловно, большое значение будут иметь осадки, испарение и дренаж (условия на внешних границах), а из почвенных характеристик, как правило, параметры ОГХ и коэффициент фильтрации. Наконец, сравнение экспериментальных и расчетных данных позволит утверждать, что модель удачно описывает природные явления.

Если все указанные этапы удачно завершены, можно использовать модель для поливариантных прогнозных расчетов. Можно ставить «машинные эксперименты» по гидрологии двухслойной почвы, помещая ее в гидроморфные или автоморфные условия (изменяются условия на границах почвы), изучать динамику влажности в сухие и влажные годы (изменяются условия на верхней границе в виде осадков и испарения) или изменение водного режима при изменении свойств почвы (изменяя гидрофизические функции в соответствии с изменением физических свойств) и решать много других задач поливариантного прогнозного моделирования. В разделе о физическом обосновании и значении моделей для физики почв наиболее важно знать, каким образом устроены модели, какие необходимы почвенно-физические данные для ее работы, с какой точностью их определять и ряд других проблем, связанных с экспериментальным обеспечением и расчетными схемами моделей.

2. Понятие о расчетных схемах, начальных, граничных условиях и экспериментальном обеспечении моделей

Наша задача состоит в том, чтобы рассчитать послойную динамику влажности или давления влаги в почве. То есть получить самую важную в отношении гидрологической оценки почвы картину – изменения влажности или давления влаги в каждом почвенном слое от поверхности почвы до оговоренной нижней границы через строго определенный промежуток времени для всего рассматриваемого срока или графическую картину в виде хроноизоплет влажности (давления влаги).

Все физические модели используют изначально основные физические законы – закон баланса вещества и энергии и феноменологический закон переноса. В случае движения влаги используют уравнение Ричардса:

$$C(\theta, P_{\text{к-с}})\frac{\partial P_{\text{к-с}}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left[K_{\text{вл}}(P_{\text{к-с}})\left(\frac{\partial P_{\text{к-с}}}{\partial z}+1\right)\right] \pm I_w .$$

В этом уравнении $C(\theta, P_{\text{к-с})} = \dfrac{d\theta}{dP_{\text{к-с}}}$ – дифференциальная влагоемкость $C(\theta,\ P_{\text{к-с}})$ (см. часть VII), которая может быть получена из кривой основной гидрофизической характеристики (ОГХ), $K_{\text{вл}}$ – коэффициент влагопроводности, точнее, функция влагопроводности, $K_{\text{вл}}(P_{\text{к-с}})$ [см/сут], z – вертикальная координата от поверхности почвы при положительном направлении вверх и $P_{\text{к-с}}$ – гидравлический напор в случае насыщенных почв (фильтрации) или всасывающее давление (абсолютная величина капиллярно-сорбционного давления почвенной влаги) в не насыщенных влагой почвах, θ – влажность в объемных долях, t – время, а I_w – так называемый член «стока/притока» или «появления/исчезновения» мигранта, который также имеет размерность потока и отражает отбор влаги из указанного кубика почвы, например корнями растений (тогда он отрицательный) или же, например, боковой внутрипочвенный приток (положительный). В целом это нелинейное дифференциальное уравнение в частных производных первого порядка по времени и второго порядка по глубине, z, при двух независимых переменных – влажности θ и давлении влаги, $P_{\text{к-с}}$.

Задача состоит в том, чтобы решить это уравнение в отношении $P_{\text{к-с}}$ (или θ) в каждый момент времени t. Как уже указывалось, аналитическое решение такого рода уравнений практически невозможно. Поэтому его решают численными методами, например с помощью сеточной схемы. В этом случае разбивают сетку по горизонтали на глубинные i-е слои и по вертикали на временные j-е промежутки (табл.XII.1).

В момент времени j по глубинам (i-1), i , (i+1) нам известны значения давления влаги – $P_{\text{к-с}}$. Мы можем рассчитать как средние значения $K_{\text{вл}}(K^{j}_{i+1/2}\, u\, K^{j}_{i-1/2})$ между глубинами (i-1) и i, а также i и (i+1). Затем используем указанное выше основное уравнение переноса воды в конечно-разностной форме:

$$C_i^{\,i}\frac{P_i^{j+1}-P_i^{j}}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta z}\left[K^{i}_{i+1/2}\left(\frac{P_i^{j}-P_{i+1}^{j}}{\Delta z}+1\right) - K^{i}_{i-1/2}\left(\frac{P_{i-1}^{j}-P_i^{j}}{\Delta z}+\right)\right] - I_i^{\,i} .$$

Таблица XII.1

Сеточная схема численного решения уравнения переноса влаги

Время / Слои	j	$j+1$
$i-1$	P_{i-1}^{j} $K_{i-1/2}$	
i	P_{i}^{j} $K_{i+1/2}$	P_{i}^{j+1}
$i+1$	P_{i+1}^{j}	

Из этого уравнения уже можно рассчитать и значения P на указанных глубинах через промежуток времени Δt, т.е. ко времени $(j+1)$. В этом заключается один из самых простых способов расчета динамики влажности и давления в почве. Он включает неизбежные погрешности в виде линейной аппроксимации, постоянного осреднения и проч. Эти погрешности могут заметно повлиять на конечный результат, но при небольшом промежутке времени между шагами расчета и подробном послойном разделении почвенного профиля эти ошибки можно свести к минимуму.

В приведенной расчетной схеме рассматривалось лишь одно направление передвижения влаги – по оси z. Модель поэтому называется *одномерной*. *Двумерная* модель способна рассчитывать движение влаги в некоторой трансекте, в сечении, имеющем направления, кроме z, еще и x. В случае *трехмерных* моделей появляется возможность рассчитывать перенос в трех координатах – z, x, y, т.е. производить расчеты переноса в ландшафте. Особенностью двумерных и трехмерных моделей является то, что необходимо одновременно считать перенос не только вниз, но и в стороны. Для этого надо разбить всю поверхность на ячейки, между которыми и будет считаться перенос. Так поступают, придавая ячейкам либо треугольную (призматическую), либо четырехугольную (кубическую) форму.

В случае расчета движения веществ (ионов) в почве основным блоком остается описанный выше водный блок. Но добавляется известное нам конвективно-диффузионное уравнение переноса и все сопровождающие его гидрохимические параметры (см. табл.XI.1) в виде шага смешения (λ), нерастворяющего объема влаги (θ^*), коэффициента распределения, периода полураспада, которые тоже нужно экспериментально определять. Все это входит в понятие экспериментального обеспечения моделей.

Что особенно важно для нас в случае рассмотрения принципов работы с такого рода физически обоснованной модели? Перечислим эти важные моменты по пунктам:

1. Задается конкретный размер почвы по вертикали и указывается срок, для которого надо производить расчет. Действительно, это необходимо для того, чтобы свести баланс. Размер почвы по вертикали указывается в виде верхней (обычно поверхность почвы или, в случае растительного покрова, – верхняя граница фитоценоза) и нижней границы.

2. Необходимо задать и условие на нижней границе, иначе также невозможно свести баланс. Обычно это либо:

– постоянная влажность или давление влаги на нижней границе (условие 1-го рода). Его используют при наличии, например, грунтовых вод в нижней части профиля;

– свободный сток или постоянный градиент давления (условие 2-го рода). Граничное условие, характерное для автоморфных почв с глубоким уровнем грунтовых вод;

– поток пропорционален градиенту движущей силы и коэффициенту проводимости (обобщенное граничное условие 3-го рода). Обычно используют при наличии на нижней границе плохо проницаемого слоя, в случае «высачивания» грунтовых вод.

3. Необходимо задать условие и на верхней границе, иначе опять-таки невозможно свести баланс. Это условие формулируется в виде приходных и расходных статей: осадков, поливов и испарения, транспирации. В большинстве случаев эти величины задаются в виде ежесуточных (декадных и пр.) экспериментальных данных. Для больших территорий и агроценозов эвапотранспирацию можно рассчитать на основе стандартных метеоданных.

4. Необходимо экспериментально определить основную гидрофизическую характеристику для каждого почвенного слоя – она присутствует в виде дифференциальной влагоемкости, $C(\theta, P_{к\text{-}с})$, для каждого почвенного слоя.

5. Необходимо знать и функцию влагопроводности, $K_{вл}(P_{к\text{-}с})$, также для каждого почвенного слоя. Тут, впрочем, возникает вопрос: как найти величину $K_{вл}(P_{к\text{-}с})$ между двумя соседними слоями? Применяют несколько способов: (1) усредняют саму величину влагопроводности, (2) усредняют сначала влажность слоев, а затем находят влагопроводность для усредненной влажности и (3) усреднение с учетом толщины слоя почвы. Считается, что последний метод дает лучшие результаты.

6. Необходимо ввести гидрохимические параметры в зависимости от движущегося вещества (см. табл.XI.1): шаг смешения, коэффициент распределения, нерастворяющий объем влаги, период полураспада и, в случае структурных почв, коэффициент обмена между зонами порового пространства.

Итак, для функционирования модели нужны динамические данные по эвапотранспирации и осадкам на верхней границе, заданное в соответствии с гидрологией почвы условие на нижней границе и собственно почвенно-гидрофизические данные для каждого слоя в виде основной гидрофизической характеристики и функции влагопроводности. В процессе работы программы эти функции постоянно дифференцируются, и поэтому их надо вводить не просто в виде экспериментальных точек (пар значений функция–аргумент), а в виде функциональной зависимости. В последнее время для описания ОГХ наиболее часто используется предложенная американским физиком почв ван Генухтеном знакомая нам функция (см. часть VII, раздел «Педотрансферные функции»):

$$S_e = \frac{\theta - \theta_{\min}}{\theta_{\max} - \theta_{\min}}; \quad S_e = \left(\frac{1}{1 + (\alpha P_{\text{к-с}})^n} \right)^m ; \quad m = 1 - 1/n ,$$

где θ – равновесная влажность, соответствующая капиллярно-сорбционному давлению $P_{\text{к-с}}$ для данной ОГХ; α, m – параметры аппроксимации; $\theta_{\min}$ и $\theta_{\max}$ – некоторые минимальная и максимальная влажности, в пределах которых расположена ОГХ и используется указанная зависимость. Рассчитываются эти величины как параметры этого уравнения, при обязательном соблюдении для них граничных значений.

Для функции влагопроводности наиболее часто используют физически обоснованный подход Генухтена–Муалема, основанный на уравнении взаимосвязи между ОГХ и функций влагопроводности. Для использования этого уравнения необходимы экспериментальные данные по ОГХ и коэффициенту фильтрации ($K_{\text{ф}}$) для рассматриваемого слоя. Уравнение Генухтена–Муалема имеет вид

$$K_{\text{вл}} = K_{\text{ф}} \sqrt{S_e} (1 - (1 - S_e^{1/m})^m)^2 ; \qquad 0 < m < 1 ,$$

где $K_{\text{вл}}$ – значение влагопроводности для соответствующей влажности θ; m – тот же безразмерный параметр, который получается при аппроксимации ОГХ по ван Генухтену. Эти две функции оказываются удачно совместимыми. Поэтому в качестве экспериментальной информации по гидрофизическим свойствам почв необходимо экспериментальное определение ОГХ и $K_{\text{ф}}$. Таким образом, для каждого почвенного слоя необходимо определение плотности почвы, ОГХ и $K_{\text{ф}}$.

Функционирование моделей движения влаги возможно лишь при:
– определении толщи почвы (точное задание верхней и нижней границ) и разделении почвенной толщи на конкретные слои;
– задании граничных условий на определенных верхней и нижней границах почвенной толщи. Верхнее граничное (краевое) условие – экспериментальные данные по осадкам и эвапотранспирации. Нижнее – условия первого (постоянное значение потенциала или влажности), второго (постоянный поток или градиент давления) или третьего (совместное условие) рода;
– послойном определении экспериментального обеспечения – ОГХ, $K_ф$, плотности почвы; для движения растворимых веществ необходимо ввести еще экспериментально определенные гидрохимические параметры (их выбор зависит от свойств движущегося вещества): шаг смешения, коэффициент распределения, нерастворяющий объем влаги, период полураспада и, в случае структурных почв, коэффициент обмена между зонами порового пространства.

Итак, мы имеем современную прогнозную математическую модель, которая использует принципы численного решения, временную и пространственную сетку для расчетов. Знаем принципы ее работы и имеем экспериментальное обеспечение для конкретной задачи движения вещества в почве. Далее необходимо ввести эти экспериментальные параметры и начать процесс прогнозных расчетов.

3. Процесс моделирования: «наполнение» модели экспериментальными данными, поливариантные расчеты

Появляющееся в любой модели меню обязательно включает описания почвы, свойств движущегося вещества, условий на верхней и нижней границах. Все эти условия схематично представлены на рис.XII.2.

Рассмотрим по порядку представленные блоки и что означают требования, которые предъявляет к нам модель при ее наполнении.

Блок «Почва». Указываются общая глубина расчетного слоя, слои, а также условия на нижней границе. Необходимо ввести ОГХ, что может быть «устроено» различным образом: (1) либо в виде пар значений «влажность– давление влаги». Это означает, что модель сама осуществляет процедуру аппроксимации, используя, например, уравнение ван Генухтена; (2) запрашивает параметры аппроксима-

ции – числовые значения безразмерных параметров аппроксимации α, m, а также θ_{min} и θ_{max} – минимальную и максимальную влажности; (3) начинает по очереди запрашивать физические свойства в виде гранулометрического состава, формы структурных отдельностей, плотности, емкости катионного обмена.

Это означает, что модель использует педотрансферные функции для расчета ОГХ. А раз использует педотрансферные функции, значит, они получены на основании какой-либо базы данных, на каком-то наборе почвенных горизонтов. Вот в этот момент необходимо поинтересоваться у разработчиков способом построения этих педотрансферных функций и базой данных для их получения. Достаточно ли приемлема она для вашего случая.

Блок «Метеоусловия». Как правило, большинство современных моделей используют так называемый «погодный предсказатель», «симулятор погоды». Этот расчетный блок обычно включает

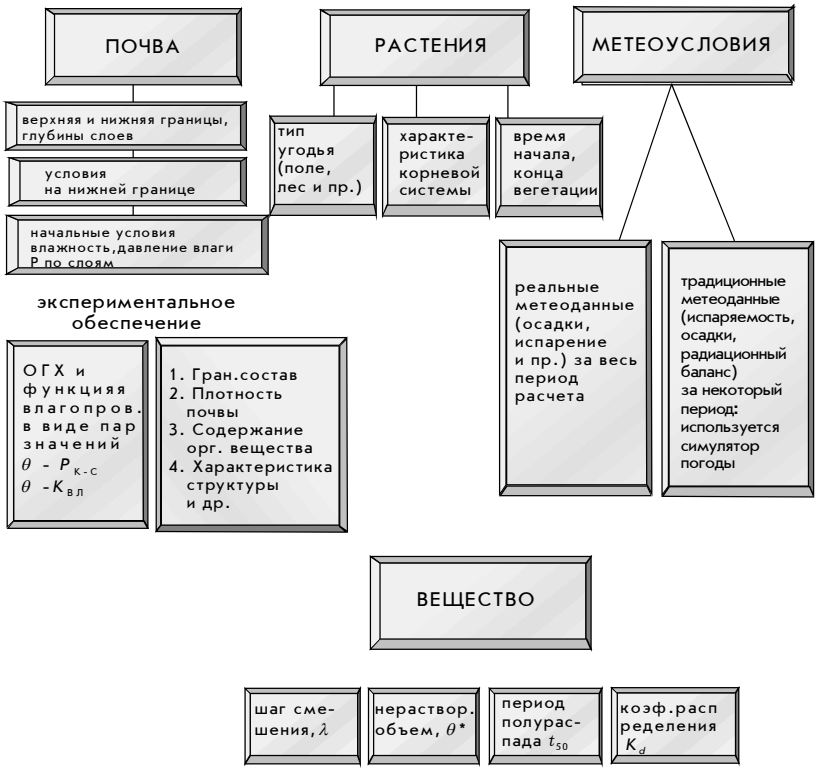


Рис. XII.2. Схема, поясняющая ввод в модель экспериментального обеспечения

некоторое полуэмпирическое уравнение (или даже несколько уравнений), которое может рассчитывать погоду по местоположению точки наблюдений (указываются координаты) и по части вегетационного периода, для которого вводятся конкретные данные по метеопараметрам: скорость ветра, осадки, испаряемость. «Погодный предсказатель» настраивается на погодные условия местности и рассчитывает эвапотранспирацию на основании полуэмпирических уравнений.

Блок «Вещество». В этом блоке требуется ввести гидрохимические параметры движущегося вещества, его свойств в отношении той почвы, в которой это вещество движется. Это должны быть, как мы уже знаем, шаг смешения, нерастворяющий объем, период полураспада, коэффициент распределения. Необходимо четко понимать, какие процессы будут происходить во время переноса вещества в почве, и вводить соответствующие гидрохимические параметры.

Теперь надо указать расчетный период и, после короткого периода работы ЭВМ, размышлять над полученной информацией. Как говорят, «над выдачей модели». А это могут быть хроноизоплеты влажности и давления влаги, суммарный отток с нижней границы почвы, послойная динамика влажности/давления влаги, а также концентрации движущегося вещества в почве и в почвенном растворе. Модель сделала свое дело, надо размышлять над следующими вопросами: (1) правильно ли она это «сделала», отражает ли модель реальные условия – адекватна ли модель; (2) если она адекватна, то можно проводить прогнозные расчеты. Если же нет – то необходимо проводить операцию «настройки» модели. Это довольно тонкая операция, основанная на том, что мы изучили чувствительность модели и знаем, какие параметры и как изменяют искомую величину. Зная это, мы можем увеличить совпадение реальных и расчетных величин за счет варьирования самых чувствительных параметров. Эта операция напоминает настройку приемника, когда с помощью его многочисленных ручек мы добиваемся наиболее чистого и громкого звука.

Решать вопрос о точности и адекватности модели надо на основании сравнения расчетных и реальных данных. Иначе говоря, необходимо рассчитать динамику для условий, которые реально определялись и в течение которых измерялась искомая переменная состояния, например концентрация вещества (иона) в почве. Далее необходимо сравнить полученные в эксперименте данные с модельными и сделать вывод о недостоверности их различий на основании определенных статистических критериев (подробнее см.: Пачепский Я.А., 1992).

Теперь модель можно использовать для решения разнообразных задач.

4. Использование моделей

Не имея возможности подробно останавливаться на использовании моделей (а оно в последнее время чрезвычайно многообразно) отметим несколько наиболее распространенных задач, которые используют такие преимущества моделей, как возможность быстро и по различным сценариям ставить разнообразные «машинные» эксперименты, т.е. эксперименты на ЭВМ (см. *«К вопросу о...»*).

Анализ чувствительности моделей. Изучают изменение переменной состояния при варьировании основных параметров модели. Этот анализ необходим для того, чтобы выяснить, какой же из параметров оказывает наибольшее влияние на изменение искомой переменной состояния. Кратко на этом анализе мы уже останавливались как на необходимом этапе работы с моделью.

Поливариантный прогноз. Оценка катастрофических воздействий. Изучают динамику искомой переменной состояния при изменении различных входных параметров. Это могут быть условия на границах, соответствующие годам различной обеспеченности, изменению уровня грунтовых вод и пр. Прогнозы могут касаться и поведения почвы при изменении ее свойств (при уплотнении, разрыхлении, добавлении песка, органических веществ и проч.), что достигается соответствующим изменением экспериментального обеспечения. И, наконец, можно прогнозировать некоторые катастрофические воздействия: например, водный режим в год экстремальной влагообеспеченности или при экстремальном выпадении солей (агрохимикатов) на поверхность почвы. Это касается и таких воздействий, экспериментально изучить которые, быть может, и не удастся. А вот модель даст представление об изменении почвенных режимов и в таком необычном случае.

Поиск оптимальных управляющих решений. Перебор различных вариантов применяемых к почве воздействий позволяет на модели найти их оптимальное сочетание.

Планирование экспериментов. Использование модели при планировании эксперимента в полевых или лабораторных условиях уже становится обязательным этапом эксперимента. Этот этап необходим, так как модель – это энциклопедия знаний в конкретной области. И с ней-то необходимо сравнивать будущий эксперимент

для ответа на вопрос: «Что же нового даст планируемый эксперимент? Какое новое знание будет благодаря этому эксперименту получено?»

«К вопросу о ….»

Странички истории ЭВМ

Задумаемся над вопросом, чем принципиально отличается ЭВМ от простых калькуляторов, счетов? Наверное, в основном тем, что на ЭВМ возможно с помощью специальных языков осуществлять ряд последовательных операций. Причем с условиями «если – то»: если достигаем какой-либо величины или этапа, то надо считать по такому-то пути, а не по другим возможным. Машина осуществляет ВЫБОР. Вот и кажется, что она думает. Причем, возможно, каждый раз по-разному. Когда же и где зародилась идея «думающей машины»?

Идея «думающей машины» и первое ее воплощение принадлежит англичанину Чарльзу Бэббиджу в начале XIX века. Еще нет паровых машин и электрических генераторов, а идея «думающей машины», способной на разнообразные подсчеты в зависимости от внедренной программы, уже появилась! И Бэббидж практически создал чертеж такой машины, придумал разные механические устройства, в которых мы теперь распознаем узлы современной ЭВМ: устройства ввода–вывода, ОЗУ. И все из шестеренок, колесиков… только механические детали! Более того, уже тогда были составлены и первые программы, предполагавшие, что машина будет способна осуществлять различные задания в зависимости от работающей программы. Первая программа, или скорее инструкции по программированию к механической машине Бэббиджа, принадлежит перу дочери Байрона – Аде Лавлейс.

Итак, идеи «думающей машины» с различными программами родились в начале XIX века. Идеи эти не исчезли, а реализовались в середине XX века, когда в 1946 г. в США появилась первая электронная вычислительная машина ENIAC (Electronical Numerfoll Integrator and Calculator). И в Советском Союзе, благодаря усилиям С.А.Лебедева, В.М.Глушкова, И.С.Брука, А.А.Ляпунова, чуть позже были созданы первые оригинальные устройства. А идеи-то были почти полуторавековой давности! Вот и приходится задумываться о «несвоевременности», о забытых, исчезающих идеях. Так же, как и все вещественное в этом мире, идеи, наверное, тоже бесследно не исчезают. Просто рождают другие или ждут своего времени. Значит, стоит думать и предлагать новые идеи. Не забудутся!

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

1. Математические модели являются мощным средством познания, предсказания и управления природными явлениями. Их правильное использование возможно лишь при понимании принципов функционирования модели, входящих в нее расчетных формул для перетоков веществ («вентили» на системной схеме явления), описании граничных условий в соответствии с моделируемым объектом и (главное!) при соответствующем экспериментальном обеспечении модели.
2. Экспериментальное обеспечение моделей соле-, влагопереноса включает послойное экспериментальное определение ОГХ, $K_ф$, плотности почвы и гидрохимических параметров (их выбор – в зависимости от свойств движущегося вещества): шаг смешения, коэффициент распределения, нерастворяющий объем влаги, период полураспада и, в случае структурных почв, коэффициент обмена между застойной и проводящей зонами порового пространства.
3. Необходимость введения базовых физических свойств (гранулометрический состав, структура почвы, плотность, емкость катионного обмена, содержание органического вещества и др.) указывает на использование в модели педотрансферных функций, восстанавливающих ОГХ, $K_ф$, и другие составляющие экспериментального обеспечения по эмпирическим формулам на основе некоторой базы данных. Условия применения этих педотрансферных функций и соответствующей базы данных для исследуемого объекта должны быть уточнены.
4. Модель должна быть проверена на адекватность на независимом массиве динамических данных. Должны быть проанализированы соответствие реальных и расчетных данных и погрешности моделирования в виде разности реальных и расчетных данных. Анализ погрешностей и уточнение параметров модели должны дать убедительный ответ об адекватности модели, после которого возможно ее всестороннее использование в научных и практических целях.

Литература

Б у д а г о в с к и й А. И. Испарение почвенной влаги. М.: Наука. 1964.
Г л о б у с А. М. Почвенно-гидрофизическое обеспечение агроэкологических моделей. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. 428 с.
Моделирование роста и продуктивности сельскохозяйственных культур. /Пер.с англ. Под ред. Ф.В.Т.Пеннинга де Фриза и Х.Х. ван Лаара. Л.: Гидрометеоиздат, 1986.
П а ч е п с к и й Я. А. Математические модели процессов в мелиорируемых почвах. М.: Изд-во Моск.ун-та, 1992. 82 с.
Р ы ж о в а И. М. Математическое моделирование почвенных процессов. М.: Изд-во Моск.ун-та, 1987. 82 с.
С и р о т е н к о О. Д. Математическое моделирование водно-теплового режима и продуктивности агроэкосистем. Л.: Гидрометеоиздат, 1981.
С у д н и ц ы н И. И. Движение почвенной влаги и водопотребление растений. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979. 253 с.
Х э н к с Р. Д ж., Д ж. Л. А ш к р о ф т. Прикладная физика почв. Влажность и температура почвы. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 151 с.
V a n G e n u c h t e n M. T h., E. A. S u d i c k y. Recent advances in vadose zone flow and transport modeling. In: Vadose zone hydrology: Cutting across disciplines. Ed.by M.B.Parlange and J.W.Hopmans. Oxford Univ. Press, New York, NY. P.155-193.

Часть XIII

ГАЗОВАЯ ФАЗА ПОЧВЫ

1. Основные понятия: аэрация и порозность аэрации, воздухообмен, воздухоносная порозность, дыхание почв

Для того чтобы точнее установить значение газовой фазы в жизни почвы, во всех процессах жизнедеятельности растений и почвенной биоты, а также роль почвы как резервуара и источника разнообразных газов (в том числе и парниковых), необходимо прежде всего определить и осмыслить основные понятия, такие как аэрация и порозность аэрации, воздухообмен, воздухоносная порозность, дыхание почв.

Аэрация почвы – это процесс поступления атмосферного воздуха в почву, замещение им почвенного. Образно говоря, «проветривание» почвы. Во время этого процесса повышается содержание кислорода в почве, так как содержание кислорода в почвенном воздухе значительно понижено по сравнению с атмосферным за счет микробиологической деятельности, корневого дыхания. Соответственно этот процесс будет происходить по свободному от воды поровому пространству почв. И количественно *порозность аэрации* составит:

$$\varepsilon_{air} = \varepsilon - \theta,$$

где ε_{air} – порозность аэрации (в процентах или $см^3/см^3$), ε и θ – порозность и объемная влажность почв в тех же единицах, что и порозность аэрации. Эта формула нам знакома из части I. Из этой формулы следует, что чем выше порозность аэрации, тем быстрее и полнее будет происходить аэрация почв. И напротив – если порозность аэрации невысока, начинаются неблагоприятные почвенные процессы, растения страдают от недостатка почвенного воздуха. Поэтому в физике почв приняты некоторые критические значения порозности аэрации: при $\varepsilon_{air} = 10\%$ замедляется рост корней, замет-

но изменяются условия функционирования почвенной биоты, а при 5% – наблюдается гибель растений, это нижний предел порозности аэрации. Рекомендуется использовать в качестве критической величины – 10%.

Вполне понятно, что порозность аэрации – величина динамическая, связанная своей динамикой с изменением влажности. Нередко поэтому говорят, что «вода и воздух в почве – антагонисты». Точнее, они постоянно дополняющие друг друга величины: больше воды – меньше воздуха, меньше воды – больше воздуха в почве. А вот для того чтобы сравнивать почвы по их воздушным свойствам, в частности по способности к аэрации, необходимо использовать характерное значение влажности. Это сравнение производят при почвенной гидрологической константе, как правило, при НВ. Нередко эту характеристику называют *«воздухоемкостью»*. Ниже приведены оптимальные диапазоны воздухоемкости для различных по гранулометрии почв:

песчаные – 20–25%

суглинистые – >15–20%

глинистые – >10%.

Поддержание оптимальной порозности аэрации – это одна из задач по управлению почвой. Задача формулируется так: создать оптимальный водно-воздушный режим, основу устойчивого функционирования почвы. Оптимальные режимы возможны лишь в хорошо структурированных почвах. Именно структура, агрегатный состав и будут гарантировать оптимальный водно-воздушный режим, о чем уже говорилось в разделах о структуре почвы, о дифференциальной порозности. Если же агрегатный состав почвы отклоняется от оптимального, например за счет уплотнения, то это изменяет водно-воздушный режим, аэрацию почв – функционирование почвы и растительного покрова изменяется весьма заметно. Подчеркнем, прежде всего за счет водно-воздушного режима, аэрации.

Понятие аэрации близко к понятию *воздухообмена*. Отличие заключается лишь в том, что процесс воздухообмена включает описание и тех сил, процессов, которые его вызывают, например изменение атмосферного давления, температуры почвы и пр. Все эти динамические процессы (аэрация, воздухообмен) определяются таким почвенным параметром, как *воздухопроницаемость* – K_a. Этот параметр связан с пористостью аэрации по степенному закону: $K_a = m\varepsilon_{air}^{n}$, где n и m – эмпирические параметры, причем n – колеблется от 0.5 до 2 для макропористых сред (торф, лесная подстилка, пески и проч.) и от 2 до 10 для средне- и тяжелосуглинистых почв (Смагин, 1999).

Аэрация почвы – это процесс поступления в почву и замещение атмосферным воздухом почвенного. **Порозность аэрации (синоним воздухосодержание)** – разница между общей порозностью и объемной влажностью почвы: $\varepsilon_{air} = \varepsilon - \theta$. Критические значения порозности аэрации наступают при величинах <10%; в этих условиях начинают доминировать анаэробные процессы, снижается рост корней растений.

Воздухообмен – это обмен почвенного и атмосферного воздуха, это аэрация почв с указанием причин, вызывающих этот обмен.

Воздухоемкость – объемный процент, занимаемый воздухом в почве при влажности, соответствующей наименьшей влагоемкости (НВ).

Воздухопроницаемость – способность почвы проводить поток воздуха. Характеризуется коэффициентом воздухопроницаемости (K_a), который связан степенным уравнением с порозностью аэрации $K_a = m\varepsilon_{\text{atr}}^{n}$

2. Газовый состав почвенного воздуха. Газообмен с атмосферой

В составе атмосферного и почвенного воздуха различают макро- и микрокомпоненты. Атмосферный сухой воздух обычно содержит 78.08% азота, 20.95% кислорода, 0.93% аргона и 0.03% углекислого газа. А вот микрокомпоненты, или примеси, не превышают по содержанию 0.1 ppm (ppm – «part per million», промилле, одна тысячная часть к объему или весу. Среди микрокомпонентов атмосферного воздуха могут присутствовать различные газы: метан, окись углерода, соединения серы, азота, пары летучих органических соединений. Несмотря на разнообразную человеческую деятельность, атмосферный воздух все же характеризуется относительным постоянством состава. А вот состав почвенного воздуха весьма динамичен. Изменения содержания макрокомпонентов весьма велики: O_2 – от 20.9 до 0.05%, CO_2 – от 0.03 до 20%. Такие значительные колебания определяются динамикой содержания углекислого газа, которое может повышаться во много раз за счет прежде всего биологических процессов и в меньшей степени из-за химических процессов, связанных с окислением различных соединений, выпадением осадка при карбонатно-кальциевых взаимодействиях и проч. Важно, что сумма этих газов остается практически всегда близкой к 21%. Поэтому, определив содержание O_2, можно практически без ошибок по разности определить и содержание O_2. Хотя, конечно,

лучше определять их раздельно, так как в почве иногда и очень кратковременно могут создаваться условия, когда указанное постоянство суммы не выдерживается. Например, при поливах очень сухой почвы, когда интенсивно начинает «работать» почвенная биота, при попадании в почву вод, содержащих растворенные газы и др., – т.е. в неравновесных, крайне недолговременных процессах. Общее же правило действует для условий, близких к равновесию, более характерных для почвенных процессов: $\%O_2+\%CO_2 \approx 21\%$.

Динамичность содержания CO_2 и его выделение в атмосферу имеет определенные временные и пространственные закономерности. Временные – сезонные и суточные закономерности, определяются, конечно же, биологической активностью, которая, в свою очередь, – температурой и влажностью почвы. Поэтому и наблюдается весьма хорошее соответствие между указанными физическими факторами и, например, выделением CO_2 из почвы в течение вегетационного сезона (рис. XIII.1.)

При анализе динамических процессов следует учитывать не только физические факторы активности микрофлоры, но и наличие питания для микроорганизмов, а именно поступление опада и/или корневого опада. Это достаточно хорошо иллюстрируется данными А.В.Смагина (1999), в которых пик концентрации CO_2 приходится на август–ноябрь, что связано не только с оптимальными температурой и влажностью, но и с поступлением соснового опада (рис. XIII.2).

Из приведенного рисунка видны и некоторые пространственные закономерности распределения CO_2. Заметим, что содержание CO_2 на глубине 30 см заметно выше, чем в поверхностных слоях, хотя, вероятно, самая высокая микробиологическая активность наблюдается в поверхностных слоях почвы. Попробуем применить общий физический подход при анализе явлений передвижения веществ: выявить источники и стоки веществ и выяснить основные физические факторы переноса. Источник – микробиологические процессы трансформации органических веществ. Сток – перенос углекислого газа в атмосферу, где его концентрация значительно ниже, и «стекание» вниз по профилю за счет его более высокой молекулярной массы. Движение этого газа в профиле будет определяться процессами диффузии и конвекции, о которых подробнее будет сказано ниже.

Таким образом, определяющими факторами пространственного распределения CO_2 в профиле являются (1) активность микробиоты (источник) и (2) газообмен с атмосферным воздухом и «стекание» CO_2 вниз – это стоки. На основе этих процессов формируется

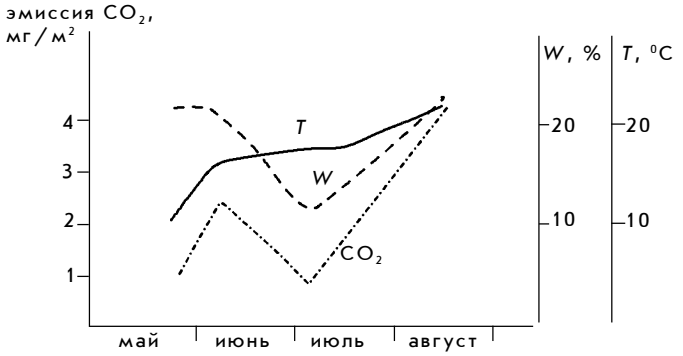


Рис. XIII.1. Сезонная динамика температуры, влажности почвы и выделения CO_2 из дерново-подзолистой почвы под паром (по Макарову, 1988)

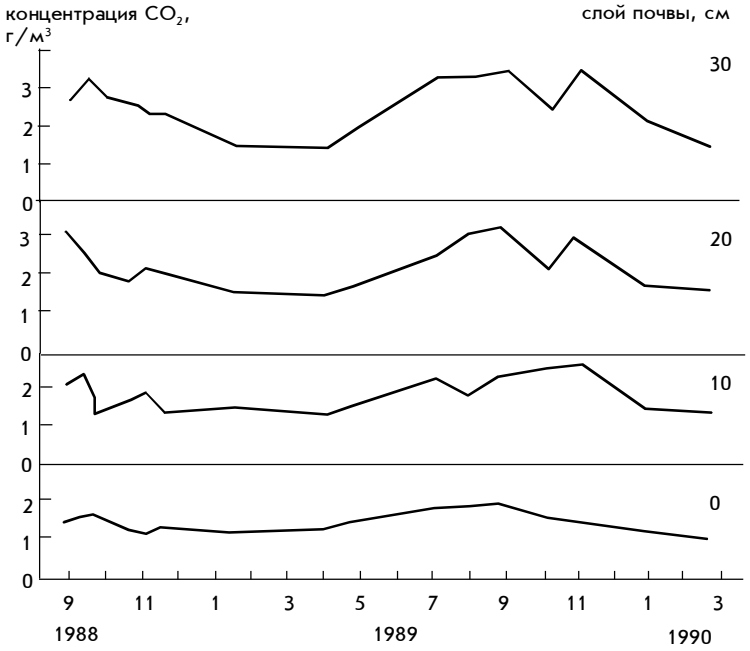


Рис. XIII.2 Сезонная динамика концентрации CO_2 по слоям почвы в сосняке (по Смагину, 1999)

повышенная концентрация CO_2 на глубине 30 см – газообмен здесь снижен по сравнению с верхними слоями, и наряду с собственным «производством CO_2» сюда же «стекает» и CO_2 из верхнего слоя. В годовом цикле и для больших глубин эти процессы, в особенности

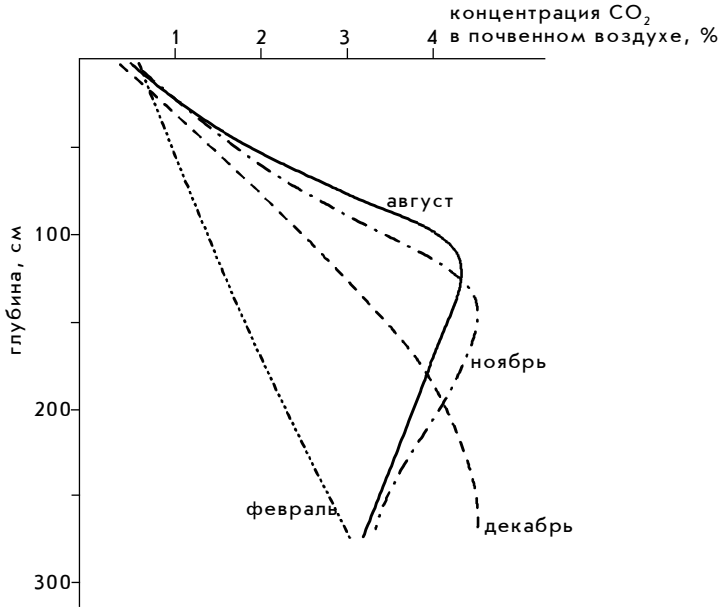


Рис.XIII.3. Распределение концентрации CO_2 по профилю дерново-подзолистой почвы под смешанным лесом (цит. по Воронину, 1986, данные И.Н.Николаевой и Л.Б.Боровинской)

процесс физического «стекания» в нижние глубинные слои, выглядит весьма впечатляюще (рис. XIII.3).

За летние месяцы на глубинах 100–250 см создается ярко выраженный максимум, превышающий содержание в верхних слоях в 3–5 раз. Оказывается почва может быть не только источником CO_2 в атмосферу нашей планеты, но и заметным его буфером и аккумулятором – ведь какие большие количества CO_2 «стекают» вниз в почвенные слои!

Таким образом, динамику газового состава почвенного воздуха (газовый режим почвы) определяют процессы газообмена с атмосферным воздухом, продуцирование почвенной биотой и движение в почвенном профиле – газоперенос. Остановимся поочередно на этих процессах.

Процесс газообмена CO_2 с атмосферой, или дыхание почв. Дыхание почв – это поглощение кислорода и выделение CO_2. Процесс по своей сути биологический, связанный с дыханием почвенной биоты, а эмиссия CO_2 почвой (выделение почвой CO_2) определяется только частично процессом дыхания. Интенсивности потребления

кислорода почвой и выделения CO_2 достигают величин $n \cdot 10^1 – 10^4$мг/(м^2 час). Причем в суточном цикле эмиссия, как правило, для почв бореального пояса характеризуется дневными и вечерними максимумами, что объясняется суточным ходом температуры почвы, отличающимся от атмосферы (см. часть XIV), а минимум приходится на утренние часы – время начала прогрева почвы. Для количественной характеристики процесса дыхания почвы используют так называемый респирационный коэффициент. Этот коэффициент есть отношение выделенного из почвы CO_2 к поступившему в почву количеству O_2 за определенный промежуток времени. Величина этого коэффициента, близкая к единице, характеризует хорошо аэрируемые почвенные условия. Однако даже в хорошо аэрируемых почвах в летние месяцы он может увеличиваться до 1.05 за счет высокой дыхательной активности почвенной биоты и корней растений.

Эмиссии CO_2 почвой в большей мере уделяется внимание в связи с так называемым «парниковым эффектом». Этот эффект (кратко) состоит в том, что такие газы, как CO_2, CO, CH_4, N_2O создают в атмосфере некий газообразный экран, подобный стеклу или пленке в парнике, который пропускает коротковолновую радиацию, но не пропускает длинноволновую, тепловую. То есть поступающую на поверхность почвы пропускает, выделяемую – нет. Вот приземный слой атмосферы и должен прогреваться при повышении содержания этих газов в атмосфере. Полагают, что климатические изменения связаны с производственной деятельностью, увеличивающей долю этих газов. Однако, по-видимому, доля человека в этих процессах преувеличена (см. *«К вопросу о….»*). Физика этих процессов связана в основном с потоками газов, которые определяются рядом законов с соответствующими физическими параметрами. Это законы газопереноса в почвах.

3. Перенос газов в почве

Как в случае переноса тепла, так и в случае переноса ионов и других веществ в почве, основными механизмами переноса газов являются конвекция (массовый поток) и диффузия (поток за счет градиента концентрации). В разных случаях эти две составляющие газопереноса могут иметь различное значение. Остановимся на этом подробнее.

«К вопросу о…»

Где же находятся «легкие» планеты?

Когда рассуждают о глобальных эффектах, связанных с равновесием газов в атмосфере и парниковом эффекте, нередко сказывается незнание или неумение пользоваться основными законами экологии. Говорят, что тропические леса надо бдительно охранять от вырубания, так как они поглощают углекислый газ и выделяют кислород. И их за это нередко называют «легкими планеты». Охранять – да! Это уникальные объекты. Однако это не легкие (легкие животных поглощают кислород и выделяют CO_2), а скорее «антилегкие». Но не это главное. Главное, что тропические леса – климаксные образования. То есть природные формирования, находящиеся в равновесии: сколько поглотили, столько и выделили. И ни о каком спасении планеты от увеличения CO_2 в атмосфере с их помощью не стоит и говорить. А спасать будут растительные сообщества, которые стремительно растут, набирают за счет фотосинтеза биомассу. В этом случае кислород будет выделяться в непропорционально большем количестве (при фотосинтезе), чем CO_2 (при дыхании). Что же это за сообщества? Это быстро растущие деревья и кустарники в поймах рек, на вырубках – все, что быстро наращивает биомассу и в особенности древесные растения, – они долго сохраняют высокую скорость прироста за счет многоярусного строения фотосинтетической части. Выделять же углекислый газ, метан и другие так называемые парниковые газы будут преимущественно, конечно же, не заводы и фабрики, а прежде всего гидроморфные почвы и болота. Большинство ученых сходится на том, что среди источников углерода в атмосферу почвенное дыхание в 7–10 раз превосходит индустриальные выделения. В отношении же метана соотношение приходных и расходных статей неплохо изучено. Так, и по экспертным оценкам, и по разного рода балансовым расчетам, из 500–600 млн тонн ежегодной эмиссии метана в атмосферу до половины может приходиться на долю гидроморфных наземных образований – болот, рисовников, пойменных почв. А роль автоморфных почв в очистке атмосферы от метана за счет действия почвенных аэробов – метанотрофных бактерий не столь значительна и составляет около 7% (сравните с вкладом фотохимического стока – почти 90% расходных статей). Интересно, что в болотах этот газ либо сразу выделяется в атмосферу, либо до поры до времени находится в виде пузырьков внутри торфяной толщи. Стоит резко прогреть эту толщу, неразумно осушить, – и большие количества скоплений этих пузырьковых газов могут выделиться в атмосферу. Вот и получается, что прогревающиеся громадные верховые болота Западной Сибири и будут основным мировым поставщиком и хранилищем (в виде пузырьков!) парниковых газов. А для качественной оценки вклада тех или иных природных образований в «дыхание» и работу «легких планеты» не обязательно проводить долговременные эксперименты, надо лишь знать и уметь использовать экологические, биологические законы. Недаром говорят: «Знание основных принципов может освободить от получения конкретного знания».

3.1. Конвекция

Это перенос почвенных газов с массовыми потоками воздуха и воды, действующей силой которого является перепад давлений – пневматического и суммы капиллярно-сорбционного и гравитационного давлений влаги. При переносе газа в растворенном состоянии следует использовать уравнение Дарси и/или Ричардса для расчета переноса воды. Затем, зная концентрацию растворенного газа, можно рассчитать и количество перенесенного в растворенном состоянии газа. Значение этого типа переноса в общем переносе газов невелико. Простые расчеты это подтверждают. В поступившем в почву кубометре воды содержится примерно 6 литров кислорода. Среднее потребление O_2 корнями растений составляет 0.2 л/час на 1 кг корневой массы. Следовательно, поступившее количество O_2 будет израсходовано примерно за сутки.

Конвективный перенос газа с воздухом будет определяться явлением воздухопроницаемости почв и описываться уравнением:

$$q_a^k = \frac{K_a C_a}{\eta} \cdot \frac{dP_a}{dz},$$

где q_a^k – конвективный поток газа, происходящий под действием градиента пневматического давления – (dP_a/dz), K_a – воздухопроницаемость почвы [м^2], C_a – концентрация соответствующего газа в движущемся воздухе, η – динамическая вязкость воздуха [Па·с].

Причин возникновения перепада пневматического давления может быть несколько:

1) изменение атмосферного давления;

2) возникновение временных перепадов за счет порывов ветра, неровностей поверхности;

3) выпадение осадков, орошение, которые вытесняют почвенный воздух из порового пространства почвы;

4) изменение температуры почвы, приводящее к расширению и сжатию воздуха в почве.

Рассмотрим последовательно возможное влияние этих процессов на смены газов в почве, их выделение в атмосферу.

Изменение атмосферного давления. Если предположить, что атмосферное давление изменилось от 760 до 750 мм рт. столба, то по закону Бойля–Мариотта ($P_1V_1 = P_2V_2$) объем газов в почве изменится лишь на 1/76 части. Это, конечно же, немного. И существенного значения этот процесс на газообмен почвенного и атмосферного воздуха оказывать не может.

Врйменные перепады давления могут возникать в случае порывов ветра над поверхностью почвы, в случае движения воздуха над

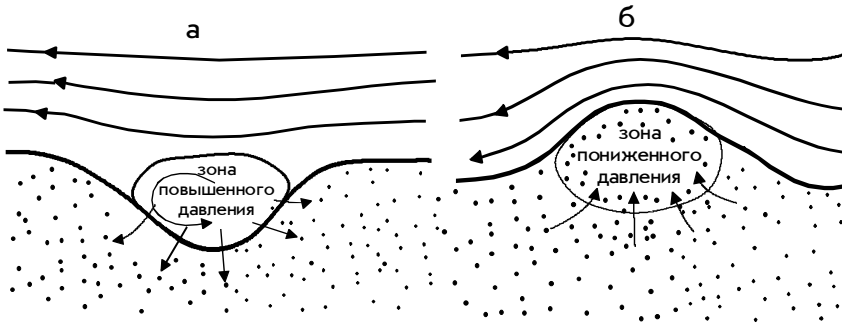


Рис.XIII.4. Движение воздуха, создающее локальные повышения (а) и понижения (б) пневматического давления над почвой

неровностями поверхности. На рис.XIII.4 приведены случаи локального повышения давления (рис. XIII.4,а) или понижения давления (рис. XIII.4,б) за счет движения воздуха над поверхностью почвы.

Объяснить такие локальные понижения или повышения давлений можно, привлекая закон Бернулли, гласящий, что чем больше скорость движения жидкости или газа, тем меньше давление в потоке. Вот и получается, что в микропонижениях давление будет выше, чем над микроповышениями. Эти локальные перепады должны вызвать движение воздуха и соответственно конвективный перенос газов. Однако и это явление временное, связанное с порывами ветра, локальное и существенного вклада в процесс газообмена не оказывает.

Влияние выпадения осадков, орошения. Это влияние проявляется в том, что поступающая в почву вода вытесняет поровый воздух. Но действительно так ли интенсивно вода «выдавливает» воздух? Если на поверхность почвы поступило 10 мм водн. слоя осадков (впрочем, весьма заметное изменение запасов влаги, $\Delta ЗВ$), то изменение объемной влажности составит:

$$\Delta\theta = \frac{\Delta ЗВ}{h\rho_b},$$

или если ρ_b близко к 1 г/см^3 и рассматривается слой мощностью (h) 10 см, то $\Delta\theta$ = 1/(10 · 1) = 0.1, или всего на 10%. Соответственно и воздухосодержание изменится только на 10%. Значение этого явления в газообмене также невелико.

Последний фактор конвективного газопереноса – температура, нагревание и остывание почвы в течение суток. Опять-таки, сделаем простые расчеты, учитывая, что изменение температуры линейно связано с объемом газа ($PV = RT$, где R – газовая постоянная, остальные обозначения те же). И если в течение суток температура

днем увеличится на 20°, а ночью снизится на 20°, т.е. перепад температур окажется весьма заметным – 40°, то сменится всего лишь 40/273 ≅ 0.15, т.е. всего 0.15 части объема. И этот процесс конвективного переноса оказывается незначительным.

В итоге получается, что процесс конвективного переноса, который может включать разнообразные процессы (поступление в растворенном виде с осадками, поливами, «поршневое» движение воздуха, возникающее вследствие впитывания воды, суточное изменение температуры, порывы ветра над неровной поверхностью, изменения атмосферного давления), не оказывает существенного, т.е. стабильного, интенсивного и долговременного по действию, влияния на газоперенос. Остается рассмотреть процесс диффузии газов, который и оказывается основным в случае газообмена почвенного воздуха с атмосферным.

3.2. Диффузия

Итак, основной процесс газообмена между почвенным воздухом и атмосферным, главный процесс аэрации почв и эмиссии CO_2 – это диффузия. Процесс диффузии, происходящий вследствие градиента концентрации газа (dc/dz), описывается уравнением Фика (1-й закон Фика):

$$q_a^d = -D\frac{dc}{dz},$$

где q_a^d – диффузионный поток газа, D – эффективный коэффициент диффузии [см^2/сут, см^2/сек].

Для расчета диффузионного потока того или иного газа необходимо знать градиент его концентрации и эффективный коэффициент диффузии. Об измерении концентраций газов (прежде всего CO_2) – чуть позже. А вот эффективный коэффициент диффузии – характерная почвенная величина. Изучим ее подробнее.

Если газ диффундирует в свободной атмосфере, его диффузия характеризуется коэффициентом диффузии (D_0). Этот коэффициент зависит от свойств рассматриваемого газообразного компонента при условии постоянства температуры, давления. Для таких распространенных газов, как O_2 и CO_2, при стандартных условиях (атмосферное давление 1030 см водн. столба, температура – 20°) величины D_0 составляют 0.177 и 0.139 см^2/сут. А вот в почве диффузия будет происходить в более «стесненных» условиях – только в поровом пространстве почв. Газ будет передвигаться в порах, свободных от воды, различного диаметра и извилистости. Поэтому нередко учитывают эти два фактора (порозность аэрации и извилистость пор) в простом уравнении типа:

$$D_1 = D_0 \frac{\varepsilon_{air}}{f},$$

где D_1 – коэффициент диффузии газа в поровом пространстве с учетом порозности аэрации (ε_{air}) и извилистости (f) пор. Указывают (Воронин, 1986; Campbell, 1985), что при высокой порозности аэрации, т.е. в структурных или легких почвах при невысокой влажности, можно использовать выражение $D_1 = D_0\ 0.66\varepsilon_{air}$. А вот если поры будут заполняться водой, указанное уравнение использовать нельзя. И при полностью заполненном поровом пространстве, при водовместимости считается (Смагин, 1999; Campbell, 1985), что коэффициент диффузии газа в почве на 4 порядка меньше, чем в атмосфере при нормальных условиях.

Кроме заполнения пор водой и их извилистости на процессе переноса газа в почве будет сказываться и активная в отношении газов почвенная поверхность. Это явление носит название активированной диффузии. Молекулам газа необходима дополнительная энергия для своего передвижения в поровом пространстве, так как поверхностная энергия твердой фазы в поровом пространстве почвы лимитирует газоперенос. Явление активированной диффузии также можно учесть в виде дополнительного коэффициента диффузии D_2.

Если жидкость или газ движутся в поровом пространстве структурной почвы, то будут возникать явления смешения, образования струек, т.е. явление динамической дисперсии. В этих условиях, так же, как и при переносе растворимых веществ в почве, на перенос газов в поровом пространстве будут оказывать влияние строение порового пространства и скорость передвижения. Для газов это явление будет аналогично явлению гидродинамической дисперсии (см. часть XI). Поэтому и коэффициент диффузии газа в почве будет определяться скоростью движения газа в почве, т.е. зависеть от массового потока почвенного воздуха. Нередко используют зависимость коэффициента диффузии газа в почве от скорости конвективного газопереноса следующего вида: $D_3 = 0.7D_0 + 1.75v^2$, где v – скорость конвективного газопереноса.

Все указанные явления в виде переноса газов по извилистому, свободному от воды поровому пространству (D_1), активированной диффузии (D_2), динамической дисперсии (D_3) обычно, как и в случае с движением растворенных веществ, объединяют в одно – явление эффективной диффузии:

$$D_{эфф} = D_1 + D_2 + D_3,$$

что и позволяет использовать один коэффициент – коэффициент эффективной диффузии ($D_{эфф}$) при расчетах газопереноса. При этом, однако, в большинстве случаев его необходимо определять экспериментально, ведь структура порового пространства, активность поверхности твердой фазы в каждом почвенном горизонте уникальны. В самом общем случае предполагают наличие степенной зависимости типа:

$$D_{эфф} = mD_0\varepsilon_{air}^{n},$$

где m и n – эмпирические константы. Общий вид этой зависимости подтверждается данными многих авторов. На рис.XIII.5 приведены зависимости эффективного коэффициента диффузии от порозности аэрации дерново-подзолистой среднесуглинистой почвы (Московская обл., по данным А.В.Смагина, 1999), также указывающие на степенной характер зависимости коэффициента эффективной диффузии от порозности аэрации.

Так как основные параметры газопереноса (концентрации газов в почве, коэффициенты эффективной диффузии) необходимо определять экспериментально, кратко остановимся на методах их определения.

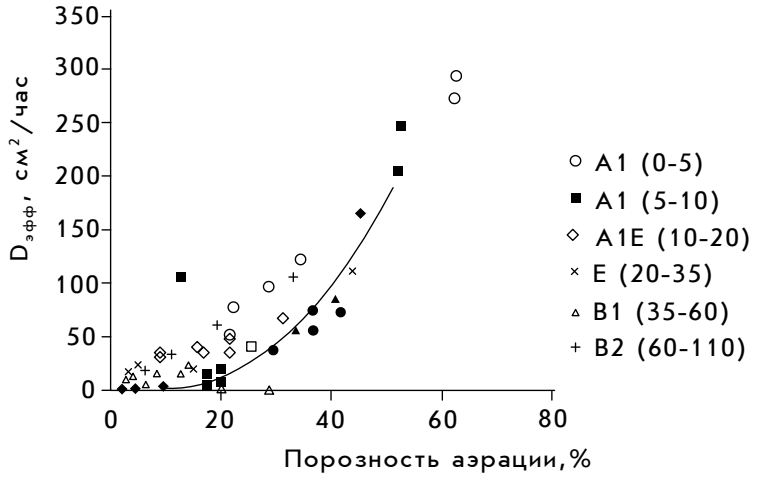


Рис. XIII.5. Зависимость коэффициента эффективной диффузии от порозности аэрации (по данным А.В.Смагина, 1999)

4. Методы исследования газового состава почвенного воздуха

Узловой задачей при исследовании газового состава почвенного воздуха является точный и своевременный отбор проб и их хранение вплоть до аналитического определения. Само определение легко осуществляется либо на газовых хроматографах различных марок, либо на специальных газоанализаторах. Поэтому отбор проб с соответствующих глубин почвы и их хранение – основная почвенно-физическая задача.

Для отбора проб в естественных почвах используют специализированные буры или стационарные установки газопробоотборников. Буры, как правило, представляют собой тонкие трубки (чем тоньше внутренний диаметр такой трубки, тем меньше буферный объем воздуха, тем быстрее устанавливается равновесие), запаянные с нижнего, заостренного конца. Около нижнего конца трубки имеется игланаконечник, над которой расположены несколько отверстий сбоку, через которые и устанавливается равновесие между воздухом внутри трубки и почвенным воздухом (рис XIII.6,а). На другом конце такой трубки-бура имеется клапан или герметически закрытая резиновая трубка, надетая на трубку-бур. Трубка-бур внедряется в почву на необходимую глубину и оставляется в таком положении на несколько часов. За это время происходит установление равновесия газового состава внутри трубки и почвенного воздуха на глубине отбора. Затем обычный шприц заполняют до половины инертной жидкостью (как правило, насыщенный раствор NaCl). Шприц втыкают в резиновую трубку, отбирают пробу воздуха внутрь шприца. (Первые порции проб воздуха следует выбросить для гарантии полной идентичности воздуха в трубке и почвенного.) Во время этих операции почвенный воздух контактирует со стеклом шприца и насыщенным раствором поваренной соли. Последний используется как «инертная жидкость», так как в насыщенных растворах солей газ практически не растворяется. Для хранения проб воздуха используют маленькие стеклянные пузырьки, герметически закрытые резиновой пробкой и заполненные до отбора проб инертной жидкостью. Затем в резиновую пробку этого стеклянного стаканчика одновременно втыкают иглу шприца и шприц с пробой воздуха. Впускают почвенный воздух в стаканчик, одновременно вытесняя через иглу инертную жидкость. Нескольких кубических сантиметров газа обычно бывает вполне достаточно для анализа. Стаканчик переворачивают вниз пробкой так, чтобы инертная жидкость контактировала с резиновой пробкой, а газ находился в верхней части стаканчика, контактируя с инертной жидкостью

и стеклянным дном стаканчика. В таком состоянии возможно его хранение достаточно длительное время (несколько суток или даже недель). Перед определением анализируемый воздух отбирают из стаканчика с помощью шприца и вводят пробу в хроматограф, газоанализатор или другие устройства для химического анализа газовых смесей.

В случае стационарных исследований на необходимую глубину помещают небольшую стеклянную воронку, соединенную через трубку с выведенной на поверхность резиновой, герметически закрытой трубкой (рис. XIII.6,б). Воронка, соединительная трубка тщательно засыпаются почвой и на поверхности находится только резиновая трубка. При необходимости отбора проб с помощью шприца с инертной жидкостью отбирают пробу воздуха, аналогично тому, как это делается при отборе проб из почвенного иглы-бура. Все дальнейшие операции идентичны.

Если есть необходимость отбирать пробы воздуха из гидроморфных почв, из слоев, насыщенных влагой, то дно воронки закрывают полиэтиленовой пленкой. Диффузия почвенных газов происходит через тончайшие поры полиэтиленовой пленки, в то время как жидкая вода через пленку не проходит. И в этом случае через несколько суток устанавливается равновесие между растворенными и пузырьковыми газами в почве и воронке. В дальнейшем остается только аккуратно и достаточно медленно отбирать пробы почвенного воздуха и анализировать их по обычным процедурам.

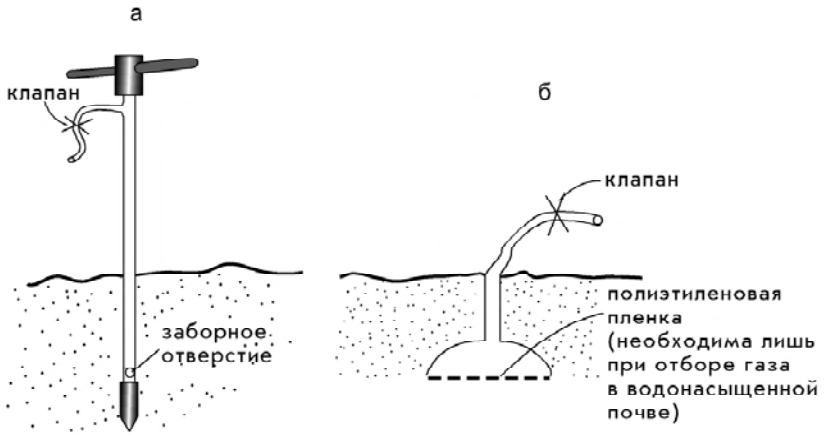


Рис. XIII.6. Схема почвенного бура (а) и стационарного устройства (б) для отбора почвенного воздуха

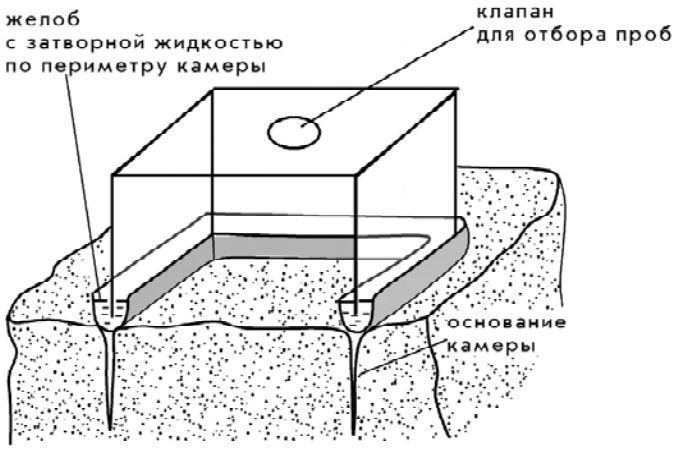


Рис. XIII.7. Схема камеры для изучения дыхания почв, эмиссии CO_2 и других газов

Весьма важными являются и измерения эмиссии газов с поверхности почвы. В этом случае используют так называемые эмиссионные камеры-пробоотборники, представляющие собой цилиндрические (кубические) емкости, открытые с одной стороны и имеющие несколько отверстий для отбора проб, закрытых резиновыми пробками на противоположной стороне. В почву врезается основание, по периметру которого имеется специальный желоб, в который и помещается пробоотборная емкость (рис. XIII.7).

В желоб наливается вода или любая другая затворная жидкость, которая служит «водным замком», предотвращающим поступление атмосферного воздуха внутрь камеры. В необходимый срок за определенный промежуток времени из камеры через отверстия с резиновыми пробками шприцем с инертной жидкостью отбираются пробы воздуха. Дальнейший их анализ аналогичен описанному выше.

По изменению концентрации газа в камере можно рассчитать поток газа из почвы. Камеру необходимо снимать с поверхности почвы в период между измерениями во избежание излишнего накопления газов, перегрева и других серьезных нарушений эмиссии газов из почвы.

Для определения важнейшего физического параметра диффузии газов в почве – коэффициента эффективной диффузии – используют различные методы. Один из самых, на наш взгляд, удобных и простых – диффузиметр на основе колбы Бунзена (Смагин, 1999). Этот диффузиметр представлен на рис. XIII.8.

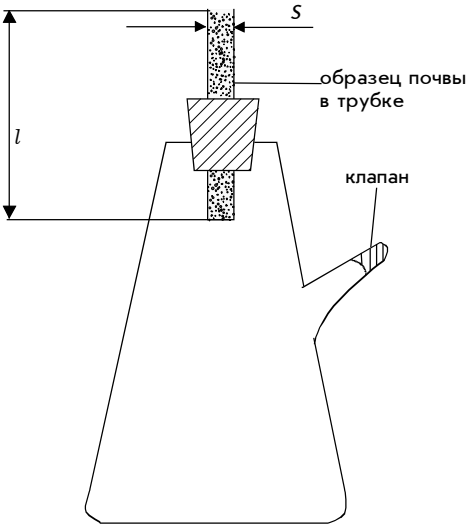


Рис. XIII.8. Диффузиметр на основе колбы Бунзена (по Смагину, 1999)

В этот диффузиметр закачивается газ, подлежащий определению. Газ диффундирует через почвенную колонку в атмосферу. В течение некоторого времени отбирают пробы газа в колбе Бунзена через резиновый клапан и получают динамику содержания газа в колбе. Зная геометрические характеристики образца, длину (l), площадь поперечного сечения (S) и объем колбы (V), можно рассчитать $D_{эфф}$ по уравнению:

$$D_{эфф} = \frac{lV\mathrm{tg}\alpha}{S}.$$

Неизвестную (и важнейшую!) величину $\mathrm{tg}\alpha$ находят по концентрации изучаемого газа в атмосфере ($c_{атм}$ – известная константа), начальному содержанию (c_0) и его динамике ($c(t)$) в колбе, для которых справедливо следующее уравнение:

$$\ln\left[\frac{c_0 - c_{атм}}{c(t) - c_{атм}}\right] = kt, \text{ где } t - \text{время.}$$

Это соотношение в координатах « $\ln\left[\frac{c_0 - c_{атм}}{c(t) - c_{атм}}\right]$ – t » образует прямую линию, угол наклона которой и дает необходимую для расчета коэффициента эффективной диффузии величину $\mathrm{tg}\alpha$. В такого рода динамических экспериментах можно варьировать влажность почвенного образца, определяя зависимость $D_{эфф}$ от влажности или порозности аэрации почвы.

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

1. Почвенный воздух характеризуется повышенным по сравнению с атмосферным содержанием CO_2 и пониженным – O_2, концентрации которых варьируют в зависимости от условий, соответственно CO_2 – от 0.03 до 20% и O_2 – от 20.9 до 0.05%. Эти колебания определяются прежде всего динамикой содержания углекислого газа, которое может повышаться во много раз за счет биологических процессов и, в меньшей степени, за счет химических процессов, связанных с окислением различных соединений, осаждением при карбонатно-кальциевых взаимодействиях и проч. Важно, что при этом сумма этих газов остается практически всегда близка к 21%.
2. Состав почвенного воздуха определяется и процессами обмена почвенного воздуха с атмосферным за счет процессов аэрации – процессов поступления в почву и замещение атмосферным воздухом почвенного. Если рассматриваются и причины, вызывающие аэрацию, то говорят о процессе воздухообмена.
3. Основными параметрами воздушных характеристик почвы являются: (1) порозность аэрации (синоним – воздухосодержание) – разница между общей порозностью и объемной влажностью почвы: $\varepsilon_{air} = \varepsilon - \theta$. Критические значения порозности аэрации наступают при величинах <10%. В этих условиях начинают доминировать анаэробные процессы, снижается рост корней растений; (2) воздухоемкость – объемный процент, занимаемый воздухом в почве при влажности, соответствующей наименьшей влагоемкости (НВ), и (3) воздухопроницаемость – способность почвы проводить поток воздуха, которая характеризуется коэффициентом воздупроницаемости (K_a).
4. Основными процессами, вызывающими перенос газов в почве, являются процессы диффузии газов. Конвективный перенос имеет подчиненное значение. Почвенной характеристикой, позволяющей количественно оценить диффузию газов, является коэффициент эффективной диффузии ($D_{эфф}$), зависящий от порозности аэрации (ε_{air}) по степенному закону и диффузии газов в воздухе (D_0) – по линейному: $D_{эфф} = mD_0\varepsilon_{air}^{n}$, где m и n – эмпирические константы, определяемые свойствами почв.

Литература

Смагин А. В. Газовая фаза почв. М.: Изд-во Моск.ун-та, 1999. 200 с.
Макаров Б. Н. Газовый режим почв. М.: Агропромиздат, 1988. 105 с.
Дыхание почв. Пущино, 1993. 144 с.
Campbell G. S. Soil Physics with BASIC. Elsevier Sci.Publ., 1985. 268 p.

Часть XIV

ТЕПЛОФИЗИКА ПОЧВ

1. Радиационный и тепловой баланс

В природе все жизненно важные процессы происходят на границах раздела природных тел. Причем на разных масштабах рассмотрения. В масштабе почвенных частиц и агрегатов – на границе раздела фаз дисперсного тела. Это процессы обмена, сорбции/десорбции, концентрирования почвенных микроорганизмов. В масштабе почвенного индивидуума, почвенного покрова также все основные биологические процессы происходят на поверхности почвы. И в масштабе биосферы опять-таки на границах раздела: суша–водные пространства (это прибрежные литорали, в которых кипит жизнь), вода–атмосфера (это слой воды с планктоном и другими автотрофами-продуцентами, разнообразными животными гетеротрофами–консументами), вода–твердофазное дно, где в основном господствуют редуценты (это так называемая «бентосная пленка»). Это все происходит потому, что на этих биосферных границах осуществляется превращение энергии – лучистая энергия солнца превращается в тепловую или химическую. За счет тепловой прогревается среда обитания и становятся возможными быстрые биохимические процессы, химическая энергия запасается в сложных природных органических веществах, илах, торфах и проч.

Почва в этом смысле – уникальное природное образование. Прежде всего на поверхности почвы происходит трансформация лучистой энергии в тепловую, которая прогревает и почву, и приземный слой воздуха. Поэтому именно здесь, в почве и припочвенной зоне, сосредоточена активная биологическая деятельность по преобразованию веществ, в особенности органических. Именно поэтому в прогретом припочвенном слое воздуха особенно интенсивно развиваются зеленые растения – первичные поставщики энергии в цепях питания, и животные, для которых важно поддержать оптимальный темпера-

турный режим для дыхания. Получается, что на поверхности и внутри почвы происходят преобразование, перенос и выделение энергии – жизненно важные биосферные процессы. Нередко поэтому можно слышать образное выражение: «Почва – это реактор». Добавим, «реактор жизни» – так важны энергетические процессы в почвах.

Для того чтобы разобраться в этих энергетических процессах, уточним несколько понятий. Прежде всего преобразование энергии происходит на деятельной поверхности.

> **Деятельная поверхность** – это поверхность (почвы, растительного покрова), на которой происходит превращение солнечной радиации в другие виды энергии.

1.1. Радиационный баланс

Из этого определения следует, что деятельной поверхностью может быть поверхность почвы или поверхность растительного покрова, а может быть и то, и другое. И еще это определение подразумевает, что если происходит превращение энергии, то должен соблюдаться баланс: сколько энергии поступило в виде солнечной радиации, столько же должно и образоваться в других видах (например, в виде тепловой). Обозначим поступающую солнечную радиацию в виде потока энергии I_n, единицы измерения – Вт/м^2 = Дж/ м^2·с ≈ 0.24 кал/ (м^2·с) (см. также «Справочные материалы»). Эта солнечная радиация состоит из нескольких видов, или составляющих радиационного баланса. Прежде всего из прямой солнечной радиации I_s (рис.XIV.1). Это коротковолновая (400–750 нм – ультрафиолетовая и видимая области) радиация, идущая прямо и непосредственно от нашего светила. В основном именно эта радиация и формирует климат: чем ближе угол падения солнечных лучей к нулевому (а измеряют угол падения лучей как угол между лучом и нормалью к поверхности почвы), тем жарче будет климат. И само слово «климат» происходит от латинского «clima» – угол, в данном случае, падения солнечных лучей. Кроме того, часть этой прямой радиации участвует в процессах фотосинтеза растений. Поэтому ее и называют фотосинтетически активной радиацией – ФАР. На эту радиацию приходится примерно 40% всей солнечной радиации, достигающей деятельной поверхности. Отметим также, что только 1–3% от ФАР накапливается в виде продуктов фотосинтеза и только в очень редких случаях (тропические леса, плантации сахарного тростника и др.) – до 5%, а в искусственных условиях – до 8%.

Другая составляющая – это рассеянная радиация I_a, радиация, отраженная от взвешенных коллоидальных и других частиц в атмосфере.

Еще одна составляющая, приходящая на деятельную поверхность, – это противоизлучение атмосферы, I_{li}, формирующееся в результате нагрева частиц в атмосфере. Оно представлено длинноволновым излучением (длина волны более 750 ммк) и образуется, когда нагретые частицы и газы в атмосфере выделяют в окружающее пространство тепловое инфракрасное излучение.

Таким образом, на деятельную поверхность поступает радиация в виде $I_s+I_a+I_{li}$, причем в большинстве случаев поступающая коротковолновая $(I_s+I_a)_{\text{поступ}}$ и длинноволновая составляющие вполне сравнимы по величинам.

Часть поступающей радиации отражается от деятельной поверхности в виде коротковолновой $(I_s+I_a)_{\text{отраж}}$, а часть – в виде длинноволновой, формирует излучение деятельной поверхности, почвы, I_{le}. Это почва (точнее, деятельная поверхность) постоянно выделяет в околопочвенное пространство инфракрасное излучение, тепловые лучи. Тогда радиационный баланс в дневное время можно представить следующим уравнением:

$$I_n = \left[(I_s + I_a)_{\text{поступ}} - (I_s + I_a)_{\text{отраж}} \right] + (I_{li} - I_{le}).$$

Первый член (в квадратных скобках) представляет собой энергию, сформированную за счет коротковолновой радиации, а второй член – за счет длинноволновой. Оба эти вида радиации участвуют в нагревании почвы. Особо следует сказать о величине излучения деятельной поверхности почвы, I_{le}. Мы нередко считаем, что это весеннее солнце прогревает приземный слой воздуха, принося первое тепло. Однако основное значение здесь имеет именно излучение почвы. И можно сказать, что именно почва приносит нам весеннее тепло, теплый ветерок.

Нередко используют понятие «альбедо» (α, величина безразмерная) как отношение отраженной к поступившей коротковолновой энергии, характеризующее состояние деятельной поверхности:

$$\alpha = \frac{(I_s + I_a)_{\text{отраж}}}{(I_s + I_a)_{\text{поступ}}}.$$

Так, для свежего снега α составляет 0.8–0.85, для сухой почвы – 0.15–0.35, а для влажной – 0.05–0.014. Естественно, чем ниже α, тем большее количество радиационной энергии преобразуется и поступает в почву. Так что если мы хотим направить в почву дополнительный поток энергии, надо стремиться уменьшить α деятельной поверхности. Чаще всего это достигается покрытием поверхности темными пленками, черными материалами (торфом, сажей и пр.).

Следует отметить, что величина альбедо зависит не только от цвета поверхности, но и от ее шероховатости и от угла падения солнечных лучей: $\alpha = \zeta^{(c \cdot \sin\beta + 1)}$, где ζ – коэффициент цветности, который колеблется от 0.13 для водной поверхности до 0.27–0.37 для растительности, c – коэффициент шероховатости; изменяется для тех же объектов от 0.3 до 0.43–1.3, β – угол падения солнечных лучей.

В случае использования величины α уравнение радиационного баланса выглядит так:

$$I_n = \underbrace{(I_s + I_a) \cdot (1 - a)}_{\substack{\text{поступившая-отраженная} \\ \text{КОРОТКОВОЛНОВАЯ}}} + \underbrace{(I_{li} - I_{le})}_{\substack{\text{поступившая-излученная} \\ \text{ДЛИННОВОЛНОВАЯ}}}.$$

Это радиационной баланс для дневного времени, когда светит солнце. В ночные же часы он составит, естественно, лишь разницу длинноволновых радиаций: $I_n = I_{li} - I_{le}$.

1.2. Тепловой баланс

Итак, взаимосвязанные процессы поступления радиационной энергии в виде прямой, рассеянной и отраженной радиаций, ее последующее превращение в тепловую на деятельной поверхности, расходующуюся на нагревание почвы (и растений), приземного слоя воздуха и эвапотранспирацию – вот основные процессы радиационного и теплового балансов на земной поверхности. Все эти процессы представлены на рис.XIV.1.

Прямая, отраженная в видимом спектре, и длинноволновая радиации (инфракрасные) поступают на деятельную поверхность, а с деятельной поверхности излучается радиация в виде отраженной в видимом спектре и в виде тепловых лучей (инфракрасных). Результатом всех этих отражений-преобразований является радиационный баланс, I_n – большая стрелка, направленная либо внутрь (день), либо из почвы в атмосферу (ночь). Формируется тепловой баланс почвы. Как мы уже знаем, баланс формируется для конкретного слоя и промежутка времени. Положительные составляющие баланса – это все составляющие, имеющие направление к рассматриваемому слою, стремящиеся его «наполнить», отрицательные, напротив, его «опустошающие». В самом общем виде тепловой баланс будет выглядеть следующим образом:

(*Прямая солнечная радиация*) + (*Рассеянная солнечная радиация*) + (*Противоизлучение атмосферы*) – (*Отраженная солнечная радиация*) – (*Излучение почвой тепла*) – (*Конвективный нагрев приземного слоя атмосферы*) – (*Потери тепла на испарение и транспирацию*) – (*Поток тепла в почву*) = 0.

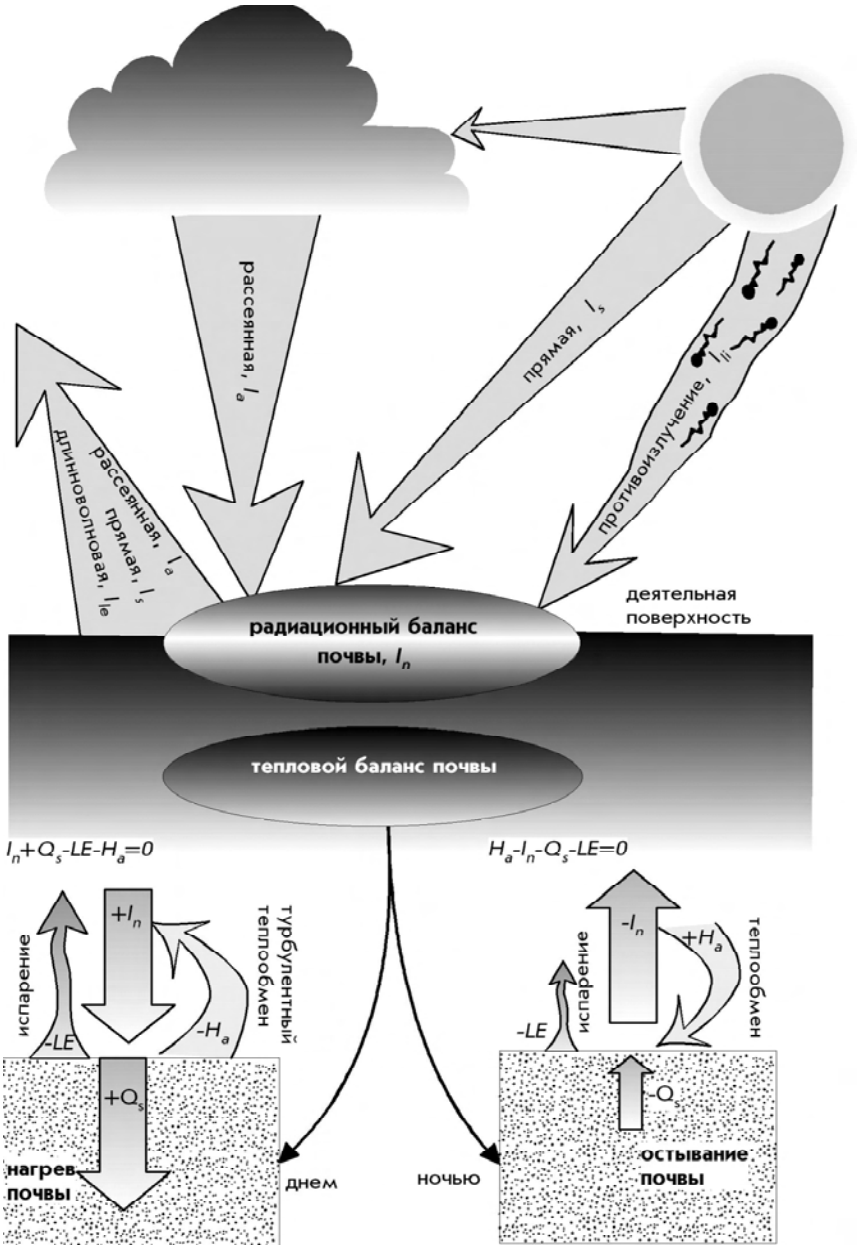


Рис. XIV.1. Схема радиационного и теплового баланса деятельной поверхности

Первые пять членов этого расписанного баланса, как мы уже знаем, формируют радиационный баланс I_n. А три последних расходные: нагревание почвы и листовой поверхности растений – Q_s, нагревание приземного слоя воздуха – H_a и испарение воды – LE как произведение удельной теплоты испарения L (которая составляет примерно 585 кал/г H_2O) на количество испарившейся воды из почвы и из растений – эвапотранспирацию, E (г H_2O/(см^2·сут)). Поэтому размерности всех составляющих теплового баланса те же, что и радиационного баланса – кал/(см^2·сут). Не забудем и еще одну составляющую – энергию, затраченную на фотосинтетические процессы, – $Q_{\text{ФАР}}$, впрочем, как мы уже отмечали, весьма маленькую в сравнении с остальными. Поэтому нередко ее даже не указывают (впоследствии мы будем поступать так же) в уравнениях теплового баланса.

$$I_n - Q_s - H_a - LE - Q_{\text{ФАР}} = 0.$$

В этих уравнениях направление потоков тепла и соответственно знак указываются в зависимости от направления к поверхности: положительными будут все составляющие, имеющие направление к поверхности, а отрицательными – от нее. Это учтено в вышеприведенном уравнении теплового баланса. Оно характеризует дневные часы. А вот в ночные часы, как это видно на рис.XIV.1, составляющие имеют другое направление. Из глубины почвы к поверхности направлен внутрипочвенный поток. И величина Q_s положительна, так же, как и H_a , так как турбулентный поток тепла может быть направлен в ночное время к поверхности почвы. Эвапотранспирация в ночное время близка к нулю, а почва выделяет тепло в атмосферу – радиационный баланс отрицателен. Таким образом, тепловой баланс в ночное время составит $Q_s + H_a - I_n - LE = 0$.

Это означает, что и радиационный баланс в ночное время отрицателен. Поэтому дважды в сутки основные составляющие теплового баланса (I_n, Q_s, H_a) меняют свой знак и проходят через ноль. Тепловой баланс имеет периодический (но не симметричный) вид, как это и изображено на рис.XIV.2. Для летнего периода (рис. XIV.2, а) суточный радиационный баланс положителен большую часть суток, а вот зимой (рис. XIV.2, б) – в основном отрицателен. Это хорошо видно на рис. XIV.2: зимой значительно длительнее период отрицательных значений I_n, Q_s. В результате почва остывает.

Что следует из представленной схемы и уравнений радиационного и теплового баланса? Прежде всего, что все эти процессы формируются на деятельной поверхности и от ее характеристик зависят величины составляющих баланса. Изменяя их (например, величину

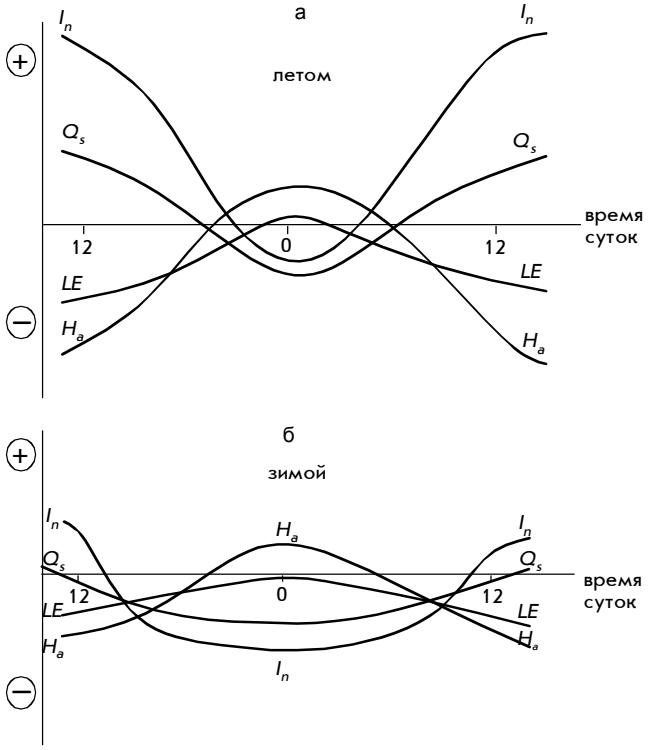


Рис. XIV.2. Суточный ход составляющих теплового баланса в летний и зимний периоды

альбедо α), мы можем существенно изменить соотношение стрелок поступающей и отраженной энергий и в результате – величину потока тепла, поступающего в почву. А это значит, что, изменяя свойства деятельной поверхности, можно весьма заметно изменить соотношение составляющих теплового баланса. Это особенно важно: именно почвенной поверхности принадлежит основная роль в прогреве приземного, жизненно важного слоя воздуха.

Кроме того, соотношение статей теплового баланса поверхности будет существенным образом зависеть и от содержащейся влаги: больше влаги – больше составляющая *LE*, меньше тепла на нагрев почвы и приземного слоя воздуха. Значит, регулируя влажность почвы, мы регулируем и тепловой режим. Иссушая почву (дренаж), мы «согреваем» ее, а увлажняя, напротив, «охлаждаем». Эти два режима оказываются строго взаимосвязанными. Точнее – даже все три: ведь воздушный и газовый режимы также связаны с водным. Какие широкие

возможности открываются нам в управлении почвенными процессами! Надо уметь изменять свойства деятельной поверхности (в нашем случае – поверхности почвы), увлажнять и иссушать ее, и будут соответственно изменяться водный, воздушный и тепловой режимы, которые формируют основы почвенного плодородия и функций почвы в биосфере. А для того чтобы управлять, надо уметь рассчитывать составляющие баланса, тепловые потоки. Для почвенных процессов наиболее важным оказывается внутрипочвенный поток тепла Q_s.

2. Перенос тепла в почве. Основные механизмы

Поток тепла в почве описывается законом Фурье, который связывает поток с градиентом температуры через коэффициент пропорциональности – теплопроводность, λ_T: $q_T = -\lambda_T \dfrac{dT}{dz}$,

где q_T – поток тепла в почве [кал/(см^2·сут)], λ_T – коэффициент теплопроводности [кал/(см·°С·сут)], dT/dz – градиент температуры [°С/см]. Здесь следует отметить, что, как и в случае с уравнением Дарси, описывающим поток влаги в почве, речь идет об установившемся, стационарном потоке тепла в почве. Только для этих условий справедливо уравнение Фурье. Основным теплофизическим свойством, как видно из этого уравнения, является параметр теплопроводности – коэффициент теплопроводности.

Явление теплопроводности имеет несколько внутренних механизмов.

Кондукция – перенос тепла при непосредственном контакте частиц друг с другом. Так как почвенные частицы практически всегда контактируют друг с другом, этот механизм преобладает во всех минеральных почвах.

Перенос «скрытой теплоты» (теплопароперенос) – перенос тепла совместно с парами воды, образующимися (с потерей тепла) в одной точке почвы и конденсирующимися (с выделением тепла) в другой. Выражение «скрытая теплота» связано с термином «скрытая теплота парообразования», которая составляет 585 кал/г. Если в почве имеется градиент температуры, то пары воды движутся от точки с большей температурой в точку с меньшей (см. часть VIII, «Термовлагоперенос»). Поэтому если в теплой части почвенной поры (см. рис. XIV.3) испарится 1 г воды, то в этой части почва потеряет 585 кал. Этот грамм парообразной воды, конденсируясь в холодной части, выделит те же 585 кал. За счет этого переноса тепла с парами воды также достигается температурное равенство.

Рис. XIV.3. Перенос скрытой теплоты – теплопароперенос

Конвекция – прогревание за счет струйчатого перемешивания жидкой и газообразной фаз. В почвах проявление этого механизма заметно лишь при высокой влажности, быстром перемешивании свободной воды.

Перенос тепла за счет прямого *инфракрасного излучения*. В почвах он представлен в малой степени.

Если в почве представлено несколько механизмов переноса тепла, то возможно, что при изменении ее влажности эти механизмы поразному будут формировать теплопроводность почвы в целом. Первоначально в сухой почве частицы свободно лежат друг относительно друга (рис. XIV.4, стадия 1). И теплоперенос будет обусловлен лишь отдельными немногочисленными контактами (кондукция). По мере образования водной пленки частицы приближаются друг к другу. Увеличивается число контактов, хотя свободное поровое пространство еще значительно, и водные «пробки», заполненные водой капилляры, не препятствуют термопароперенесу (стадия 2). В данный момент представлены в полной мере два основных механизма пароперенеса. Теплопроводность достигает максимальных значений. Это происходит в момент достижения почвой влажности, близкой к ВРК. При дальнейшем увеличении влажности теплопроводность будет возрастать уже слабо, в основном за счет механизма конвекции, свободной циркуляции жидкости (стадия 3, рис. XIV.4).

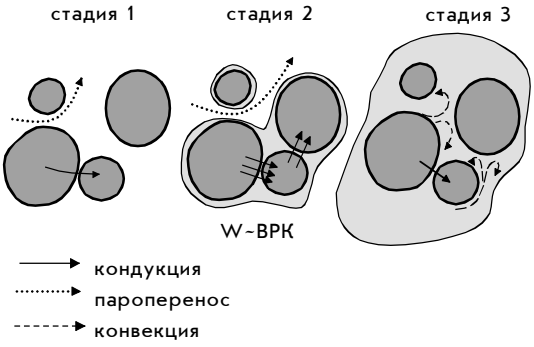


Рис. XIV.4. Схема теплопереноса при различной влажности почвы

Поэтому и зависимость коэффициента теплопроводности от влажности носит характер, близкий к экспоненциальному, когда после значений влажности, близких к ВРК, кривая выполаживается, приближаясь к максимальным значениям.

Закон Фурье – количество тепла, переносимого через единицу площади в единицу времени q_T [кал/(см^2·сут)], прямо пропорционально теплопроводности почвы λ_T [кал/(см °С·сут)] и градиенту температуры *dT/dz*, [°С/см]:

$$q_T = -\lambda_T \frac{dT}{dz}.$$

Коэффициент теплопроводности λ_T [кал/(см·°С·сут) или Дж/(с·м·°С) = Вт/(м·К)] равен количеству тепла [в кал или Дж], прошедшего в единицу времени (сутки или секунду) через единичное сечение почвы [см^2 или м^2] при единичной толщине слоя почвы [1 см или 1 м] и при разнице температур в 1 °С [или 1 К].

Если мы интересуемся прогреванием почвы, т.е. увеличением температуры отдельного ее слоя со временем, нам необходимо знать не только теплопроводность, но и количество тепла, необходимого для нагревания одного грамма (или см^3) почвы на один градус. А это уже следующее теплофизическое свойство – *теплоемкость*.

Теплоемкость единицы массы тела называют удельной теплоемкостью и обозначают C_m [кал/(г·град)]; теплоемкость единицы объема называют объемной теплоемкостью и обозначают C_v [кал/(см^3·град)]. Соответственно объемная теплоемкость численно равна количеству тепла, необходимого для нагревания одного см^3 почвы на 1°С; удельная – количеству тепла, необходимому для нагревания одного г почвы на 1°С. Вполне понятно, что объемная и удельная теплоемкости будут связаны соотношением

$$C_v = C_m \rho_b ,$$

где ρ_b – плотность почвы.

Теплоемкость – величина аддитивная, т.е. теплоемкость почвы складывается из теплоемкостей составляющих ее почвенных фаз. Физически это вполне понятно – тепло равномерно будет распределяться в трехфазной почвенной системе по всем ее фазам, нагревая их в соответствии с теплоемкостью каждой из фаз и ее долей в почве. Если мы обозначим объемные доли твердой фазы, воды и воздуха через f_s, f_w, f_a, то в сумме они составят 1. Каждая из фаз имеет

соответствующую объемную теплоемкость: твердая фаза C_{vs}, в среднем – 0.48 кал/(см^3·°С), вода C_{vw}, – 1, а воздух C_{va}, – всего лишь 0.003 кал/(см^3·°С). А теплоемкость почвы в целом составит уже

$$C_v = f_s C_{vs} + f_w C_{vw} + f_a C_{va}\,.$$

Хорошо известно, что твердая фаза в почве состоит из минеральной и органической компонент. Отметим, что объемная теплоемкость органических веществ в 1.25 раза выше, чем минеральных. В большинстве минеральных почв органическая компонента не превышает 0.05–0.10 см^3/см^3 (или около 2.0–4.2 % в традиционном выражении в виде процентов органического вещества к абсолютно сухому весу). Поэтому при расчетах почвенной теплоемкости не требуется разделять органическую и минеральную компоненты, взяв значение доминирующей минеральной – 0.48 кал/(см^3·°С). А вот в органогенных почвах, торфах органическая компонента может значительно превалировать над минеральной. И с различием их теплоемкостей надо считаться. Для этого вводят еще объемные доли минеральной части f_m и органической f_{org}, которые в сумме составляют объемную долю твердой фазы почвы f_s. Отметим также, что теплоемкость воздуха несравненно низка по сравнению с другими компонентами и этой составляющей теплоемкости почвы также нередко пренебрегают. Следовательно, уравнение теплоемкости почвы будет иметь следующий вид:

$$C_v = 0.48 f_m + 0.6 f_{org} + f_w\,.$$

Этим уравнением и можно пользоваться для расчета теплоемкости почвы и при различной влажности, и при изменении содержания органического вещества. Надо только помнить, что оно справедливо для объемной теплоемкости, когда все компоненты представлены в объемных долях [см^3/см^3], а теплоемкости – в [кал/(см^3·°С)]. Из уравнения следует и то, что теплоемкость почвы будет линейно повышаться с увеличением влажности. Это выражается в линейной зависимости объемной теплоемкости от удельной теплоемкости сухой почвы (C_m) и влажности (W)

$$C_v = \left(C_m + \frac{W}{100} \right) o_b\,,$$

которая, подчеркнем, справедлива в данном виде для системы СГС.

Линейно теплоемкость будет увеличиваться и с увеличением плотности почвы, что опять-таки видно из приведенного выше уравнения. Как следствие уплотненные почвы будут иметь повышенную теплоемкость, т.е. для их прогрева потребуется большее количество тепла.

Менее очевидной, но не менее значимой является зависимость теплоемкости от температуры: с ростом температуры теплоемкость также будет увеличиваться, однако не линейно. Внутренний механизм этой зависимости определяется тем, что теплоемкость связана не только с количеством молекул, но и с их степенями свободы. Чем больше у молекулы степеней свободы, тем выше теплоемкость. По мере нагревания почвы, минеральные и органические молекулы которой находятся в многочисленных взаимосвязях, эти связи разрушаются и теплоемкость почвы возрастет. В момент разрушения связей тепло тратится не на нагрев, а на разрушение этих связей – почва не нагревается, а теплоемкость скачкообразно возрастает. Вот пример не с почвой, а с более простыми веществами «лед–вода». По мере таяния льда температура не изменяется, когда же лед растает, образуется жидкая фаза. И теплоемкость резко возрастает (от 0.45 для льда до 1 для воды). Поэтому кривая зависимости теплоемкости почвы от температуры с многочисленными скачкообразными изменениями может многое рассказать о структурных связях в исследуемых объектах.

Теплоемкость – это количество тепла, которое необходимо затратить, чтобы увеличить температуру почвы на 1°С. Теплоемкость единицы массы тела называют удельной теплоемкостью и обозначают C_m; теплоемкость единицы объема называют объемной теплоемкостью и обозначают C_v.

Объемная теплоемкость (C_v, кал/(см^3·град)) численно равна количеству тепла, необходимому для нагревания одного см^3 почвы на 1°С;

Удельная теплоемкость (C_m, кал/(г·град)) – количество тепла, необходимое для нагревания одного г почвы на 1°С: $C_v = C_m \rho_b$.

Теплоемкость почвы складывается из теплоемкостей составляющих ее почвенных фаз в соответствии с их объемной долей: $C_v = f_v C_{vs} + f_w C_{vw} + f_a C_{va}$.

В большинстве случаев нас интересует, как быстро прогревается почва, как растет (или уменьшается) температура ее слоев. В конечном счете для всей напочвенной и внутрипочвенной биоты наиболее важно, какова температура почвы. Для того чтобы понять, как прогревается почва, рассмотрим маленький цилиндр почвы высотой Δz , в который сверху поступает количество тепла $Q_T^{\text{вх}}$, а из него выделяется тепло в количестве $Q_T^{\text{вых}}$ (рис.XIV.5).

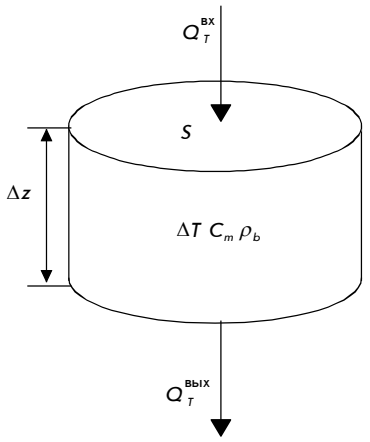


Рис.XIV.5. Схема потока тепла через почвенный цилиндр

Изменение количества тепла, которое произошло в этом небольшом почвенном цилиндре объемом *V*, составит $\Delta Q_T = Q_T^{вх} - Q_T^{вых}$. Или если учесть, что поток тепла q_T есть количество тепла, прошедшее через единицу площади в единицу времени, то $\Delta Q_T = \Delta q_T S \Delta t$. Это изменение количества в рассматриваемом объеме почвы приведет к нагреванию почвы на ΔT. Этот нагрев будет связан с изменением количества тепла через удельную теплоемкость C_m, плотность почвы ρ_b и объем цилиндра $V = S\Delta z$. Очевидно, что будет соблюдаться следующее равенство:

$$\Delta q_T S \Delta t = \Delta T C_m \rho_b S \Delta z$$

или

$$\frac{\Delta q_T}{\Delta z} = \frac{\Delta T}{\Delta t} C_m \rho_b .$$

Изменение теплового потока в толще почвы привело к нагреванию почвы на ΔT в течение промежутка времени Δt. Переходя от конечных разностей к частным дифференциалам, получим

$$\frac{\partial q_T}{\partial z} = C_m \rho_b \frac{\partial T}{\partial t}.$$

С другой стороны, поток тепла в почве пропорционален коэффициенту теплопроводности и градиенту температуры. Подставляем вместо q_T его значение в соответствии с уравнением Фурье:

$$\frac{\partial}{\partial z}\left(\lambda_T \frac{\partial T}{\partial z} \right) = C_m \rho_b \frac{\partial T}{\partial t}.$$

Нас же интересует прежде всего изменение температуры со временем *dT/dt:*

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda_T}{C_m \rho_b} \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}.$$

Появился новый коэффициент, состоящий из известных нам параметров $\lambda_T / C_m \rho_b$, который называют *температуропроводностью* κ [см^2/сут]. Он отражает способность почвы проводить тем-

пературную волну. Заметим, что размерность температуропроводности [см²/сут, см²/с] совпадает с коэффициентом диффузии для солей. Поэтому нередко величину κ называют термодиффузивностью. Понятно, что чем выше температуропроводность почвы, тем она быстрее будет проводить температурную волну, будет быстрее повышаться температура нижних слоев, т. е. почва будет быстрее прогреваться.

Окончательно основное уравнение теплопереноса будет выглядеть так:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2},$$

что очень напоминает 2-й закон Фика для переноса солей, основное уравнение движения влаги (уравнение Ричардса). Все указанные уравнения были получены одним способом: подстановкой в уравнение неразрывности уравнения потока влаги, солей, тепла. И, главное, эти уравнения связывают изменение содержания вещества и температуры по расстоянию с изменением исследуемых характеристик во времени. Это очень важно, здесь заключается предсказательная сила этих основных уравнений переноса веществ и энергии. Это означает, что если мы знаем распределение температуры по профилю почвы, появляется возможность рассчитать распределение температуры на следующий момент времени, т.е. осуществить прогноз. Конечно, необходимо еще знание и почвенных характеристик, в данном случае величины κ – коэффициента температуропроводности.

Основное уравнение теплопереноса – уравнение, связывающее изменения температуры во времени с изменением температуры по расстоянию. Для динамики температуры это уравнение имеет вид

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

– основное уравнение теплопереноса, связывающее изменение температуры почвы (∂T) во времени (∂t) с изменением температуры по расстоянию в направлении градиента (в приведенном написании – по вертикали (∂z) через коэффициент температуропроводности κ [см²/сут, см²/с].

Основные уравнения переноса (воды, солей, тепла) получают подстановкой в уравнение неразрывности уравнений переноса влаги и тепла: для динамики влажности в почве – это уравнение Ричардса, для динамики растворенных веществ – это конвективно-диффузионное уравнение.

Коэффициент температуропроводности κ [см^2/с, см^2/сут] характеризует способность среды выравнивать свою температуру, которая определяется не только теплопроводностью среды, но и ее объемной теплоемкостью. Коэффициент температуропроводности является производной теплофизической характеристикой. Он численно равен повышению температуры, которое произойдет в единице объема почвы при поступлении в нее тепла, численно равного ее теплопроводности: $\kappa = \lambda_T / C_v$. Коэффициент температуропроводности имеет размерность см^2/с – такую же, как коэффициент диффузии. В зарубежной литературе по физике почв его называют термодиффузивностью, или коэффициентом термодиффузии.

3. Теплофизические свойства почв

Температуропроводность почвы, так же как и теплопроводность, существенно зависит от ее влажности. Характер этих зависимостей определяется взаимодействием твердой, жидкой и газообразной фаз почвы (рис. XIV.6).

На рис. XIV.6 представлены зависимости теплофизических параметров от влажности почвы. На этом графике можно выделить три характерные области, соответствующие различным энергетическим состояниям почвенной влаги. В области низких влажностей вода прочно связана и процессы теплообмена определяются исключительно кондуктивным механизмом переноса тепла в почве. С увеличением влажности возрастает площадь стыковых манжет и соответственно величина кондуктивной теплопроводности. Одновременно увеличивается и объемная теплоемкость, линейно зависящая от влажности. Рост теплопроводности компенсируется ростом теплоемкости, и частное от деления этих величин – температуропроводность – практически не зависит от влажности. С дальнейшим повышением влажности линейный рост температуропроводности продолжается.

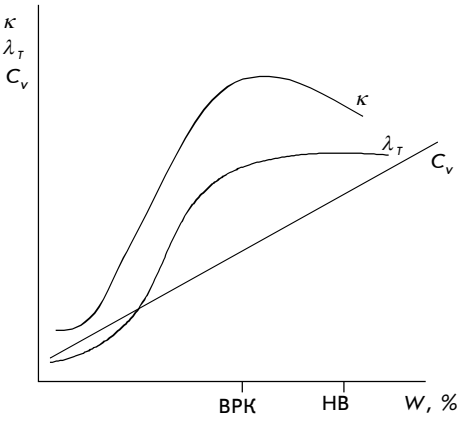


Рис. XIV.6. Зависимости теплофизических параметров от влажности

Это диапазон пленочной влаги. Пародиффузионный перенос достигает своего максимума: теплопроводность возрастает быстрее, чем объемная теплоемкость. В результате температуропроводность увеличивается с влажностью. При дальнейшем повышении влажности появляется капиллярная влага, заполняющая почвенные капилляры, пародиффузионный перенос тепла ослабляется. Теплообмен сводится к кондуктивной теплопередаче и к слабо выраженной в почве конвекции. В результате, как отмечали выше, рост теплопроводности замедляется. Поскольку же объемная теплоемкость продолжает увеличиваться с влажностью, температуропроводность начинает снижаться (рис. XIV.6). Температуропроводность достигает максимума в области влажностей, близких к ВРК, когда в наибольшей мере выражен контакт частиц за счет пленочной влаги, что способствует кондукционному переносу тепла; при этом наблюдается и пародиффузионный механизм. Основные характерные значения теплофизических параметров и приведены в табл. XIV.2.

Таблица XIV.2

Теплофизические свойства основных почвенных компонентов и почв

Природный объект	Теплопроводность λ_T, мкал/(см·с·єС)	Теплоемкость объемная C_v, кал/(см^3 єС)	Температуропроводность κ, см^2/с
Кварц	21	0.48	0.0438
Минералы	7	0.48	0.0140
Органические вещества	0.6	0.6	0.0010
Вода	1.37	1.0	0.0014
Лед	5.2	0.45	0.0116
Воздух	0.06	0.003	0.02

Теплофизические свойства почв при различной порозности и влажности

Почва	Порозность, см^3/см^3	Влажность объемная, см^3/см^3	Теплопроводность λ_T, мкал/(см·сєС)	Теплоемкость объемная C_v, кал/(см^3 єС)	Температуропроводность κ, см^2/с
Песчаная почва	0.4	0.0	0.7	0.288	0.0024
	0.4	0.2	4.2	0.488	0.0086
	0.4	0.4	5.2	0.688	0.0076
Глинистая почва	0.4	0.0	0.6	0.288	0.0021
	0.4	0.2	2.8	0.488	0.0057
	0.4	0.4	3.8	0.688	0.0055
Торф	0.8	0.0	0.14	0.12	0.0012
	0.8	0.4	0.7	0.52	0.0013
	0.8	0.8	1.2	0.92	0.0013

Отметим, что глинистая почва без гумуса при одинаковой влажности с песчаной имеет одинаковую с ней теплоемкость. И это вполне понятно – теплоемкость кварца и усредненная теплоемкость почвенных минералов близки (около 0.48 кал/(см^3·°С)), теплоемкость же воды – 1 кал/(см^3·°С). Но температуропроводность песчаной почвы при одинаковой с глинистой влажности заметно выше – при одинаковых влажностях песчаная проводит тепло значительно быстрее. Кроме того, следует учитывать, что влажность песчаных почв практически всегда ниже за счет быстрого стекания влаги. Получается, что песчаные почвы и суше, и температуропроводность ее твердофазной части намного выше. Это означает, что песчаные почвы будут значительно быстрее прогреваться. Поэтому их и называют «теплыми» в отличие от «холодных» глинистых тяжелых почв. Легкие почвы быстрее прогреваются весной, теплее летом, впрочем, и осенью быстрее отдают тепло, быстрее охлаждаются. Таким образом, можно сказать, что песчаные почвы имеют более контрастный тепловой режим.

4. Тепловой и температурный режимы почв

Тепловой режим – это процессы поступления, перераспределения и расхода тепла в почве и на ее границах. Температурный режим – динамика температуры на поверхности и в различных слоях почвы. Как и в случае водного режима, необходимо подчеркнуть два важных момента.

Интересуются причинами изменения температуры почвы. А это прежде всего тепловой баланс деятельной поверхности почвы.

Температурный режим – это динамика температуры не только в самой почве, но и на ее верхней границе, характеризующая поступление тепла на поверхность. В свою очередь температура на верхней границе отличается двумя свойствами:

- высокой динамичностью;
- сильной зависимостью от состояния поверхности.

О высокой динамичности. В суточном режиме, особенно в теплое время года, ясно выделяются суточные циклы. И динамика на поверхности и в глубинных слоях имеет специфические особенности – отставание тепловой волны по глубине и изменение ее амплитуды (рис. XIV.7).

Суточные изменения температуры носят почти синусоидальный характер как на поверхности, так и в глубинных слоях. Смещаются (отстают во времени) с глубиной лишь экстремумы (максимум и минимум) и уменьшаются амплитуды суточных колебаний. Это проис-

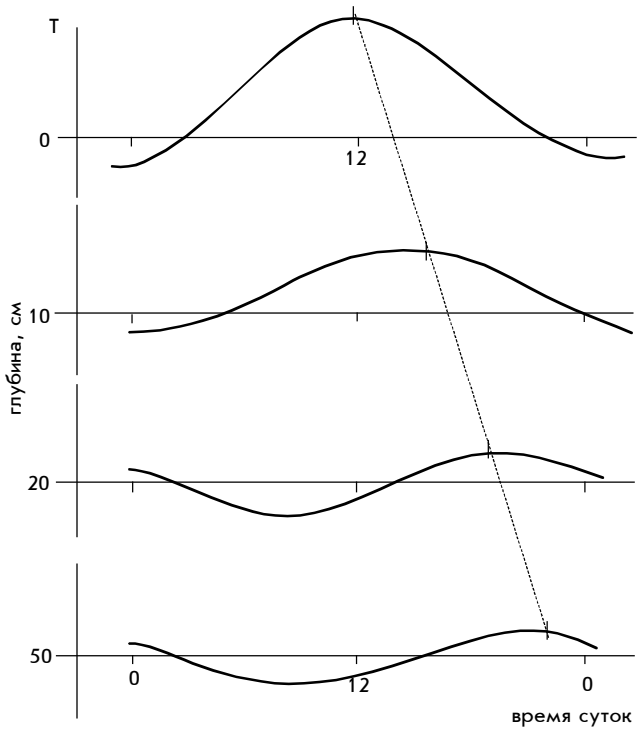


Рис. XIV.7. Суточный ход температуры в различных слоях почвы

ходит по вполне понятным причинам, связанным с температуропроводностью почвенных слоев и расходом тепла на нагревание. Такой почти синусоидальный ход температуры в различных слоях почв позволяет в ряде случаев применить аналитические математические модели для описания температурного режима почвы. Однако в силу отличий вида изменений температуры поверхности почвы от строго синусоидального и других допущений аналитические модели чаще применяются для расчета температурного режима для тепличных грунтов в контролируемых условиях.

О втором свойстве температурного режима – его зависимости от состояния поверхности. Мы уже говорили об этом, когда анализировалось влияние величины альбедо на тепловой режим поверхности. Подчеркнем, что состояние поверхности – это не только ее цвет, покрытие теплопроводящими материалами, но и ее геометрия. Известно, что гребневидная поверхность почвы прогревается быстрее, что вполне объяснимо: излученная и отраженная

от поверхности почвы радиационная энергия в виде ее длинно- и коротковолновой частей не расходуется на нагрев воздуха, а вновь поступает в почву, отражается на рядом расположенный почвенный гребень.

Если же анализировать процессы покрытия почвы различными материалами (тепловое мульчирование), нетрудно заметить, что они в самом общем случае способствуют теплоизоляции почвы. Из почвы теряется тепла меньше, но и поступает в нее меньше. Поэтому мульчирование поверхности окажет влияние на обогрев почвы, но только осенью и зимой, снижая теплопотери. А вот изменение цвета поверхности (изменение альбедо), применение прозрачных пленок, создающих тепличный эффект, – это мероприятия для быстрого весеннего прогрева почвы. Именно весной, когда достаточно влаги, лимитирующим развитие растений фактором оказывается температурный. Проанализируем влияние температуры на рост и развитие растений.

5. Температурные оптимумы

Итак, для растений температура почвы весьма важна. Именно она лимитирует интенсификацию биохимических процессов в семенах, лежащих в почве. Именно она ограничивает развитие некоторых теплолюбивых растений, для которых важна сумма положительных температур за вегетационный период.

Остановимся на зависимости продуктивности растений от температуры почвы. На рис.XIV.8 изображена зависимость урожая картофеля (вес клубней в лунке) от температуры почв. Очевидно, что эта зависимость имеет куполообразный вид, вид, с которым мы сталкивались при анализе влияния плотности на урожай растений, давления почвенной влаги на относительную транспирацию. Это общий вид

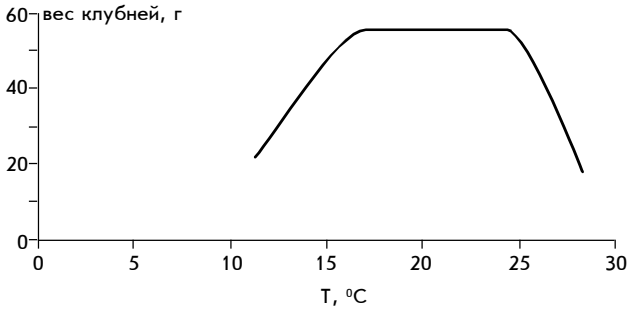


Рис. XIV.8. Зависимость веса клубней картофеля от температуры почвы (по И.Б.Ревуту, 1972)

зависимости урожая (биопродуктивности) от действующего фактора, в данном случае от температуры. И этот общий вид зависимости характеризуется оптимумом, диапазоном значений фактора, в котором формируется наивысшая продуктивность. Для картофеля – это температуры почвы от 16 до 21–24 °С. Это температурный оптимум, который характерен для каждого вида растений.

Кроме температурного оптимума имеет значение также температура прорастания семян и сумма средних температур за вегетационный сезон. Нередко эти три температурных почвенных фактора – температура прорастания, температурный оптимум и сумма положительных температур за сезон – называют кардинальными температурными значениями (Ревут, 1972). Для различных культур они представлены в табл. XIV.3

Таблица XIV.3

Температуры прорастания и температурные оптимумы почвы для некоторых растений (по Ревуту, 1972)

Растения	Минимальная температура прорастания	Температурный оптимум	Сумма средних температур
Ячмень, рожь	1–5	22–30	1400
Пшеница, овес,	1–5	25–31	1600
Подсолнечник	5–6	31–37	1800
Кукуруза, просо	3–10	37–44	1900
Хлопчатник, рис, арахис	12–14	37–44	3000–4000

Особое значение, как мы видим, для растений имеют температуры выше 10°С, причем и в почве, и над почвой, в приземном слое атмосферы. На этом принципе соотношения температур > 10°С приземного слоя воздуха и семенного слоя основаны и некоторые классификации тепловых режимов.

6. Классификация тепловых режимов

Как классификационный признак был предложен «термический показатель» H

$$H = \frac{\sum T > 10^{\circ}\,\text{почвы}}{\sum T > 10^{\circ}\,\text{воздуха}},$$

который был разработан известныой ученой Валентиной Николаевной Димо, много сделавшей для развития теплофизики почв. Физический смысл предложенного ею термического показателя состоит в том, что он указывает направление потоков тепла в системе по-

чва–приземный слой воздуха. Если H будет больше 1, то почва будет выделять тепло, а если меньше – она будет прогреваться. На этой основе и было выделено 3 типа тепловых режимов:

тип излучения $H>>1$;

тип неустойчивого равновесия $H\approx1$;

тип инсоляции $H<1$.

Подтипы было предложено выделять по признаку континентальности. Континентальность характеризовалась разностью температур в контрастные сезоны (зима–лето) на глубине 20 см. Выделяют три подтипа:

умеренный, когда разность температур на 20 см составляет 15–20°С;

континентальный – сезонная амплитуда температур 20–25°С;

резко континентальный – 25–30°С.

Вполне понятно, что приведенная классификация – весьма общая для больших территорий. Она имеет прежде всего генетическую направленность, как и классификация водных режимов почв.

7. Методы изучения составляющих радиационного баланса и теплофизических свойств почв

Такие составляющие радиационного баланса, как прямая и рассеянная солнечная радиации, измеряют с помощью различных приборов, среди которых основным является пиранометр. Принцип этого прибора основан на том, что в нем имеются участки абсолютно черного тела (поглощающего все солнечные лучи) и белые, их отражающие. Как видно на рис. XIV.9, эти участки чередуются. К каждому из участков подведен конец дифференциальной термопары. За счет разности нагрева белых и черных участков в цепи возникает ток, который измеряют микроамперметром. Ток будет тем больше, чем больше разность температур черной и светлой поверхностей, которая в свою очередь будет определяться интенсивностью прямой или рассеянной солнечной радиации.

Вполне понятно, что каждый прибор необходимо тарировать в контролируемых, стандартных световых условиях, для того чтобы потом пересчитать величину силы тока в соответствующий радиационный поток.

Принцип определения основных теплофизических показателей во многом аналогичен принципам определения, например, влагопроводности. Необходимо четко измерять градиент движущей силы

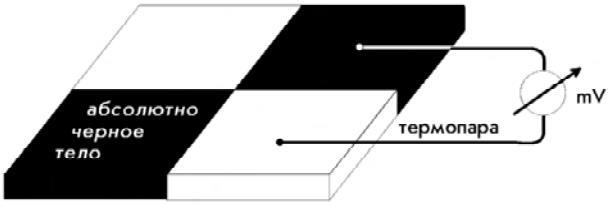


Рис. XIV.9. Схема устройства пиранометра

и интенсивность потока. Так, при определении влагопроводности мы задаем градиент давления влаги и измеряем поток влаги в почве. Здесь также задают температурный перепад в двух точках почвенной колонки, а затем контролируют динамику выравнивания температуры в этих точках. По динамике температуры и геометрическим размерам колонки можно рассчитать и изменение температуры во времени, и изменение температуры по расстоянию между двумя точками.

По уравнению теплопереноса $\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$ можно рассчитать коэффициент пропорциональности – температуропроводность (подробнее см. «Полевые и лабораторные методы исследования физических свойств и режимов почв», 2001). Теплоемкость же – величину аддитивную – можно рассчитать при любой влажности по известным ее составляющим, содержанию минерального и органического вещества, воздуха, воды.

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

1. Радиационный и тепловой балансы на земной поверхности – это взаимосвязанные процессы поступления радиационной энергии в виде прямой, рассеянной радиации и противоизлучения атмосферы, ее последующее превращение на деятельной поверхности в тепловую. Последняя расходуется на нагревание почвы (растений и их фотосинтез), приземного слоя воздуха и эвапотранспирацию.
2. Поток тепла в почве описывается законом Фурье, который связывает поток с градиентом температуры через коэффициент пропорциональности – коэффициент теплопроводности λ_T:

$$q_T = -\lambda_T \frac{dT}{dz}.$$

Явление теплопроводности имеет несколько внутренних механизмов:

- кондукция – перенос тепла при непосредственном контакте частиц друг с другом;
- теплопароперенос – перенос тепла совместно с парами воды, образующимися (с потерей тепла) в одной точке почвы и конденсирующимися (с выделением тепла) в другой;
- конвекция – прогревание за счет струйчатого перемешивания жидкой и газообразной фаз;
- перенос тепла за счет прямого инфракрасного излучения. В малой степени представлен в почвах.

3. Объемная теплоемкость C_v [кал/(см^3·град)] численно равна количеству тепла, необходимому для нагревания одного см^3 почвы на 1°С; удельная C_m [кал/(г·град)] – количеству тепла, необходимому для нагревания одного г почвы на 1°С. Теплоемкость – величина аддитивная, т.е. теплоемкость почвы складывается из теплоемкостей составляющих ее фаз почвы.
4. Коэффициент температуропроводности κ характеризует способность среды выравнивать свою температуру, которая определяется не только теплопроводностью среды, но и ее объемной теплоемкостью. Он численно равен повышению температуры, которое произойдет в единице объема почвы при поступлении в нее тепла, численно равного ее теплопроводности.
5. Для развития растений имеет значение температурный оптимум – диапазон температур, при котором достигается наивысшая биопродуктивность, достижение почвой минимальной температуры прорастания семян и сумма среднесуточных температур за вегетационный сезон.
6. Классификация тепловых режимов основана на «термическом показателе», характеризующем соотношение процессов поступления и выделения тепла почвой в теплый период года (тип) и степени континентальности (подтип), учитывающем амплитуду температур в разные сезоны на глубине 20 см.

Литература

Димо В. Н. Тепловой режим почв СССР. М., 1972. 359 с.
Павлов А. В. Теплообмен почвы с атмосферой в северных и умеренных широтах территории СССР. Якутск, 1975. 302 с.
Полевые и лабораторные методы исследования физических свойств почв. /Под ред. Е.В.Шеина. М.: Изд-во Моск.ун-та, 2001.
Попов А. И., Розенбаум Г. Э., Тумель Н. В. Криолитология. М., 1985.
Ревут И. Б. Физика почв. М.: Колос, 1972. 368 с.
Шульгин А. М. Температурный режим почвы. Л., 1957. 242 с.
Шульгин А. М. Климат почв и его регулирование. Л., 1967. 2-е изд.: 1972; 341с.

Часть XV

РЕОЛОГИЯ ПОЧВ

Реология – наука о течении и деформациях материальных тел. Заметим, именно всех материальных тел, не только жидкостей. В конечном счете даже кристаллические породы, такие как базальт, гранит и проч., под действием механических воздействий тоже изменяют свою форму, «текут». Ко всем природным телам применимы основные понятия и законы реологии. В том числе и к почве – сухой, влажной, насыщенной водой, в любом ее состоянии. Течение дисперсного почвенного тела, конечно же, будет иметь свои особенности, связанные прежде всего с тем, что при деформировании почвы почвенные частицы (ЭПЧ, микроагрегаты, агрегаты) будут взаимодействовать, тереться друг о друга. Поэтому большое значение будут иметь форма и наличие влаги вокруг частиц, которая может играть роль определенной «смазки». Кроме того, на взаимоположение почвенных частиц основное влияние будут оказывать связи между этими частицами. Поэтому основные теоретические позиции данной главы связаны с типами связей и структур межчастичного взаимодействия, а также с вопросами, которых мы коснулись при изучении части III «Структура почвы».

1. Типы связей и структур межчастичного взаимодействия

Кратко остановимся на основных типах связей и контактов между частицами. Рассмотрим сначала распределение сил притяжения и отталкивания между частицами. Не будем рассматривать природу этих сил, а воспользуемся понятиями «притяжение» и «отталкивание» как некими суммарными. Соотношение этих сил представлено на рис. XV.1. Нетрудно заметить, что по расстоянию от поверхности частицы (*l*) эти суммарные силы распределяются неодинаково. Силы отталкивания (кривая *2*) убывают по экспоненциальному закону, а силы притяжения (кривая *1*) – по закону, близкому к степенному. Различный

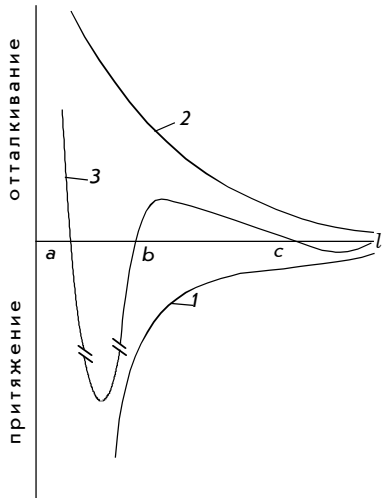


Рис. XV.1. Формирование «ближнего» (сильного, зона *a–b*) и «дальнего» (слабого, *c*) максимумов притяжения между дисперсными частицами (по Сергееву, 1971)

характер распределения этих двух сил обусловливает формирование некоторых локальных максимумов притяжения между частицами. Это заметно по кривой, представляющей разность сил притяжения и отталкивания (кривая *3*). На определенном расстоянии от поверхности частиц, изображенном на графике отрезком *ab*, располагается ближний и самый большой максимум сил притяжения – так называемый 1-й потенциальный максимум притяжения. Имеется и 2-й максимум притяжения, расположенный далеко от поверхности частиц – это 2-й дальнодействующий максимум притяжения (точка *c*). Соответственно если между частицами формируются связи за счет 1-го потенциального максимума, то формируются прочные, чрезвычайно устойчивые образования из отдельных частиц. Если же частицы образовали некоторую структуру за счет дальнодействующих сил притяжения, эта структура будет рыхлой, плохо агрегированной. Таким образом, взаимодействие частиц по типам «ближнего» или «дальнего» максимумов притяжения формирует соответствующие структурные образования. Это первый принцип оценки подверженности почвы реологическим явлениям.

Кроме энергии притяжения, безусловно, на характер движения частиц друг относительно друга будет влиять и тип контактов. В основном различают три типа контактов. Это коагуляционные, кристаллизационные и смешанного типа.

На схеме (рис. XV.2, а) представлено образование *коагуляционных контактов*, которые определяются наличием межчастичных пленок воды. Эти контакты позволяют частицам достаточно свободно двигаться друг относительно друга, формировать временные неустойчивые структуры, восстанавливаться после механического воздействия. Впрочем, если эти контакты образованы ближними силами притяжения, они, безусловно более прочные, лучше структурированы. Их прочность определяется поверхностными силами межмолекулярного взаимодействия.

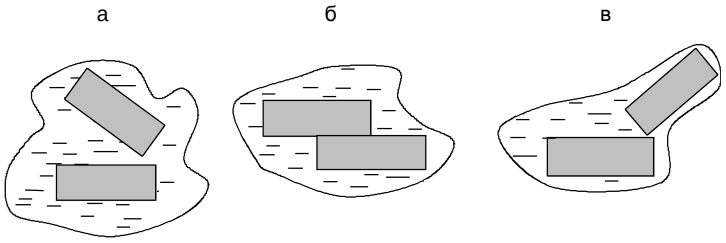


Рис. XV.2. Схема образования различных типов межчастичных контактов: а – коагуляционного типа; б – кристаллизационного; в – смешанного типа

Контакты кристаллизационные – наиболее прочные контакты между частицами: частицы окружены общей пленкой воды, имеется заметная площадь контакта между двумя частицами, частицы практически неподвижны друг относительно друга (рис. XV.2, б). Такие системы будут прочными, слабонабухающими, устойчивыми к внешним нагрузкам.

И, наконец, *контакты смешанного типа*, представленные на рис. XV.2, в, занимают промежуточное положение, частицы лишь ограниченно подвижны друг относительно друга. Конечно, в реальных почвах представлены все три типа контактов преимущественно смешанного типа. В зависимости от гранулометрического состава, минералогического состава, состава органического вещества и других факторов доминируют те или иные. Оценка типа контактов – это второй принцип оценки реологического поведения почв.

Кроме того, на реологическое поведение будет оказывать влияние и форма частиц. Могут встречаться частицы весьма разнообразной формы, и электронные фотографии подтверждают это. Если частицы имеют игольчатую форму, то они способны формировать различные ячеистые структуры и поведение их будет весьма специфичным. А круглые частицы при боковом воздействии (сдвиге) способны «катиться» друг относительно друга. Поведение такого природного тела будет совсем иным, чем состоящего из игольчатых частиц. Именно с формой частиц во многом связаны такие явления, как тиксотропия, дилантасия и др., о которых речь пойдет ниже.

Итак, для характеристики реологического поведения природных объектов необходимо иметь в виду три принципиальных момента:

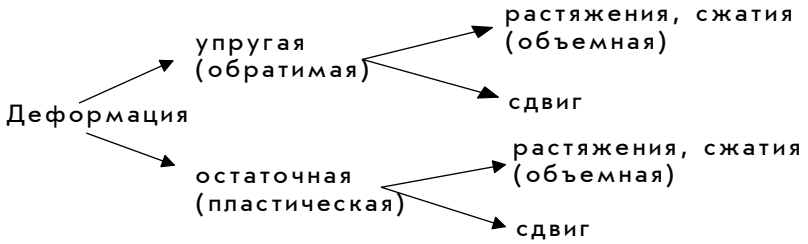
- энергию притяжения, формирующую межчастичную связь: дальние или ближние силы взаимодействия;
- тип межчастичного контакта: коагуляционный, кристаллизационный, смешанный;
- форму частиц.

Реология, кроме того что пользуется понятиями межчастичных взаимодействий, использует и классические законы течения материальных тел. Для их описания необходимы количественные критерии, или основные реологические характеристики материальных тел.

2. Основные понятия

Деформация – это относительное смещение точек системы, при котором не нарушается ее сплошность. Почвенные деформации – это относительное смещение частиц твердой фазы (ЭПЧ, микро-, макроагрегатов), при котором не нарушается сплошность почвенной массы.

Деформация разделяется на различные виды: упругие и пластические, которые в свою очередь разделяются на объемные (растяжения и сжатия) и деформации сдвига.



Упругая деформация – исчезает после снятия нагрузки. *Упругость* – свойство материальных тел восстанавливать свою форму и объем после прекращения действия внешних сил.

Остаточная деформация – необратимая, изменения остаются и после снятия нагрузки. Если тело не разрушается, не происходит нарушения связей, – это деформация пластическая (от греч. «пластос» – лепимость). Соответственно *пластичность* – свойство материальных тел в определенных пределах претерпевать пластические деформации, необратимо деформироваться под действием внешней нагрузки.

Вязкость (внутреннее трение) – свойство материальных тел (в основном жидких) при их течении сопротивляться действию внешних сил.

При описании деформации указывается *напряжение, вызывающее деформации*, обозначаемое и использующее единицы, аналогично давлению [Па, атм и пр.]. Различают две составляющие напряжений – нормальное, которое действует перпендикулярно поверхности, – P_σ и, когда речь идет о сдвигающих давлениях, тангенциальное – P_τ. Нормальное вызывает деформации растяжения и сжатия, а тангенциальное – сдвиг (рис. XV.3).

Для описания деформаций почв используют количественные параметры деформаций, описывающие *изменения порового пространства* почв.

Для характеристики процесса уплотнения под действием внешней силы, перпендикулярной к поверхности образца (P_σ), можно пользоваться величиной осадки или уплотнения почвы процента (доли) изменения линейных или объемных $l_p = \frac{l_0 - l}{l_0} = \frac{\Delta l}{l_0}$ или $\frac{V_0 - V}{V_0} = \frac{\Delta V}{V_0}$ [%], где l и l_0, V и V_0 – измененная и начальная длина (высота), объем почвенного образца (см. рис. XV.3, а). Иногда используют модуль осадки – величину, аналогичную осадке или уплотнению, e_p – это величина уменьшения длины (Δl, в мм) образца исходной высотой (l_0) в 1 м при приложении дополнительной нагрузки:

$$e_p = 1000\frac{\Delta l}{l_0} \text{ [мм/м]}.$$

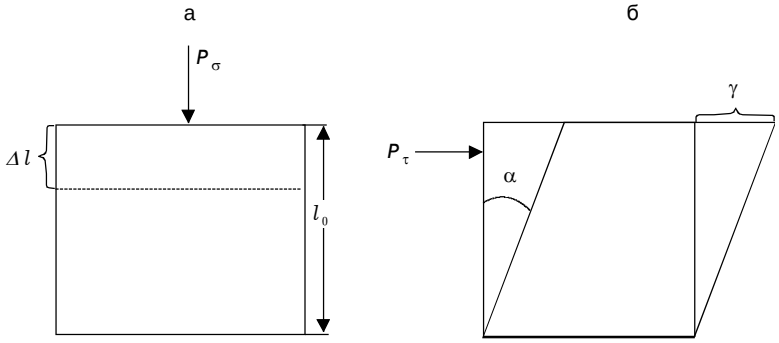


Рис. XV.3. Схема возникновения деформаций сжатия (а) и сдвига (б)

Коэффициент пористости e есть отношение объема пор к объему твердой фазы почвы: $e = \frac{V_{\text{пор}}}{V_{\text{тв.фазы}}}$, или, если использовать традиционное для физики почв понятие пористости ε то $e = \frac{\varepsilon}{1-\varepsilon} = \frac{\rho_s - \rho_b}{\rho_b}$.

Коэффициент пористости является более физически обоснованным параметром при оценке деформаций, чем традиционная пористость, так как в процессе деформаций необходимо относить все линейные или объемные изменения к независящему от этих воздействий

неизменному объему. А этот объем – объем твердой фазы. Только в этом случае возможен сравнительный анализ деформационных явлений: при постоянстве знаменателя в выражении коэффициента пористости: $e = \frac{V_{\text{пор}}}{V_{\text{тв.фазы}}}$. Поэтому в данном разделе мы будем в основном пользоваться коэффициентом пористости. Кроме коэффициента пористости при расчетах, касающихся изменения порового пространства почв, можно использовать и единицы так называемых «удельных объемов почв» – отношения объема пор к массе почвы:

$$\Phi = \frac{1}{\rho_b} - \frac{1}{\rho_s} \text{ [см}^3\text{/г]}$$

или, для почвенных агрегатов, удельный объем пор агрегатов:

$$D = \frac{1}{\rho_a} - \frac{1}{\rho_s} \text{ [см}^3\text{/г]},$$

где ρ_s, ρ_b, ρ_a – плотности твердой фазы почвы, почвы и агрегата. С этими величинами мы уже встречались в начале нашего курса, в части I, посвященной оценке порозности почвы. Напомним, что соотношения между различными выражениями объема пор при деформациях – коэффициентом пористости (безразмерный или см^3/см^3), удельным объемом пор почвы Φ [см^3/г], с традиционным для почвоведов выражением в виде порозности [см^3/см^3] выглядят следующим образом:

$$\Phi = \frac{e}{\rho_s} \quad \text{и} \quad \Phi = \frac{\varepsilon}{\rho_b}.$$

Деформации сдвига, в том числе упругие, характеризуются относительными величинами – *тангенсом угла сдвига* ($\text{tg}\alpha$) *, сдвигом* (γ) *и скоростью сдвига или скоростью деформации* $\dot{\gamma} = d\gamma / dt$, где t – время. Эти величины можно проиллюстрировать на схеме (рис. XV.3, б), где первоначальный прямоугольный образец с закрепленным основанием под действием сдвигающего давления P_τ изменяет свою форму, приобретая форму параллелограмма. При этом верхняя часть образца сдвигается на величину γ (сдвиг) и отклоняется от первоначально прямого угла на угол α (рис. XV.3,б). Важно то, что при деформациях сдвига происходят изменение формы и трение слоев объекта друг о друга.

Указанные основные виды и параметры деформаций лежат в основе и так называемых реологических законов для идеальных систем– законов для идеально упругого, вязкого и пластичного тел – основных законов механики, которые используются в почвенной реологии.

Реология – наука о течении и деформациях материальных тел.

Деформация – относительное смещение точек системы, при котором не нарушается ее сплошность. **Упругая деформация**– обратима, почва восстанавливает свои форму и объем после прекращения действия внешних сил. **Остаточная деформация**– необратима, изменения остаются и после снятия нагрузки.

Пластичность – свойство почв в определенных пределах претерпевать пластические деформации, необратимо деформироваться под действием внешней нагрузки без потери сплошности.

Вязкость – свойство почв (в основном насыщенных влагой паст) при их течении сопротивляться действию внешних сил.

Деформации определяются внешними давлениями/напряжениями (нормальным и тангенциальным) и внутренними свойствами почв, прежде всего энергией межчастичных связей, типом контакта и формой частиц.

Основные параметры деформаций:

Напряжения – сжатия или растяжения – действует перпендикулярно поверхности, P_σ [Па, атм.]; сдвига – действует под углом к поверхности материального тела, тангенциальное напряжение – P_τ.

Изменения порового пространства почв при деформациях:

Коэффициент пористости *e* есть отношение объема пор к объему твердой фазы почвы: $e = \frac{V_{\text{пор}}}{V_{\text{тв.фазы}}}$ связанный с пористостью (ε), плотностью почвы (ρ_b) и твердой фазы (ρ_s):

$$e = \frac{\varepsilon}{1-\varepsilon} = \frac{\rho_s - \rho_b}{\rho_b}.$$

Осадка или уплотнение почвы под действием напряжения сжатия – процент (доля) изменения линейных или объемных характеристик почвы: $l_p = \frac{l_0 - l}{l_0} = \frac{\Delta l}{l_0}$ или $\frac{V_0 - V}{V_0} = \frac{\Delta V}{V_0}$ [%],

где l и l_0, V и V_0 – измененная и начальная длина (высота), объем почвенного образца.

Тангенс угла сдвига (tgα), сдвиг (γ) и скорость сдвига, или скорость деформации $\gamma = d\gamma / dt$, где t – время для характеристики деформаций сдвига, в том числе упругих.

3. Реологические законы для идеальных систем

Реология является классическим примером науки, которая обязана своим развитием точной формулировке изначальных чисто научных образов – идеальных моделей. Как термодинамика для своего развития потребовала введения понятия «идеального газа», точно так же и реология ввела ряд идеальных моделей, описывающих идеальные примеры упругости, пластичности и вязкости. Математические законы, лежащие в основе описания этих идеальных образов, получили имена авторов этих реологических законов.

• Идеально упругое тело – закон Гука.

При воздействии на тело напряжения P происходит полностью обратимое сжатие или сдвиг части тела на величину Δl (рис.XV.4). Эта деформация полностью обратимая, поэтому схематически это идеальное тело изображается в виде пружины.

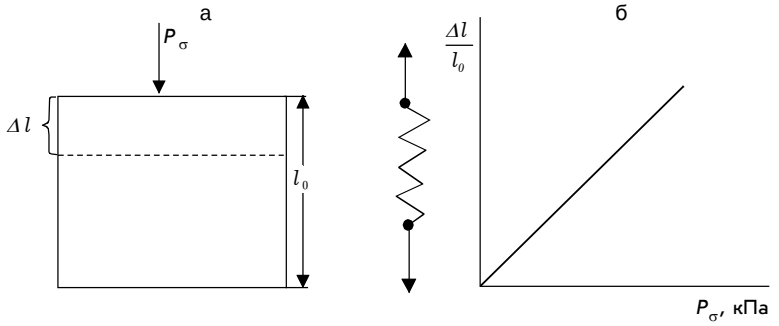


Рис. XV.4. Модель идеально упругого тела – «пружина» и график зависимости деформаций от напряжения

Для идеально упругого тела справедливы соотношения:

$$\frac{\Delta l}{l_0} = \frac{P_\sigma}{E},$$

где $\Delta l/l_0$ – уплотнение; P_σ – напряжение сжатия; E – модуль Юнга, или модуль упругости, отражающий «жесткость» идеально упругого тела.

Примером почти идеально упругого тела могут быть и природные объекты, например кристаллы минералов. Они проявляют только упругие свойства и для них справедлив закон Гука.

• Идеальное вязкое тело – закон Ньютона.

Образом для такой идеализации является поршень с отверстиями, к которому приложено напряжение, за счет которого этот поршень и перемещается внутри цилиндра с жидкостью.

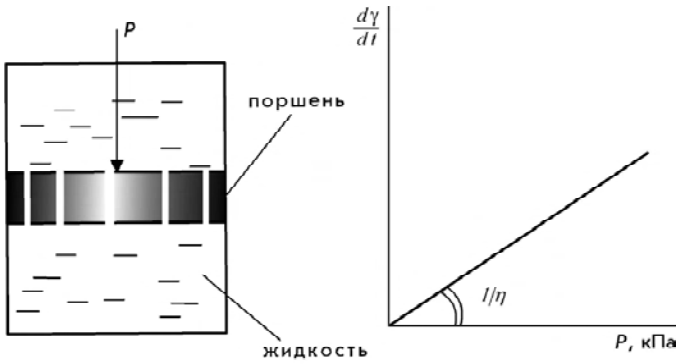


Рис.XV.5. Модель идеально вязкого тела – «проницаемый поршень» и график зависимости скорости деформаций от напряжения

Для такого тела Ньютон предложил зависимость $P = \eta \frac{d\gamma}{dt} = \eta\dot{\gamma}$ или $P\frac{1}{\eta} = \frac{d\gamma}{dt}$, где под коэффициентом пропорциональности обозначена величина вязкости η. Как видно из этого уравнения, вязкость есть отношение приложенного напряжения к скорости деформации. Размерность этой величины [Па·с], варьирует она для природных объектов от 10^{-3} (вода, некоторые суспензии) до 10^{15} Па·с (горные породы).

• Идеально пластичное тело – закон Сен-Венона–Кулона.

Вспомним, что *пластичность* – свойство материальных тел необратимо деформироваться под действием внешней нагрузки, т.е. под воздействием внешней силы тело начинает деформироваться, а при прекращении ее действия – деформации моментально прекращаются, а тело сохраняет форму, обретенную при воздействии. Механическим аналогом идеально пластичного тела служит деревянная пластинка, перемещающаяся по горизонтальной тоже деревянной поверхности. Это явление называют «сухим трением» (рис.XV.6). Действительно, если деревянная пластинка лежит на деревянной же поверхности, она неподвижна; аналог – деформаций не происходит. Пластинку пытаются передвинуть, прилагая некоторую силу. Сначала сила мала, пластинка не движется за счет трения; деформаций не происходит. Затем под воздействием некоторых уже значительных сил сила трения пластинка–поверхность преодолевается и пластинка начинает двигаться; это аналог происходящих деформаций. Если же воздействующую силу убрать, пластинка мгновенно остановится; деформации прекратились. Поэтому в классической механике и проводят аналогию между сухим трением и явлением пластичности материальных тел.

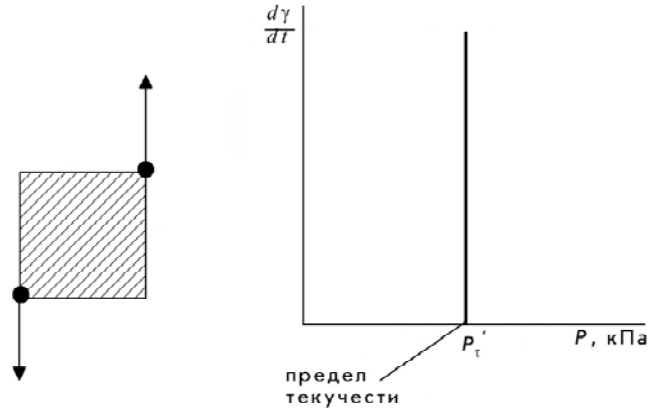


Рис.XV.6. Модель идеально пластичного тела – «сухое трение» тела о поверхность и график зависимости деформаций от напряжения

Как видно из графика, реологическое поведение этих тел следующее: сначала под воздействием напряжения сдвига ничего с телом не происходит. При достижении некоторой величины P_τ' это тело начинает течь и впоследствии течет с любой скоростью. Сама же критическая величина P_τ' называется пределом текучести.

Комбинация представленных идеальных моделей приводит к большому разнообразию различных реологических законов, описывающих уже тела, близкие к природным объектам. Почвенная реология, почвенные механика и инженерия – науки, изучающие действие сил на почву, начались с публикации в 1925 г. Карлом Терцаги книги по почвенной механике (Erdbawmechanik). В дальнейшем многочисленными экспериментами показано, что почвенные деформации нелинейны, конечны, необратимы. Поэтому приведенные выше идеальные законы, такие соотношения, как модуль Юнга, отношение Пуассона, не являются константными в процессе деформаций почв. А потому и основные уравнения теории пластичности в идеальном виде к почве неприменимы так же, как и сама теория пластичности. Поэтому используются некоторые из специальных моделей, которые близки к поведению почвы при различном ее состоянии.

4. Основные реологические модели, применяемые к почве

Вязкопластичное тело (модель Бингама–Шведова)

Начнем с вязкопластичного тела, или с так называемой модели Бингама–Шведова. Комбинируя идеальные образы вязкого и пластичного тел, можно получить следующую схему.

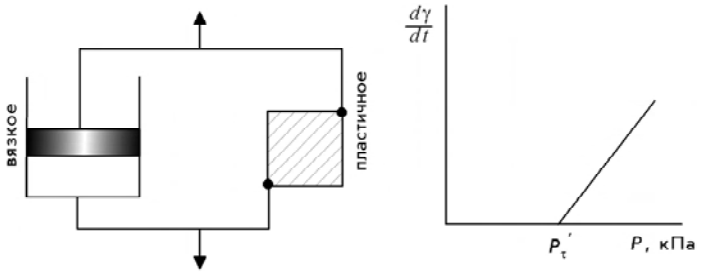


Рис.XV.7. Модель вязкопластичного тела, модель Бингама–Шведова. Применима для насыщенных и близких к насыщению почвенных паст

Это тело, в отличие от идеально пластичного, течет после некоторой величины P_τ', но не с любой скоростью, а с некоторой конкретной, обусловленной вязкостью этого тела. Русский физик Н.Ф.Шведов впервые обнаружил это свойство насыщенных водой дисперсных систем начинать течь после преодоления некоторого предела прочности, «предела Шведова». По всей видимости, такое поведение будет близко к поведению почвенных паст при насыщении их водой, близкому к полному. В таких условиях почвенные пасты «текут» после приложения к ним некоторой силы P_{τ_1}. Значит, в почве частично разрушаются структурные связи, которые весьма слабы, а пространство между частицами практически полностью заполнено водой («смазкой»). Другие более прочные структурные связи в почве сохраняются, не разрушаются, однако на течение почвенной пасты не оказывают существенного влияния. Наиболее ярко реологическое поведение жидко- и твердообразных тел можно оценить по так называемым реологическим кривым – зависимостям вязкости (иногда скорости деформации) от действующего сдвигающего напряжения. В реологических кривых, подчеркнем, оценивают изменение вязкости эффективной, т.е.величины не постоянной, а зависящей от действующего касательного напряжения. Такая вязкость в отличие от ньютоновской называется эффективной (или бингамовской). На рис.XV.8 представлена зависимость изменения скорости деформации (а) и эффективной вязкости (б) почвенной пасты от действующей силы.

На рис XV.8, а приведена *реологическая кривая* – зависимость скорости деформации почвенной пасты от напряжения сдвига. Реальная почвенная паста в отличие от ньютоновской жидкости первоначально, при малых напряжениях, имеет высокую вязкость. Однако при увеличении P_τ ее вязкость меняется и течение пасты приближается к ньютоновскому. Более наглядно появление пределов текучести представлено на зависимости вязкости от напряжения (рис. XV.8, б). Из этого рисунка видно, что для твердообразных тел, к которым относится почва в нена-

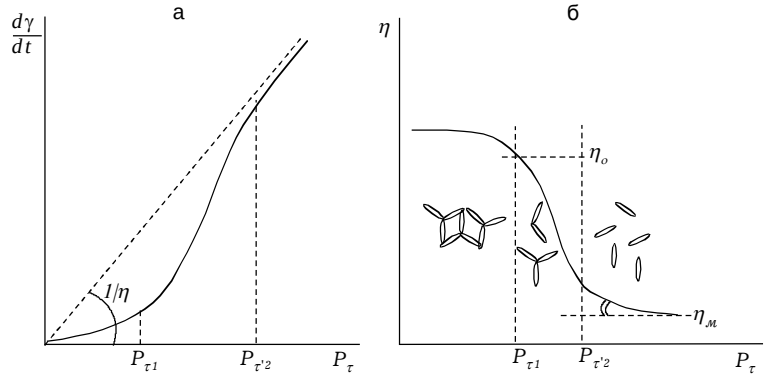


Рис.XV.8. Реологические кривые: зависимости скорости деформации (а) и эффективной вязкости (η) (б) (указаны почвенные частицы и постепенно разрушающиеся связи от $P_{\tau 1}$ до $P_{\tau 2}$) от тангенциального напряжения (P_τ) для почвенных паст

сыщенном, но близком к насыщению состоянии, характерно появление предельного напряжения сдвига, называемого пределом текучести (на рис.XV.8, а – P_{τ_1}). До этого значения сдвигового давления почва проявляет упругие свойства и деформируется обратимо. В почве проявляются межчастичные взаимодействия, не позволяющие ей разрушаться. При достижении некоторой силы, а именно P_{τ_1}, наиболее слабые межчастичные взаимодействия нарушаются, почвенная паста начинает течь. Причем вязкость не является постоянной величиной, не подчиняется закону Ньютона, а зависит от приложенного напряжения. Течение тела при нарушенной структуре наблюдается с переменной вязкостью (бингамовская вязкость). В диапазоне напряжений $P_{\tau_1} \div P_{\tau_2}$ вязкость резко снижается, скорость течения пасты увеличивается. Так происходит до величины P_{τ_2}, при которой структура глинистой пасты полностью разрушается, и течение возобновляется снова при постоянной вязкости ($\eta_м$). Значения вязкостей от η_0 до $\eta_м$ являются переходными. Именно Н.Ф.Шведов и показал, что некоторые дисперсные тела обладают такими пределами, характеризующими поведение структурированных систем: это предельное напряжение P_{τ_1}, при котором эффективная вязкость быстро падает и которое получило название «предела Шведова», или предела текучести. При достижении же сдвигового напряжения величины P_{τ_2} межчастичные структурообразующие связи полностью разрушаются. Это минимальное напряжение разрушения, или максимальный предел текучести. Скорость движения паст с разрушенной структурой растет пропорционально внешнему воздействию. Поведение такого рода тел и описывается моделью Бингама–Шведова.

Вязкость структурированных суглинистых систем (почвенных паст в диапазоне влажности, близком к насыщению) – величина переменная и при некотором воздействующем напряжении резко снижается за счет разрушения структурных связей, достигая постоянных значений при минимальном напряжении разрушения или максимальном пределе текучести (P_{τ_1}).

Зависимости эффективной вязкости от напряжения – **реологические кривые**, на которых определяют характерные величины: напряжения P_{τ_1} и P_{τ_2} – пределы текучести и максимальный предел текучести, η_0 и $\eta_м$ – максимальная и минимальная эффективные вязкости, отражающие структурные свойства глинистых паст.

Упруговязкое тело (модель Барджеса)

Следующим модельным образом, который будет близок к состоянию почвы, уже проявляющей признаки упругости, будет являться упруговязкое тело, или модель Барджеса. Для этих условий характерны пластические деформации со слабым упругим моментом. Это состояние почвы, когда почва еще достаточно влажная, она легко формуется; это то состояние, которое почвоведы используют, раскатывая почву в шнур для определения ее гранулометрического состава в полевых условиях.

Упруго-хрупкое тело (модель Пойнтинга–Томпсона)

Если мы и дальше будем иссушать наш образец, который хорошо формовался, «лепился», то он все в большей степени будет приобретать упругие свойства или разламываться на кусочки, становиться хрупким, как говорят, консистенция почвы станет полутвердой. Эта модель является особой комбинацией идеальных упругого и вязкого тел и отражает полутвердую консистенцию. По всей видимости, этот образ в определенной мере характеризует реологическое поведение почвы, находящейся в достаточно сухом состоянии, когда отдельные агрегаты проявляют себя как упругие тела, но некоторое количество влаги, видимо пленочной, позволяет частицам медленно двигаться друг относительно друга как в идеально вязком теле.

Относительно последних образов, в какой-то мере отражающих реальные объекты, мы все время подчеркивали, что, видимо, изменение моделей будет происходить при изменении влажности образца. Действительно, для одной и той же почвы, по мере уменьшения влаги, почва будет переходить из одного состояния в другое – из вязкого,

пластичного в «пластилинообразное», способное формоваться, и наконец в хрупкое, распадающееся на отдельные фрагменты под действием внешней силы. Каждому из переходов соответствуют определенные почвенные влажности, которые получили название физико-механических констант, или констант Аттерберга.

5. Пределы Аттерберга. Взаимосвязь реологических состояний с ОГХ

Итак, мы уже знаем два «критических состояния» в реологическим поведении почвы. Это «предел Шведова» и наступление упруго-вязкого состояния. В почвоведении для нахождения этих «критических состояний» используют специальные подходы и величины.

По определению «предел Шведова» – это предельное напряжение, после которого почва начинает течь с эффективной вязкостью. В почвоведении же важно знать диапазон влажностей, в котором почва течет. По всей видимости, это будут влажности от пересыщенных паст до некоторых значений влажности, при которых уже не действует модель Шведова, когда начинают проявляться пластические деформации. Таким образом, необходимо знать влажность почвы, при которой почва прекращает течь. Для этого стандартизируют нагрузку (напряжение) и подбирают влажность, при которой почва может изменяться без видимых пластических деформаций. Величина влажности (по аналогии с предельным напряжением сдвига или пределом текучести) называется верхним пределом пластичности, или пределом текучести. Ее наряду с некоторыми другими предложил известный исследователь механических свойств почв Альберт Аттерберг в 1911 г.

При наступлении упруго-вязкого состояния почва деформируется, но уже проявляются, слабо и малозаметно, пластические свойства, слабая «пружинистость» почвенного образца. Это довольно широкий диапазон почвенных условий, когда почва хорошо формуется и не трескается. Для нахождения влажности, при которой начинают проявляться упругие свойства, Аттербергом тоже была предложена почвенно-механическая константа – нижний предел пластичности.

Предел текучести увеличивается с увеличением содержания физической глины, органического вещества, ионной силы раствора и валентности катионов, а также доли смектитовых минералов. Иногда по пределам пластичности рассчитывают число пластичности как разницу влажностей при верхнем и нижнем пределах пластичности.

Эту характеристику используют для оценки вещественного состава почвы, ее гранулометрического состава и пр. В частности, если разница влажностей при верхнем и нижнем пределах пластичности составляет 0–7%, то это супесь, 7–17 – суглинок, >17% – глина. И ведь именно это свойство мы используем в полевых условиях, когда определяем гранулометрический состав методом скатывания в шнур увлажненной примерно в указанном диапазоне почвы: если «шнур» разламывается – песчаные (нет пластичности), трескается – суглинистые, а сворачивается без трещин – глина (высокое число пластичности).

> В почвоведении используют две константы, получивших название физико-механических констант**, или пределов Аттерберга: верхний предел пластичности (предел текучести)** – влажность почвы, когда образец течет при стандартной нагрузке. Определяется как влажность почвы, когда конус весом 76 г погружается в почву на 10 мм за конкретное время;
> **нижний предел пластичности** – предельная влажность почвы, при которой она может деформироваться без разломов. Соответствует влажности почвы, при которой образец при раскатывании в шнур диаметром 3 мм начинает распадаться на мелкие кусочки.

Таким образом, состояние почвы резко различается по своему реологическому поведению в зависимости от влажности. Основной характеристикой почвы, как мы уже знаем, является состояние структуры порового пространства. В свою очередь главной характеристикой порового пространства всей почвенной системы является основная гидрофизическая характеристика (ОГХ). Поэтому следовало бы ожидать, что на ОГХ будут выделяться различные реологические состояния, как выделяются различные категории почвенной влаги и соответствующие им почвенно-гидрологические константы. На это обратил внимание А.Д.Воронин, который количественно обосновал положение различных точек на ОГХ как точек перехода между различными реологическими моделями. Точки отражали положение на ОГХ верхнего и нижнего пределов пластичности Аттерберга и соответствовали величинам капиллярной влагоемкости (КВ) и влажности разрыва капиллярной связи (ВРК) (рис.XV.9).

Как видно из этого рисунка, пределы Аттерберга связаны с состоянием воды в почве. Верхний предел (предел текучести) обусловлен максимальным количеством капиллярной влаги, капиллярно-подпертой влагой. Он соответствует такой почвенно-гидрологической

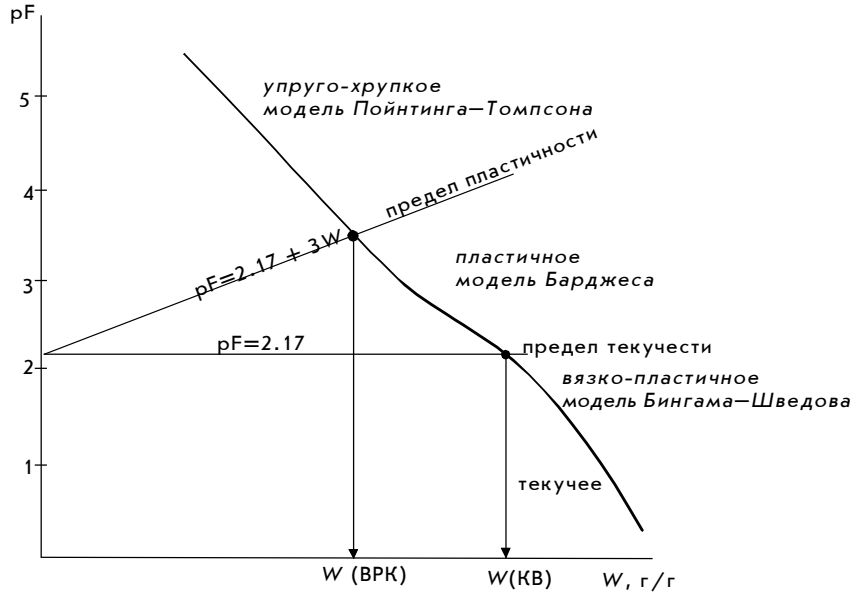


Рис.XV.9. Основная гидрофизическая характеристика и различные реологические состояния почвы. Соответствие пределов текучести и пластичности гидрологическим константам – капиллярной влагоемкости (КВ) и влажности разрыва капиллярной связи (ВРК)

константе, как капиллярная влагоемкость (КВ). А нижний предел пластичности связан с исчезновением капиллярной подвижной влаги, когда начинает доминировать влага в тонких капиллярах и пленках, почва теряет пластичность в этих условиях. Он соответствует влажности разрыва капиллярной связи (ВРК). Характеристикой, четко отражающей реологические представления о почве, их взаимосвязь с формами воды и соответствующими давлениями влаги в почве, явилась ОГХ. Мы еще раз убеждаемся в том, что ОГХ – это одно из центральных понятий в физике почв, вбирающее в себя разнообразные почвенные свойства и зависимости.

Не стоит, впрочем, надеяться на то, что с помощью ОГХ возможно описать все процессы. Нет, конечно. Прежде всего потому, что ОГХ – это равновесная зависимость, она в явной форме не отражает процессов движения, а дает возможность оценить некоторые критические состояния влажности, при которых возможен переход от текучего в пластичное состояние и т.д. Движение почвенной массы, ее течение, имеет специфические особенности, проявляющиеся в явлениях тиксотропии, реопексии, дилатансии, плывунности.

6. Тиксотропия. Реопексия. Дилатансия

Тиксотропия – способность тонкодисперсных насыщенных влагой систем разжижаться под влиянием механического воздействия, а затем, после прекращения воздействия, переходить в прежнее полутвердое (гелеобразное) состояние. Это явление обусловлено прежде всего наличием дальних коагуляционных связей и специфической формой частиц. Такое поведение – разжижение под влиянием механического воздействия и затвердевание в состоянии покоя – становится понятным, если рассмотреть приведенную на рис. XV.10 схему расположения частиц и иммобилизованной воды в состоянии покоя.

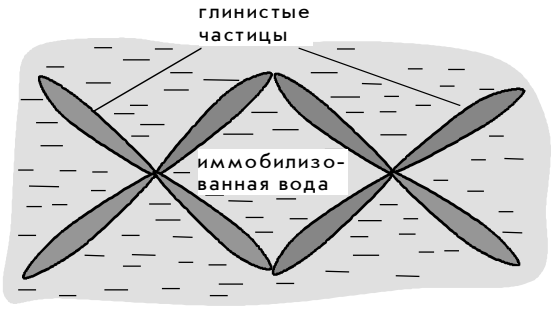


Рис.XV.10. Схема расположения глинистых почвенных частиц с иммобилизованной водой между ними

В состоянии покоя приведенная на рис. XV.10 «ячеистая» структура обладает некоторой прочностью. Но стоит только оказать на такую систему механическое воздействие в виде тряски, вращения, чередующихся ударов и проч., как непрочная структура распадается. Глинистая суспензия начинает течь.

Формирование такой тиксотропной структуры, безусловно, зависит от влажности. Предложен так называемый тиксотропный предел, или предел затвердевания – влажность, при которой грунт теряет способность к тиксотропным изменениям. Для каолинитовых глин этот предел достигается при 70–90%-ной влажности, а для гидрослюд – при 110–170%. В целом при соотношении твердая фаза – вода, близком к 1:1.

В качестве примера (рис.XV.11) приведем результаты одного опыта (см. «Физико-химическая механика природных дисперсных систем»). Первоначально глинистая масса обладала свойственной ей прочностью в состоянии покоя. Затем, в некоторый начальный момент, в эту массу был помещен специальный вращающийся стержень – возникла деформация кручения. Прочность под влиянием этого механического воздействия резко упала. А после прекращения воздействия (стрелка «окончание вращения» на рис. XV.11) вновь постепенно возросла до характерной для данной смеси прочности.

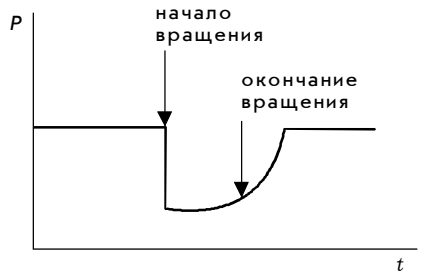


Рис. XV.11. Изменение напряжения сдвига глинистой суспензии в статических условиях (прямая, параллельная оси абсцисс) и при воздействии деформации кручения (вращения)

В природе данное явление имеет большое распространение и еще большее значение. Если глинистая масса начинает разжижаться под влиянием механических воздействий, то она начинает течь, появляются различные оползни, провалы. Такого рода поведение глин является причиной многих катастроф на железных и автомобильных дорогах, причиной несчастных случаев на болотах, представляющих собой тиксотропную смесь с влажностью выше предела затвердевания (см. *«К вопросу о…»*).

Реопексия – явление, в целом противоположное тиксотропии: возрастание прочности структуры (вязкости) при действии напряжения. Как правило, напряжения сдвига. Оно характерно для глин с частицами палочковидной формы. Направленное механическое воздействие ориентирует частицы друг относительно друга так, что образованная структура становится более прочной.

Плывунность – способность водонасыщенных дисперсных систем переходить в текучее состояние с очень низкой вязкостью при напряжениях выше предела прочности связей между частицами и оставаться в текучем состоянии по прекращении механического воздействия. Существенное отличие от тиксотропии – системы продолжают оставаться в текучем состоянии при прекращении воздействия, т.е. в плывунах отсутствуют тиксотропные свойства (восстановление структуры). А по сути это явление также связано с переходами воды, иммобилизованной в структурных образованиях, в воду свободную, подвижную. Александр Федорович Лебедев, уже известный нам по работам в области связанной воды в почвах, обоснованию методов определения максимальной молекулярной влагоемкости, был одним из основоположников науки о плывунах. Именно он указывал, что «истинный» плывун – это песчаные водонасыщенные образования, содержащие некоторое количество коллоидных частиц. Эти коллоидные частицы и формируют структуру с иммобилизационной водой. А.Ф.Лебедев впервые разработал классификации плывунов и некоторые методы оценки плывунных свойств. Конечно, данное явление свойственно в основном песчаным породам и практически не встречается в естественных почвах (см. *«К вопросу о…»*).

«К вопросу о…»

О топких болотах, зыбучих песках и плывунах

О топких болотах, которые «засасывают» людей и животных, рассказывают самые страшные истории, нередко настолько приукрашенные, что трудно отделить правду от вымысла. Хотя и вправду – это природное образование очень опасно для всего живого. Теперь, зная о физической основе явления тиксотропии, можно достаточно подробно представить механизм этого опасного явления. Топкие болота – это места, где распространены глинистые насыщенные водой тиксотропные минералы. Внешне эти места действительно кажутся твердыми, прочными, устойчивыми. Но стоит только на них ступить, проявить какие-либо механические воздействия, как они начинают резко терять свою прочность и устойчивость. Это тиксотропные болота. К несчастью, выбраться из таких мест практически невозможно. Чем интенсивнее животное пытается выбраться из болота, чем быстрее двигает конечностями, тем сильнее «разжижается» болото, тем сильнее «засасывает» оно животное. И даже когда животное совсем замрет, то и биения сердца бывает достаточно для перехода водонасыщенной глины из прочного в текучее состояние.

Зыбкие пески – также тиксотропные образования. Это, как правило, насыщенные водой пески с примесью глин, способные к тиксотропному разжижению при воздействии механических нагрузок. Из такого песка выбраться еще труднее, чем из глинистого тиксотропного болота. А некоторые зыбкие (или зыбучие) пески обладают такой низкой величиной прочностных структурных связей, что не способны выдерживать и легких вибраций.

А вот плывуны проявляются только тогда, когда вода, насыщающая эти дисперсные породы, приходит в движение. Например, при копке колодца, в горной выработке. Но тоже при механическом воздействии, когда вода переходит из неподвижного (связного) состояния в подвижное. Причем плывуны – это не обязательно пески, но и лёссы, и глинистые породы. В исследованиях плывунных образований очень много сделано известным геологом и почвоведом Александром Федоровичем Лебедевым. Вот как образно А.Ф.Лебедев описывал плывун: «Если встать на площадку вскрытого плывуна и попробовать раскачиваться, переминаясь с ноги на ногу, то плывун ведет себя как зыбун, причем вполне передается, по определению на глаз, на расстояние 4–5 м. Если такое раскачивание продолжать минут 10, то нога погружается в плывун на 10–15 см». Такое вот интересное явление и как образно описано, не правда ли?

Заметим, что, когда речь шла о тиксотропии и реопексии, отмечалось, что под механическим воздействием изменяется прочность глинистой смеси. Прочность – не что иное, как поведение почвы (глинистой массы) под нагрузками, близкими к критическим, когда происходит разрушение (изменение) структурных связей почвы. Более подробно с механическими свойствами мы будем знакомиться позднее. Отметим два важных момента в отношении тиксотропии: (1) в случае тиксотропии

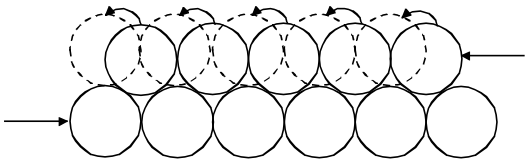


Рис.XV.12. Механизм формирования дилатантных свойств песчаных почв

и реопексии происходит изменение прочности глинистых систем во времени; (2) эти явления распространяются только в водонасыщенных грунтах. Поэтому когда речь идет об изменении прочности, то это касается прежде всего изменения вязкости. Но не только прочность может меняться под механическим воздействием. Может меняться и плотность. Это явление носит название *дилатансии*.

Дилатансия может сопровождаться изменением плотности (и прочности) почвы при механическом воздействии (как правило, при деформации сдвига). Схематически явление дилатансии выглядит следующим образом (рис XV.12). При возникновении сдвиговых усилий песчаные частицы могут перемещаться друг относительно друга, образуя более рыхлые или более плотные упаковки – происходит изменение плотности песчаных образований под действием сдвиговых усилий.

В случае дилатантных явлений связи между частицами разрушаются, происходит сдвиг частиц друг относительно друга, последствием чего может быть образование более плотных упаковок частиц. Это явление сопровождается последующим самопроизвольным восстановлением исходного сопротивления деформации за счет сил тяжести по прекращению действия механических сил. Оно повсеместно проявляется в почвах при различных механических воздействиях на нее. Безусловно, в случае воздействия, например, колесной техники это явление выступает совместно с другими, в этом случае почва подвергается нормальным мгновенным и касательным нагрузкам. Мы сталкиваемся с этим явлением, когда изучаем сопротивление пенетрации в песчаных, опесчаненных почвах, горизонтах. В результате, как правило, почвоведы изучают реологические, а точнее, структурно-механические свойства, физическую основу которых составляют рассмотренные реологические, дилатантные явления и модели.

Тиксотропия – способность тонкодисперсных насыщенных влагой систем разжижаться под влиянием механического воздействия, а затем, после прекращения воздействия, переходить в прежнее полутвердое (гелеобразное) состояние.

Дилатансия – явление изменения плотности и физико-механических свойств почвы при механическом воздействии (при деформации сдвига).

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

1. Основным реологическим понятием для почв является деформация, которая подразделяется на упругую и пластическую (остаточную). Изучение деформаций почв основано на использовании следующих параметров: напряжений сжатия (P_σ) и сдвига (P_τ), а для изменений порового пространства – коэффициент пористости (e) и уплотнение (осадка) – l_p для напряжений сжатия, тангенс угла сдвига ($\mathrm{tg}\alpha$) , сдвиг (γ) и скорость сдвига, или скорость деформации для сдвиговых деформаций.
2. В классической реологии предложен ряд идеальных «образов» – реологических моделей: модели идеально упругого, идеально вязкого и идеально пластичного тел. Реальные природные объекты моделируются с помощью различных комбинаций указанных идеальных моделей.
3. Вязкость структурированных суглинистых систем (почвенных паст в диапазоне влажности, близком к насыщению) – величина переменная и при некотором воздействующем напряжении резко снижается за счет разрушения структурных связей, достигая постоянных значений при минимальном напряжении разрушения или максимальном пределе текучести. Поведение почвенных паст описывается моделью Бингама–Шведова. Зависимости эффективной вязкости от напряжения – реологические кривые, на которых определяют характерные величины: напряжения P_{τ_1} и P_{τ_2} – предел текучести и максимальный предел текучести, η_0 и $\eta_м$ – максимальная и минимальная эффективные вязкости, отражающие структурные свойства глинистых паст.
4. Одна и та же почва (даже почвенный образец) в зависимости от влажности может проявлять свойства текучего, упругого, пластичного и хрупкого (разрушающегося на отдельности) тела. При влажности почвы, близкой к полному насыщению до определенного предела влажности, почва проявляет свойства текучести, которые описываются моделью Бингама–Шведова. Этот предел назван «пределом текучести» (по Аттербергу). При понижении влажности в почве начинают проявляться слабоупругие свойства. Это диапазон вязкоупругого тела (модель Барджеса), но до определенного предела влажности – предела пластичности. При дальнейшем понижении влажности почва распадается на отдельности – это свойство хрупкости. Почва описывается моделью Пойнтинга–Томпсона.

5. Реологические константы, константы Аттерберга, согласуются с определенными почвенными гидрологическими константами. Предел текучести – с капиллярной влагоемкостью, предел пластичности – с влажностью разрыва капиллярной связи. Эти реологические константы могут быть определены как в прямых экспериментах, так и с помощью «секущих» по А.Д.Воронину из ОГХ.
6. Важнейшие реологические свойства, чаще в полной мере проявляющиеся в породах и реже в естественных почвах, – это тиксотропия, реопексия, плывунность и дилатансия. *Тиксотропия* – свойство тонкоглинистых (коллоидных) насыщенных влагой полутвердых систем разжижаться под влиянием механического воздействия, а затем, после прекращения воздействия, переходить в прежнее полутвердое (гелеобразное) состояние. *Реопексия* – явление в целом противоположное тиксотропии: возрастание прочности структуры (вязкости) при действии напряжения. *Плывунность* – это способность водонасыщенных грубодисперсных систем переходить в текучее состояние с очень низкой вязкостью при напряжениях выше предела прочности связей между частицами и оставаться (в отличие от тиксотропных пород) в текучем состоянии по прекращении механического воздействия. *Дилатансия* – это свойство почв и пород самопроизвольно восстанавливать исходное сопротивление деформации за счет сил тяжести по прекращению действия механических сил. Дилатансия может сопровождаться изменением плотности почвы (грунта) при механическом воздействии (как правило, при деформации сдвига).

Литература

Сергеев Е. М. и др. Грунтоведение. М.: Изд-во Моск.ун-та, 1971.

Манучаров А. С., Абрукова В. В., Черноморченко Н. И. Методы и основы реологии в почвоведении. М.: Изд-во Моск.ун-та, 1990.

Физико-химическая механика природных дисперсных систем. /Под ред. Е.Д.Щукина, Н.В.Перцова, В.И.Осипова, Р.И.Злочевской. М.: Изд-во Моск .ун-та, 1985. 260 с.

Щукин Е. Д., Перцов А. В., Амелина Е. К. Коллоидная химия. М.: Изд-во Моск.ун-та, 1982. 348 с.

Часть XVI

ДЕФОРМАЦИИ ПОЧВ

1. Основные понятия

При изменениях почв под влиянием внешних нагрузок в естественных условиях, как правило, происходит сразу несколько типов деформаций. Представим себе, что по поверхности почвы движется какое-либо транспортное средство (рис. XVI.1).

Из-за механического давления почва будет уплотняться непосредственно под колесом, а также передвигаться в стороны от воздействующего колеса (стрелки на рис.XVI.1). Изменения почвы под действием перпендикулярно расположенной к поверхности силы, т.е. непосредственно вниз от колеса, – это уплотнение под действием напряжения сжатия или под действием нормального давления (напряжения), что подчеркивает расположение воздействующей силы по нормали к поверхности. Изменение почвы, наблюдающееся в стороны от воздействующего колеса, происходит за счет напряжения сдвига. Это давление (напряжение) заставляет почвенные слои перемещаться друг относительно друга, «скользить» один почвенный слой по другому. Для того чтобы понять и научиться предсказывать изменения почвы под воздействием различных механических воздействий – будь то транспортные средства, неподвижные сооружения или движущиеся в почве организмы необходимо первоначально освоить специфику деформаций под влиянием нормального и тангенциального усилий – деформаций уплотнения и сдвига.

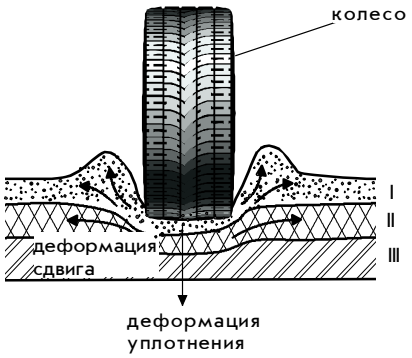


Рис. XVI.1. Деформации уплотнения и сдвига при движении транспортного средства по почве: I, II, III – почвенные слои

2. Деформации сжатия (растяжения)

Из рис. XVI.1, с которого начинается эта часть курса, уже совершенно ясно, что почва будет по-разному вести себя под воздействием давления, оказываемого перпендикулярно ее поверхности или сбоку – тангенциально. Первое воздействие – уплотнение под колесом – это деформации сжатия. Остановимся на количественном описании этого типа деформации.

Процессы уплотнения под действием нормального давления зависят от влажности почвы. Если уплотняется насыщенная влагой почва, то скорость уплотнения будет еще определяться и скоростью оттока влаги из образца. Этот процесс называется *консолидацией*. Если же образец не насыщен влагой, то его уплотнение будет происходить за счет уменьшения объема порового пространства, заполненного воздухом, т.е. за счет воздухоносной порозности, – это процесс *уплотнения*. А если образец сжимается за счет как уменьшения воздухоносной порозности, так и оттока воды, – это процесс *компрессии*. Итак, компрессия в целом включает процессы уплотнения и консолидации. Длительные механические воздействия на насыщенную почву в природе встречаются редко. Поэтому в реальных условиях нередко отождествляют компрессию с уплотнением, хотя в общем виде следует помнить формулу «компрессия = уплотнение + консолидация».

Рассмотрим процесс компрессии почвы в следующем опыте. Образец не насыщенной влагой почвы поместим в цилиндр. На поверхность почвы в цилиндре поместим груз; тем самым будем сдавливать почву с некоторым давлением P_σ, равным весу груза, деленного на площадь. Почвенный образец не в состоянии расширяться вбок. Механическое давление, оказываемое на почву сверху, будет вызывать уменьшение порозности почвы за счет уменьшения объема пор, занятых воздухом.

Не только механическое давление будет сдавливать образец не насыщенной влагой почвы – его будет «сжимать» и собственная водная пленка в капиллярах и в тонких пленках. Эта величина, по модулю равная капиллярно-сорбционному давлению, называется, как указывалось ранее (см. часть VI), всасывающим давлением. Тогда общее давление на образец будет представлять сумму примененного нормального давления P_σ, и всасывающего $|P_{к\text{-}с}|$ и называться эффективным напряжением P'_σ:

$$P'_\sigma = P_\sigma + |P_{к\text{-}с}|.$$

Изменение пористости почвы под влиянием эффективного давления можно изобразить в координатах «коэффициент пористости» – «нагрузка». Пример такой кривой приведен на рис.XVI.2, а. Она называется *компрессионной кривой*.

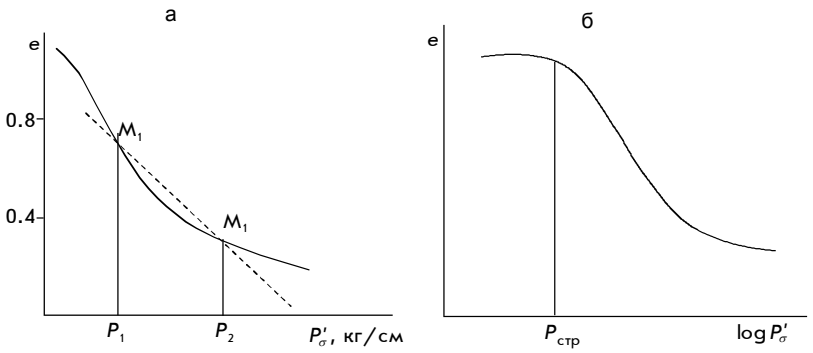


Рис. XVI.2. Зависимость коэффициента пористости почвы от нормальной нагрузки – «компрессионная кривая» – в линейных (а) и в полулогарифмических (б) координатах

На рис. XVI.2, а показано, что компрессионная кривая обычно имеет вид экспоненциально убывающей зависимости. Сначала почвенная структура способна выдержать малые нагрузки. А затем небольшое приложенное давление заметно уменьшает поровое пространство. По мере уменьшения порового пространства почвенные частицы начинают все больше и больше контактировать друг с другом, почва сжимается все меньше и меньше; кривая выполаживается. Как правило, используют полулогарифмические координаты: «коэффициент пористости» – «log(эффективной нагрузки)» (рис. XVI.2,б). В этом случае деформационная часть кривой имеет вид, близкий к линейному. И значительно лучше выделяется начальный участок малого изменения порового пространства почв при малых нагрузках вплоть до некоторой величины $P_{стр}$. До $P_{стр}$ структурные связи в почве способны выдержать прилагаемое давление. Это прежде всего ближние, сильнодействующие структурные связи. Если их нет и связи представлены дальними коагуляционными, то этот участок не выражен, и кривая плавно экспоненциально убывает. При наличии ближних структурных связей, при достижении некоторого критического значения давления они разрушаются, порозность почвы резко убывает. Величину критического давления, при котором происходит резкое изменение порозности, называют «структурной прочностью» ($P_{стр}$)

и характеризуют соответствующей величиной давления: «предкомпрессионным давлением» P_{precom} ($P_{\text{стр}}$=P_{precom}). Этой величиной количественно оценивают внутрипочвенные структурные связи, которые не разрушаются под действием эффективных нагрузок в диапазоне напряжений от 0 до P_{precom} . Она имеет большое значение для устойчивости природных объектов под действием внешних нагрузок, и на ее природе и определении позже мы остановимся специально.

Линейная часть компрессионной кривой (в полулогарифмических координатах) характеризует способность, «податливость» почвы к уплотнению. Эту часть кривой можно описать с помощью линейного уравнения типа $e = e_1 - C_c \log(P'_\sigma)$, $C_c = -\dfrac{de}{d\log P'_\sigma}$.

Величина C_c – это индекс уплотнения, показывающий, насколько изменится поровое пространство при изменении логарифма эффективного давления. Учитывая, что коэффициент пористости при уплотнении зависит только от плотности почвы ρ_b, индекс уплотнения нередко записывают в виде:

$$C_\rho = -\frac{d\rho_b}{d\log P'_\sigma}.$$

Кроме того, в большинстве практических случаев размах применяемых напряжений не слишком велик, что позволяет считать близкой к линейной и деформационную часть компрессионной кривой в линейных координатах (рис. XVI.2, а). В этом случае линейное компрессионное уравнение будет иметь вид $e = A - \alpha P'_\sigma$, где A – некоторая константа, характеризующая исходную пористость грунта, α – коэффициент уплотнения, имеющий размерность [1/Па], или [см^2/г]. Этот коэффициент, так же как и индекс уплотнения, характеризует способность почвы уплотняться под внешним воздействием при условии небольшого диапазона действующих напряжений и вида деформационной части компрессионной кривой, близкой к линейной. Коэффициент уплотнения во многом будет зависеть от фундаментальных свойств почвы (гранулометрический, минералогический составы, агрегированность и др.), а также от исходной порозности и влажности. Последнее особо важно.

> Процесс уменьшения порозности не насыщенных водой почв под влиянием эффективного давления за счет уменьшения воздухоносной порозности называется **уплотнением.**
>
> **Консолидация** – процесс уплотнения первоначально насыщенной почвы путем отбора (медленного «выжимания») воды при свободном ее оттоке. Определяется скоростью оттока воды.

Компрессия – процесс уплотнения не насыщенной влагой воды, при котором происходит изменение порового пространства почв как за счет уменьшения объема воздухоносных пор, так и за счет оттока влаги из порового пространства. Компрессия почвы включает процессы уплотнения и консолидации.

Деформация сжатия характеризуется **компрессионной кривой**: зависимостью коэффициента пористости от эффективного давления (сумма нормального механического давления и всасывающего давления почвенной влаги). Оценивается по индексу уплотнения (C_c) или коэффициенту уплотнения (α), показывающему изменение порового пространство почвы на единицу изменения давления [1/Па, 1/атм и проч.].

Величина критического давления, при которой происходит первоначальное изменение порозности и начинают проявляться деформационные изменения, называется **«структурной прочностью» ($P_{стр}$)** и характеризуется соответствующей величиной давления – **«предкомпрессионным давлением», P_{precom} (P_{precom}= $P_{стр}$).** Данная величина характеризует внутрипочвенные структурные связи, которые не разрушаются под действием небольших эффективных нагрузок.

Для характеристики грунтов по сжимаемости используют не только приведенные выше компрессионные кривые, но и кривые, полученные при перемежающихся нагрузках–разгрузках. Это так называемые кривые деформации. Если сначала придать образцу почвы постоянную нагрузку, превышающую $P_{стр}$, а потом ее снять, то динамика величины осадки образца (вспомним, что это $\Delta l/l_0$ или $\Delta V/V_0$) будет иметь следующий вид (рис. XVI.3).

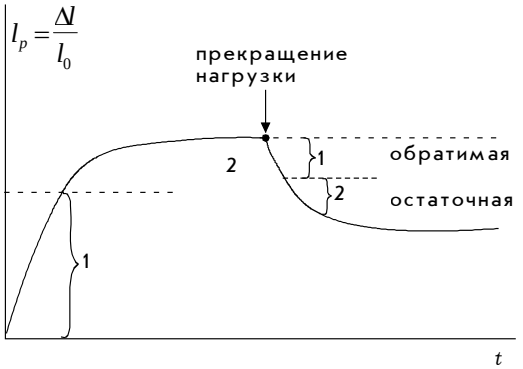


Рис. XVI.3. Кривая деформации почв при динамических нагрузках

Как видно из приведенной кривой, после применения давления, значительно превышающего $P_{стр}$, сначала объем образца изменится быстро и резко – произойдет условно-мгновенная деформация (этап 1). Затем уплотнение образца будет плавно изменяться, пока не достигнет некоторого равновесного значения. Это этап 2 – упругого последействия. Если в момент достижения равновесия снять нагрузку (на рис. XVI.3 этот момент обозначен стрелкой), то сначала произойдет быстрое увеличение объема образца, за которым последует длительная плавная стадия постепенного достижения нового равновесия. Это те же стадии 1 и 2 – мгновенной деформации и упругого последействия. Совместно эти стадии характеризуют обратимую деформацию. Однако объем почвенного образца практически никогда полностью не восстановится. Всегда возникают так называемые остаточные деформации, а кривые деформации характеризуются необратимостью и неоднозначностью процессов нагрузки–разгрузки – явлением гистерезиса. (Это явление нам уже знакомо из рассмотрения основной гидрофизической характеристики, получаемой в циклах иссушения или увлажнения. В данном случае явление аналогично – деформационная кривая зависит от того, как нагружался и разгружался образец.) Деформационный гистерезис во многом будет определяться также доминирующим типом структурных связей. Величина обратимой деформации определяется наличием кристаллизационных связей, необратимой (остаточной) – в основном коагуляционными.

Вполне понятно, что вид и компрессионных, и деформационных кривых будет определяться свойствами частиц и условиями межчастичного взаимодействия. В условиях, когда в глинистых почвах (пастах) преобладают связи коагуляционного типа с дальними контактами, глинистые системы оказываются очень отзывчивыми к действию внешней нагрузки, а величина $P_{стр}$ оказывается очень малой (рис. XVI.4). Характерными представителями такого типа компрессионных кривых являются пресноводные илы, глины, имеющие в почвенном поглощающем комплексе ионы Na. Более равномерно и постепенно уплотняются под действием нормальной нагрузки тяжелые, близкие к насыщению влагой почвы с ближними коагуляционными и смешанными контактами, в которых и величина $P_{стр}$ может достигать от одной до нескольких атмосфер. Кривая же компрессионного сжатия для тяжелых почв с фазовыми контактами имеет вид прямой, почти параллельной оси абсцисс, т.е. изменение объема таких систем практически не зависит от внешнего давления. Это обусловлено высокой устойчивостью фазовых контактов к различным внешним воздействиям.

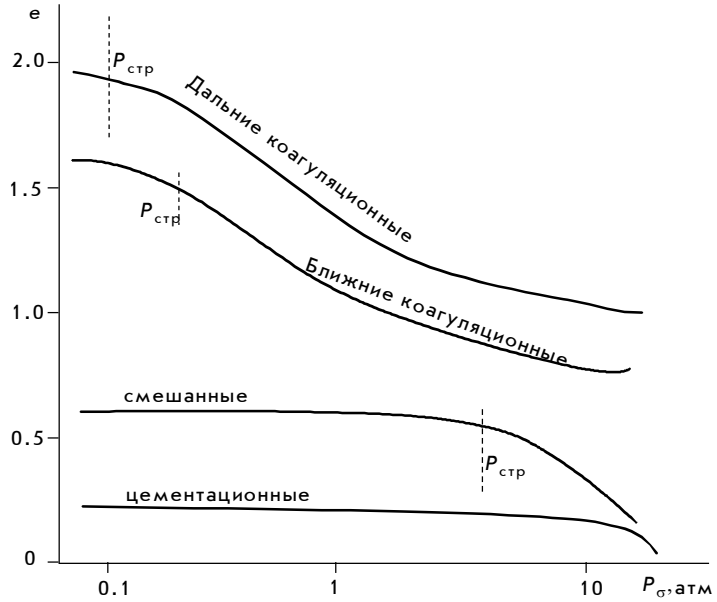


Рис. XVI.4. Компрессионные кривые для почвенных объектов с различными типами межчастичных связей (по В.А.Королеву с соавт., 1985)

Эти почвенные объекты (уплотненные тяжелые глины в не насыщенном влагой состоянии, опесчаненные суглинки, иссушенные почвы) обладают высокой прочностью, а коэффициент уплотнения очень низок, достигая сотых долей 1/атм.

Пока еще не существует способов прямо и непосредственно определить тип межчастичных взаимодействий. Поэтому характер компрессионных кривых мы кратко рассмотрим в зависимости от фундаментальных физических свойств почв, таких как гранулометрический состав, плотность, минералогический состав, структура, содержание органического вещества, аналогично тому, как мы уже поступали в части курса при рассмотрении влияния на ОГХ и функцию влагопроводности различных свойств почв.

Гранулометрический состав (рис.XVI.5, а). Вполне понятно, что уплотнению в большей мере подвержены почвы тяжелого гранулометрического состава, в меньшей мере – легкие почвы. Схематично это представлено на рис. XVI.5, а. Наклон компрессионной кривой более значителен в случае глинистых почв, а песчаные практически не уплотняются под влиянием внешней нагрузки.

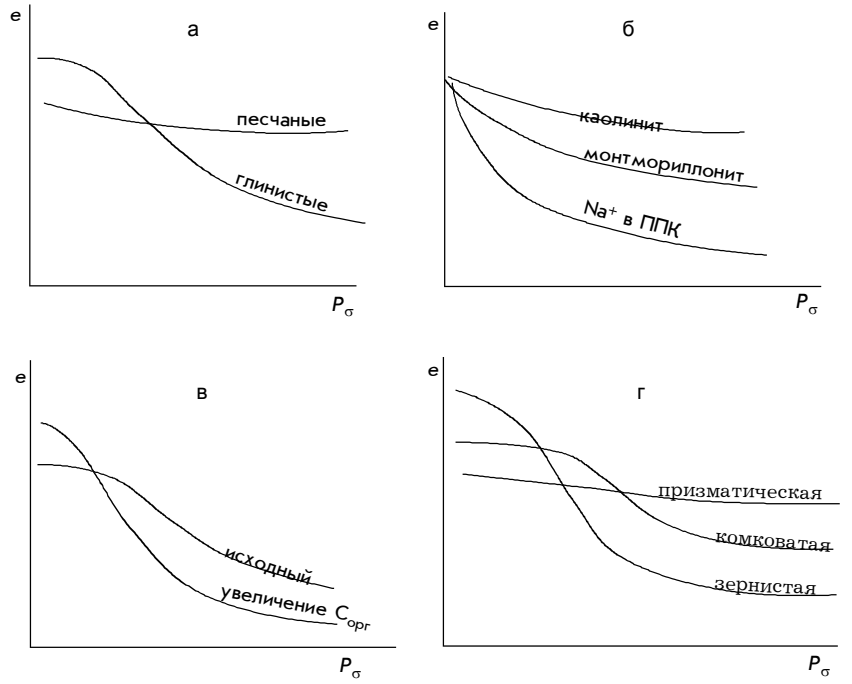


Рис.XVI.5. Изменение компрессионных кривых при различных гранулометрическом (а), минералогическом (б) составах, содержании органического вещества (в) и структуре (г) почвы

Минералогический состав и обменные катионы (рис.XVI.5,б). Почвы, содержащие минералы с подвижной решеткой, набухающие, такие как монтмориллонит, будут в большей мере подвержены уплотнению, чем содержащие минералы типа гидрослюд и каолина. И это вполне понятно – именно для частиц минералов группы смектитов характерны коагуляционные типы контактов с дальними и слабыми связями. Эти же типы контактов распространены в глинистых почвах при преобладании в почвенном поглощающем комплексе одновалентных катионов типа ионов Na. Поэтому при осолонцевании и возникает целый «букет» проблем, связанных с бесструктурностью этих почв, подверженностью их уплотнению и др. Все эти влияния отражены на рис. XVI.5, б.

Органическое вещество почв – содержание и качество (рис. XVI.5, в). В целом содержание органического вещества увеличивает крутизну компрессионной кривой. Однако во многом это увели-

чение уплотнения кажущееся. Дело в том, что, как правило, почвы, содержащие высокое количество органических веществ, – рыхлые. А чем рыхлее почва, тем больше она подвержена уплотнению. Влияние первоначальной плотности мы специально рассмотрим ниже. Сейчас же следует отметить, что в деформационных кривых стадия обратимой деформации выражена значительно сильнее в почвах с повышенным содержанием органики. Кроме того, значение имеет не просто содержание органического вещества, но и его качество. Мы уже отмечали роль компонентов органических веществ, обладающих преимущественно гидрофобными свойствами в формировании водоустойчивой структуры. Во многом аналогичная картина складывается и при механических нагрузках – почва обладает повышенным сопротивлением, более сильными структурными связями при наличии гидрофобных компонентов в составе гумусовых веществ. Впрочем, количественные взаимосвязи и механизмы влияния гидрофобных и гидрофильных компонент органического вещества почв на механическую устойчивость почв еще предстоит подробно изучить.

В этом разделе отдельно следует отметить роль гифов грибов и корней растений – стабилизирующую. Благодаря корням растений деформационная кривая практически не имеет гистерезиса, остаточная деформация выражена весьма слабо.

Структура почвы (рис. XVI.5, г). Это влияние также во многом обусловлено первоначальной плотностью, которую та или иная структура образовывает. И чем рыхлее почва, чем «зернистее и комковатей» почвенная структура, тем в большей мере почва подвержена уплотнению. Все это отражено на рис. XVI.5, г, где в качестве примера приведены компрессионные кривые для зернистого, комковатого и призматического горизонтов.

Особо важное значение для характера уплотнения имеют влажность и начальная плотность почвы. Подробнее рассмотрим возникающие в этом случае эффекты.

Влияние *влажности*. Сухие почвы практически не изменяют своего объема под действием внешних нагрузок – почвенные частицы находятся в непосредственном контакте друг с другом, их движение друг относительно друга весьма затруднено при отсутствии влаги. По мере увеличения влажности частицы получают возможность двигаться друг относительно друга. И чем влажнее, тем лучше. При некоторой влажности достигается максимум уплотнения почвы, так как при дальнейшем увеличении влажности почвы сжимаются хуже – поровое пространство постепенно заполняется водой, начинают преобладать медленные процессы консолидации. Поэтому в определен-

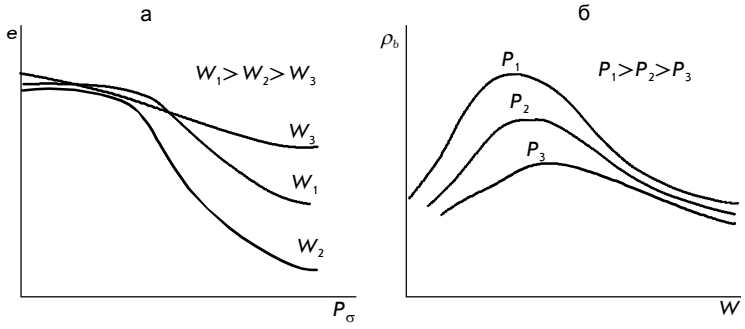


Рис. XVI.6. Компрессионные кривые для почвы при различной влажности (а) и зависимости плотности от влажности при различных уплотняющих нагрузках (б)

ном, среднем (на рис. XVI.6, а – влажность W_2) диапазоне влажностей компрессионные кривые лежат ниже кривых для более влажных или более сухих образцов (рис. XVI.6, а). Отмеченное крайнее положение кривой означает, что при этой влажности происходит наиболее заметное уменьшение пористости, прежде всего за счет доли порового воздуха. В этом диапазоне почва в наибольшей степени подвержена механическим нагрузкам. Как правило, в почвоведении принято использовать не величину коэффициента пористости, а величину плотности, которую мы непосредственно определяем в поле. В этом случае зависимость будет иметь максимум плотности в некотором диапазоне влажностей (рис. XVI.6, б). А при различных уплотняющих воздействиях уже появится семейство кривых с одним максимумом.

Но что характерно – чем слабее уплотняющее воздействие, (1) тем меньше плотность при максимальном уплотнении и (2) тем при большей влажности наблюдается этот максимум (рис. XVI.6, б). Если первый отмеченный факт тривиален, то второй – весьма интересен. Получается, что большие нагрузки способны «сломать» связи, разрушить структуру порового пространства уже в довольно сухих образцах, уплотнить их до предельных значений для данного уплотняющего воздействия. Небольшие же, напротив, не способны разрушить структурные связи при низкой влажности, и для изменения порового пространства требуется высокая влажность. Только при высокой влажности создаются условия, при которых возможно разрушение дальних коагуляционных связей, возможно уплотнение почвы. Все это в схематичном виде представлено на рис. XVI.6,б. Но это действительно «схематическое» представление. В каждом конкретном случае для каждого почвенного образца эти кривые будут различаться и изменяться в соответствии с вышерассмотренными правилами влияния грануло-

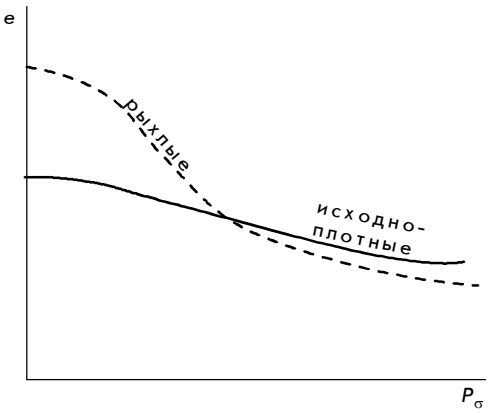


Рис. XVI.7. Компрессионные кривые для почв с различной исходной плотностью (коэффициентом пористости, *e*)

метрического, минералогического составов, структуры, содержания и свойств органического вещества. Такие кривые получают экспериментально с помощью так называемого теста Проктора (см. American Society for Testing and Materials, 1979). В этом тесте используют специальный цилиндр, в который помещают почвенный образец при различной влажности. На образец для установления равновесного состояния первоначально ставят груз определенного веса (2.49 кг) – осуществляют статическую нагрузку. Далее этот груз в цилиндре поднимают и с определенной высоты несколько раз бросают. После такого воздействия определяют плотность образовавшегося образца. Таким образом, в тесте Проктора возможно исследование изменения плотности почв при различной исходной влажности под влиянием: (1) статической нагрузки; (2) динамической (изменения во времени) нагрузки; (3) попеременной нагрузки/разгрузки – деформациям, возникающим при тряске, ударных воздействиях и проч. Получение такого рода зависимостей – одна из важных физико-механических оценок почв, характеризующих ее подверженность уплотняющим воздействиям.

Следующим важным фактором, определяющим компрессионные и деформационные кривые, является *исходная плотность почвы* – состояние перед уплотнением. Чем плотнее исходная почва, тем меньше она подвержена уплотнению. Это характеризует рис.XVI.7, на котором представлены компрессионные кривые для образцов почв с различной исходной плотностью и соответственно коэффициентом пористости.

Из приведенных рисунков видно, что уплотнению будут подвергаться лишь почвы, имеющие исходно невысокую плотность, почвы рыхлые. И это вполне понятно. В плотной почве уже создано повышенное предкомпрессионное давление (P_{precom}, «precomression stress») или $P_{стр}$, за счет которого уплотнение будет меньше. И в естественных условиях в почве наблюдается такое предкомпрессионное давление, которое обусловлено структурными связями, деятельностью

почвенной фауны, давлением вышележащих слоев, образованием ледяных линз и проч. Уметь определять это предкомпрессионное напряжение очень важно, так как результирующей, приводящей к изменению порового пространства почв, будет в этом случае не сама величина эффективного давления, а разность ее с величиной предкомпрессионного давления. При положительной разнице этих величин возможно почвенное уплотнение. Это было ясно и из рис.XVI.2,б. Таким образом, нормальное результирующее давление есть разность эффективного напряжения P'_σ и предкомпрессионного давления: $P_N = P'_\sigma - P_{\text{precom}}$, где P_N – результирующее нормальное давление сжатия, P_{precom} – предкомпрессионное напряжение. И если эффективное напряжение будет выше P_{precom}, то почва будет подвергаться уплотнению, если будет равно или меньше ($P'_\sigma \le P_{\text{precom}}$), то регистрируемых деформаций мы не обнаружим.

В целом предкомпрессионное давление будет также определяться фундаментальными свойствами почвы и ее влажностью. Оно будет тем выше, чем более глыбиста, призматична структура почвы (ниже агрегированность почвы), больше плотность почвы, и ниже влажность и содержание органического вещества в почве. Будет зависеть P_{precom} также и от многих других свойств почвы. В табл.XVI.1 приведены некоторые классификационные величины P_{precom}.

Таблица XVI.1

Классификация величин предкомпрессионого давления (P_{precom}) в почвах
(по Р.Хорну, 2000)

Классификация	P_{precom}, кПа
Очень низкое	<30
Низкое	30–60
Среднее	60–90
Высокое	90–120
Очень высокое	120–150
Крайне высокое	>150

3. Деформации сдвига

Как и в случае определения компрессионной кривой, мы воспользуемся образцом почвы, помещенным в цилиндрическую оболочку. Оболочка будет разрезана горизонтально посередине без повреждения почвенного образца. Нижнюю часть образца мы закрепим неподвижно, а на верхнюю будем давить сбоку (рис. XVI.8).

Это давление называется тангенциальным – P_τ, в отличие от нормального, которое прикладывается к образцу перпендикулярно поверхности. Будем определять смещение (Δl) верхней части образца относительно нижней за счет приложенного тангенциального напряжения. В результате мы получим равновесную кривую сдвига (рис. XVI.9). Для большинства расчетов по деформациям сдвига используют не саму величину тангенциального давления, а величину сопротивления почвы этому давлению. Она носит название сопротивление сдвигу и обозначается как τ_ε , имеет размерность давления.

От чего, от каких физико-механических свойств будет зависеть сопротивление сдвигу? Прежде всего от сцепления почвенных частиц. *Сцепление* (или, как иногда говорят, жесткость) – это связь между отдельными почвенными частицами, обусловленная, как правило, жесткими необратимыми кристаллизационными и смешанными связями – C [Па и др. единицы давления]. Это основная составляющая сопротивления сдвигу. К ней нередко добавляется и еще одна составляющая, обусловленная явлением дилатансии. Вспомним, что дилатансия – это изменение плотности (прочности) при деформациях сдвига. Под действием касательного напряжения почвенные частицы начинают передвигаться друг относительно друга, формируя более рыхлую (или плотную) структуру. Плотность (и прочность тоже) может при этом уменьшаться или возрастать в зависимости от первоначальной упаковки частиц.

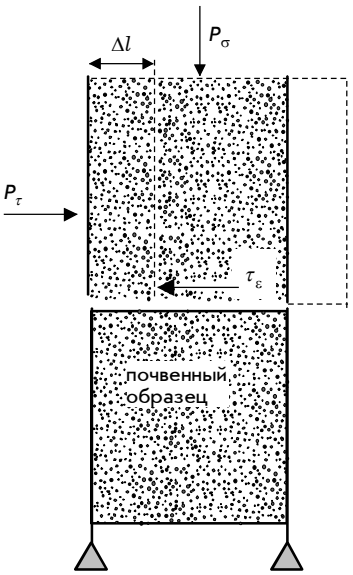


Рис. XVI.8. Схема формирования сопротивления сдвигу (τ_ε) и деформации сдвига под влиянием тангенциального напряжения (P_τ) и нормального давления (P_σ)

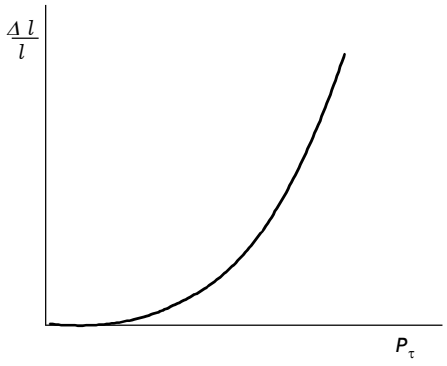


Рис. XVI.9. Зависимости деформации сдвига от тангенциального давления

Это явление, как правило, оказывает заметное влияние в легких почвах и менее распространено в глинистых. И еще одно явление, обусловливающее напряжение сдвига, – это внутреннее трение. При движении почвенные частицы будут тереться друг о друга, формируя внутреннее трение. Нередко это явление отождествляют с формированием так называемого угла откоса грунта. Угол откоса образуется между почвенным образцом и горизонтальной поверхностью, на которую это образец помещен. Вполне понятно, что угол будет существенно зависеть не только от фундаментальных свойств образцов (гранулометрия, минералогия и пр.), но и от его влажности: чем она больше, тем меньше угол откоса. Итак, три основных явления обусловливают сопротивление сдвигу – сцепление, дилатансия и внутреннее трение. Так как первые два – явления одного порядка, связанные с формированием прочностных свойств, оба они входят в величину сцепления *C*.

Сопротивление сдвигу (τ_ε, Па, атм и проч.) – это давление, оказываемое почвой при действии касательных (тангенциальных) напряжений.
Сцепление (*C*, Па, атм и проч.) – это взаимодействие между отдельными почвенными частицами, обусловленное, как правило, жесткими необратимыми кристаллизационными и смешанными связями. Это часть сопротивления сдвигу, которая не зависит от нормального давления.

Сдвиговые деформации в почве возникают, как правило, не только под действием касательных напряжений, но и оказываемых сверху напряжений сжатия (вспомним рис.XVI.1 – деформации почвы под колесом). Поэтому в самом общем случае сопротивление сдвигу будет определяться еще и нормальным давлением P_σ, которое будет воздействовать на величину внутреннего трения, и независимой от нормального давления величиной сцепления. Эта взаимосвязь выражается классическим уравнением Кулона: $\tau_\varepsilon = P_\sigma \operatorname{tg}\varphi + C$,
где P_σ – нормальное давление [кПа, атм], *C* – сцепление [кПа, атм], $\operatorname{tg}\varphi$ – коэффициент внутреннего трения [безразмерная величина]. Из этой формулы становится понятным смысл коэффициента внутреннего трения – это коэффициент пропорциональности между вертикальным уплотняющим давлением и частью сопротивления сдвигу, обусловленного только возрастанием внутреннего трения за счет этого уплотняющего воздействия. Это хорошо видно из рис XVI.10, представляющего график зависимости сопротивления сдвигу от нормального давления – прямой, имеющей наклон, равный $\operatorname{tg}\varphi$, и отсекающей

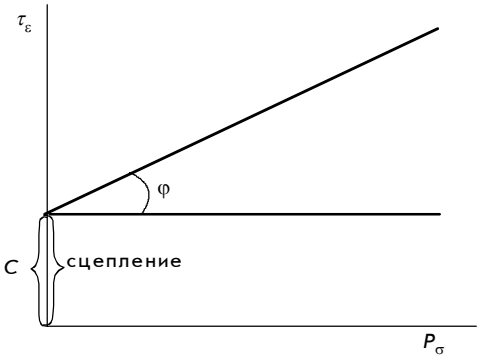


Рис. XVI.10. Зависимость сопротивления сдвигу от нормального давления

на оси ординат постоянную величину – величину сцепления *C*. Физический же смысл этого параметра заключается в том, что по поверхности скольжения образуется тонкая зона разрыхления, частицы трутся друг о друга, что отражается в величине tgφ, которая может быть больше единицы (т.е. увеличивать воздействие нормальной силы) в плотных, с призматической блочной структурой почвах, в песках, и меньше единицы – в рыхлых глинах.

Для понимания того, как влияют почвенные свойства на величины сцепления и угол внутреннего трения, какие значения принимают эти величины в поверхностных горизонтах почв, приведена табл. XVI.2. В этой таблице представлены характерные величины сцепления и угла внутреннего трения для некоторых почвенных объектов.

Таблица XVI.2

Величины сцепления и угла внутреннего трения для некоторых почвенных объектов при давлениях влаги – 60 и –300 кПа. [Цит. по Р.Хорну (Horn, 1988)]

Горизонт (сложение)	Плотность, г/см^3	Содержание частиц, <0.002 мм, %	Сцепление, *C*, кПа при давлении влаги (см водн. ст.)		Угол внутреннего трения φ, [град] при давлении влаги (см водн. ст..)		Структура горизонта
			–60	–300	–60	–300	
Ah (ненарушенного сложения	1.32	20	38.1	44.4	53.1	56.9	Комковатая
Ah (растертый)	1.10	19	11.1	15.8	47.4	50.4	Бесструктурный
B (ненарушенного сложения)	1.47	24.5	28.8	126.0	45.5	52.7	Призматическая
B (растертый)	1.45	24.5	14.4	26.2	38.4	44.2	Бесструктурный

Из приведенной табл. XVI.2 видно, что сцепление в поверхностных горизонтах может достигать десятков кПа, заметно повышаясь при снижении влажности, уплотнении и увеличении структурированности почвы. А вот угол внутреннего трения в большей мере зависит от морфологии почвенной структуры, наличия корней растений. Общим же является то, что при обесструктуривании почв, потере агрегатности обе эти составляющие сопротивления почвы сдвигу заметно уменьшаются; это приводит к резкому снижению и τ_e. Таким образом, чем лучше выражена агрегированность и более стабильна структура, тем выше угол внутреннего трения. С другой стороны, чем выше уплотнение почв и ниже их влажность, тем выше и почвенное сцепление. А в итоге сопротивление почвы сдвигу увеличивается, в основном при увеличении агрегированности, плотности почвы, содержания корней и уменьшении влажности (давления почвенной влаги).

4. Природные и антропогенно обусловленные физико-механические явления при деформациях сжатия и сдвига

Просадочность почв. Явление чрезвычайно часто наблюдается в природе, в особенности для почв на лёссах и лёссовых породах. В степной зоне нередко можно наблюдать бессточные котловины, так называемые «степные блюдца», или «поды». Они образуются за счет просадки лёссовых пород. Именно для этих пород характерен особый вид компрессионной кривой, когда 1-й пологий участок слабого изменения порозности под нагрузкой резко меняется крутым – после достижения критической величины структурной прочности $P_{стр}$ (см. рис. XVI.2, б). Лёссы обладают низкой «структурной прочностью» или низким P_{precom}. Связано это со следующими особенностями лессовых пород:

– лёссы обладают высокой пористостью при доминировании коагуляционного типа связей;

– лёссы имеют низкую гидрофильность при среднесуглинистом гранулометрическом составе. Поэтому резкие уплотнения, просадки начинаются при низкой влажности;

– в лёссах нередко имеются легкорастворимые соли, которые при увлажнении переходят в растворимое состояние, повышают порозность, снижают энергию коагуляционных связей.

Оползни. Это явление относится к деформациям сдвига. На рис. XVI.11 приведен пример, когда за счет ряда явлений (увлажнение почвы, изменение внутренних связей и угла внутреннего трения и проч.)

Рис. XVI.11. Деформации сдвига при откосе полотна и формирование поверхности скольжения

часть почвы начинает скользить вниз. Образуется так называемая поверхность скольжения. Соскользнувшие по этой поверхности почва или грунт могут иметь немалые объемы. Такие явления образуются не только на откосах дорог. Они наблюдаются и при различных искусственно или естественно возникающих нагрузках (например, опорах линий электропередач и проч.). В этом случае почва может «выпираться» из-под опоры, могут возникнуть разрушения.

Уплотнение почвы под действием сельскохозяйственных машин. Это чрезвычайно важная, актуальная, сложная и историческая проблема. Историческая – так как человек уже веками применяет плуг, а в настоящее время и разнообразные агротехнологии (см. *«К вопросу о…»*)

Проблема уплотнения важна и актуальна, потому что механические нагрузки на почвы возросли за последнее время во много раз, прежде всего в связи с интенсификацией сельскохозяйственного производства. Напомним, что простой колесный трактор оказывает контактное давление около 100 кПа, а такие мощные, как К-700 (701) «Кировец» – до 190–220 кПа. Вполне понятно, что если такие агрегаты будут проезжать по влажной рыхлой почве, да еще несколько раз, уплотнение может достигнуть больших, критических величин и распространиться глубоко в нижние слои. Поэтому предложены некоторые экспериментально обоснованные критические величины по весу механизмов и их давлению на почву, а также по почвенным условиям обработки. В частности, А.Г.Бондарев (1990) указывает критические величины контактного давления на почву: весной при влажности выше НВ – 80 кПа и при влажности ниже 0.5 НВ – 180 кПа. В летний и осенний периоды критическое давление увеличивается до 100 и 210 кПа соответственно.

Этот подход по предотвращению уплотнения почв – назначение и соблюдение границ применения сельскохозяйственной техники по параметрам давления ее на почву и по почвенным условиям (гранулометрия, влажность прежде всего) – сейчас наиболее распространен. Он, безусловно, оказывает свое охранное воздействие на почвенный покров. Однако в задачи науки входит не только вводить

необходимые ограничения, но и предсказывать, прогнозировать явление. В данном случае – уплотнение, причем не только поверхностное, но и глубинных слоев почвы.

«К вопросу о….»

Обработка почвы

Можно сказать, что история современного человечества началась с того момента, как человек научился обрабатывать почву. Именно тогда, когда человек начал рыхлить почву, бросать в нее семена растений, появилась первая возможность накапливать продукты питания, т.е. запасать продовольствие. Запасы продовольствия в свою очередь должны были привести к концентрации населения, появлению первых поселений, обмену товарами. Это и были первые истоки современной цивилизации с ее торговлей, специализацией, деньгами и городами (слово цивилизация почти дословно означает «городская жизнь»). И в это время наши предки уже имели достаточно полные знания о том, как надо рыхлить почву, вносить в нее органические остатки, как сохранять и регулировать влажность в почве. И что удивительно, с тех пор, с поры эмпирических знаний о почвенном плодородии, изменения происходили медленно и незначительно. Плуг, изобретенный в Египте, почти не изменялся в своей конструкции около 1000 лет! И лишь примерно в 800 г. до н.э. в Месопотамии появились плуги, обитые железом, что позволило вспахивать тяжелые плодородные почвы и способствовало первому скачку изобилия зерна. А первых культурных растений, по мнению многих ученых, было всего семь: пшеницы однозернянка и двузернянка, ячмень, чечевица, вика, горох и лен. Первые посевы были произведены где-то на Ближнем Востоке, возможно, в долине Иордана, возможно, в верховьях Тигра и Евфрата. Именно в этих местах археологические исследования обнаруживают семена всех указанных растений. А уж затем эти растения распространились по всему Леванту, а затем уже по Нилу, на север Африки. И древние люди, вспахивая землю, получая излишки зерна, и не заботясь ежедневно о добывании пропитания, уже могли заниматься делами, свойственными только человеку, – искусством, изобретательством, мифами и науками.

Это был первый всплеск формирования цивилизаций. Другой, также обязанный почвенному плодородию, по-видимому, может быть приурочен ко второй половине XIX века. В это время появляются промышленные технологии, позволяющие в большом количестве производить дешевые минеральные удобрения. Это усиливает рост городов, повсюду он идет высокими темпами. К несчастью, массовое производство удобрений совпало тогда с изобретением бездымного пороха, а посему и рост городов, и передел мира сопровождались войнами.

А началось все с того, что около тысячи лет назад человек палкой или каменным орудием взрыхлил почву и бросил в нее несколько семян.

5. Прогноз уплотнения почв

Проблема эта очень сложная, прежде всего потому, что чрезвычайно трудно прогнозировать распространение уплотняющего воздействия внутрь почвы – предсказать уплотнение нижележащих слоев. Трудно не только оттого, что это распространение носит нелинейный характер, но и потому, что почвенная толща имеет горизонты, нередко заметно различающиеся по своим свойствам. На данный момент наиболее широко распространены экспертно-экспериментальные способы прогноза уплотнения. Методы основаны на известных общих закономерностях распределения давления нагрузки в почвах и соответственно уплотнения глубинных слоев почвы. Эти закономерности понятны из приведенных выше зависимостей компрессионной кривой и деформации сдвига от фундаментальных свойств почвы. Уплотнение будет больше и распространяться глубже, если:

- выше контактное давление техники на почву;
- тяжелее по гранулометрическому составу почва и выше содержание иона Na в ППК;
- мельче (а в пределе – бесструктурней) почвенные агрегаты;
- влажность почвы находится в диапазоне от ПВ до НВ – диапазоне наибольшей чувствительности почвы к уплотняющему воздействию.

Эти закономерности должен знать эксперт. Располагая экспериментальными данными по конкретной почве (о ее гранулометрии, структуре, влажности во время проведения сельскохозяйственных работ и др.), он дает экспертную прогнозную оценку.

Интенсивно развиваются прогнозные количественные подходы. В частности, физически обоснованный метод прогноза, использующий уравнение Буссинеска (Bussinesq, 1885), исходит из предположении что почва – гомогенная и эластичная среда. Уравнение Буссинеска предсказывает величину давления на глубине z, P_z, по величине радиуса (r), площади приложения напряжения на поверхности почвы (P_0) и по величине так называемого фактора концентрации напряжения (M_k):

$$P_z = P_0 \left\{ 1 - \frac{1}{\sqrt{\left[\left(\frac{r}{z} \right)^2 + 1 \right]^{M_k}}} \right\}.$$

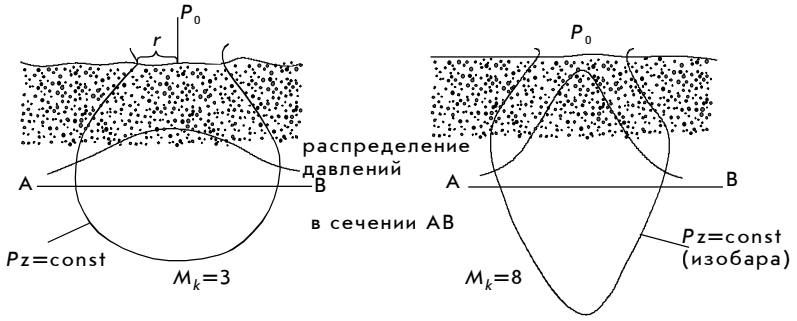


Рис. XVI.12. Зоны распространения внешнего уплотняющего давления (P_0) при различных значения фактора концентрации напряжения ($M_к$)

Конечно, самое сложное – определить фактор концентрации напряжения M_k, тем более что он очень заметно влияет на форму распространения напряжений в почве, а сам зависит от многочисленных свойств почвы. Действительно, при увеличении фактора концентрации форма контура воздействующего напряжения заметно сужается, распространяясь в более глубокие слои (рис. XVI.12). Поэтому от M_k прежде всего будет зависеть и уплотнение почв в нижележащих слоях. В свою очередь M_k будет определяться морфологическими особенностями почвенной структуры, гранулометрическим составом и другими фундаментальными свойствами, а также влажностью. На рис. XVI.13 схематически приведено изменение M_k, полученное на основе данных Р.Хорна (R.Horn, 1988): M_k будет возрастать при потере почвы структурности, увеличении влажности, содержания глинистых частиц и органического вещества.

Соответственно в случае обесструктуривания почв, ее увлажнения почва будет уплотняться значительно глубже, это уплотнение будет накапливаться, приводя к формированию уплотненных внутрипочвенных слоев, затрудняющих движение воды, воздуха, проникновение корней. Это проблема «подпочвенного уплотнения». Как предсказать это уплотнение? Надо знать величину M_k для данной конкретной почвы и с помощью реальной нагрузки на поверхность почвы рассчитать давление на глубине *z*. Далее, надо знать предкомпрессионное давление, P_{precom}: если рассчитанное внешнее давление будет превышать P_{precom}, то будет происходить уплотнение на глубине *z*. Мы уже знаем, что и M_k и P_{precom} зависят от влажности и от фундаментальных почвенных свойств – структуры, гранулометрии, минералогии (которую нередко представляют в виде состава поглощенных оснований), исходной плотности, содержания органичес-

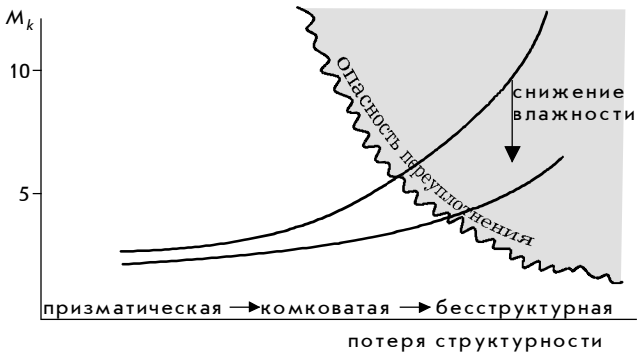


Рис. XVI.13. Изменение фактора концентрации напряжения ($M_к$) при изменении структуры, влажности почвы. Серым цветом схематично показано увеличение опасности внутрипочвенного уплотнения при росте $M_к$

кого вещества. Определить аналитический вид указанных зависимостей не представляется возможным. И здесь опять на помощь приходит уже известный нам подход – педотрансферные функции. Мы использовали этот подход при расчете основной гидрофизической характеристики (ОГХ) по отдельным почвенным свойствам. Тогда с помощью различных уравнений, как правило, регрессионного типа, находили зависимости точек на ОГХ от гранулометрического состава, плотности почвы, содержания органического вещества и других свойств, группируя их по отдельным почвенным типам и почвенным горизонтам. Такой же подход предлагается и в случае расчета M_k и P_{precom} как необходимых элементов прогноза уплотнения почв в нижних слоях. Этот подход активно разрабатывается немецким профессором Райнером Хорном. Он предлагает следующие этапы при использовании педотрансферных функций. Сначала надо рассчитать P_{precom}. Предкомпрессионное давление для слабоструктурных, например песчаных, почв будет зависеть лишь от исходной плотности почвы и ее влажности. В этом случае уравнения для расчета P_{precom} несложны, всего два параметра. А вот по мере агрегатообразования в тяжелых почвах все большее влияние будут оказывать величины сцепления и угла внутреннего трения. По известным данным о гранулометрии, содержании органического вещества, структурных классах (зернистая, комковатая, призматическая, блочная, глыбистая) рассчитывают по педотрансферным функциям сцепление и угол внутреннего трения, а затем и P_{precom}. Затем, зная величину контактного давления колеса, по величинам P_{precom} и основным физическим свойствам *i*-го почвенного слоя рассчитывают величину M_k и напря-

жение в этом слое на глубине z. Если это давление будет больше предкомпрессионного – слой будет уплотняться. Следует рассчитать напряжение и в $(i+1)$-м слое, на глубине $(z+1)$. Если и в этом слое P_{precom} окажется меньше рассчитанного, $(i+1)$-й слой также будет уплотняться. Подобным образом рассчитывают уплотнение почвы на всех возможных глубинах, так называемое «подпочвенное уплотнение».

6. Сопротивление пенетрации

В почвоведении всегда была потребность быстро и точно оценить состояние почвы в отношении условий проникновения в нее корней растений, сельскохозяйственных орудий и проч. Поэтому было предложено понятие *«сопротивление пенетрации почвы* (грунта), P_{pen}» – сопротивление почвы внедрению в нее металлического зонда цилиндрической или конусообразной формы небольшого диаметра (обычно от 1 до 5 мм). Оно является аналогом предельного напряжения сдвига, используемого в коллоидной химии. Традиционно до сих пор в почвоведении в отношении сопротивления пенетрации используют и термин «твердость почвы». Таким образом, сопротивление пенетрации и твердость – термины–аналоги, но использование термина «сопротивление пенетрации» более физически строго, так как *твердость* – сопротивление материала вдавливанию или царапанию – не является физической постоянной, а представляет собой сложное свойство, зависящее как от прочности и пластичности материала, так и от метода измерения.

Определение сопротивления пенетрации проводят специальными приборами – пенетрометрами, которые ранее назывались твердомерами. При внедрении зонда пенетрометра в почве происходят разнообразные процессы. Лучше всего это рассмотреть на схеме (рис. XVI.14, а). Как видно из этой схемы, при внедрении конусного зонда происходят разнообразные процессы: уплотнение почвы, деформации сдвига, а также трение металла о почву. Поэтому получаемый параметр несет в себе разнообразную информацию и в большинстве случаев важен как самостоятельная величина – сопротивление пенетрации.

В результате при использовании пенетрометров мы экспериментально определяем силу, которая необходима для внедрения штампа (конусного либо цилиндрического) в почву. Эту силу можно измерить с помощью пружины, как в пенетрометре МВ-2 или конструкции Н.А.Качинского. В этом случае следует обратить внимание на тарировку пенетрометра. Необходимо регулярно тарировать пружинные пе-

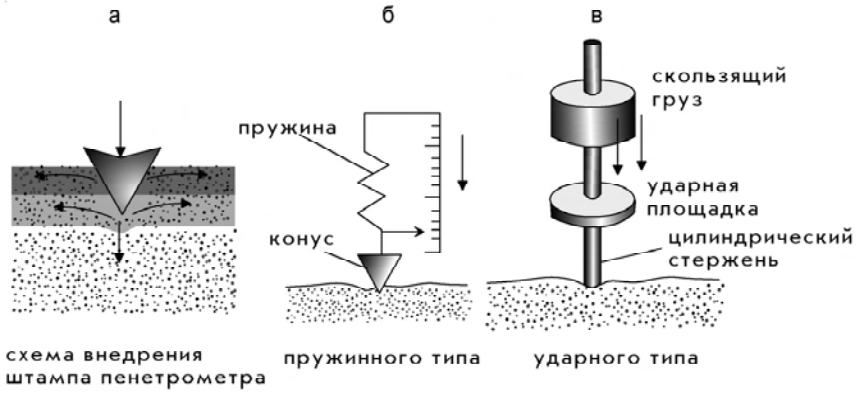


Рис. XVI.14. Схема внедрения конического штампа пенетрометра (а) и основные типы пенетрометров: пружинный (б) и ударного типа (в)

нетрометры, прикладывая известные грузы к пружине (или сдавливая пружину и одновременно измеряя сдавливающую нагрузку, например на весах, в кг или г) и определяя соответствующие показания шкалы пенетрометра. Значения регистрируемой силы (F) следует относить к постоянной площади цилиндрического или основания конусного штампа (S), получая значения сдавливающего напряжения (или давления): $P = F/S$. Зависимость показания шкалы пенетрометра от придаваемой нагрузки линейная (ведь это же закон Гука!). Поэтому для пружинных пенетрометров (МВ-2 и Качинского, рис. XVI.14,б) необходимо найти константу прибора K – величину напряжения сжатия (МВ-2) или растяжения (пенетрометр Качинского) на единицу шкалы (h) (в Па/см или (кг/см^2)/см, т.е. [*давление*/*длина*]). И в случае пенетрометра Качинского сила внедрения составит $P_{pen\text{Качинского}} = Kh$, а случае микропенетрометра $P_{pen\ \text{микропенетрометр}} = P_m - Kh$, где P_m – напряжение пружины при максимальном сжатии (максимальная отметка шкалы) на площадь конуса пенетрометра, [кг/см^2].

Сопротивление пенетрации для пенетрометров ударного типа (рис. XVI.14, в) рассчитывается по массе скользящего груза, высоте и количеству падений. Используется следующая формула:

$$P_{\text{pen}} = n\frac{mgh_1}{Sh_2},$$

где n – количество падений груза массой m (mg – вес груза, кг) с высоты h_1, S – площадь погружаемого в почву стержня, h_2 – глубина внедрения стержня. Получаемая размерность [кг/см^2].

Сопротивление пенетрации зависит от разнообразных почвенных свойств, так же как и компрессия, и сопротивление сдвигу. Прежде всего это влажность, при которой производят измерение, ведь, как правило, измерение производят в полевых условиях. Эта зависимость P_{pen} –*W,* весьма интересна – она нелинейная, зависит от агрегированности почвы. В песчаных и хорошо структурированных почвах по мере подсыхания почвы наблюдается максимум сопротивления пенетрации при влажности, близкой к 0.5–0.6 НВ (т.е. близкой к ВРК). А при дальнейшем иссушении сопротивление пенетрации убывает, так как почва распадается на отдельные песчинки или агрегаты. А вот в бесструктурной почве или почве с призматической структурой сопротивление пенетрации возрастает при уменьшении влажности практически линейно. Схематически это представлено на рис. XVI.15.

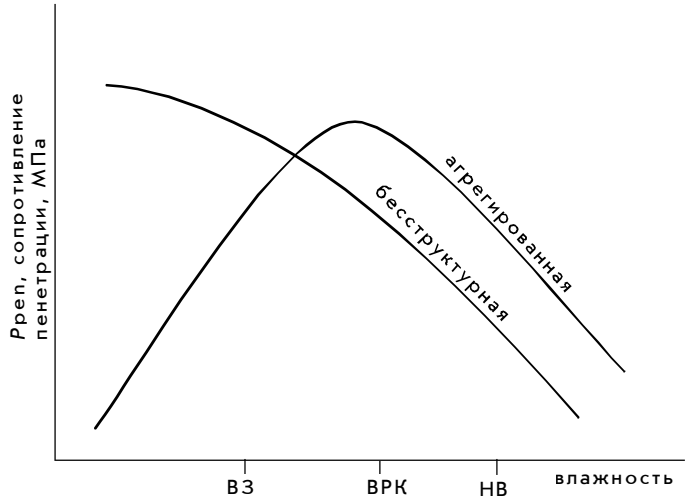


Рис. XVI.15. Вид зависимости сопротивления пенетрации от влажности для разных по структурному состоянию почв

Кроме того, сопротивление пенетрации, конечно же, будет зависеть от таких фундаментальных свойств, как гранулометрический состав, минералогический состав и состав ППК, агрегатный состав, и, наконец, плотность почвы. Из общих закономерностей отметим следующие. Сопротивление пенетрации увеличивается при одной и той же влажности (давлении влаги) в почве:

– в песчаных почвах (песок ведь непластичен, обладает жестким каркасом);
– при увеличении плотности почвы;

– при уменьшении доли Na^+ в ППК;
– при снижении доли смектитовых минералов в составе глинистой части почвы;
– при снижении содержания агрономически ценных агрегатов в структуре почвы.

Даже это весьма упрощенное и схематичное представление о зависимости сопротивления пенетрации от почвенных свойств указывает на его важность для оценки почв. Именно поэтому измерение этого свойства является одним из обязательных при агрофизических обследованиях почвенного покрова. Однако всегда следует учитывать состояние влаги в почве, ее влажность, а также метод (прибор), с помощью которого производится измерение этой важной характеристики. Критическим значением сопротивления пенетрации, при которой затруднено проникновение корней в почву и растения начинают заметно страдать от повышенного сопротивления проникновению корней, считается величина 3 МПа (≈30 кг/см^2). Более подробные классификации этого свойства – в разделе «Справочные материалы».

Сопротивление пенетрации почвы – сопротивление почвы внедрению в нее зонда цилиндрической или конусообразной формы небольшого диаметра (P_{pen}, кПа или другие единицы давления). Определяется с помощью специальных приборов – пенетрометров, которые необходимо тарировать, находя в специальных экспериментах постоянную прибора – величину напряжения сжатия или растяжения на единицу шкалы прибора (в Па/см, или (кг/см^2)/см, т.е. [давление/длина].

Сопротивление пенетрации характеризует способность почвы противодействовать проникновению в нее не только агротехнических орудий, но и корней растений. Повышенное сопротивление пенетрации указывает на переуплотненность почвы. Критическое значение P_{pen} для суглинков составляет около 3 МПа.

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

1. Деформации сжатия/растяжения и сдвига определяются (1) соотношением сил притяжения–отталкивания, проявлением «ближнего» или «дальнего» максимума притяжения; (2) типом межчастичных контактов (кристаллизационный, коагуляционный, смешанного типа) и (3) формой частиц.
2. Деформация сжатия/растяжения характеризуется «компрессионной кривой» – зависимостью «коэффициент пористости» –

«нормальное давление». Вид компрессионной кривой определяется гранулометрическим и минералогическим составами, структурой, содержанием органического вещества, влажностью почвы. Характеристическими параметрами компрессионной кривой являются: «структурная прочностью» ($P_{стр}$) или равная ей величина «предкомпрессионного давления», используемая при характеристике уплотнения почв: P_{precom} (P_{precom}= $P_{стр}$), а также индекс уплотнения (C_c) или коэффициент уплотнения (α), показывающие изменение порового пространства почвы на единицу изменения давления [1/Па, 1/атм и проч.].

3. Деформации сдвига развиваются в почве под действием тангециальных (боковых) давлений и характеризуются сопротивлением сдвига. Эта величина определяется сцеплением, углом внутреннего трения и приложимой нормальной нагрузкой (уравнение Кулона). Сцепление и угол внутреннего трения в почвах зависят прежде всего от гранулометрического состава, содержания корней, структуры почвы, исходной плотности и влажности.
4. Уплотнение почв – одна из важнейших глобальных проблем. Ее решение возможно на основе экспериментально предложенных критических (запрещающих) значений давлений техники на почву и почвенных условий (прежде всего гранулометрического состава и влажности). Прогноз почвенного и подпочвенного уплотнения возможен на основе расчета распространения в почве напряжений и применения педотрансферных функций для такого рода расчетов.
5. Сопротивление пенетрации почвы – сопротивление почвы внедрению в нее зонда цилиндрической или конусообразной формы небольшого диаметра (P_{pen}, кПа или другие единицы давления). Повышенное сопротивление пенетрации указывает на переуплотненность почвы. Критическое значение P_{pen} составляет около 3 МПа (30 кг/см^2).

Литература

Изменение агрофизических свойств почв под воздействием антропогенных факторов. Научные труды Почвенного института им. В.В.Докучаева. М., 1990.

Физико-механическая механика природных дисперсных систем. /Под ред. Е.Д. Щукина и др. М.: Изд-во Моск.ун-та. 1985, 266 с.

H o r n R. Compressibility of arable land. “Catena Supplement”, 1988. V.11. P.53-71.

American Society for Testing and Materials. 1979. Standart test methods for moisture-density relation of soils and soil-aggregate mixtures. Using5.5 lb rammer and 12 in drop. In 1979 Annual Book of ASTM Standarts . Part 19:201-207.

Часть XVII

НАБУХАНИЕ И УСАДКА ПОЧВ. ЛИПКОСТЬ ПОЧВ

1. Набухание

• Теория и основные факторы

Набухание – это увеличение объема почвы в процессе увеличения влажности. Это явление свойственно в основном тяжелым почвам. При набухании увеличивается не только объем почвы в целом, но и ее отдельных фрагментов, агрегатов, что может приводить к возникновению различных деформаций. К набухающим, как правило, относят почвы и грунты, относительное изменение объема которых превышает 4%. При таком определении большинство тяжелосуглинистых и глинистых почв можно отнести к набухающим. Поэтому набухание – это явление, свойственное практически всем почвенным объектам.

Основная причина набухания – возникновение расклинивающего давления в пленках воды, окружающих почвенные частицы. С этим явлением мы уже сталкивались при изучении давления почвенной влаги. Оно вызывает понижение энергии почвенной влаги по сравнению с чистой водой и формирует, наряду с менисковым, капиллярно-сорбционное давление почвенной влаги. Кроме того, расклинивающее давление обусловливает отталкивание частиц друг от друга, визуально проявляющееся в увеличении объема почвенного образца, в набухании. Расклинивающее давление, как указывалось, имеет три основные составляющие: (1) молекулярная, связанная с взаимодействием молекул типа ван-дер-Ваальса; (2) ионно-электростатическая, или осмотическая, вызываемая взаимодействием обменных ионов двух частиц и (3) структурная, связанная с пластическими, особыми структурными свойствами воды в тонких пленках. Первая и третья составляющие проявляются при низких влажностях, и они имеют подчиненное значение. В почвах же заметное набухание происходит в диапазоне влажности выше максимальной гигроскопической. В этом случае набухание можно рассматривать как явление, имеющее в ос-

новном осмотическую природу. Вполне понятно, что чем больше емкость катионного обмена, чем выше насыщенность ППК гидрофильными ионами, чем сильнее выражена гидрофильность поверхности почвенных частиц, тем больше должно быть и набухание. Действительно, по способности глинистых вторичных минералов к набуханию они выстраиваются в ряд, аналогичный емкости поглощения: монтмориллонитовые >> гидрослюдистые>каолинитовые. А при близких величинах емкости поглощения набухание уменьшается в ряду убывания у обменных катионов величины их радиуса, увеличения валентности ионов и снижения гидрофильности: $Li^{+}>Na^{+}>NH_4^{+}>K^{+}>Mg^{2+}>Ca^{2+}>Al^{3+}>Fe^{3+}$. Это общая закономерность, свойственная всем дисперсным природным объектам, различающимся по гидрофильности. И другая сторона осмотического характера набухания – чем выше концентрация растворимых солей в окружающем растворе, тем меньше проявляются осмотические характеристики ионов в ППК, тем меньше набухание. Поэтому набухание глинистых почв с высокой емкостью обмена может быть и незначительным, если поровый раствор имеет высокую минерализацию. Так, глинистые солонцы при повышенном содержании иона Na в ППК и при низкой минерализации почвенных растворов набухают весьма заметно. А вот солончаки даже при глинистом составе и наличии Na^{+} в ППК могут вовсе не набухать вследствие высокого содержания легкорастворимых солей.

Кроме того, надо учитывать и силы, противодействующие расклинивающему давлению – структурные связи между частицами, удерживающие частицы друг с другом. Если эти структурные связи коагуляционного типа и обусловленные дальнодействующими силами, набухание будет проявляться весьма заметно. Если же в почве представлены контакты кристаллизационного типа, да и силы этих контактов велики (близкого действия), набухание зарегистрировать трудно, почва относится к ненабухающим.

Различают 2 типа набухания по внутренней природе: 1) внутрикристаллическое и 2) междоменное. При внутрикристаллическом вода входит в межпакетное пространство кристаллической решетки минералов. Здесь очень важно отметить, что этот тип набухания *не регистрируется макроскопически*. Его практически нельзя заметить визуально. А вот междоменное (2-й тип) – регистрируется визуально и измеряется различными приборами. Этот тип набухания получил свое название благодаря активно разрабатывавшейся доменной теории строения дисперсных тел, когда основной структурной единицей было предложено рассматривать некоторый домен,

«область, участок», достаточно однородный, проявляющий себя как единое целое. Вот и получалось, что сам домен, состоящий из кристаллов, макроскопически не набухает, а между доменами внедряется вода, они отдаляются друг от друга. Явление становится заметным, почва набухает. Понятие домена близко к понятию ППК.

Итак, набухание как регистрируемое увеличение объема почвы при ее увлажнении зависит от:

– дисперсности: чем выше содержание илистых частиц, тем больше набухание;

– минералогического состава (от емкости катионного обмена) и состава обменных катионов; анионы также изменяют набухание: в ряду $I^- > Br^- > NO_3^- > Cl^- > CH_3COO^- > SO_4^{2-}$ анионы до Cl^- усиливают набухание по сравнению с набуханием в чистой воде;

– содержания и свойств органического вещества почв;

– наличия структурных связей и их вида;

– минерализации внутрипорового раствора;

– внешних сил и исходной плотности почвы.

• Параметры набухания

Основными параметрами набухания являются абсолютное (изменение объема образца, ΔV) и относительное набухание как отношение абсолютного набухания к исходному объему образца ($\Delta V/V_0$). Эти параметры аналогичны традиционным, применяемым при оценке почвенных деформаций. Вспомним (см. часть XV), деформации почвы оцениваются в виде процента (доли) изменения линейных или объемных характеристик почвы:

$$l_p = \frac{l_0 - l}{l_0} = \frac{\Delta l}{l_0} \text{ или } \frac{V_0 - V}{V_0} = \frac{\Delta V}{V_0} [\%],$$

где l и l_0, V и V_0 – измененная и начальная длина (высота), объем почвенного образца. Эти оценки не носят абсолютного характера, а являются динамическими и зависят от влажности почвенного образца. А вот для сравнения почвенных объектов используют такие характеристические параметры, как степень набухания, влажность предельного набухания, давление набухания.

В глинистых почвах давление набухания изменяется в среднем от 1.0 до 15 атм. Противодействующими давлению набухания будут прочность структурных связей и давление внешней нагрузки. При отсутствии внешней нагрузки слитые почвы могут развивать весьма высокое давление набухания, разрушая фундаменты, ломая

Относительное набухание – отношение абсолютного набухания (ΔV) к исходному объему образца (V_0): $\Delta V/V_0$.

Степень набухания – это изменение объема или высоты образца по отношению к исходному:

$$H_v = \frac{v_к - v_н}{v_н} 100 \quad \text{или} \quad H_h = \frac{h_к - h_н}{h_н} 100,$$

где H_v, H_h – степень набухания по объему и по высоте [% к исходному], $v_н$, $v_к$ – начальные и конечные объемы; $h_н$, $h_к$ – начальные и конечные высоты образца.

Влажность предельного набухания – влажность почвенного образца, при которой прекращается поглощение воды образцом почвы. Регистрируется при достижении почвой конечного объема или конечной высоты при исследовании набухания.

Давление набухания – давление, которое развивается в процессе набухания.

металлические трубопроводы. Происходит это на небольших глубинах в почве. На глубинах ниже 50–80 см такого не происходит: сказывается давление вышележащих слоев, причем тем большее, чем выше их влажность. (Заметим, что при объемной влажности около 25–35% давление вышележащих слоев на глубине 50 см может составлять в среднем 0.9–1 атм, а на глубине 80 см 1.3–1.4 атм, вполне достаточно, чтобы противостоять давлению набухания в тяжелосуглинистых почвах.)

Характеристическими кривыми набухания являются динамика набухания – зависимость абсолютного или относительного объема образца от времени, а также кривая набухания – зависимость деформации набухания от влажности.

Пример динамики набухания приведен на рис.XVII.1 для глинистой растертой, песчаной и глинистой ненарушенного сложения почв. На кривых выделяются следующие характерные моменты: (1) состояние равновесия, которое достигается через некоторое, разное для различных почв время. В этот момент в почвенном образце достигается влажность предельного набухания; (2) изменение высоты или объема образца как разница начальной и конечной высот (объемов). Характеризует степень набухания в момент достижения предельного набухания; (3) для почв с разрушенной структурой, бесструктурных (например, песчаных) в начальный момент выражено отрицательное набухание: уменьшение объема при увлажнении (рис. XVII.1).

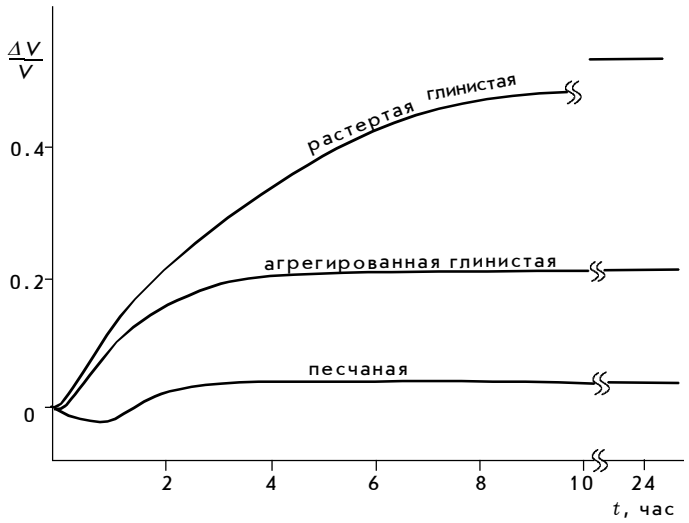


Рис.XVII.1. Динамика изменения объема образца в процессе набухания для глинистой растертой, песчаной и глинистой агрегированной почвы

В этот момент образуются пленка воды, капиллярные мениски, «стягивающие» отдельные почвенные частицы. И лишь при наличии капиллярной влаги, заметном проявлении расклинивающего давления будет проявляться регистрируемое (междоменное) набухание.

Отметим и особенности кривых динамики набухания для различных объектов. Наименьшим набуханием обладают песчаные почвы – у них малая емкость катионного обмена, практически нет минералов с набухающей решеткой. Наибольшее набухание характерно для растертых тяжелосуглинистых почв, вследствие того что у них высокая емкость обмена, межчастичные прочные кристаллизационные связи разрушены при растирании. Структурированные, хорошо агрегированные почвы проявляют меньшее набухание по двум причинам. Во-первых, сохранились связи, препятствующие набуханию в виде кристаллизационных связей, прежде всего в самих почвенных агрегатах. Кроме того, агрегаты, набухая, увеличиваются в объеме, но это увеличение происходит за счет межагрегатного пространства. И в целом объем ненарушенного образца увеличивается слабо, иногда незаметно. Поэтому для характеристики основных явлений, обусловливающих набухание почв, нужно более строго определять набухание отдельных почвенных агрегатов. Чем оно выше у агрегатов, тем почва будет более трещиноватой в сухом состоянии и бесструктурной, заплывающей – во влажном. Эти почвы называются слиты-

ми, вертисолями. Для этих почв характерен глинистый гранулометрический состав (>60% физической глины), доминирующее содержание смектитов в глинистой фракции, наличие гидрофильного органического вещества. А вот содержание обменного Na^+ может быть невысоким, и назвать эти почвы осолонцованными нельзя. Главными факторами высокой набухаемости этих почв являются гранулометрический, минералогический составы, состав органического вещества. Для этих почв характерны чрезвычайно высокие степени набухания, влажность предельного набухания и давление набухания – все основные параметры набухания, которые могут оказать существенное влияние не только на экологию регионов, где распространены эти почвы, но и на ход исторического развития (см. *«К вопросу о…»*). Остановимся подробнее на определении этих параметров.

Очень важна для характеристики почвы кривая набухания – зависимость деформации набухании от влажности почвы. В этом определении очень важно словосочетание «деформации набухания». Оно диктует нам использование определенных размерностей для оценки этой кривой. Раз мы относим набухание к деформациям, значит оно будет характеризоваться либо коэффициентом порозности (*e*, объем пор/объем твердой фазы), либо удельным объемом пор (*Ф*, объем пор/масса твердой фазы). Вспомним, что эти величины связаны плотностью твердой фазы почвы ρ_s: $e = Ф\,\rho_s$.

В осях «*e* – *W*» эта кривая будет выглядеть следующим образом (рис.XVII.2).

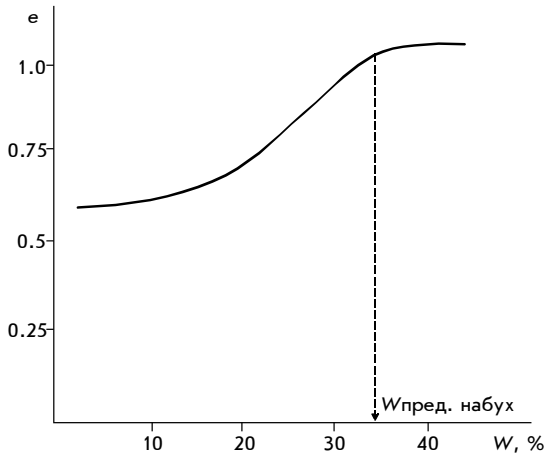


Рис.XVII.2. Кривая набухания – зависимость изменения коэффициента порозности от влажности

На этой кривой (рис. XVII.2) выделяется величина влажности, выше которой набухание уже не происходит. Эта величина носит название влажности предельного набухания $W_{пред.набух}$. Влажность предельного набухания – также важная характеристика, указывающая на способность почвы увеличивать свой объем при увеличении влажности: чем она выше, тем более набухающей является почва.

«К вопросу о….»

Почва в истории войн

Вся человеческая жизнь проходит на почве. Войны тоже. И нередко почва благодаря своим свойствам решала исход сражений. Во время Второй мировой войны военные действия происходили в том числе и в Африке, в основном в Северной Африке, в Тунисе, Алжире. В Северной Африке, как известно, широко распространены слитые почвы (вертисоли), отдельными участками разбросанные по всей ее территории. И вот исторический факт. Конец октября – ноябрь 1942 года. Итало-немецкие фашистские войска расположились около ровной, сухой и твердой глинистой равнины перед броском на армию союзников, возглавляемую британским фельдмаршалом Монтгомери. Тяжелые немецкие танки, самоходные орудия, артиллерия – все было готово к бою. Но…. пошел всего лишь дождь. Обычный дождь. И твердая глинистая равнина превратилась в непроходимое болото. Вертисоли – сильнонабухающие почвы, не выдерживающие во влажном состоянии механических нагрузок, имеющие высокую пластичность, текучесть, – оказались совершенно непроходимыми для военной техники. Маневры фашистских частей были невозможны. Время для них было потеряно. Британский фельдмаршал воспользовался этим, и под Эль-Аламейном итало-немецкие войска были разбиты. Как видим, почва сыграла в этом не последнюю роль.

Если заглянуть в еще более далекое прошлое, во времена Крестовых походов, совершенных также в районы, где распространены сильнонабухающие, а в сухом состоянии твердые с крупными трещинами слитые почвы, то и в те войны почва сыграла значительную роль. Битва между крестоносцами и сарацинами под предводительством Салаха эд-Дина ибн Айюба, известного европейцам как Саладдин, происходила в июле в предгорьях Нижней Галилеи. Войска крестоносцев в полной боевой амуниции были вынуждены двигаться по выжженной солнцем глинистой пустыне с крупными трещинами. Вокруг них кружили сарацины, легковооруженные, на легких лошадях. Большие трещины в слитой почве служили ловушками для коней крестоносцев, лошади оступались, их копыта застревали в трещинах, тяжесть всадников не позволяла им быстро выбраться из этих природных ловушек. Рыцари становились легкой добычей для кривых сабель сарацинов. Исход сражения, как и всей исторической кампании, был предрешен. И не последнюю роль в этом сражении сыграла почва с ее уникальными «военно-стратегическими» свойствами. Хотя почва – убежден! – самое мирное природное создание на Земле.

2. Усадка почв и почвенных агрегатов

Свойство почв и почвенных педов уменьшать свой объем при иссушении называется усадкой. Следуя такому определению, можно считать, что усадка – это процесс, противоположный набуханию. В принципе это правильно. Только следует учитывать, что эти два процесса не бывают абсолютно равны друг другу ни по динамикам, ни по промежуточным стадиям. Они характеризуются гистерезисом. Поэтому о полной идентичности, обратимости этих процессов говорить не следует. Можно считать, что это две стороны одного и того же процесса – изменения объема почвы при изменении влажности, – но не симметричные.

Набухание – увеличение объема почвы в целом или отдельных структурных элементов при увлажнении. Вызывается поглощением влаги минеральными и органическими коллоидами.
Усадка – уменьшение объема почвы при высыхании. Сопровождается образованием трещин и сильным уплотнением почвы в межтрещинном пространстве.
Кривые набухания и усадки – зависимости коэффициента пористости или удельных объемов почвы и ее составляющих (агрегатов, педов) от влажности, характеризуются гистерезисом.

Процесс деформации усадки также характеризуется кривой усадки, зависимостью изменения объема почвенного образца или коэффициента пористости почвы от влажности (рис.XVII.3 а, б). На этой кривой можно выделить несколько стадий, или этапов.

На кривых усадки (рис. XVII.3) выделяют четыре этапа.

Стадия структурной усадки. Незначительная по проявлению, по объему усадки. Изменение объема порового пространства (ΔV) к изменению влажности (ΔW) невелико, $\Delta V/\Delta W << 1$.Вода выходит из крупных капилляров, а структура почвы, объем ее порового пространства изменяются мало. Заканчивается этап при влажности, соответствующей влажности структурной усадки ($W_{стр.}$).

Стадия нормальной усадки. Пропорциональное изменению влажности изменение порового объема, $\Delta V/\Delta W \approx 1$. Характерна для широкого диапазона влажности примерно от влажности предела текучести до влажности предела пластичности.

Стадия остаточной усадки. Соответствует началу появления непосредственных контактов частиц друг с другом. Изменение объема порового пространства заметно снижается $\Delta V/\Delta W << 1$.

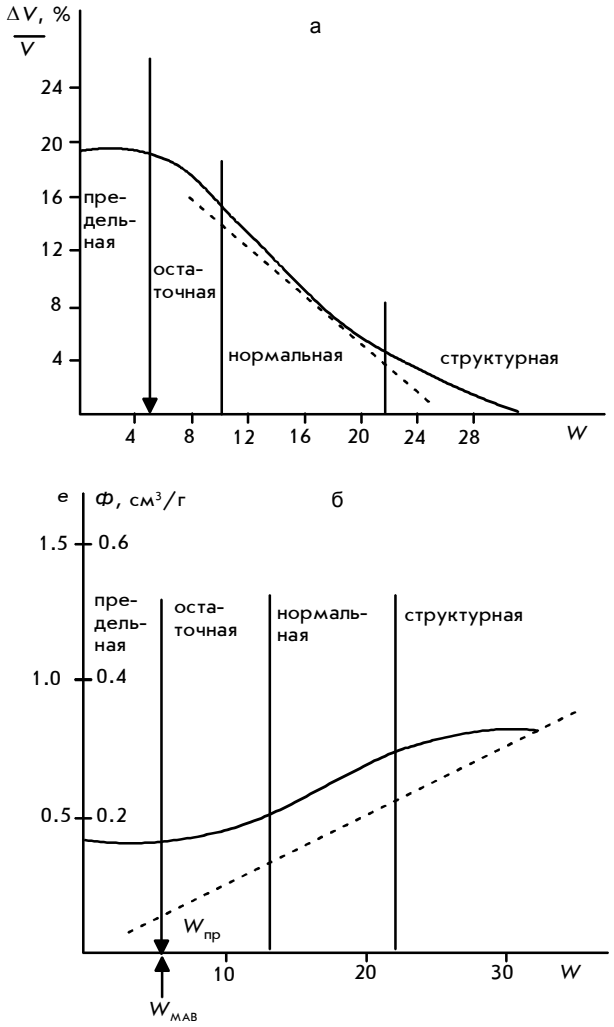


Рис. XVII.3. Кривая усадки: изменение относительного объема (а), коэффициента пористости (*e*) и удельного объема пор (*Ф*, см³/г) почвы (б) от влажности с соответствующими этапами. Пунктирные прямые характеризуют нормальную усадку, когда $\Delta V/\Delta W = 1$

Удаляется в основном пленочная, рыхлосвязанная вода. Заканчивается эта стадия при влажности предела усадки ($W_{пр}$). Эта влажность близка к влажности максимальной адсорбционной влагоемкости (МАВ).

Предельная усадка: $\Delta V/\Delta W < 0.5$.Вода удаляется из междоменного пространства, адсорбированная вода полимолекулярной адсорбции.

Иногда выделяют последнюю стадию – «сухое» набухание, – характеризующуюся небольшим увеличением объема за счет прекращения «сдавливающего» частицы действия пленок воды. Остается лишь сильно адсорбированная вода, не создающая межчастичных водных перемычек.

Для приведенного на рис.XVII.3 примера степень усадки (аналог степени набухания) составила 19%, влажность предела усадки $W_{\text{пр}}$ – около 5%.

Изменение объема почвы или почвенного образца наиболее интенсивно происходит на стадии нормальной усадки. И для этого этапа, этапа линейной усадки, наиболее важно определить усадку. Она будет характеризовать почвенный объект по стадии (нормальной) линейной усадки. Для этого крупные почвенные фрагменты (комки, педы) объемом 50–200 см^3 увлажняют при капиллярно-сорбционном давлении влаги около –330 см водн.ст., что соответствует, по мнению большинства зарубежных исследователей, величине наименьшей влагоемкости (НВ). Определяют плотность при этом значении влажности (ρ_{b_330}) и после высушивания этого образца – ($\rho_{b_\text{сух}}$). По этим данным о плотности почвенного фрагмента рассчитывают индекс линейной усадки. В большинстве руководств он обозначается как $COLE_{STD}$ (Coefficient Of Linear Extensibility):

$$COLE_{STD} = 100\left[\left(\frac{\rho_{b_\text{сух}}}{\rho_{b_330}}\right)^{1/3} - 1\right].$$

По этому индексу, в зависимости от удельной поверхности и гранулометрического состава, все почвы разделяются по усадке и соответственно набуханию (табл. XVII.1).

Таблица XVII.1

Классификация почв по усадке (набуханию) на основании $COLE_{STD}$
(по Dasog et al, 1988, цит. по McKenzie et al., 2002)

$COLE_{STD}$	Удельная поверхность, м^2/г	Процент физ.глины (<0.002 мм)	Усадка почвы
<3	<100	<20	Слабая
3–6	100–200	20–28	Средняя
6–9	200–300	28–35	Высокая
>9	>300	>35	Очень высокая

Так, например, если в результате экспериментов величины $\rho_{b_сух}$ и ρ_{b_330} составили 1.65 и 1.4 г/см^3, то $COLE_{STD}$ достигает 5.6, а почва относится к средненабухающим (или среднеусаживающимся).

Наиболее часто кривые усадки выражают в виде зависимости коэффициента пористости (e) или удельного объема пор почвы (Φ, см^3/г) от влажности (рис. XVII.3, б). Если изучают усадку отдельных почвенных агрегатов, то кривая усадки агрегатов представляется в виде зависимости от влажности удельных объемов пор агрегатов (D, см^3/г).

Для почвоведов особенно важно знать, как проявляется усадка для основных структурных компонентов почвы, для почвы в целом и для почвенных агрегатов. Действительно, ведь разница объемов пор почвы в целом и пор агрегатов – это межагрегатное поровое пространство. А при больших размерах агрегатов – это трещины. Значение трещин в физических процессах переноса огромно. Эти процессы специфичны для почвы – там практически всегда представлены агрегатная и межагрегатная (или трещинная) порозность. Специфическая форма трещинной почвенной сети – это отдельная интересная и во многом не разгаданная проблема (см. *«К вопросу о…»*: «О трещинах»).

Соответственно чем выше объем пор агрегатов во всем диапазоне влажностей, с учетом усадки самих агрегатов, тем выше физические условия для развития растений, тем больше объемы для сохранения веществ, жизни микроорганизмов и др. Если же при уменьшении влажности наблюдается прирост в основном межагрегатного (трещинного) пространства, то это уже неблагоприятные почвенные физические условия.

Лучше всего эти процессы изменения объемов структурных основных единиц почвы представить на так называемых «диаграммах структурного состояния» почв. В них по оси абсцисс отложено давление влаги в единицах pF, а по оси ординат – удельные объемы порового пространства (объем пор/масса почвы): удельный объем пор почвы ($\Phi = 1/\rho_b - 1/\rho_s$, см^3/г), удельный объем пор агрегатов ($D = 1/\rho_a - 1/\rho_s$, см^3/г) и удельный объем пор почвы, занятый воздухом, т.е. влажность (W, см^3/г, что для воды совпадает с размерностью г/г). Разница кривых удельных объемов почвы и агрегатов (Φ–D) – это межагрегатное, или трещинное (T, см^3/г), пространство в почве.

На приведенных диаграммах (рис. XVII.4) порового пространства ненабухающей и набухающей почв последняя (рис. XVII.4, б)

имеет заметно более выраженное «проводящее поровое» пространство в виде трещинного пространства ($T=Ф–D$). Оно также зависит от величины pF, но оно значительно больше во всем диапазоне состояний почвенной влаги. Почва практически при любой увлажненности имеет трещины, а в сухом состоянии, при больших pF – весьма крупные по объему трещины. Такие трещины можно легко визуально заметить в тяжелых глинистых почвах. Внутриагрегатный воздух имеет весьма малое значение во всем диапазоне давлений влаги (pF). Такая почва не предоставляет оптимальных физических условий для проявления почвой биологических функций. А вот вещества и поступившая на поверхность вода в ней будут «проскакивать» до больших глубин по этим самым трещинам. Это также может быть неблагоприятно – в нижние слои, а затем в грунтовые воды могут попасть агрохимикаты, в том числе и ксенобиотики. Впрочем, в ряде случаев трещины предохраняют от эрозии, так как осадки не стекают быстро по поверхности, а заполняют трещины, увлажняя нижележащие слои – характерная особенность набухающих, глинистых почв.

Напротив, в ненабухающей почве (рис. XVII.4 а) в наибольшей степени выражено не проводящее, а сохраняющее поровое пространство: «быстрые» потоки по межагрегатному поровому пространству будут значительно меньше, чем в набухающих почвах. Впрочем, известно, что ненабухающих почв в природе практически не существует. Даже песчаные почвы с плохо развитой агрегатной структурой проявляют свойства набухания и усадки. Для большинства суглинистых и глинистых почв это явление выражено весьма заметно, поэтому для них характерны быстрые потоки по межагрегатному пространству с последующим перераспределением влаги и веществ по внутриагрегатному пространству.

На диаграммах видны различия в физическом состоянии набухающих, слитых почв и ненабухающих, хорошо структурированных почв, хотя они могут быть и близки по гранулометрическому составу и обе относиться к глинистым. Во-первых, в набухающих почвах усадка отдельных структурных фрагментов – явление весьма заметное. Поэтому разница удельных объемов почвы и агрегатов велика, особенно в диапазоне низких влажностей. Сами же агрегаты остаются водонасыщенными, в них не входит необходимый для жизнедеятельности корней растений и микробиоты воздух. Агрегированная, слабонабухающая почва предоставляет более благоприятные условия для жизнедеятельности корней растений и почвенной биоты: в агрегатах содержится внутриагрегатный воздух, а вот

межагрегатное пространство выражено не столь значительно. В этом одно из главнейших значений агрегированной слабонабухающей почвы – благоприятное физическое состояние в широком диапазоне влажностей (давлений влаги).

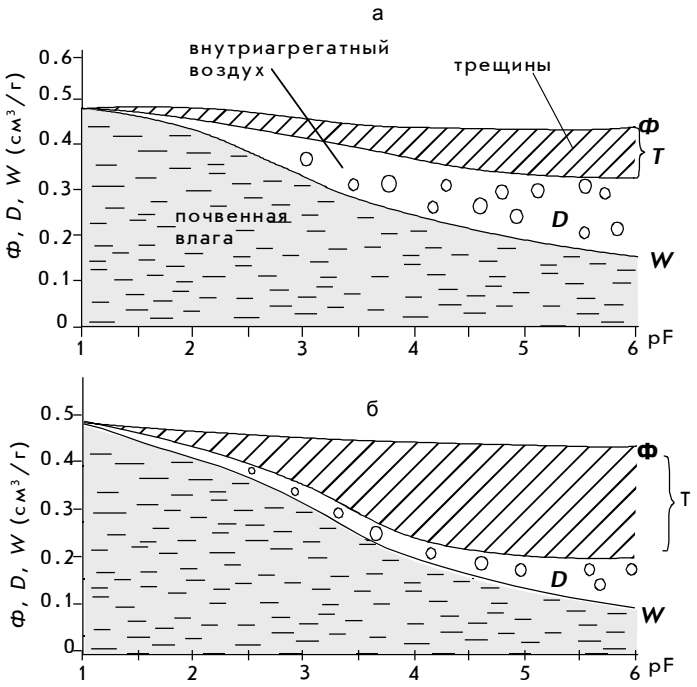


Рис.XVII.4. Диаграммы порового пространства ненабухающих (а) и набухающих (б) почв

«К вопросу о…»

О трещинах

Наверное, многие обращали внимание на растрескавшуюся после дождей почву. Особенно загадочно выглядят трещины, образовавшиеся в илистых осадках, накопившихся на месте высохших луж. Все эти природные образования напоминают трещинную сеть, приведенную на фото поверхности слитой почвы (вертисоли) в Краснодарском крае во время засухи.

Однако немногие из нас задумывались над таким простым вопросом: под каким углом друг к другу расположены эти трещины? А вот проф. К.Хартге и его коллега Й.Бахманн, будучи уже всемирно известными учеными, задумались над таким, казалось бы, наивным вопросом. Они измеряли углы между двумя образовавшимися трещинами для самых различных материалов.

Оказалось, что большинство первичных, самых крупных трещин в высыхающих глинистых почвах расположены под углом в 90° друг к другу (см. рис.2). Эти перпендикулярно расположенные трещины наблюдались во всех рассмотренных материалах. Их происхождение связано с процессом усадки. Давления, возникающие при усадке материала, приводят к возникновению именно перпендикулярно расположенных трещин. А вот более мелкие трещины, расположенные внутри первично выделенных при усадке блоков, имеют уже совсем не обязательно перпендикулярное расположение. Углы этих неперпендикулярных трещин были как больше, так и меньше 90°, хотя сумма средних для этих двух групп всегда была близка к 180°. Силы, вызывающие появление этих неперпендикулярных трещин, имеют уже иную природу. Их появление связано с возникновением деформаций сдвига при усадке почвенного блока. Действительно, по мере развития «усадочной» трещины верхние, более сухие слои вынуждены двигаться по подстилающим их менее сухим слоям. Возникает деформация сдвига, и образовавшийся угол между растрескивающимся материалом будет уже в большей степени определяться силами внутреннего трения. Точнее, углом внутреннего трения. Оказалось, что этот угол внутреннего трения был наибольшим для монтмориллонитовых почв южных регионов при их сушке в лаборатории. А вот для трещин, возникающих при замораживании тех же объектов, углы внутреннего трения были, как правило, значительно меньше. Так что расположение трещин всегда определяется процессами и силами соответствующей природы, которые и приводят к закономерному виду трещинной сети. (по Hartge K.H., J.Bachmann. Angles between cracks developped at primary shrinkage of finegrained soil material. «International Agrophysics» 2000. V. 14. N.1, 43–53).

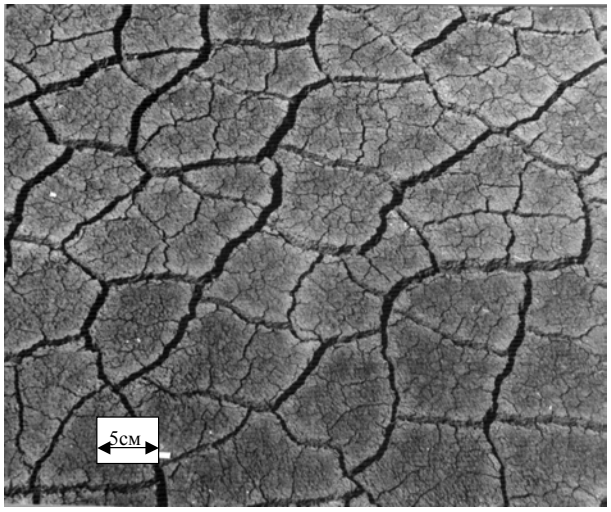


Рис. 2. Трещины на поверхности слитой почвы в Краснодарском крае

3. Липкость почв

Липкость – способность почвы прилипать к различным предметам. Измеряется в величинах давления, т.е. силы, необходимой для отрыва от почвы штампа известной площади (г/см^2, кг/см^2, Па и пр.). Из этого определения видно, что липкость зависит от почвы, от ее фундаментальных свойств (гранулометрический, минералогический, агрегатный состав и проч.), более того, от ее влажности. Помимо этого липкость всегда определяется для конкретной поверхности: металла, если дело касается сельскохозяйственных плугов и пр., резины, если касается разработки шин. Для почвоведов особенно важна зависимость липкости от влажности. Эта зависимость представлена на рис. XVII.5. На приведенной зависимости липкости от влажности весьма характерен максимум проявления липкости, приходящейся на влажность выше ВРК, но ниже полной влагоемкости. То есть на влажность, близкую к НВ, иногда несколько выше.

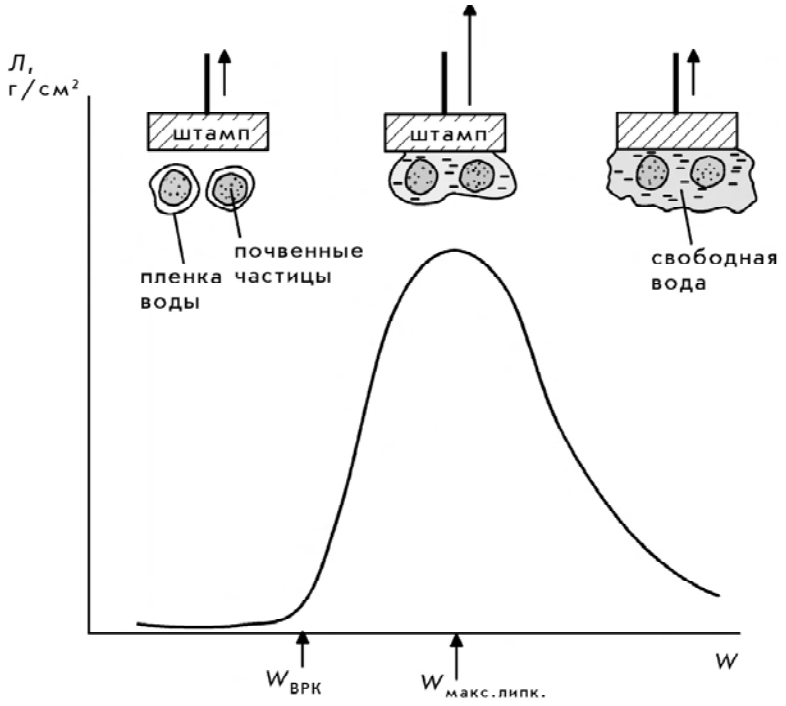


Рис. XVII.5. Зависимость липкости (Л, г/см^2) от влажности (W)

Это значение носит название влажности максимальной липкости ($W_{макс.липк.}$). Механизм образования влажности максимального прилипания понятен из приведенного на рис. XVII.5 схематического изображения процесса прилипания влажной почвы к штампу. При влажности, близкой к ВРК, прилипание выражено слабо, так как между штампом и почвой не образуется сплошной водной прослойки. Нет и капиллярных сил между почвой и штампом, способных вызвать значительное прилипание штампа к почве. По мере увлажнения в почве появляется капиллярная влага, способная образовывать единое водное пространство между почвенными частицами и поверхностью штампа. Максимального значения липкость достигает тогда, когда между почвой и штампом образуется тонкий капилляр, заполненный водой с сильно вогнутыми менисками, – капиллярное притяжение достигает максимума, а влажность соответствует величине максимальной липкости, или максимального прилипания. При дальнейшем увеличении влажности вогнутость мениска уменьшается, капиллярные силы притяжения между почвой и штампом ослабевают, уменьшается и липкость.

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

1. Набухание – увеличение объема почвы и ее фрагментов при увеличении влажности. Вызывается расклинивающим давлением и имеет в основном «осмотическую» природу, связанную с емкостью обмена, насыщающим катионом, амфифильностью почвенного органического вещества и типом структурных связей.
2. Чем ниже валентность катиона и меньше его радиус при одной и той же валентности, тем выше его диссоциация из ППК и выше проявление «осмотических свойств». Значение обменных катионов возрастает в случае минералов с подвижной кристаллической решеткой (типа монтмориллонита).
3. Наибольшим набуханием характеризуются почвы с коагуляционными связями, наименьшей – с прочными кристаллизационными связями. Следствием «осмотической» природы набухания является заметное его снижение при увеличении концентрации электролитов в поровом растворе.
4. Агрегированная, с выраженной внутриагрегатной порозностью и прочными межчастичными контактами в почвенных агрегатах (педах), почва набухает слабо; увеличение объема агрегатов небольшое и распространяется в межагрегатное пространство. В набухающих (усаживающихся) почвах усадка отдельных структурных фрагментов (педов) значительно выше.

Поэтому при иссушении набухающей (сильноусаживающейся, слитой) почвы агрегаты остаются близкими к насыщению влагой, в них не входит необходимый для жизнедеятельности корней растений и микробиоты воздух. А уменьшение объема фрагментов реализуется в появлении трещин, которые заметно увеличиваются в объеме при иссушении. Агрегированная, слабонабухающая почва предоставляет более благоприятные условия для жизнедеятельности корней растений и почвенной биоты: в агрегатах содержится внутриагрегатный воздух, а вот межагрегатное пространство выполняет функцию буфера увеличения объема агрегатов при увлажнении. Поэтому анализ набухания–усадки почв и почвенных фрагментов является необходимым элементом оценки физического состояния почвы.

5. Липкость – способность почвы прилипать к различным предметам, выраженная в единицах силы, необходимой для отрыва от почвы штампа известной площади, т.е. давления (г/см^2, кг/см^2, Па и пр.). Зависимость липкости от влажности имеет характерный максимум – влажность максимального прилипания, приходящуюся на диапазон от ВРК до капиллярной влагоемкости (около влажности, соответствующей наименьшей или капиллярной влагоемкости).

Литература

Кульчицкий Л. И., Усьяров О. Г. Физико-химические основы формирования свойств глинистых пород. М., 1981.

Осипов В. И. Природа прочностных и деформационных свойств глинистых грунтов. М., 1979.

Грим Р. Минералогия и практическое использование глин. М., 1967.

Физико-химическая механика природных дисперсных систем. /Под ред. Е.Д.Щукина и др. М.: Изд-во Моск.ун-та, 1985. 266 с.

McKenzie Nail J., K.J. Coughlan, H. P. Cresswell. Soil Physical measurements and Interpretation for Land evaluation. CSIRO. 2002. 372 p.

Часть XVIII

НЕКОТОРЫЕ СПЕЦИАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ ФИЗИКИ ПОЧВ

В современной физике почв имеется ряд проблем, над которыми работают многочисленные группы ученых многих стран мира. Проблемы эти имеют теоретические и практические аспекты, чрезвычайно важны они и для будущего развития физики почв, почвоведения и других смежных наук. Надо отметить, что большинство этих проблем связаны с особенностями почвы как специфического природного тела, и прежде всего: (1) с неоднородностью порового пространства, наличием макропор, трещин и прочих «макропутей» для воды и веществ, что во многом связано со спецификой почвенной структуры, ее образованием и эволюцией; (2) с особенностями пространственной организации физических свойств почв на различных масштабных уровнях – от отдельного агрегата до ландшафта, с особенностями почвенных структур, пространственным варьированием свойств и процессов в почвенном покрове; (3) с описанием и моделированием переноса веществ и микроорганизмов в ландшафте (трехмерный перенос), в том числе и многокомпонентного (разнообразные жидкости и газы) переноса в почвах. Такое разделение субъективно. И вполне вероятно, многие из перечисленных вопросов потеряют свою актуальность и интерес в ближайшее время. Однако надеюсь, что краткий обзор указанных проблем вызовет некоторый интерес. Остановимся коротко на этих вопросах.

1. Преимущественные потоки влаги и веществ в почве

Основные закономерности движения веществ в почве достаточно хорошо известны. Это законы Дарси для фильтрации, уравнение Ричардса для ненасыщенного потока влаги, конвективно-диффузионное уравнение переноса веществ в почве. Однако нередко (а можно сказать, и повсеместно, почти во всех почвах) отмечаются особенности движе-

ния веществ в почве. Эти особенности проявляются в том, что если вещество-метку подать на поверхность почвы вместе с впитывающейся водой, то это вещество можно обнаружить на больших глубинах и локально в отличие от того, как это предполагают классические теории. Явление переноса веществ по отдельным водным «тяжам», каналам получило название «преимущественных путей переноса» («preferential flow»). Специфический перенос веществ характеризуется несколькими моментами: (1) миграцией воды и веществ, отличающейся от идеальной, т.е. подчиняющейся рассмотренным в этой книге законам движения воды и веществ; (2) практически моментальным в сравнении с общим внутрипочвенным передвижением веществ, прежде всего воды; (3) заметным изменением сорбционных процессов от их полного отсутствия при движении по макропорам и трещинам, до увеличения сорбции в случае развития преимущественных путей фильтрации; (4) относительной стабильностью подобного рода почвенных каналов.

Итак, преимущественный перенос веществ – это обобщенное понятие разнообразных процессов, характерной чертой которых является отличие их от «идеальных», описываемых классическими уравнениями Дарси, Фурье и др. Это явление не является недавним открытием в физике почв. Его качественно описали Лайвес, Гилберт и Уорингтон в 1882 г. (Lawes, Gilbert, Warington, 1882), которые во время исследований дренажных вод в Ротамстеде отметили различие в движении воды в хорошо структурированных почвах с ярко выраженной межагрегатной порозностью и в бесструктурных почвах.

Причины формирования премущественных путей миграции, как уже указывалось, разнообразны. Одним из необходимых условий является существование некоторого, пусть небольшого, напора влаги. То есть преимущественные потоки влаги проявляются при малонапорной фильтрации.

Оказывают влияние строение и свойства почвы. Нередко отмечается образование преимущественных путей миграции в почвах, в которых рыхлый поверхностный слой подстилается более плотным или тяжелым по гранулометрическому составу горизонтом (рис.XVIII.1а, по Хиллелу и Бэйкеру). Наблюдаются преимущественные пути миграции влаги в песчаных почвах, на отдельных частичках которой сформировалась гидрофобная пленка, при чередовании слоев различного гранулометрического состава (рис.XVIII.1, б, Рийтема с соавт.). В пахотных почвах, при формировании плужной подошвы, при заметном пространственном варьировании физических свойств также формируются преимущественные потоки влаги и веществ (рис. XVIII1, в).

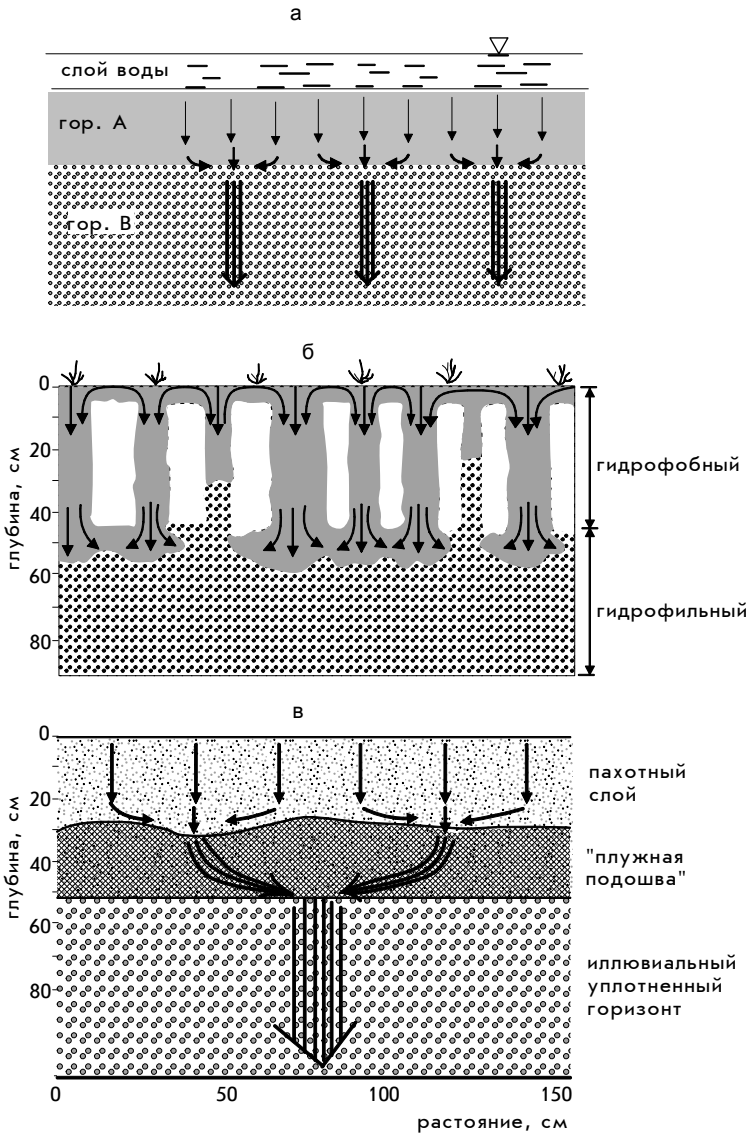


Рис. XVIII.1. Образование преимущественных путей миграции и «пальчатых» структур в случае фильтрации при затоплении поверхности и наличии почвенной слоистости (а) (по Хиллелу и Бэйкеру, 1988), при впитывании влаги в песчаную почву при наличии гидрофобных свойств верхнего горизонта (по Рийтема с соавт., 1993) (б) и в случае высокой пространственной вариабельности физических свойств (плотности) почвы (в)

Впрочем, преимущественные пути миграции – явление не обязательно связанное с особенностями строения песчано-глинистой почвы или с уникальностью гидрофобных пленок, покрывающих поверхность частиц. Оно, по всей видимости, всеобщее, учитывая, что в любой структурированной суглинистой почве всегда имеются возможности для выявления преимущественных путей даже в процессе стационарной, ламинарной плановой фильтрации. Эти возможности связаны с наличием макропор, неоднородностью пространственного распределения фильтрующей порозности почвы, наличием «тупиковых» пор.

Преимущественные пути миграции – обобщенное понятие разнообразных специфических почвенных явлений, характеризующееся заметным отличием движения воды и веществ от «идеального» и связанного с формированием отдельных водных «тяжей», каналов по макропорам и трещинам, водных «пальцевидных структур», нестабильностью фронта увлажнения, при котором движение веществ является более быстрым, чем в основной массе почвы, заметно изменяются сорбционные процессы от их полного отсутствия при движении по макропорам и трещинам до преимущественной сорбции в транспортных зонах при малонапорной фильтрации растворов. Причинами этого явления могут быть следующие:
1) формирование отдельных «водных каналов», линий преимущественного потока, «пальчатых структур» (англ. – preferential flow, fingers), связанное с неравновесностью, турбулентностью водного потока (как правило, в песчаных почвах);
2) быстрый перенос по «проводящим» зонам порового пространства (макропорам, трещинам) с последующим обменом с «застойными» зонами;
3) неравномерность переноса влаги, связанная с пространственной вариабельностью почвенных свойств.
Необходимым условием возникновения преимущественных путей миграции влаги является наличие напорной (малонапорной) фильтрации.

Как отмечено, одной из причин возникновения преимущественных путей является пространственная неоднородность почвенных свойств – еще одно уникальное почвенное свойство, над изучением которого работают многие физики почв, что послужило даже формированию нового раздела науки – педометрика.

Дополнительная литература

Дмитриев Е. А. Теоретические и методологические проблемы почвоведения. М.: ГЕОС, 2001. 374 с.

2. Пространственная неоднородность физических свойств и процессов

Почвы – это чрезвычайно неоднородный, разнообразный объект. Оказывается, если рассмотреть почвенный покров, то свойства почв в отдельных точках могут изменяться в весьма широких диапазонах, захватывая как благоприятные, так и крайние значения рассматриваемого признака. Например, на сельскохозяйственном поле во Владимирском ополье, оказывается, в определенный момент времени можно найти участки как с повышенной влажностью, так и с достаточно сухой почвой (см. рис.X.8, б). Следовательно, водный режим на этих участках будет заметно различаться. Это уникальное свойство почвы, которое является источником и поддержкой биологического разнообразия в природе. Почва, вследствие своей неоднородной структуры, способна предоставлять условия для различных групп организмов, бактерий и других живых существ. Причем одновременно, распределяя эти условия по пространству. С этим явлением мы сталкивались, когда рассматривали формирование структуры почвы. На агрегатном уровне, внутри агрегата наиболее вероятны условия для развития анаэробного ценоза, наибольшая насыщенность основаниями, а в межагрегатном пространстве – аэробный ценоз, поверхность агрегатов обогащена ионами H и Al. Явление это чрезвычайно интересно, разнообразно, важно по своим последствиям и начинает активно изучаться повсеместно. Пожалуй, наиболее определенно сформулировал эти проблемы Е.А.Дмитриев, который связывал режимы с почвенно-покровными телами, т.е. с почвенным покровом. Это важная проблема нашей науки в ближайшем будущем.

3. Многокомпонентный перенос в зоне аэрации и в грунтовых водах

В настоящей книге мы подробно разбирали движение влаги в насыщенных и ненасыщенных почвах. Однако двигались только растворы. Нередко же может двигаться наряду с водой и газами и еще одна жидкость, не смешивающаяся с водой. Например, нефть. Общие принципы описания такого рода системы «твердая фаза почвы – газообразная вода – несмешивающаяся жидкость» таковы:

1. Объемные величины содержания воды и несмешивающейся жидкости лучше всего выражать в виде относительной величины насыщенности как доли объема порового пространства, занятого водой и несмешивающейся жидкостью.

2. Вода и несмешивающаяся жидкость передвигаются в направлении и под действием собственного градиента давления: вода–давления влаги, жидкость – под действием градиента давления этой жидкости. Для жидкости и воды необходимо иметь различные ОГХ.

3. Соответствующие относительные емкости порового пространства для газа, воды и жидкости взаимосвязаны и определяются по правилу треугольника (рис.XVIII.2, а): чем больше в почве воды, тем меньше в ней заполненного газом и несмешивающейся жидкостью пространства; чем больше жидкости, тем меньше заполненного газом и водой и т.д. На треугольнике такого рода характерным признаком является наличие зоны с остаточной (неподвижной, адсорбированной влагой) влажностью, которая практически всегда присутствует в естественных почвах.

4. Проводимость для каждого из компонентов в поровом пространстве будет определяться и проводимостью других компонентов (рис.XVIII.2, б).

Зная соотношение долей воды, газовой фазы и несмешивающейся жидкости, их проводимости, можно рассчитать потоки для соответствующих составляющих жидких фаз почвы. Для обеих жидкостей, как известно, будет справедливо уравнение Дарси, однако с учетом плотности и вязкости жидкости

$$q_w = -\frac{K_{\text{отн}.w}\rho_w}{\eta_w}\cdot\frac{dP_w}{dz} \quad \text{и} \quad q_l = -\frac{K_{\text{отн}.l}.\rho_l}{\eta_l}\cdot\frac{dP_l}{dz},$$

где соответствующие индексы w и l относятся к воде и несмешивающейся жидкости.

Таковы основные принципы расчета движения в многокомпонентной системе «твердая фаза почвы – вода – несмешивающаяся жидкость – газовая фаза». Однако на пути количественного описания статики и динамики этой системы чрезвычайно много проблем. В частности, проблемы расчета состава газовой фазы, двух- и трехмерные задачи и многие другие задачи, решение которых связано с проблемами загрязнения почв и природных вод различными органическими токсикантами и нефтью (см. Дополнительную литературу).

Дополнительная литература

Шестаков В. М. Прикладная гидрогеология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001.

Fetter C. W. Contaminant hydrogeology. Second Edition. 1999. Prentice-Hall, Inc.,Simon&Shuster, New Jersey.

Luckner L., W. M. Schestakow Migration Processes in the Soil and Grounwater Zone. 1991. Lewis Publisher Inc., Leipzig.

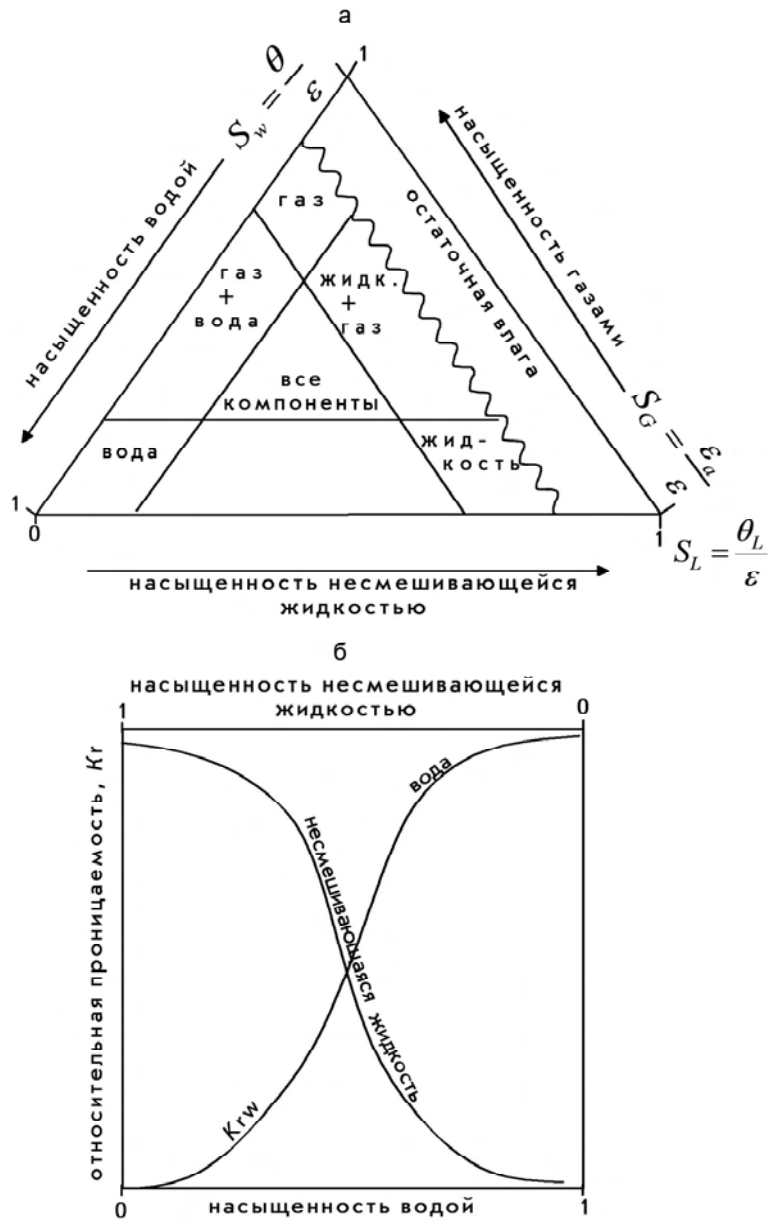


Рис. XVIII.2. Треугольник соотношения долей воды, газа и несмешивающейся жидкости в поровом пространстве почвы (а) и соотношение относительных проводимостей воды и несмешивающейся жидкости (б)

4. Конструирование почв

В последнее время все больше возникает потребность в определенных почвенных конструкциях, имеющих конкретное целевое назначение. Это различного рода газоны (спортивные, декоративные и пр.), почвенные смеси для выращивания деревьев и кустарников, конструкции для временных водоемов и пр. В различных почвенно-экологических условиях эти конструкции должны учитывать и отдаленные экологические последствия в виде, например, засоления, осолонцевания, уплотнения, просадочности и пр. Возникает оптимизационная задача высокой сложности: создаваемая почвенная среда должна выполнять основные функции (служить оптимальной средой для развития растений, например), но с учетом возможных отдаленных последствий, которые могут возникнуть в связи с особенностями микроклимата, литологии, гидрологии и химического состава вод и пр. На данный момент такого рода задачи решаются экспертным путем. Причем следует отметить многообразие и оригинальность многих решений, а также решений, учитывающих местные особенности. Примерами могут служить и развитие капельного орошения, и использование различного рода мульчи для сохранения почвенной влаги, и использование конденсированной влаги (такие примеры можно найти в данном «Курсе»). Однако возникает необходимость создания прогнозных моделей, в полной мере учитывающих целевое назначение почвенной конструкции и особенности конкретных условий. Таким образом, в будущем мы должны уметь рассчитать в почвенной конструкции необходимое оптимальное количество слоев, чередование этих слоев, их гранулометрический состав, плотность и проч. Рассчитать так, как рассчитывают инженерные сооружения (мосты, здания и т.д.). Есть ли сейчас подходы к такого рода расчетам?

По-видимому, в основе такого рода расчетов должна лежать прогнозная модель движения влаги и веществ – ведь конструкция должна выполнять конкретную цель: задерживать влагу, пропускать ее с определенной скоростью, удерживать необходимое количество веществ на заданной глубине и пр.

А начать следует с того, что необходимо задать оптимальное содержание воды и воздуха в корневой зоне растений. Этот оптимум достаточно хорошо известен: воды не должно быть слишком много, чтобы растения не страдали от недостатка воздуха (ведь и корням растений нужен воздух), но и не испытывали засухи. Верхние слои должны обладать повышенным водоудерживанием, а нижние – отводить избыток воды после дождей (т.е. дренировать корнеобитаемый

слой). Это свойство, т.е. свойство высокой фильтрационной способности почвы, почти целиком определяется дисперсностью составляющих почву частиц или ее гранулометрическим составом. Если мы будем знать зависимость фильтрационных и водоудерживающих свойств от гранулометрического состава, то, исходя из известного оптимума, можем решить и обратную задачу: рассчитать состав смеси для корнеобитаемого и подстилающих слоев. Иначе говоря, подобрать определенное соотношение крупного и мелкого песка, тонкой пыли и совсем мелких илистых частиц, чтобы обеспечить оптимум удерживания и проведения воды и веществ в корнеобитаемом и подстилающих слоях. Основа такого рода расчетов – функции зависимости водоудерживаемости и водопроводимости почв от гранулометрического состава, плотности, содержания и состава органического вещества – т.е. известные нам педотрансферные функции.

Например, как можно рассчитать оптимальное строение почвенного покрова для спортивного газона. Рассмотрим принципы этой почвенной конструкции, приведенные на рис.XVIII.3. Вода попадает на поверхность поля в виде атмосферных осадков или искусственных поливов. Часть этой воды возвращается в атмосферу в виде испарения с поверхности почвы и транспирации с травяного покрова (слой I). Как уже говорилось, одна из задач конструкции – корнеобитаемый слой (до 7–10 см) должен содержать оптимальное для растений количество воды. А воду сверх этого количества почвенная конструкция должна быстро «сбрасывать» в нижележащие слои (слои IV и V), а затем в дрены (на рис. XVIII.3 изображены в виде светлых кружков). Вот первое противоречие, которое нужно разрешить: должно быть необходимое для растений количество воды в слое II, и в то же время этот слой должен быстро пропускать через себя воду при интенсивных осадках. Увеличить влагозапасы можно добавлением мелких, пылеватых и илистых частиц, а условие высокой проницаемости для воды, напротив, достигается за счет крупных частиц песка. Второе противоречие – прочностное состояние верхнего слоя как механической подложки, с одной стороны, и наличие в нем воды и воздуха для жизни растений – с другой. Оптимизация этих свойств, включая и механическую прочность слоя I, и долговременную обеспеченность растений водой и воздухом, также может быть достигнута благодаря регулированию соотношения крупных и мелких минеральных и органических частиц.

Для решения этой задачи надо знать среднемноголетнее количество осадков, педотрансферные функции и математическую модель переноса влаги из слоя в слой. Задав начальное оптимальное количе-

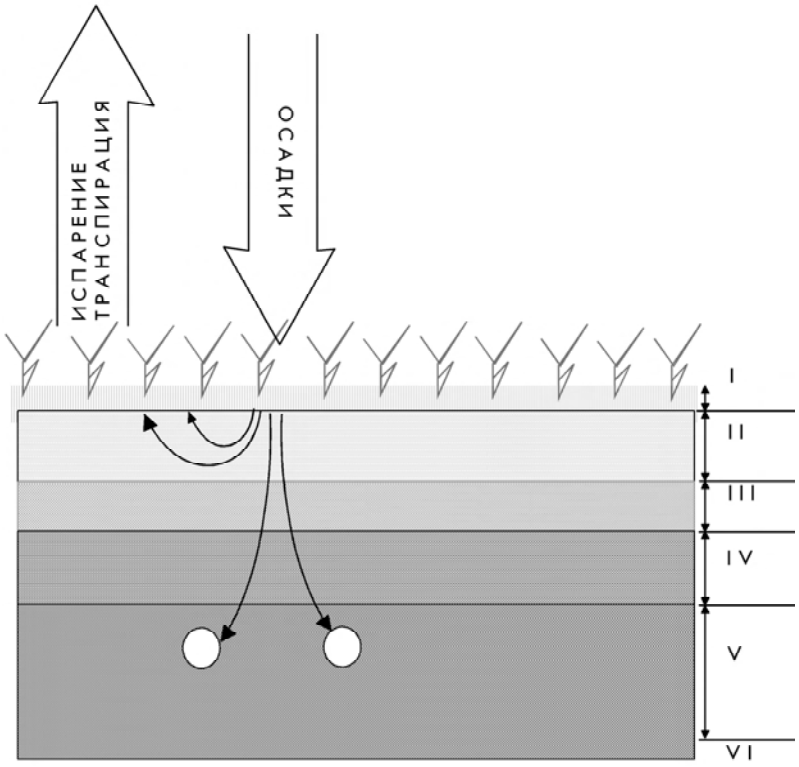


Рис. XVIII.3. Пример почвенной конструкции для спортивных площадок

ство воды во всем этом слоистом «почвенном пироге», рассчитывают динамику влаги в различных почвенных слоях в течение всего вегетационного сезона. Если эта динамика влаги в указанных слоях не удовлетворяет оптимальному диапазону, необходимо изменить содержание составляющих компонентов почвенной смеси в рассматриваемом слое; соответственно изменятся и педотрансферные функции. А после этого снова произвести расчеты движения воды и воздуха в почвенной конструкции с помощью прогнозной математической модели. Так, производя многочисленные поливариантные расчеты по варьированию состава почвенных слоев (гранулометрический состав, плотность, содержание органических компонентов и пр.), их мощности, находят оптимальное решение для планируемой конструкции, удовлетворяющее целевому назначению этой конструкции.

Таким образом, с помощью физически обоснованной модели переноса влаги, педотрансферных функций можно сконструировать

искусственную почвоподобную конструкцию, т.е. подобрать состав, количество и размеры слагающих ее элементов (песок, пыль, глина и пр.), а также рассчитать толщину различных слоев этой «искусственной почвы». Это является основным принципом. Его можно использовать и в расчетах почвенной конструкции для теплиц, для декоративных растений, для озеленения пустынных ландшафтов, в том числе и образовавшихся в результате человеческой деятельности, создания разнообразных газонов и пр.

Дополнительная литература

А б р а м а ш в и л и Г. Г. Городские и спортивные газоны. М.: Московский рабочий, 1979.

Некоторые характерные физические свойства почв различного гранулометрического состава
(наиболее вероятный диапазон – в скобках)*

Класс по гранулометрическому составу	Порозность (% объемный)	Плотность почвы, г/см^3	НВ (% к весу)	ВРК (% к весу)**	ВЗ (% к весу)	ДДВ (% к весу)	Коэффициент фильтрации, см/сут
Песок рыхлый***	37 (32−40)	1.65 (1.5−1.75)	4 (3−5.5)	3.5 (2.5−5.5)	2.5 (2−3.5)	2 (1.5−3.5)	> 150
Песок связный***	38 (32−42)	1.6 (1.5−1.7)	6 (5−10)	4.5 (4−6)	4 (3−6)	4 (2−6)	150 (80−200)
Супесь	43 (40−46)	1.5 (1.4−1.6)	14 (10−18)	7.5 (6−8.5)	6 (4−8)	8 (6−10)	100 (50−150)
Легкий суглинок	47 (43−51)	1.4 (1.3−1.5)	22 (18−26)	13 (12−14.5)	10 (8−12)	12 (10−14)	80 (40–120)
Средний суглинок	49 (47−51)	1.35 (1.3−1.4)	27 (23−31)	18.5 (17−19.5)	13 (11−15)	14 (12−16)	50 (30−70)
Тяжелый суглинок	51 (49−53)	1.3 (1.25−1.45)	30 (27−35)	21 (20−22)	15 (13−17)	16 (14−18)	40 (20−70)
Глина	53 (51−55)	1.25 (1.2−1.4)	35 (31−39)	25.5 (24−27)	20 (18−24)	15 (14−18)	15 (2−30)

* В данной таблице приведены ориентировочные значения физических свойств. В реальных условиях при непосредственных определениях эти усредненные значения и пределы варьирования могут значительно отличаться в связи с содержанием органического вещества, оструктуренностью, сельскохозяйственной обработкой, растительностью и многими другими факторами, существенно изменяющими приведенные ориентировочные значения.

** ВРК определены по характерным основным гидрофизическим характеристикам (ОГХ)

*** Природные пески почти всегда слоисты. Вследствие этого приведенные данные весьма ориентировочны.

Оценка переуплотнения почвы по критическим значениям сопротивления пенетрации
(по Lhotsky J., a kol, 1984; Zrubec F. ,1998**).

	Критические значения сопротивления пенетрации для соответствующих классов по гранулометрическому составу					
	Глина	Тяжелый суглинок	Средний суглинок	Легкий Суглинок	Супесь	Песок
Сопротивление пенетрации (МПа) *	2.8 – 3.2	3.2 – 3.7	3.7 – 4.2	4.5 – 5.0	5.5	6.0
Для диапазона влажности (% к весу)	28 – 24	24 – 20	18 – 16	15 – 13	12	10

***** Если реальная влажность почвы выше приведенной в диапазоне, к измеренному значению сопротивления пенетрации следует прибавить 0.25 МПа, а если ниже – вычесть 0.25 МПа.
** L h o t s k y J., a kol.: Metodika zъrodnмnh zhutnмnэch pud . ЪVTIZ Praha, 1984; Z r u b e c F. Metodika zъrodnenia zhutnenэch pфd. SFRI, Bratislava. 1998.

Основные размерности величин, использующихся в физике почв, и коэффициенты перехода между различными системами

Для перевода единиц системы СИ в традиционные умножить на	Система СИ	Традиционная (или используемая за рубежом) система единиц	Для перевода единиц из традиционной в систему СИ умножить на
Длина			
1.0	Микрометр, мкм (10^{-6} м)	Микрон, μ	1.0
10	Нанометр, нм (10^{-9} м)	Ангстрем, Е	0.1
Площадь			
2.47	Гектар, га	Акр	0.405
10^4	Квадратный метр, $м^2$	Гектар, га	10^{-4}
Удельная поверхность			
10	Квадратный метр на килограмм, $м^2/кг$	Квадратный сантиметр на грамм, $см^2/г$	0.1

Давление			
9.90	Мегапаскаль, МПа (10^6 Па)	Атмосфера, атм	0.101
10	Мегапаскаль, МПа (10^6 Па)	Бар (амер.)	0.1
1.02	Гектопаскаль, гПа	Сантиметр водного столба, см.водн.ст.	0.98
10^5	Паскаль, Па	Атмосфера, атм	10^{-5}
Насыщенная (коэффициент фильтрации) и ненасыщенная (коэффициент влагопроводности) влагопроводность			
8.64×10^6	м/сек	см/сут	1.16×10^{-7}
Сила, энергия, работа, тепло			
10^5	Ньютон, Н	Дина	10^{-5}
0.239	Джоуль, Дж	Калория, кал	4.19
10^7	Джоуль, Дж	Эрг	10^{-7}
2.387×10^{-5}	Джоуль на кв.метр, Дж/м^2	Калория на кв.сантиметр (лэнгли), кал/см^2	4.19×10^4
1.163	Ватт , Вт	Калория в секунду, кал/с	0.86
1.43×10^{-3}	Ватт на кв.метр, Вт/м^2	Калория на кв.сантиметр в минуту, кал/см^2 мин	698
Температура			
1.00 (К-273)	Кельвин, К	Цельсий, °С	1.00 (°С+273)
(1.8 ^{0}С) + 32	Цельсий, °С	Фаренгейт, °F	0.5556 (°F – 32)
Транспирация и фотосинтез			
3.60×10^{-2}	Миллиграмм на кв.м в секунду, мг/м^2 с	Грамм на кв.дециметр в час, г/дм^2 час	27.8
10^{-4}	Миллиграмм на кв.метр в секунду, мг/м^2 с	Миллиграмм на кв.сантиметр в секунду, мг/см^2 с	10^4
1.16×10^{-6}	Миллиграмм на кв.метр в секунду, мг/м^2 с	Грамм на гектар в сутки, г/га сут	8.64×10^5
0.116	Грамм (H_2O) на кв.метр в секунду, г/м^2 с	Сантиметр водного слоя в сутки, см водн.сл./сут	8.64
5.56×10^{-3}	Миллиграмм (H_2O) на кв.метр в секунду, мг/м^2 с	Микромоль (H_2O) на кв.сантиметр в секунду, мкмол/см^2 с	180

Удельная элетропроводность и магнетизм			
10	Сименс на метр, См/м	Миллимо на сантиметр, ммо/см	0.1
10^4	Тесла, Т	Гаусс, G	10^{-4}
Концентрации			
1	Сантимоль на килограмм, смоль/кг	Миллиэквивалент на 100 грамм, мэкв/100 г	1
0.1	Грамм на килограмм, г/кг	Процент, %	10
1	Грамм на килограмм, г/кг	Промилле (часть на тысячу), ppm	1
Радиоактивность			
2.7×10^{-11}	Беккерель, Bq	Кюри, Ci	3.7×10^{10}
100	Грей, Gy (полученная доза)	Рад, rad	0.01
100	Эквивалентная доза, сиверт, Sv	Рентген (на человека)	0.01

Оценочные показатели степени деградации почв и земель
(приводятся в сокращенном варианте по В.Н..Шептухову и др.,1997*)

Показатель	**Степень деградации**				
	0	**1**	**2**	**3**	**4**
Уменьшение содержания физической глины, % от исходного	<5	6−15	16−25	26−32	>32
Увеличение равновесной плотности пахотного слоя почвы, % от исходной	<10	11−20	21−30	31−40	>40
Стабильная структурная (межагрегатная, без учета трещин) пористость, $см^3/г$	>0.2	0.11−0.2	0.06−0.1	0.02−0.05	<0.02
Текстурная пористость (внутриагрегатная), $см^3/г$	>0.3	0.26−0.3	0.2−0.25	0.17−0.19	<0.17
Коэффициент фильтрации, м/сут.	>1.0	0.3−1.0	0.1−0.3	0.01−0.1	<0.01
Каменистость, % покрытия	<5	6−15	16−35	36−70	>70

* Шептухов В. Н., Решетина Т. В., Березин П. Н. и др. О совершенствовании оценки процессов деградации почв. «Почвоведение». 1997. №7. С.799–805.

Оптимальные гидротермические условия для произрастания сельскохозяйственных культур
(по В.В.Медведеву и др., 2002*)

Показатель	Оптимальные	Допустимые	Не рекомендуемые
Температура воздуха при появлении всходов, °С	6−12	4−5	<4
Температура воздуха при формировании генеративных органов, °С	6−12	45	<4
Запасы продуктивной влаги (см водн.сл.) в слое 0–20 см при появлении всходов	>3.0	1.0−3.0	<1.0
Запасы продуктивной влаги в слое 0–100см при цветении или формировании генеративных органов	>12.0	6.0−12.0	<6.0
Гидротермический коэффициент за период с температурой воздуха >10°С	0.9−1.2	0.7−0.89 или 1.21−1.6	<0.78 или >1.6

* Медведев В. В., Булыгин С. Ю., Лактионова Т. Н., Деревянко Р. Г.. Критерии оценки пригодности земель Украины для возделывания зерновых культур. «Почвоведение». 2002. №2. С.216–227

Список обозначений основных свойств и параметров и наиболее употребительных единиц измерений*)

Обозначение	Свойства и параметры	Размерность
C	Сцепление	кПа, атм
C, C_m, C_v	Теплоемкость, удельная, объемная	кал/(г·град), кал/(см^3·град)
c	Концентрация газа и растворенного вещества	г/м^3 и моль/л
c_n, $c_з$ и c_s	Концентрация растворенного вещества в проточных, застойных зонах порового пространства и в адсорбированной фазе	моль/л
d	Диаметры (пор, фильтрующей колонки и пр.)	мм, мкм, см
D	Коэффициент диффузии	см^2/час, см^2/с, м^2/сут
D_0, D_m, D_c^{ef} D_a^{ef}, D_h, D^*	Коэффициенты диффузии: иона или газа в растворе (или в воздухе), молекулярной, эффективной для солей и газов, гидродинамической дисперсии, конвективной диффузии	см^2/час, см^2/с, м^2/сут
E, E_0	Испарение, испаряемость	см/сут, мм/час
e	Коэффициент пористости	см^3/см^3, безразм.
g	Ускорение свободного падения	см^2/с
h, h_0, $h_в$ и $h_н$	Высота: образца, столба воды в верхней и нижней частях прибора	мм, м
H	Слой воды (напор)	см, м
H_a	Нагревание приземного слоя воздуха	Вт/м^2 = Дж/(с·м^2) или кал/(см^2·сут)
I_n	Поступающая солнечная радиация	-“-
I_a	Рассеянная радиация	-“-
I_{li}	Противоизлучение атмосферы	-“-
I_{le}	Излучение деятельной поверхности почвы	-“-
I_n	Радиационный баланс	-“-
k, k_1	Константы кинетики сорбции нулевого, первого порядка	1/час
K_d	Константа сорбции (коэффициент распределения)	л/г, л/100 г

Обозначение	Свойства и параметры	Размерность
$K_{стр}$	Коэффициент структурности	безразм., %
$K_д$	Коэффициент дисперсности по Качинскому	%
$K_{вл}$	Коэффициент влагопроводности почвы	см/сут, м/сут
$K_ф$, K_l	Коэффициент фильтрации воды в почве, коэффициент фильтрации жидкости в почве	-“-
L	Длина почвы в колонке	см
m	Масса тела, фракции, почвы и проч.	г, кг
m_s, m_w, m_a	Масса твердой фазы почвы, воды, воздуха в почве	-“-
N_A	Число Авогадро	
p	Вес почвы	г, кг
P	Равновесное давление паров воды при данной температуре	мм рт.ст, атм
P	Разрежение, давление	см водн.ст., атм
$P_{к-с}$	Давление (капиллярно-сорбционное, матричное) почвенной влаги	см водн.ст., атм, Па
P_σ, P_τ	Нормальное (напряжение сжатия) и тангенциальное (напряжение сдвига) механические давления	-“-
P_0	Давление паров воды, насыщающих данное пространство при температуре опыта	атм, см водн.ст
Q	Количество вещества, энергии	моль, кал
Q_s	Нагревание почвы	Вт/м^2 = Дж/(с·м^2) или кал/(см^2·сут)
q_T	Поток тепла в почве	Вт/м^2 = Дж/(с· м^2) или кал/(см^2 ·сут)
q_w	Поток воды в почве	см/сут, м/сут
q_c	Поток растворимых веществ (солей) в почве	моль/(см^{2}сут)
q_a, q_a^c, q_a^d	Поток газа, конвективная, диффузионная составляющие потока газа в почве	г/(см^{2}сут)
R	Радиусы (капилляров, цилиндра и проч.)	мм, см
S	Площади (поперечного сечения и проч.)	см, м

Обозначение	Свойства и параметры	Размерность
$S_{пол}$, S_e, S_i	Полная, внутренняя и внешняя удельные поверхности почвы	$м^2/г$
S_0	Площадь, занимаемая одной молекулой адсорбата	$м^2$
t	Время	мин, час, сут
t_{50}	Время полураспада вещества	-“-
T	Абсолютная температура	К
T_t	Такт или относительное время	безразм.
Tr	Транспирация растений	см/сут, мм/сут
V	Объемы (проб, впитавшейся воды и проч.)	мл
V_a	Объем агрегатов	$см^3$
$V_{пор}$	Объем пор почвы в колонке	-“-
V_s	Объем твердой фазы	-“-
V_w	Объем почвенной влаги	-“-
W	Влажность весовая	г/г, %
$W_г$	Гигроскопическая влажность почвы	-“-
$W_{мг}$	Влажность максимальная гигроскопическая почвы	-“-
$W_{ммв}$	Влажность при максимальной молекулярной влагоемкости	-“-
$W_{мав}$	Влажность максимальной адсорбционной влагоемкости	-“-
$W_{нв}$	Влажность при наименьшей влагоемкости	-“-
$W_{пт}$	Влажность при пределе текучести	-“-
W_m	Количество воды, покрывающее поверхность почвенных частиц мономолекулярным слоем	-“-
z	Глубина	см, м
α	Альбедо	безразмерная
γ	Поверхностное натяжение жидкости	дин/см
η, η_l	Вязкость воды, жидкости	Па·с
ε, $\varepsilon_{агр}$, $\varepsilon_{Σа}$, $\varepsilon_{ма}$	Порозность (пористость) почвы, агрегатная, суммарная агрегатная, межагрегатная	$см^3/см^3$, %
ε_{air}	Объем воздухоносных пор в единице объема почвы	-“-
$\varepsilon_п$, $\varepsilon_з$	Порозность проточных и застойных зон порового пространства почвы	-“-

Обозначение	Свойства и параметры	Размерность
κ	Коэффициент температуропроводности почвы	$см^2/с$
λ	Шаг смешения	м, см
λ_T	Коэффициент теплопроводности	кал/(см град час)
θ	Объемная влажность почвы	$см^3/см^3$
θ^*	Влажность почвы, соответствующая нерастворяющему объему влаги	-“-
$\theta_{\min}$	Минимальная (остаточная) влажность почвы (аппроксимация ОГХ уравнением ван Генухтена)	-“-
$\theta_{\max}$	Влажность, близкая к водовместимости (аппроксимация ОГХ уравнением ван Генухтена)	-“-
v	Скорость движения потока в порах	мм/сут, см/сут
ρ_a	Плотность агрегата	$г/см^3$
ρ_b	Плотность почвы	-м-
ρ_s	Плотность твердой фазы почвы	-“-
$\Psi_{к\text{-}с}, \Psi_{осм}, \Psi_{гр}, \Psi_{вн}, \Psi_{атм}$	Потенциалы влаги в почве: капиллярно-сорбционный, осмотический, гравитационный, внешнего механического и газового (атмосферного) давлений	дж/кг
EC	Удельная электропроводность	См/м

*) В тексте могут встречаться буквенные обозначения, повторяющие приведенные в данной таблице, но отличающиеся по смыслу. При этом обязательно дается текстовое пояснение.

Предметный указатель

Агрегат почвенный
6, 10, 13, 16, 19, 55, 68
адсорбция 9, 82, 83
Альбедо 316, 317, 320, 331
Аэрация почвы 296, 298, 313

Баланс
водный 207, 242, 247, 250
радиационный 315, 319, 335
тепловой 317, 319, 330, 335

Влага почвенная
адсорбированная 94, 237, 394
гигроскопическая
24, 27, 109, 112, 122
гравитационная
67, 106, 107, 111, 122, 208, 252
доступная
200, 211, 217, 235, 236, 237, 252
капиллярная 139, 237, 252, 329
недоступная 21, 28, 95, 146, 237, 252
пленочная 97, 99, 101, 103, 121,
127, 146, 157, 237, 252, 329, 393
подвешенная 104, 107, 112
продуктивная 64, 114, 122
прочносвязанная 92, 95, 124, 158
свободная 92, 93, 124, 125,
129, 131, 142
Влагоемкость почвы
дифференциальная
156, 171, 173, 203, 285, 287
максимальная адсорбционная
82, 95, 96, 97, 121, 268, 393
максимальная молекулярная
99, 110, 158, 354
наименьшая 23, 67, 74, 107,
110, 112, 160, 169, 201, 235,
298, 313, 394, 401
объемная 296, 298
полная
74, 107, 112, 121, 125, 208, 399
Влагомер почвенный
гаммаскопический 121
диэлькометрический 117, 119
нейтронный 116, 117
Влагообеспеченность растений
219, 221, 223, 229
Влагопроводность 192, 201, 203, 334.
См. также Ненасыщенная
гидравлическая проводимость
Влажность
завядания 109, 112, 122, 158,
159, 201, 217, 238, 252
массовая 91, 159, 236
минимальная 148, 171, 288, 290
объемная 91, 93, 144, 146, 261, 285
относительная 109, 112, 235, 240
прилипания 400
разрыва капиллярной связи
99, 110, 112, 351
Водоотдача 113
Водопроницаемость 184, 185, 191, 217
Водоупор 104, 106, 177
Водоустойчивость 59, 62, 72, 73, 75
Воздух почвенный
адсорбированный 107, 112, 147
защемленный 59, 63, 71, 75, 105,
107, 112, 147, 162, 190
растворенный 299, 304, 310
Воздухоемкость 23, 297, 298, 313
Воздухообмен 296, 298, 313
Воздухопроницаемость
18, 297, 298, 304, 313
Воздухосодержание. *См.* Порозность
аэрации
Впитывание 184, 185, 186, 191, 193, 195
Высота капиллярного подъема
102, 103, 144, 156
Выходная кривая 265, 269
Вязкость 340, 343, 347, 349, 354, 357

Газообмен 237, 299, 301, 304, 305
Гидравлический градиент
175, 179, 182
Гидродинамическая дисперсия
260, 261, 262, 263, 265
Гипсовые блоки 119, 121
Гистерезис 121, 161, 162,

163, 173, 204, 364, 367, 392
Глина физическая 32, 43, 44, 52
Гравий 31, 32, 52
Граница липкости 400, 401
Гранулометрический состав 7, 29, 32, 35
Грунтовые воды 103, 108, 112, 113, 122, 174, 190, 230, 231, 247, 252, 262, 287

Давление
входа воздуха 147, 171, 224, 226, 229
гидравлическое 178
гидростатическое 131, 180
гравитационное 128
капиллярно-сорбционное 125, 126, 127, 128, 129, 131
критическое 223, 225, 226, 229
механическое 134, 359, 360, 363
осмотическое 127, 129, 134, 142, 222, 277
пневматическое 304
полное 128, 129, 130, 131, 134, 135, 137, 142
почвенной влаги 125, 126, 129, 133, 280, 282, 285
предкомпрессионное 362, 369, 370, 379, 380, 384
расклинивающее 59, 385, 389, 400
тензиометрическое 140, 141
Движение воды
конвективное 256, 257
ламинарное 180, 182, 183, 405
турбулентное 52, 180, 182, 183
Деформация 343
остаточная 340, 343, 357, 364, 367
пластическая 340, 343, 349, 350, 357
упругая 340, 343, 357
Дилатансия 353, 356, 371, 372
Диффузивность почвенной влаги 203
Диффузия 199, 210, 219, 257, 258, 259, 260, 261, 262, 263, 264,265, 266, 267, 271, 272, 274, 328, 402
Законы (Генри, Гука, Дарси, Жюрена, Лапласа, Ньютона, Стокса, Фика)
См. соответствующие «Уравнения»
Запас влаги
доступной 122

Изоплеты влажности почвы 232, 233, 235, 237, 238, 239, 241, 252
Изотерма сорбции (десорбции) водяного пара 79, 82, 89
Ил 32, 35, 43, 47, 52, 55, 314, 364, 387, 397
Инфильтрация (син. впитывание) 184, 185, 186, 188, 191, 217
Инфильтрометр 188
Испарение
почвенной влаги 208, 244, 410
транспирационное (транспирация) 220
физическое 244
Испаряемость 231, 238, 242, 244, 245, 246, 253, 282

Капилляриметр 163, 164, 165, 166, 167
Капилляры 192, 197, 255, 256, 257, 259, 260, 329, 400
Коллоиды 31, 69, 74
Конвекция 258, 274, 299, 302, 304, 322, 329, 336
Конденсация влаги 82, 95, 202, 214, 250, 252
Кондукция 321, 322, 329, 336
Консистенция почвы 349
Константы пластичности почвы (пределы Аттерберга)
верхний предел 350, 351, 358
нижний предел 350, 351, 358
Контакты межчастичные 72, 337, 338, 339, 383, 400
Корка почвенная 59
Коэффициент
влагопроводности 192, 193, 195, 197, 198, 199, 217, 285
впитывания 188
дисперсности 56, 61, 74
пористости 12, 341, 342, 343, 357, 361, 362, 363, 369, 390
респирационный 302
структурности 62

температуропроводности 326, 327, 328, 336
теплопроводности 321, 323
уплотнения 363, 365
фильтрации 176, 178, 179, 181, 182, 184, 187, 189, 193, 217
Кривая
деформационная 364, 367
компрессионная 361, 363, 364
набухания и усадки 388, 390, 392
реологическая 347, 349
Критическое давление влаги 223, 224, 226, 229, 282, 361

Лизиметр 247, 249, 253
Липкость 32, 85, 399

Макроагрегаты 49, 54, 57, 58, 61, 63
Макропоры 58, 106, 148, 239, 402, 405
Мелиорация 64, 109, 225, 226
Микроагрегаты 49, 54, 63, 68, 69, 70, 74
Микропоры 21, 28, 72

Набухание почвы 11, 385, 386, 387, 389, 392, 395, 400
Напряжение предкомпрессионное 370
Нерастворяющий объем влаги 96, 97, 268, 286, 288, 291
Онсагера принцип 276, 277, 278
Основная гидрофизическая характеристика (ОГХ) 145, 146, 172, 351, 352
Отток влаги глубинный (отток грунтовых вод) 249

Педотрансферные функции 168, 379, 384, 410
Пенетрометр 380, 381, 383
Пептизация 31, 52
Перенос
солей 327
влаги 141, 143, 210, 211, 213
пара 194, 210, 214
скрытой теплоты 321
солей 256
тепла 322, 323, 327
Песок физический 33
Пластичность 85, 340, 343, 345, 346
Плотность
агрегата 10, 13, 14, 23, 26
почвы 10, 12, 23, 28
твердой фазы 10, 12, 23
Поверхность
внешняя 79, 84, 90
внутренняя 79, 84, 87, 90
деятельная 315, 316
Порозность
агрегата 13, 14, 16, 19, 21, 22, 28
аэрации 12, 18, 23, 296, 298
306, 307, 308, 313
дифференциальная 20, 22, 38, 146, 297
межагрегатная 13, 14, 19, 21, 22, 28
почвы 12, 13, 14, 16, 265
Предел (пластичности, усадки) 394
Преимущественные пути переноса влаги 403, 405
Проницаемость почвы
диэлектрическая 94, 117, 118
Просадочность почв 374, 409
Прочность структуры механическая 353, 354, 361, 374
Пыль 32, 40, 43, 44, 412
Пьезометр 131

Рейнольдса критерий (число) 182
Реология 337, 340, 343, 344, 346
Реопексия 354

Сопротивление
пенетрации (твердость почвы) 356, 380, 381, 382, 383
сдвигу 370, 371, 372
Структура почвы 57, 58, 66, 74
Сцепление 371, 372, 379, 384

Такт (относительное время) 265, 266, 267, 268
Тензиометр 126, 131, 137, 139, 140
Теплоемкость 323, 324, 325, 328

Тиксотропия 215, 339, 353, 356
Топоизоплеты влажности 240, 241
Транспирация 220, 231, 244
  актуальная 221
  относительная 221
  потенциальная 221

Упругость 340
Уравнение
  БЭТ 79, 83, 86, 90
  Генри 82, 83
  Гука 344, 381
  Дальтона 245
  Дарси 174, 178, 179, 182, 199, 200, 208, 257, 304, 321, 402, 403, 407
  Жюрена 103, 122, 128, 154, 158
  конвективно-диффузионное 259, 262, 263, 268, 272, 274
  Костякова 191
  Лапласа 101, 102, 154
  Ленгмюра 82, 83
  Модифицированного закона Дарси 199, 217
  неразрывности 200, 202, 255, 256, 257
  Ньютона 344, 345
  основного переноса 207
  Ричардса 200, 201, 203, 205, 207
  Стокса 49, 50, 51
  Фаррера 83, 87, 90
  Филипа 191
  Фурье 276, 321, 323, 326, 335
Усадка 11, 392, 395, 398, 400

Физика почв 3, 8
Фильтрация 174, 178
  линейная 180, 181
  радиальная 180
Фракция гранулометрическая 32, 33, 34
Функция влагопроводности 192, 195, 196, 207, 285

Частицы почвенные элементарные 29, 31, 32
Число пластичности 350

Шаг смешения 261, 264, 268, 288, 294

Эвапотранспирация 244, 287, 291, 317, 319

Содержание

ПРЕДИСЛОВИЕ 3
ВВЕДЕНИЕ 4
1. Фундаментальные законы 4
2. Принципы изучения почвы как природного естественно-исторического тела 5
3. Почва как физическое тело.Предмет физики почв 7

Часть I. ПОЧВА – ГЕТЕРОГЕННАЯ, МНОГОФАЗНАЯ, ПОРИСТАЯ СИСТЕМА 9
1. Фазы почвы, их соотношение 9
2. Плотность твердой фазы, почвы, агрегатов 10
3. Порозность почв, агрегатов, межагрегатная 13
4. Типичные значения плотности и порозности почв 14
5. Плотность почвы и урожай 15
6. Экологическое значение плотности почвы 20
7. Размеры пор и их функции. Дифференциальная порозность почв 20
8. Методы определения плотности почв, агрегатов, твердой фазы 23

Часть II. ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОЧВ 29
1. Элементарные почвенные частицы 29
2. Фракции элементарных почвенных частиц 31
3. Состав и свойства фракций гранулометрических элементов 34
4. Интегральные и дифференциальные кривые гранулометрического состава. Количественные характеристики распределения частиц по размерам 35
5. Классификации почв по гранулометрии 40
6. Гранулометрический состав почвенного профиля 46
7. Гранулометрический анализ почв 49

Часть III. СТРУКТУРА ПОЧВЫ 54
1. Микроагрегатный состав почв 54
2. Понятие о структуре почвы как об ее агрегатном составе 57
3. Оценка структуры. Ситовой анализ 58

4. Оценка структуры почвы 61
5. Структура почвы и урожай 64
6. Оптимальные диапазоны содержания воды и воздуха 67
7. Формирование почвенной структуры 68
7.1. Строение агрегата 68
7.2. Основные теории структурообразования 69
7.3. Значение амфифильных свойств почвенного органического вещества 71

Часть IV. УДЕЛЬНАЯ ПОВЕРХНОСТЬ ПОЧВ 76
1. Полная, внутренняя и внешняя удельные поверхности почв 76
2. Изотерма адсорбции паров воды почвами. Уравнение БЭТ 79
3.Определение и анализ данных по удельной поверхности 86
4. Принципы методов определения удельной поверхности 89

Часть V. ВЛАЖНОСТЬ ПОЧВЫ. ФОРМЫ ВОДЫ И ПОЧВЕННО-ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ КОНСТАНТЫ 91
1. Влажность. Различные формы выражения 91
2. Формы воды в почве и энергетические константы 94
3.Почвенно-гидрологические константы 109
4.Методы определения влажности почвы 115
4.1. Прямые методы: термостатно-весовой 115
4.2. Косвенные методы 115

Часть VI. ДАВЛЕНИЕ (ПОТЕНЦИАЛ) ВЛАГИ В ПОЧВЕ 124
1. Понятие о капиллярно-сорбционном (матричном) давлении влаги в почве 124
2. Составляющие полного давления влаги в почве 129
3. Термодинамическое обоснование потенциала влаги. Полный потенциал влаги и его составляющие 132
4. О методах определения потенциала влаги в почве 136

Часть VII. ОСНОВНАЯ ГИДРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА 144
1. Зависимость между капиллярно-сорбционным (матричным) давлением влаги и влажностью – основная гидрофизическая характеристика (ОГХ). Физическая сущность и формы представления 144
2. Зависимость ОГХ от фундаментальных свойств почв 149
3. Использование ОГХ 155
4. Гистерезис ОГХ 161
5. О методах определения ОГХ 163
6. Педотрансферные функции 168

Часть VIII. ДВИЖЕНИЕ ВОДЫ В ПОЧВЕ 174
1.Движение воды в насыщенной влагой почве (фильтрация) 174
1.1. Закон Дарси 174
1.2. Виды фильтрации и фильтрационных задач 179
1.3. Отклонения от закона Дарси 182
2. Водопроницаемость. Впитывание (инфильтрация) воды в почву 184
3. Коэффициенты фильтрации и впитывания: экспериментальные определения и расчеты 187
4. Движение воды в не насыщенной влагой почве 192
4.1. Функция влагопроводности (коэффициент влагопроводности или ненасыщенной гидравлической проводимости) 192
4.2. Модифицированный закон Дарси 198
4.3. Основное уравнение движения почвенной влаги 202
4.4. Расчет движения воды в не насыщенной влагой почве 205
4.4.1. Расчет с использованием основной гидрофизической характеристики (ОГХ) и функции влагопроводности. 205
4.4.2. Расчет с использованием гидрологических констант 208
5. Термовлагоперенос 210
5.1. Термопароперенос 210
5.2. Совместный парожидкостный перенос влаги в неизотермических условиях 211
5.3. Перенос влаги в замерзающих почвах 213

Часть IX. ДВИЖЕНИЕ ВЛАГИ В СИСТЕМЕ «ПОЧВА–РАСТЕНИЕ–АТМОСФЕРА» 219
1. Понятие о влагообеспеченности растений. Транспирация 219
2. Термодинамический подход к описанию передвижения влаги в системе «почва–растение–атмосфера» 221
3. Критическое давление влаги в почве. Научные основы регулирования водного питания растений 224
4. Зависимость критического давления от различных факторов 226

Часть X. ВОДНЫЙ РЕЖИМ И БАЛАНС ПОЧВ 230
1. Водный режим почв 230
1.1. Динамика влажности в почве. Водный режим почв 230
1.2. Различные формы представления водного режима: распределение влажности по глубине, послойные динамики, хроно- и топоизоплеты 232
2. Водный баланс почв 242
2.1. Составляющие и уравнение водного баланса 242
2.2. Оценка некоторых составляющих водного баланса 244

2.2.1. Испарение с поверхности почвы. Транспирация 244
2.2.2. Внутрипочвенный отток 247
2.2.3. Конденсация 250

Часть XI. ПЕРЕНОС РАСТВОРИМЫХ ВЕЩЕСТВ В ПОЧВЕ 255
1. Конвективный перенос. Уравнение неразрывности 255
2. Диффузия 257
3. Гидродинамическая дисперсия. Уравнение конвективно-диффузионного переноса 259
4. «Выходные кривые» 265
4.1. Анализ процессов при движении ионов в почве 265
4.2. Кинетическая сорбция (десорбция) веществ 269
4.3. Значение проточных и застойных зон порового пространства почв 271
5. Основные процессы и параметры переноса растворимых веществ в почве 274
6.Термодинамические подходы к совместному переносу веществ, тепла, электрических зарядов. Принцип Онсагера 276

Часть XII. МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ДВИЖЕНИЯ ВЛАГИ И ВЕЩЕСТВ В ПОЧВАХ 279
1. Основные этапы моделирования 280
2. Понятие о расчетных схемах, начальных, граничных условиях и экспериментальном обеспечении моделей 284
3. Процесс моделирования: «наполнение» модели экспериментальными данными, поливариантные расчеты 289
4. Использование моделей 292

Часть XIII. ГАЗОВАЯ ФАЗА ПОЧВЫ 296
1. Основные понятия: аэрация и порозность аэрации, воздухообмен, воздухоносная порозность, дыхание почв 296
2. Газовый состав почвенного воздуха. Газообмен с атмосферой 298
3. Перенос газов в почве 302
3.1. Конвекция 304
3.2. Диффузия 306
4. Методы исследования газового состава почвенного воздуха 309

Часть XIV. ТЕПЛОФИЗИКА ПОЧВ 314
1. Радиационный и тепловой баланс 314
1.1. Радиационный баланс 315
1.2. Тепловой баланс 317
2. Перенос тепла в почве. Основные механизмы 321

3. Теплофизические свойства почв 328
4. Тепловой и температурный режимы почв 330
5. Температурные оптимумы 332
6. Классификация тепловых режимов 333
7. Методы изучения составляющих радиационного баланса и теплофизических свойств почв 334

Часть XV. РЕОЛОГИЯ ПОЧВ 337
1. Типы связей и структур межчастичного взаимодействия 337
2. Основные понятия 340
3. Реологические законы для идеальных систем 344
4. Основные реологические модели, применяемые к почве 346
5. Пределы Аттерберга. Взаимосвязь реологических состояний с ОГХ 350
6. Тиксотропия. Реопексия. Дилатансия 353

Часть XVI. ДЕФОРМАЦИИ ПОЧВ 359
1. Основные понятия 359
2. Деформации сжатия (растяжения) 360
3. Деформации сдвига 370
4. Природные и антропогенно обусловленные физико-механические явления при деформациях сжатия и сдвига 374
5. Прогноз уплотнения почв 377
6. Сопротивление пенетрации 380

Часть XVII. НАБУХАНИЕ И УСАДКА ПОЧВ. ЛИПКОСТЬ ПОЧВ 385
1. Набухание 385
2. Усадка почв и почвенных агрегатов 392
3. Липкость почв 399

Часть XVIII. НЕКОТОРЫЕ СПЕЦИАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ ФИЗИКИ ПОЧВ 402
1. Преимущественные потоки влаги и веществ в почве 402
2. Пространственная неоднородность физических свойств и процессов 406
3. Многокомпонентный перенос в зоне аэрации и в грунтовых водах 406
4. Конструирование почв 409

СПРАВОЧНЫЕ МАТЕРИАЛЫ 413
СПИСОК ОБОЗНАЧЕНИЙ 418
ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ 422