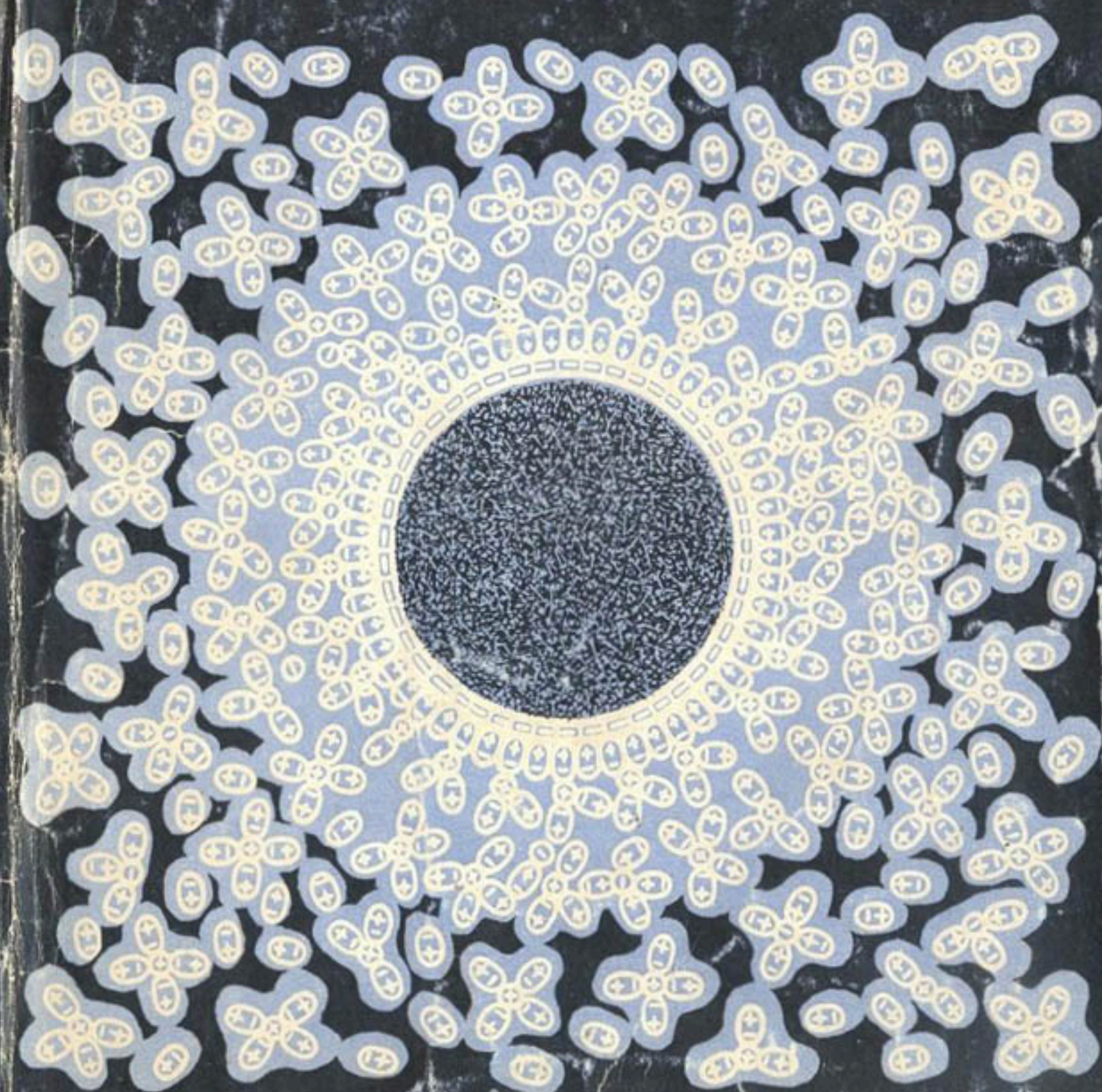


Б. Н. Мичурин

ЭНЕРГЕТИКА ПОЧВЕННОЙ ВЛАГИ



Б. Н. Мичурин

*ЭНЕРГЕТИКА
ПОЧВЕННОЙ
ВЛАГИ*



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ · ЛЕНИНГРАД · 1975

В книге излагаются основы энергетики (термодинамики) почвенной влаги и ее приложений к решению проблем почвоведения и земледелия. На основе принципа подобия, открывающего возможность рационального познания природы, в сочетании с понятием свободной энергии строится теория удержания и передвижения влаги в почве, теория связи урожая сельскохозяйственных культур с притоком солнечной радиации на поле, или с потенциальной величиной транспирации.

Книга рассчитана на работников научно-исследовательских и проектных институтов, высших учебных заведений, занимающихся проблемами почвоведения, мелиорацией земель и влагообеспеченностью растений сельскохозяйственных полей.

The book deals with soil moisture energetics (thermodynamics) and its application for solutions to problems of soil science and agriculture.

The theory of soil water retention and transfer is developed on the basis of similarity principle in synthesis with the basic laws of soil hydrology.

The similarity principle serves also for broad generalizations in investigations of relationships between potential transpiration, solar radiation and crop.

The book intended for researchers involved in problems of soil science, reclamation and water budget of agricultural fields.

В соответствии с решениями XXIV съезда КПСС увеличение производства продуктов сельского хозяйства будет достигаться главным образом за счет интенсификации использования земель, а не за счет роста посевных площадей. Интенсификация земледелия означает повышение урожая сельскохозяйственных культур посредством оптимизации условий их роста и развития (орошение, осушение, новая технология обработки почв, внесение удобрений). В связи с этими мероприятиями решение проблемы земледелия требует дальнейшего развития теоретического и экспериментального почвоведения.

Каждое физическое явление в почве и в системе «почва — растение — атмосфера» сопровождается превращением энергии, и поэтому знание термодинамики необходимо для развития всех направлений агрономической физики. Термодинамика располагает точными методами для решения проблем земледелия, устанавливает принципы и законы, которым подчиняются различные превращения вещества и энергии в системе «почва — растение — атмосфера». Вначале предметом термодинамики было главным образом изучение превращений тепловой энергии. Поэтому название «термодинамика» в то время было вполне оправданным. Однако начиная примерно с конца XIX века основное внимание уделялось применению энергетических функций для характеристики состояния материальной системы и установления критериев, определяющих возможность перехода системы из одного состояния в другое. Эти энергетические функции используются теперь в качестве показателей, с помощью которых можно учитывать поведение материальных систем. Таким образом, в настоящее время термин «энергетика», очевидно, точнее отражает сущность, чем «термодинамика» [22].

Предметом предлагаемой книги является термодинамический метод в приложении к проблемам почвоведения и земледелия. С помощью энергетических функций можно дать строгую количественную оценку состояния влаги в почве. Вода удерживается на поверхности почвенных частиц сорбционными силами. В почвах тяжелого механического состава, обладающих большой удельной поверхностью, одно и то же количество влаги удерживается значительно более прочно, чем в легких

почвах с меньшей удельной поверхностью. Потенциал влаги (капиллярное и адсорбционное давление) есть мера энергии, которую следует затратить, чтобы удалить из почвы единицу массы влаги. Эта величина энергии зависит не только от удельной поверхности, но и от влажности и плотности почвы и распределения пор по размерам, причем для каждого пористого материала характерна своя зависимость между потенциалом (давлением) и влажностью, а также между гидравлической проводимостью и влажностью. Часть влаги находится в виде пленки на поверхности почвенных частиц, а другая — в порах между частицами. Содержание пленочной влаги пропорционально удельной поверхности почвы, а содержание объемной влаги зависит от распределения пор по размерам.

Представление о термодинамическом потенциале влаги позволяет оценить состояние воды не только в почве, но и в системе «почва — растение — атмосфера». Учение о потенциале влаги в почве и растениях лежит в основе оптимизации условий жизни растений и управления ими в хозяйственных условиях.

Знание зависимости между влажностью, давлением и влагопроводностью необходимо для количественного анализа, прогноза и решения любых практических задач в области водного режима почв и растений. Решение этих задач осложняется отсутствием строгой математической зависимости потенциала почвенной влаги от ее содержания в почве. Вследствие нелинейности этой зависимости ее определяют в каждом конкретном случае экспериментально. Пенман по этому поводу писал: «Насколько легче была бы жизнь (все же оставаясь нелегкой), если бы зависимость между всасывающим давлением и влажностью почвы была бы линейной...» (цитирую по Роде [45]).

В 1956 г. Миллер и Миллер [71] развили новую теорию капиллярных явлений. Фундаментом этой теории служат понятия «приведенное капиллярное давление» и «приведенная влагопроводность», полученные из уравнения Лапласа и уравнения Дарси на основе теории подобия. В качестве масштабного коэффициента Миллер и Миллер использовали характеристический размер частиц (длина, радиус). Сочетая теорию подобия с термодинамическим подходом, они получили метод обобщения кривых зависимости потенциала от влажности почвы и кривых зависимости влагопроводности от давления (влажности), относящихся к монодисперсным системам частиц диаметром 100—250 мкм. Применимость этого метода к почвам не была доказана.

Мичурин и Онищенко [37] заменили малообоснованный применительно к полидисперсным системам характеристический размер частиц величиной удельной поверхности их и приведенной толщиной водной пленки. Удельная поверхность и распределение пор по размерам являются фундаментальными

геометрическими характеристиками, с которыми связаны все физические свойства почв. Введя в уравнения Лапласа и Дарси в качестве масштабного коэффициента величину удельной поверхности, Мичурин и Онищенко вывели из этих уравнений новые критерии подобия, что открыло широкие возможности для получения однозначной и линейной зависимости между давлением и влажностью почвы, а также между влагопроводностью и давлением (влажностью). Это дало возможность разработать метод расчета кривых зависимости капиллярно-сорбционного давления и гидравлической проводимости от влажности для любой конкретной почвы, если известна величина ее удельной поверхности.

Основной характеристикой водного режима растений является зависимость между потенциалом (давлением) почвенной влаги и относительной транспирацией растений. Здесь наиболее важной проблемой является определение нижней границы давления почвенной влаги, при котором поддерживается оптимальный водный режим растений. Эта проблема решается на основе учения о водном и тепловом балансе сельскохозяйственного поля. В этом случае также наблюдается тенденция к отставанию теории от накопления экспериментальных данных. Можно утверждать, что методы получения данных довольно хорошо разработаны, тогда как методы обработки данных, в смысле унификации их, отыскания критериев для их обобщения, разработаны недостаточно полно.

Конечной целью изучения состояния влаги в почве и процессов транспирации является оптимизация условий роста растений с целью получения максимальных урожаев. Для этого необходимо знать потенциальные возможности растений или потенциальный урожай.

Пенман предложил простую формулу для вычисления потенциального урожая любой культуры, согласно которой потенциальный урожай пропорционален радиационному балансу за вегетационный период данной культуры. Все эти вопросы обсуждаются в данной книге, так как прогнозирование стало необходимостью в любой отрасли науки и в практике.

Автор выражает искреннюю благодарность профессору А. А. Роде и кандидату сельскохозяйственных наук И. И. Судницину за ценные замечания при чтении рукописи, доктору сельскохозяйственных наук Ф. Р. Зайдельману, взявшему на себя труд по научному редактированию, доктору сельскохозяйственных наук М. К. Мельниковой за критические замечания. Автор сердечно благодарен Е. С. Мичуриной за многогранную помощь и содействие в выполнении настоящей работы.

СОСТАВ И СТРУКТУРА ПОЧВ

1.1. Состав почв. В состав почв входят четыре фазы: твердая, жидкая, газообразная и живая.

Твердая фаза состоит из следующих веществ: 1) первичные обломочные минералы — кварц, плагиоклазы, пироксены, лимонит и др.; 2) вторичные глинистые минералы слоистые — каолинит, иллит, вермикулит, монтмориллонит — и неслоистые — гидрослюды, аргиллит и др.; 3) гели гидратов окислов алюминия, железа и кремнекислоты (в кислых почвах); 4) гумусовые вещества (гуминовые кислоты, фульвокислоты); 5) неразложившиеся отмершие растительные и животные остатки. Жидкая фаза представлена почвенной водой с растворенным в ней веществом в форме коллоидов, молекул и ионов; газообразная фаза — воздухом, содержащим кислород в количестве больше 18%, азот — около 79%, углекислоту — до 3%, пары воды и другие компоненты; живая фаза включает в себя микроорганизмы, червей, насекомых, моллюсков, позвоночных животных, обитающих в почве (грызунов, кротов, сусликов и др.).

Высокая дисперсность твердой фазы обуславливает образование больших поверхностей раздела между твердой, жидкой, газообразной и живой фазами. Познание почвы в сущности есть познание этих четырех фаз в отдельности и в их взаимодействии.

Минеральные частицы, составляющие почву, имеют разные размеры. Долю частиц определенного размера в общем количестве вещества почвы устанавливают с помощью механического анализа. В соответствии с классификацией международного общества почвоведов выделяют следующие фракции: 1) камни — диаметром более 20 мм; 2) гравий — диаметром от 20 до 2 мм; 3) крупный песок — диаметром от 2 до 0,2 мм; 4) тонкий песок — диаметром от 0,2 до 0,02 мм; 5) пыль — диаметром 0,02 до 0,002 мм; 6) ил — диаметром 0,002 мм и менее.

Основным из физических и химических свойств почвы является свойство поверхности отдельных почвенных частиц. Оно определяет прежде всего отношение почвы к воде, т. е. адсорбционную способность, набухаемость, капиллярность. Это свойство влияет также на крошение и обработку почвы. От свойства поверхности почвенных частиц зависит способность почвы к реакциям с веществами, содержащимися в почвенном раство-

ре, или отдача питательных веществ корням растений. Исключительно большую долю общей поверхности почвенных частиц составляют глинистые частицы, особенно коллоиды, размеры которых меньше 0,2 мкм.

Поскольку физические и химические процессы в почве протекают на границе поверхностей твердой и жидкой фаз, почвенные коллоиды, отличающиеся очень большой общей поверхностью, имеют решающее значение для развития этих процессов и, следовательно, для жизни почвы.

Почвенные коллоиды состоят из минеральной и органической частей. Минеральная часть — глина — состоит из измельченных частично химически преобразованных минералов, а также из новых образований, возникающих в результате осаждения коллоидных растворов.

Физическими методами исследования, прежде всего с помощью рентгеноспектрографии и электронной микроскопии было обнаружено, что глинистая фракция почв (менее 2 мкм) не является однородным телом, а представляет собой смесь различных глинистых минералов: каолинита, монтмориллонита, иллита и др. С помощью электронной микроскопии при 50000-кратном увеличении можно непосредственно наблюдать кристаллы таких глинистых минералов. На основании рентгеноспектрографических исследований различных глинистых минералов составлены формулы, характеризующие структуру их, а также физические и химические свойства.

Монтмориллонит имеет состав $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Он способен сильно набухать при поглощении воды; его обменная способность также очень велика. Набухание обусловлено тем, что кристаллическая решетка монтмориллонита является подвижной и при поглощении воды расстояние между пакетами увеличивается.

Каолинит имеет состав $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Его адсорбционная способность незначительна. Адсорбция воды может происходить только на внешней поверхности, т. е. на поверхности излома кристалла, а не на поверхности решетки кристалла.

Иллит, встречающийся во многих почвах, представляет собой глинистый минерал, который довольно сильно адсорбирует, хотя и не достигает адсорбционной способности монтмориллонита. В иллите в Si-слоях каждый из четырех Si заменяется одним Al. Для компенсации свободной валентности выступают ионы калия, которые располагаются в слое между каждым из двух сдвоенных слоев решетки Si-Al-Si.

Толщина пакетов является важным критерием при классификации глин. Для каолинита толщина пакета постоянна и равна 7 Å, для монтмориллонитов она в среднем равна 14 Å, но может колебаться от 10 Å до 19 Å, в зависимости от степени гидратации. Собственно иллиты имеют постоянную решет-

ку ($10\text{\AA}$), а пакеты вермикулита могут раздвигаться на расстояние до $14\text{\AA}$.

Хотя глины имеют кристаллическую структуру, они, как и гумус, обладают коллоидными свойствами. Коллоидные частицы окружены двумя слоями зарядов. Первый слой, отвечающий собственно заряду частицы, примыкает к ее ядру и является замкнутым. У глин он имеет отрицательный заряд. Вторым слоем противоположного знака соответствует поглощенным

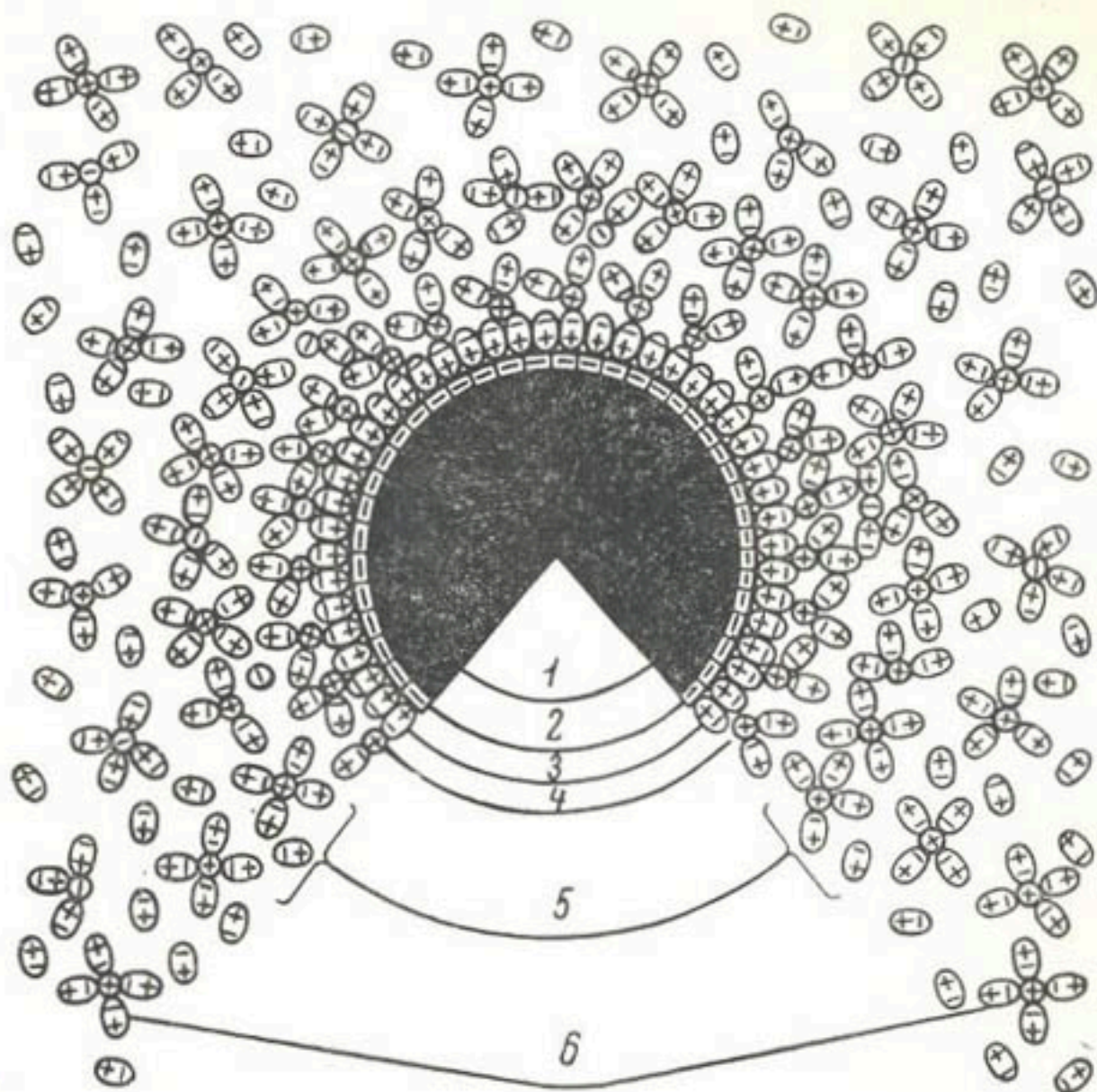


Рис. 1. Схема строения двойного электрического слоя вокруг дисперсной частицы (по Алешину).

1 — ядро; 2 — слой потенциалоопределяющих ионов; 3 — адсорбционный слой воды; 4 — прочносвязанный слой противоионов (обменные ионы); 5 — подвижный (диффузный) слой противоионов; 6 — интермицеллярная жидкость.

ионам, он не полностью заполнен и становится все более диффузным по мере удаления от центра мицеллы (рис. 1). Увеличение щелочности раствора (ионов OH^-) вызывает диспергирование электроотрицательных коллоидов. Многие катионы (K^+ , Na^+ , Ca^{++} , Mg^{++}) нейтрализуют отрицательный заряд самой мицеллы, в результате чего происходит агрегация почвенных коллоидов.

1.2. Удельная поверхность почв. Степень раздробленности почвенной массы, или ее дисперсность, можно характеризовать размерами почвенных частиц и величинами их поверхности и объема. Различают два вида дисперсности почвенной массы: первичную и структурную. Под первичной дисперсностью понимают распределение первичных почвенных частиц по размерам, или механический состав почв. Первичные механические частицы при определенных условиях могут слипаться, склеиваться, свертываться (коагулировать) и образовывать вторичные частицы, или агрегаты. Распределение агрегатов по их размерам называют вторичной, или структурной, дисперсностью, или агрегатным составом почв.

Размеры первичных почвенных частиц лежат в пределах от 10 до 10^{-7} см. Механический (гранулометрический) состав почвы характеризуется с помощью соответствующих шкал размера частиц. В СССР первичные частицы разделяют на следующие фракции (в миллиметрах): гравий — от 2,0 и крупнее, крупный песок — от 2,0 до 0,1; мелкий песок — от 0,1 до 0,05; пыль — от 0,05 до 0,001; ил — менее 0,001. Рекомендуются доводить определение механического состава до коллоидной фракции, приняв за верхнюю границу 0,0003 или 0,0001 мм [46].

Во многих зарубежных странах принята шкала Аттерберга (2,0—0,6—0,2—0,06—0,02—0,006—0,002 мм), которая является более равномерной, чем предыдущая, так как имеет постоянный знаменатель прогрессии, равный $0,1\sqrt{10} = 0,316$.

Мерой поверхности почвенных частиц является величина, называемая удельной поверхностью. Эта величина определяется как площадь суммарной поверхности дисперсного материала, приходящаяся на единицу веса или объема почвы; ее размерность $\text{см}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, $\text{см}^2 \cdot \text{см}^{-3}$.

Поверхность почвенных частиц является источником поверхностной энергии, представленной электрическими силами и силами Ван-дер-Ваальса. Возникновение поверхностной энергии обусловлено неодинаковым состоянием атомов в объеме и на поверхности почвенных частиц. Внутри частицы каждый атом окружен другими атомами, с которыми он связан различными силами. На поверхности твердой частицы часть сил не связывается с другими атомами, они свободны и могут совершать работу, например, поглощать воздух, воду и растворенные в воде вещества. Поверхностная энергия тем больше, чем больше суммарная поверхность, т. е. степень раздробления вещества, чем меньше размер частиц. Поэтому глины обладают большой поверхностной энергией, а пески — малой. Значительная часть твердой фазы почвы представлена частицами меньше 10^{-5} см, называемыми коллоидами. Эти частицы обладают очень большой поверхностной энергией.

Стремление дисперсных систем уменьшить поверхностную энергию влечет за собой образование почвенных агрегатов,

смачивание почвенных частиц водой и образование на их поверхности водных пленок, восходящие и нисходящие самопроизвольные потоки воды в почвенно-грунтовой толще. Иначе говоря, величина удельной поверхности почв является важным параметром, характеризующим твердую фазу почвы, а также величиной, с которой связаны многие водные и тепловые характеристики почвы.

Удельную поверхность частиц простейшей формы (шар, кубик, пластина, нить) можно вычислить теоретически. Пусть, например, радиус шариков равен $r=10^{-5}$ см. Определим суммарную поверхность 1 г этих шариков, или их удельную поверхность. Объем одного шарика $V_{\text{ш}} = \frac{4}{3} \pi r^3$, его масса $m_0 = \rho V = \rho \frac{4}{3} \pi r^3$. Число образовавшихся из 1 г массы этих шариков $N = \frac{1}{m_0} = \frac{1}{\rho \frac{4}{3} \pi r^3}$. Поверхность одного шарика $S_{\text{ш}} = 4\pi r^2$. Тогда суммарная поверхность всех шариков

$$S_0 = NS_{\text{ш}} = \frac{4\pi r^2}{\frac{4}{3} \pi r^3 \rho} = \frac{3}{\rho r}. \quad (1.1)$$

Из равенства (1.1) следует, что удельная поверхность обратно пропорциональна радиусу шарика и его плотности. Так, 1 г вещества, раздробленного на шарики радиуса r , будет иметь общую поверхность, равную $3/\rho r$. При $r=10^{-6}$ см и $\rho=3$ г·см⁻³, удельная поверхность равна 100 м²·г⁻¹.

При постоянном объеме и шарообразной форме число зерен обратно пропорционально третьим степеням их радиусов:

$$N_1 : N_2 = r_2^3 : r_1^3. \quad (1.2)$$

Это значит, что с уменьшением диаметра зерен в 10 раз число зерен будет возрастать в 1000 раз, а их общая поверхность только в 10 раз.

Если почва состоит из нескольких механических фракций, то вычисляют удельную поверхность для каждой фракции и, зная процентное содержание ее, вычисляют удельную поверхность (см²·г⁻¹) всей почвы по формуле

$$S_0 = \frac{aS_1 + bS_2 + cS_3 + \dots + nS_x}{100}, \quad (1.3)$$

где $a, b, c, \dots, n$ — удельная поверхность отдельных фракций; $S_1, S_2, S_3, \dots, S_x$ — процентное содержание тех же фракций.

Пределы изменения первичной дисперсности почвенной массы показаны в табл. 1.1.

Из данных табл. 1.1 следует, что удельная поверхность фракции мелкого песка равна $2,26 \cdot 10^{-2}$ м²·г⁻¹, фракции пыли

Таблица 1.1.

**Изменение удельной поверхности твердого тела
в связи с его измельчением**

Сторона кубика (см)	Число частиц в 1 см ³	Поверхность (см ²)		Удельная поверхность м ² · г ⁻¹ при $\rho = 2,65$
		одной частицы	общая	
1,0	1,0	6,0	6,0	$2,26 \cdot 10^{-4}$
10^{-1}	10^3	$6 \cdot 10^{-2}$	60	$2,26 \cdot 10^{-3}$
10^{-2}	10^5	$6 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^2$	$2,26 \cdot 10^{-2}$
10^{-3}	10^9	$6 \cdot 10^{-6}$	$6 \cdot 10^3$	$2,26 \cdot 10^{-1}$
10^{-4}	10^{12}	$6 \cdot 10^{-8}$	$6 \cdot 10^4$	2,26
10^{-5}	10^{15}	$6 \cdot 10^{-10}$	$6 \cdot 10^5$	22,6
10^{-6}	10^{18}	$6 \cdot 10^{-12}$	$6 \cdot 10^6$	226
10^{-7}	10^{21}	$6 \cdot 10^{-14}$	$6 \cdot 10^7$	2260

$2,26 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$; у частиц коллоидных размеров она достигает нескольких сотен и даже тысяч квадратных метров.

К простейшим формам относятся также частицы в виде пластинок и стержней. Формулы для расчета удельной поверхности частиц разной формы приведены в табл. 1.2.

Таблица 1.2

Геометрические характеристики частиц разной формы

Геометрические характеристики	Сфера	Куб	Пластина	Нить
Объем частицы V	$\frac{4}{3} \pi r^3$	$8 r^3$	$2r \times 2r \times xr = 4xr^3$	$2r \times xr \times xr = 2x^2r^3$
Число частиц в 1 г вещества N	$\frac{1}{\frac{4}{3} \pi r^3 \rho}$	$\frac{1}{8r^3 \rho}$	$\frac{1}{4xr^3 \rho}$	$\frac{1}{2x^2r^3 \rho}$
Поверхность одной частицы S	$4\pi r^2$	$6 \times 2r \times 2r$	$2(2r)^2 + 4(2r \times xr) = 8r^2 + 8xr^2$	$4(2r \times xr) + 2(xr)^2 = 8xr^2 + 2r^2x^2$
Удельная поверхность S_0	$\frac{4\pi r^2}{\frac{4}{3} \pi r^3 \rho} = \frac{3}{\rho r}$	$\frac{24r^2}{8r^3 \rho} = \frac{3}{\rho r}$	$\frac{8r^2(1+x)}{4xr^3 \rho} = \frac{2(1+x)}{xr \rho}$	$\frac{2xr^2(4+x)}{2x^2r^3 \rho} = \frac{4+x}{xr \rho}$

Естественные почвы обычно состоят из частиц неопределенной формы и разных размеров. Поэтому величина их удельной поверхности определяется экспериментально преимущественно с помощью адсорбционных методов.

Явление физической адсорбции паров жидкости дисперсными системами положено в основу ряда методов определения удель-

ной поверхности, например, метода БЭТ (Брунауэра, Эммет и Теллера), метод Кутилека [70] и др. Мы ограничимся описанием метода, предложенного Кутилеком.

На аналитических весах берут навеску W_0 в количестве 3—5 г и высушивают в термостате при 105°C до постоянного веса W_1 . Образцы почв помещают в эксикатор над 58%-ной серной кислотой или над насыщенным раствором К-ацетата при относительном содержании водяных паров 20%. Удалив воздух из эксикатора при помощи вакуум-насоса, помещают образец в условия постоянной температуры 20°C . Удаление воздуха повторяется несколько раз. После достижения постоянного веса определяют вес насыщенного образца W_2 . Удельную поверхность почв вычисляют по формуле

$$S_0 = 36,1 W_m, \quad (1.4)$$

где S_0 — удельная поверхность в $\text{м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, W_m — величина мономолекулярной адсорбции, выраженная в граммах на 100 г почвы при влажности воздуха 20%. Коэффициент пропорциональности 36,1 представляет собой выражение

$$\frac{Nw}{M} = \frac{6,02380 \cdot 10^{23} \cdot 10,8 \cdot 10^{-20}}{18} = 3614 \text{ м}^2, \quad (1.5)$$

где N — постоянная Авогадро, или число молекул в моле, равное $6,02380 \cdot 10^{23}$; M — грамм-молекула воды, равная 18 г; w — площадь, занимаемая молекулой воды при гексагональной (наиболее плотной) упаковке, равная $10,8 \cdot 10^{-20} \text{ м}^2$.

Таблица 1.3

Удельная поверхность почв и минералов ($\text{м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$),
определенная разными методами

Почвы и минералы	БЭТ водяные пары	Н1 водя- ные пары	По Орчисону			По Кути- леку
			0,20	0,30	0,40	
Н-каолинит	8,41	7,3	8,4	8,3	8,8	8,30
Na-каолинит	6,58	6,20	6,6	6,4	8,2	6,5
Ca-каолинит	10,84	12,2	11,4	10,7	10,0	11,2
Н-монтмориллонит	256	174	202	215	223	200
Na-монтмориллонит	189	116	136	151	159	134
Ca-монтмориллонит	342	263	301	308	305	292
Na-монтмориллонит	386	270	331	—	355	325
Н-иллит	77,2	67,4	69,8	70,3	70,4	68,6
Na-иллит	62,4	49,6	58,8	58,4	59,5	57,8
Ca-иллит	84,1	75,3	77,2	78,3	76,0	75,0
Чернозем	87,4	73,2	88,2	85,0	81,0	86,6
Подзол	36,5	32,3	39,4	33,5	34,3	38,6
Гуминовая кислота	236	199	243	234	225	238

В табл. 1.3 приведены результаты сравнения данных определения удельной поверхности по Кутилеку с данными других

методов [70]. С помощью метода Кутилека, описанного ранее, а также метода БЭТ можно определить лишь общую удельную поверхность почвы. Однако глинистые минералы типа монтмориллонита и вермикулита, имеющие подвижную кристаллическую решетку, способны при раздвижении слоев пакетов поглощать молекулы воды, и водная пленка образуется не только на внешней поверхности глинистых частиц, но и на внутренней. Минералы типа каолинита, слюды, кварца и др. не имеют подвижной кристаллической решетки, и их частицы обладают только внешней удельной поверхностью. В этом случае водная пленка образуется только на внешней поверхности почвенных частиц.

Обычно внешнюю удельную поверхность определяют по адсорбции неполярных газов, например азота, который не раздвигает кристаллической решетки минералов. Фаррер [63] дал способ расчета как внешней, так и общей удельной поверхности почвенных частиц, основываясь только на зависимости между давлением пара и влажностью при высоком давлении пара. В пределах изменения относительной влажности 40—80% у минералов с подвижной решеткой влага адсорбируется только на внешней поверхности, что позволяет определить ее по зависимости между давлением водяного пара и влажностью. Были получены уравнения для определения внешней и внутренней удельных поверхностей твердой фазы почвы по изотермам десорбции воды.

Уравнение для расчета влагосодержания в монослое, покрывающем полную поверхность почвы, имеет вид

$$\frac{P}{W(P_0 - P)} = \frac{1}{W_m C} + \frac{C - 1}{W_m C} \frac{P}{P_0}, \quad (1.6)$$

где W —количество влаги, адсорбированной почвой при относительном давлении паров воды P/P_0 ; W_m —количество влаги, покрывающей поверхность почвы мономолекулярным слоем; $C = \left(\frac{a_1 b_2}{b_1 a_2} \right)_e$, или, приближенно, $C = \left(\frac{E_1 - E_i}{RT} \right)_e$, так как константы a_1 , b_1 , a_2 , b_2 близки к единице; E_1 —теплота адсорбции первого слоя; E_i —теплота конденсации; R —газовая постоянная; T —абсолютная температура.

Уравнение для расчета влагосодержания в монослое, покрывающем только внешнюю поверхность, имеет вид

$$W = \frac{(W_m)_e}{\left(1 - \frac{P}{P_0} K_e \right)} + W_i, \quad (1.7)$$

где $(W_m)_e$ —содержание влаги в монослое, покрывающем внешнюю поверхность; K_e —константа, равная 0,9; индексы e и i указывают на принадлежность соответственно к внешней и внут-

ренной поверхности. При помощи последнего уравнения можно найти величину $(W_m)_e$.

Поместив на ординате значение W , а на абсциссе $\frac{1}{(1 - K_e P/P_0)}$, получим прямую, пересечение которой с ординатой дает величину W_i , а ее наклон — $(W_m)_e$ (рис. 2).

Разность между величиной монослоя, покрывающего полную поверхность, и величиной монослоя, покрывающего только внешнюю поверхность, дает нам представление о монослое внутренней поверхности

$$(W_m) - (W_m)_e = (W_m)_i. \quad (1.8)$$

Удельную поверхность рассчитывают по формуле

$$S_0 = \frac{W_m N \omega_0}{M}, \quad (1.9)$$

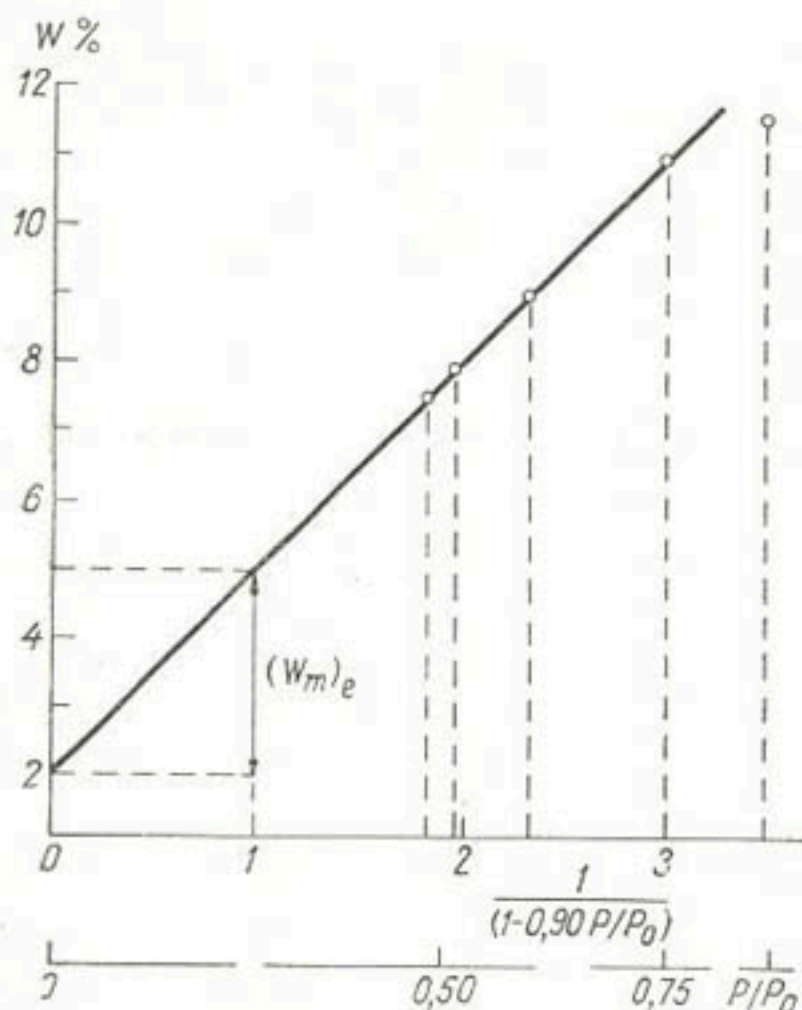


Рис. 2. Изотерма десорбции паров воды в координатах Фаррера и пример расчета мономолекулярного слоя, покрывающего внешнюю $(W_m)_e$ поверхность.

где N —число молекул в моле; M —молекулярный вес воды; ω_0 —площадь, занимаемая одной молекулой воды на поверхности сорбента, при гексагональной упаковке молекул воды $\omega_0 = 10,8 \text{ \AA}$.

В табл. 1.4 приведены результаты оценки величины внешней и внутренней удельных поверхностей твердой фазы почв, полученных по изотермам десорбции воды [9]. Данные этой таблицы показывают, что глинистые минералы, не имеющие подвижной кристаллической решетки (каолинит), обладают небольшой полной удельной поверхностью, состоящей только из внешней удельной поверхности. Гумбин, состоящий преимущественно из минералов типа монтмориллонита,

наоборот, имеет сильно развитую, как внутреннюю, так и внешнюю удельную поверхность. Гумус и карбонаты лишены внутренней поверхности, в связи с чем в гумусовых и карбонатных горизонтах внутренняя поверхность резко снижается.

Удельная поверхность почв

Почва	Горизонт и глубина (см)	Удельная поверхность ($\text{м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$)		
		общая, расчет по уравнению (1.9)	внешняя, расчет по уравнению (1.7)	внутренняя, расчет по уравнению (1.8)
Дерново-подзолистая	A_d 0—2	92	40	52
	A_1 2—10	51	25	26
	A_1A_2 12—20	34	15	19
	A_2^B 25—35	28	11	17
	B 70—80	117	62	55
Чернозем обыкновенный	A_d 0—10	172	105	67
	A_1 20—30	178	105	73
	B_1 50—60	160	79	81
	B_2 85—95	128	90	38
	B_3 130—140	127	85	40
Каштановая	A 5—15	99	58	41
	B_1 21—31	124	72	52
	B_2 35—45	98	69	29
	C_1 55—65	84	58	26
	C_3 172—182	89	63	23
Солонец	A 0—10	76	43	33
	B_1 15—25	164	98	66
	B_2 30—40	122	87	35
	C_1 50—60	88	62	26
	C_2 172—182	99	68	31

1.3. Пористость почв. Общий объем образца почвы (V_0) равен сумме объемов твердых минеральных и органических частиц (V_T) и объема порового пространства (V_n):

$$V_0 = V_T + V_n. \quad (1.10)$$

Отношение веса твердых частиц (V_T) к их объему (без пор) называется плотностью:

$$\frac{W_T}{V_T} = \rho. \quad (1.11)$$

Плотность вещества измеряется в $\text{г} \cdot \text{см}^{-3}$.

Отношение веса твердой фазы почвы к весу равного объема воды есть относительная плотность, или удельный вес почвы. Эта величина безразмерная и выражается отвлеченным числом. Плотность вещества, выраженная в $\text{г} \cdot \text{см}^{-3}$, численно равна удельному весу.

Плотность минеральных механических элементов почвы изменяется от 2,2 до 3,3 $\text{г} \cdot \text{см}^{-3}$. Средняя плотность почвенных минералов близка к 2,6—2,7 $\text{г} \cdot \text{см}^{-3}$, плотность гумуса — 1,4—1,8 $\text{г} \cdot \text{см}^{-3}$.

Поскольку почва состоит из частиц, то между ними должны существовать пустые промежутки или поры. Размер пор зави-

сит от размера частиц и характера их упаковки. Частицы могут лежать более плотно или более рыхло. Плотность их сложения принято характеризовать объемным весом почвы. Объемным весом почвы называется вес в граммах 1 см³ почвы, взятой в ее естественном сложении и высушенной до постоянного веса при 105° С. Обозначив величину объемного веса символом D , получим

$$D = \frac{W_T}{V_T + V_n}. \quad (1.12)$$

В литературе встречаются многие другие термины, являющиеся синонимами термина «объемный вес» почвы: кажущийся удельный вес почвы, удельный вес скелета почвы, плотность почвы. Почвы с развитой структурой состоят из агрегатов, объемный вес которых зависит от их размеров. Поэтому, кроме объемного веса почвы, учитывают объемный вес агрегата, т. е. отношение веса сухого агрегата к занимаемому им объему вместе с порами (г·см⁻³).

Пористость (P_0) определяется как отношение объема порового пространства к общему объему почвы

$$P_0 = \frac{V_n}{V_T + V_n}. \quad (1.13)$$

Объем твердой фазы почвы $V_T = D/\rho$. Следовательно, $P_0 = 1 - \frac{D}{\rho}$ в долях единицы или

$$P_0 = \left(1 - \frac{D}{\rho}\right) 100\%. \quad (1.14)$$

Для характеристики пористости почвы используют коэффициент пористости β :

$$\beta = \frac{V_n}{V_T}, \quad (1.15)$$

где V_n/V_T — есть отношение объема пор к объему твердой фазы в единице объема почвы. Коэффициент пористости β связан с объемным весом D и удельным весом ρ соотношением

$$D = \frac{\rho}{1 + \beta}. \quad (1.16)$$

Объем пор, обычно выражаемый в кубических сантиметрах, иногда целесообразно относить к 100 г сухой почвы. Объем 100 г почвенной массы при удельном весе ρ равен $100/\rho$. Если полный объем 100 г почвы равен V , то объем пор в 100 г сухой почвы будет $P_0 = V - \frac{100}{\rho}$.

Если содержание сухой почвы m в объеме V известно, то объем пор, отнесенный к 100 г сухой почвы, найдем по формуле:

$$P_0 = \frac{100 V}{m} - \frac{100}{\rho}. \quad (1.17)$$

Термином «удельный объем» обозначают объем, занимаемый единицей веса почвы $\rho V = 1$. Единица измерения этой величины $\text{см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$.

1. 4. Структура естественных почв. В почве как дисперсной системе устойчивое равновесие наблюдается тогда, когда свободная энергия системы или внешняя поверхность системы минимальны. Уменьшение свободной энергии дисперсных систем происходит за счет процесса сцепления твердых частиц, называемого коагуляцией. Коагулирующей способностью обладают частицы менее 0,005 мм.

Частицы песка и пыли вовлекаются в агрегаты главным образом при коагуляции частиц менее 0,002 мм. При коагуляции образуются частицы 0,05 мм и менее, называемые микроагрегатами. В процессе почвообразования под влиянием гумуса и корней растений образуются более сложные и крупные частицы размером от 0,25 до 10 мм и более, называемые макроагрегатами.

Структурообразующим веществом могут быть глины, окислы железа, карбонаты кальция, гумус и любые поверхностно-активные вещества.

Антипов-Каратаев [4] выделяет три типа агрегатов, которые различаются по характеру связи между первичными механическими частицами и их агрегатами.

В первом типе связи между механическими частицами осуществляются при помощи полуторных окислов и обменных катионов, а между микроагрегатами — поверхностно-адсорбированным гумусовым веществом. Такие агрегаты мало устойчивы.

Во втором типе первичные частицы связаны мостиками, состоящими из адсорбированных на внутренней поверхности глинистых частиц и гумусовых веществ. Связи между микроагрегатами могут быть двоякого рода: 1) через ионогенные группы гидратов окиси железа, алюминия или 2) через железо—гуматные комплексы. Эти агрегаты обладают средней устойчивостью.

В третьем типе связи между первичными частицами и агрегатами обусловлены адсорбцией гумусовых веществ в межпакетных пространствах глинистых частиц. Агрегаты такого строения обладают высокой устойчивостью.

Следует различать три ступени, три этапа эволюции почвенного агрегата: мицелла, микроагрегат и макроагрегат.

Мицеллы — электрически заряженные частицы размером 0,2 мкм и менее. Преобладающая часть глинистых минералов

состоит из такого рода частиц. Их содержание определяет наиболее существенные физические свойства почв: адгезию, когезию, адсорбцию и проводимость.

Микроагрегаты имеют размеры $2,5 \cdot 10^{-3}$ см и менее. Они обладают высокой прочностью и упругостью, устойчивы в нейтральных и слабощелочных растворах. Из такого рода частиц сложены толщи лёссов и лёссовидных пород, являющихся наиболее распространенными почвообразующими породами. Системы из микроагрегатов характеризуются средней плотностью, близкой к $1,5-1,6 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ и пористостью 40—45%. Пористость микроагрегатов является элементарной, так как обусловлена механическим составом породы.

Макроагрегаты имеют размеры от $2,5 \cdot 10^{-3}$ см до 1 см. Плотность системы макроагрегатов, наблюдаемая в гумусовых горизонтах ряда почв: дерново-подзолистых, серых лесных, черноземов и каштановых — близка к $1,1 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$, а пористость — к 60% полного объема почвы.

В каком направлении изменяется агрегатный состав материнских пород в процессе почвообразования, видно из рис. 3. Лёссовидный суглинок содержит механических частиц менее 0,01 мм — 20%, а агрегатов тех же размеров — 2,5%; механических частиц 0,05 — 0,01 мм — 55%, а агрегатов тех же размеров — 70%. Гумусовый горизонт чернозема содержит механических частиц

меньше 0,001 мм — 35%, а агрегатов меньше 0,001 мм — 2,5%; механических частиц 0,05—0,01 мм — 35% и агрегатов этих размеров — 35%. Иначе говоря, в процессе образования лёсса возникает система устойчивых в воде микроагрегатов, раз-

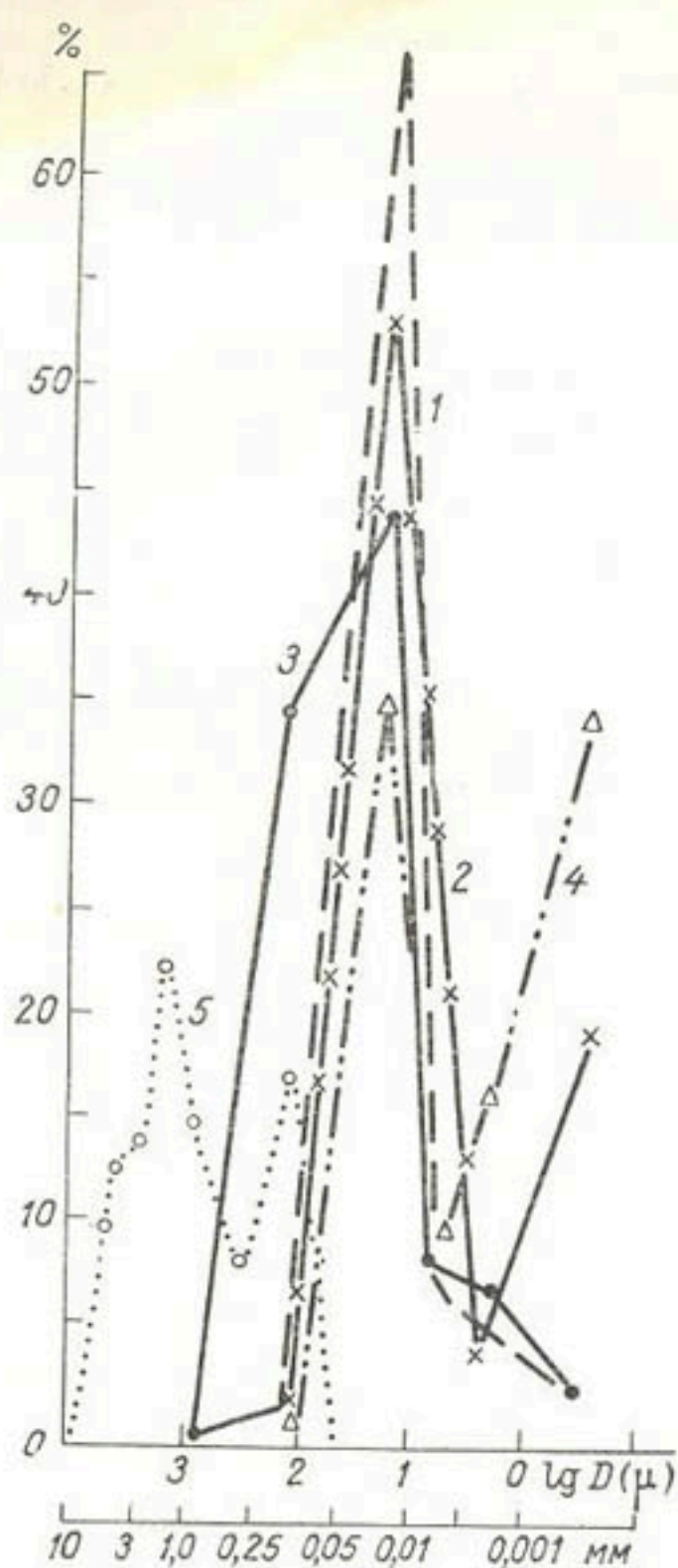


Рис. 3. Механический и агрегатный состав лёссовидного суглинка (1, 2) и обыкновенного чернозема (3—5). По Долгову: 1 — механический состав; 2 — микроагрегатный состав; по Качинскому: 3 — механический состав; 4 — микроагрегатный состав; 5 — агрегатный состав.

мер которых изменяется в очень узких пределах, преимущественно от 0,5 до 0,01 мм. Образование верхнего гумусового горизонта чернозема сопровождается возникновением водопрочных макроагрегатов размером 1—7 мм. Поскольку в почвах с хорошо развитой структурой макроагрегаты состоят из микроагрегатов, а последние — из первичных частиц, то пористость почвенных агрегатов не является элементарной, а состоит из пор между первичными частицами и их агрегатами. По этой причине плотность и пористость почвенных агрегатов зависит от их размеров, что иллюстрируется данными табл. 1.5.

Таблица 1.5

Зависимость плотности и пористости агрегатов от их размеров (чернозем)

Физические свойства агрегатов	Размеры агрегатов, мм					Автор
	7—5	5—3	3—2	2—1	1—0,5	
Плотность $\text{г} \cdot \text{см}^{-3}$. .	1,34	1,43	1,49	1,55	1,65	М. Н. Польский
Пористость (%) . .	48,0	45	42,7	40,0	36,0	

Из этой таблицы видно, что с уменьшением размеров агрегатов плотность их возрастает, а пористость падает. При этом агрегаты размером 3—1 мм из гумусового горизонта чернозема характеризуются довольно устойчивой плотностью, близкой к $1,5 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$, и пористостью равной 41—45%. Данными, характеризующими плотность и пористость микроагрегатов, слагающих лёссы и лёссовидные грунты, а также макроагрегатов гумусовых горизонтов почв, мы не располагаем за отсутствием надежной методики. Существование предела сжатия для микроагрегатных почв и грунтов, равного плотности $2,0 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$, является косвенным доказательством того, что плотность первичных агрегатов близка к $2 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$, а пористость — к 26%.

Чтобы убедиться в том, что величина плотности $2 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ является пределом уплотнения глинистых и суглинистых грунтов, образец лёссовидного суглинка плотностью $1,6 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ и образец из верхней части гумусового горизонта чернозема плотностью $1,1 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ были подвергнуты сжатию во влажном состоянии под давлением 100 атм. Результаты исследования приведены в табл. 1.6. Плотность обоих образцов после сжатия оказалась почти одинаковой. Естественный осадок механических частиц 0,001 мм и менее в виде геля имел плотность $0,15 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ и пористость 95%, а в абсолютно сухом состоянии — плотность $2,04 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ и пористость 24%.

Почвенные агрегаты, устойчивые в нейтральной и слабощелочной среде, часто разрушаются в кислых и сильнощелочных растворах. В почвах болотного, подзолистого и солонцового типов агрегаты подвергаются разрушению. При этом глинистые

Плотность и пористость почв и глин

Название почв и глин	Горизонт	Глубина (см)	Плотность ($\text{г} \cdot \text{см}^{-3}$)	Удельный вес ($\text{г} \cdot \text{см}^{-3}$)	Пористость (%)	Автор
Подзолисто-глеевая	В	45—50	1,98	2,65	28,3	Л. П. Розов
Темно-серая с признаками заболачивания	В	35—70	1,9—2,0	2,81	27,0	А. А. Роде
Солонец корково-столбчатый	В	25—30	1,90	2,63	29,6	Б. Н. Мичурин
Хвалынская глина	С	250—350	1,90	2,70	30,0	С. Н. Рыжов
Песчаная глина эоценовая	С		1,99	2,59	23,1	Фр. Берч
Валунистый суглинок	С	220—250	1,93	2,67	27,7	И. С. Васильев
Лёссовидный суглинок, сжатый во влажном состоянии под давлением 100 атм (начальная плотность $1,6 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$)	С	300—350	2,04	2,7	24,5	Б. Н. Мичурин
Образец чернозема, сжатый во влажном состоянии под давлением 100 атм (начальная плотность $1,1 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$)	А	0—20	2,06	2,6	21,0	.
Осадок механических частиц $< 0,001 \text{ мм}$:						
а) гель	—	0—20	0,15	2,7	94,0	.
б) в абсолютно сухом состоянии	—	0—20	2,04	2,7	24,5	.

частицы вымываются в более глубокие слои почвенной толщи с образованием иллювиального горизонта, плотность которого достигает $1,8—2,0 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$, трудно проницаемого для воды, воздуха и корней растений. В почвах черноземного типа, а также в почвах других типов, у которых поглощающий комплекс насыщен двухвалентными катионами Ca^{++} и Mg^{++} , микроагрегаты склеиваются гумусом в крупные агрегаты, что влечет за собой повышение водоудерживающей способности и аэрации почв.

На структуру почв оказывает существенное влияние механическая обработка: вспашка, боронование и пр. Первичная дисперсность и ее обобщенный показатель — удельная поверхность — при механической обработке сохраняются постоянными свойствами данной массы почвы. Вторичная, или структурная, дисперсность и ее обобщенный показатель — объемный вес почвы — могут изменяться в зависимости от внешних воздействий: увлажнения, высыхания, изменения состава поглощенных оснований, содержания гумуса, деятельности корней растения, механической обработки, внесения удобрений и искусственных структурообразователей.

Существует ряд агротехнических способов восстановления структуры почв: известкование кислых почв, гипсование солон-

цов, посев многолетних трав, применение искусственных структурообразователей. Взаимодействие структурообразователей с почвой состоит в адсорбции на поверхности почвенных частиц полимера и образовании моно- и полимолекулярного слоя. Эти полимерные мостики склеивают почвенные частицы в водопрочные агрегаты, обладающие высокой пористостью.

Представление о том, что почвы состоят из агрегатов, которые в свою очередь состоят из еще более мелких агрегатов и последние — из первичных частиц, заставляет рассматривать исследование физических свойств почвенных частиц как одно из главных направлений развития почвенной физики. Сложность почвенной структуры проявляется в форме иерархии. Иерархические системы обладают общими свойствами, не зависящими от конкретного содержания этих систем. Все эти системы описываются в терминах их пространственного расположения на основе принципа подобия.

1. 5. Модели структуры почв. Теоретические исследования почвенной структуры выполняются с помощью модели «идеальная почва». Под этим термином подразумевается тело, состоящее из шарообразных частиц одинакового размера, используемое в качестве модели для изучения пор, поведения воды и воздуха в пористых телах. Шары располагаются в модели в правильной системе, позволяющей применять к ней геометрические понятия. Отдельные шары упаковываются так, что образуют геометрическую фигуру, которая бесконечное число раз повторяется в пространстве. Эта фигура содержит в себе все свойства пространства пористых тел и называется ячейкой структуры. Такая ячейка структуры позволяет измерить расстояния между центрами частиц и углы, а значит, все геометрические свойства системы, так как все пространственные измерения сводятся к измерению линий и углов. Различия в геометрических свойствах систем объясняют разницу в их физических свойствах.

Многие исследователи недооценивают метод моделей, считая, что модель из шаров не соответствует действительным формам почвенных частиц. На самом деле, от почвенной модели не требуется полного совпадения ее свойств со свойствами реальной почвы. Модель позволяет выявить логическое и структурное сходство между системами, свойства которых хорошо известны, с системами подобными, но с неизвестными свойствами. Достаточно сходства между моделью и ее реальным объектом только в определенных отношениях, аналогично сходству между картой и местностью. Ниже мы убедимся в том, что многие физические свойства естественных почв можно предсказать с помощью простой модели из шаров и справедливость полученных выводов проверить опытом.

Шарообразные частицы, из которых состоит модель почвы, могут быть различно расположены по отношению друг к другу

(рис. 4). При наиболее рыхлой упаковке центры шаров располагаются по углам кубической пространственной решетки. Такое расположение шаров называется кубическим. При этом каждый шар соприкасается с шестью другими шарами. При рыхлой упаковке линии, соединяющие центры шаров, образуют куб со стороной, равной диаметру шара. Объем пор в такой фигуре будет равен разности объемов куба со стороной R и шара диаметром d , т. е.

$$P_0 = d^3 - \frac{4}{3} \pi \left(\frac{d}{2} \right)^3, \quad \text{или} \quad P_0 = 1 - \frac{\pi}{6}, \quad (1.18)$$

откуда $P_0 = 0,4764$, или 47,64%.

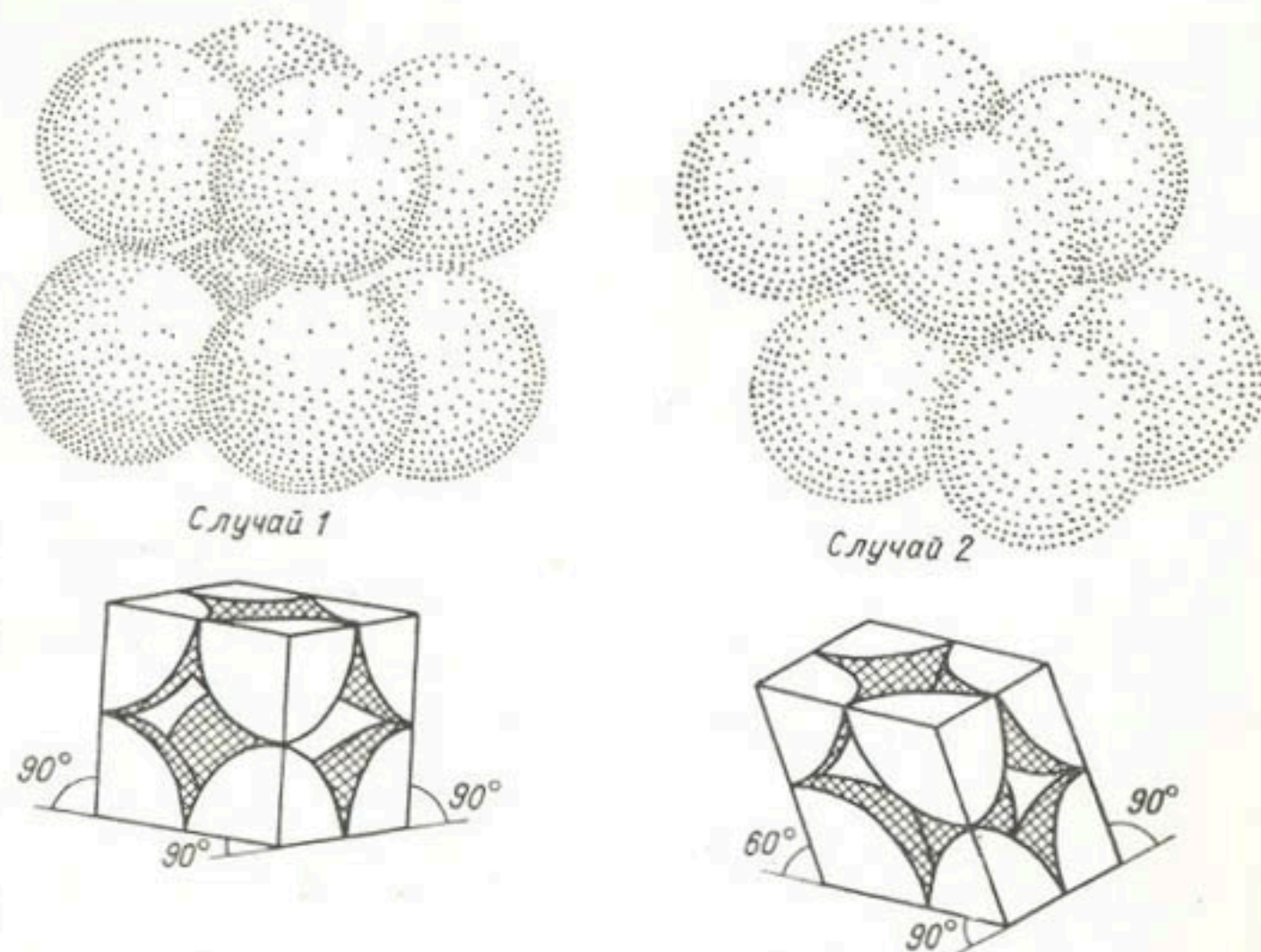


Рис. 4. Кубическая (случай 1) и гексагональная (случай 2) упаковка шаров.

Каждая элементарная пора имеет форму октаэдра с вогнутыми сферическими гранями. Радиус наиболее узких проходов, соединяющих соседние поры между собой, измеряемый радиусом круга, вписанного между четырьмя соседними частицами, равен

$$r_1 = 0,41 R, \quad (1.19)$$

где R — радиус шара.

Радиус самой поры, измеряемый радиусом r_2 шара, вписанного между восемью соприкасающимися шарами, равен

$$r_2 = 0,73 R. \quad (1.20)$$

Объем октаэдрической поры равен $3,82 R^3$.

Величину удельной поверхности можно вычислить следующим способом.

При кубическом расположении шариков объем ячейки равен объему куба V_k со стороной $2R$.

$$V_k = 2 R^3, \text{ или } V_k = 8 R^3 = d^3. \quad (1.21)$$

Поверхность ячейки равна поверхности одного шара, вписанного в куб:

$$S_{ш} = 4 \pi R^2. \quad (1.22)$$

Объем вписанного шара равен

$$V_{ш} = \frac{8 R^3 \pi}{6} = \frac{\pi d^3}{6}. \quad (1.23)$$

Удельная поверхность ячейки при кубической упаковке равна

$$S_k = \frac{4 \pi R^2}{8 R^3}, \quad (1.24)$$

или $S_k = \frac{\pi}{2R} = \frac{\pi}{d}$ от полного объема ячейки. Единица измерения $S_k = \frac{\text{см}^2}{\text{см}^3} = \text{см}^{-1}$.

При наиболее плотной упаковке центры шаров расположены в вершинах ромбоэдра, грани которого являются ромбами с длиной стороны равной диаметру шара. Такая упаковка называется гексагональной. Объем ромбоэдра (V_p) равен

$$V_p = d^3 (1 - \cos \theta) \sqrt{1 + 2 \cos \theta}, \quad (1.25)$$

где d — диаметр шара; θ — угол, образованный линиями, соединяющими центры шаров.

Объем частей шара, находящегося в ромбоэдре, составляет в сумме целый шар

$$V_{ш} = \frac{\pi d^3}{6}. \quad (1.26)$$

Доля объема шара $V_{ш}$ от полного объема системы V_p составляет

$$\frac{V_{ш}}{V_p} = \frac{\pi}{6 (1 - \cos \theta) \sqrt{1 + 2 \cos \theta}}. \quad (1.27)$$

Эта формула впервые получена Слихтером.

При гексагональной упаковке шаров $\theta = 60^\circ$, $\cos \theta = \frac{1}{2}$ и $\sqrt{1 + 2 \cos \theta} = \sqrt{2}$, поэтому $\frac{V_{ш}}{V_p} = \frac{\pi}{3 \sqrt{2}} = 0,741$.

Пористость системы P_0 равна

$$P_0 = 1 - \frac{V_{\text{ш}}}{V_p}, \quad P_0 = 0,259. \quad (1.28)$$

В случае гексагональной упаковки шаров элементарные поры имеют двоякую форму: тетраэдрическую и ромбоэдрическую, с вогнутыми сферическими гранями. Радиус наиболее узких проходов, соединяющих между собой соседние поры, измеряемый радиусом круга, вписанного между тремя соседними шарами, при гексагональной упаковке равен $0,155R$, где R — радиус шара.

Радиусы шаров, вписанных в тетраэдрическую и ромбоэдрическую поры, т. е. поперечники последних в наиболее широкой их части, равны $0,288R$ и $0,414R$ соответственно.

Объемы этих пор соответственно равны $0,21R^3$ и $1,05R^3$. Если принять общую пористость при гексагональной упаковке 25,94% за 100%, то 28,4% всей пористости приходится на поры тетраэдрические и 71,60% — на ромбоэдрические.

В случае гексагональной упаковки удельная поверхность системы вычисляется следующим способом. При гексагональной упаковке $\theta = 60^\circ$, $\cos \theta = \frac{1}{2}$, $1 - \cos \theta = \frac{1}{2}$ и $\sqrt{1 + 2 \cos \theta} = \sqrt{2}$. После подстановки этих численных значений в уравнение для объема ромбоэдра получим

$$V_p = 4 R^3 \sqrt{2}. \quad (1.29)$$

Удельная поверхность монодисперсной системы в наиболее плотной упаковке равна

$$S_0 = \frac{4 \pi R^2}{4 R^3 \sqrt{2}} = \frac{\pi}{R \sqrt{2}} \text{ см}^{-1}. \quad (1.30)$$

Удельная поверхность обратно пропорциональна размеру зерен и прямо пропорциональна числу зерен в единице объема

$$S_0 = \frac{3 N}{R}. \quad (1.31)$$

Если удельная поверхность единичного шара равна условно единице, то удельная поверхность ячейки при кубической упаковке равна 0,50, а при гексагональной упаковке 0,66 удельной поверхности единичного шара.

Таблица 1.7 иллюстрирует изменение геометрических характеристик пористой среды с уменьшением радиуса шара [27].

Объем пор, согласно этому расчету, не зависит от размера зерен твердых частиц почвы при условии, если все они одинаковы по величине, форме и расположению. Величина поверхности при этом обратно пропорциональна радиусу шаров. Число точек соприкосновения с уменьшением величины шаров увеличивается пропорционально третьей степени.

Изменение геометрических характеристик пористой среды
с уменьшением радиуса шара

Геометрическая характеристика	Радиус шара		
	$2r$	r	$r/2$
Объем пор	$(4r)^3 - 1\frac{3}{4} (2r)^3\pi$	$(4r)^3 - 8\frac{4}{3} (r)^3\pi$	$(4r)^3 - 64\frac{4}{3} \left(\frac{r}{2}\right)^3\pi$
Величина поверхности пор	$1,4 (2r)^2\pi = 16r^2\pi$	$8,4 (r)^2\pi = 32r^2\pi$	$64,4 \left(\frac{r}{2}\right)^2\pi = 64r^2\pi$
Число точек соприкосновения	$\frac{6}{2} = 3$	$8 \cdot \frac{6}{2} = 24$	$64 \cdot \frac{6}{2} = 192$

Если у одного шара радиус втрое больше, чем у другого, то площадь поверхности первого шара в 9, а объем в 27 раз больше, чем у второго. Обобщая, можно сказать, что если радиусы шаров относятся как $1:L$, то площади их поверхностей относятся как $1:L^2$, а объем — как $1:L^3$.

Из формул (1.18), (1.28) следует, что пористость идеальной почвы может изменяться в пределах от 25,9 до 47,6%. Пористость естественных минеральных почв и грунтов изменяется в более широком диапазоне, от 26 до 66%. Следовательно, простейшие модели структуры, описанные выше, не охватывают всех фактов опыта. Причины этого ограничения заключаются в том, что основных систем расположения шаров значительно больше, чем следует из этих моделей. Кроме того, геометрия дает все возможные системы расположения почвенных частиц, а не только действительные. В какой мере та или иная упаковка шаров отражает строение реальных почв, доказывается опытом или применением законов физики. Опыт показывает, что в термодинамических условиях образования осадочных пород и почв могут существовать системы, плотность которых колеблется от 0,8 до 2,0 г·см⁻³, а пористость — от 70 до 26%. Почвы и осадочные породы с пористостью менее 26% не встречаются. Из опыта также известно, что почвы с развитой структурой состоят из макроагрегатов; крупные агрегаты состоят из более мелких или микроагрегатов, а последние представляют собой прочные соединения из частиц песка, пыли и глины.

Исходя из результатов опыта, можно высказать предположение, что различия в плотности и пористости почв являются следствием различия степени гексагональной упаковки почвенных частиц. Каждая почвенная частица создает вокруг себя силовое поле, в котором находятся смежные частицы, подверженные действию этого поля. Силы, действующие на поверх-

ности почвенных частиц и в объеме (сорбционные, капиллярные, гравитационные), изменяются с расстоянием: поле потенциала между тонкодисперсными (коллоидными) частицами и поле потенциала между их агрегатами имеют различную природу и величину. Поэтому многостепенная упаковка почвенных частиц порождает физическую и прежде всего энергетическую неоднородность порового пространства почв и грунтов. Отсюда возникает две задачи. Прежде всего необходимо для каждого типа почв и грунтов найти соответствующую систему строения почвенных частиц. Затем следует различие в физических свойствах почв объяснить структурными законами. В физике часто встречаются соотношения, выражающие пропорциональность данной величины второй, третьей и т. д. степени какой-либо другой величины. Такие соотношения называются степенными законами.

Количественные представления о структуре почв можно развить на основе известной зависимости между объемным весом, удельным весом и коэффициентом пористости

$$D = \frac{\rho}{1 + \beta}, \quad (1.32)$$

где D — объемный вес; ρ — удельный вес; β — коэффициент пористости, представляющий собой отношение объема, занятого порами к объему твердой фазы почвы [29].

Поскольку величина удельного веса не испытывает существенных изменений в почвах и грунтах, то единственно возможной причиной изменения плотности и пористости их является система упаковки первичных частиц в агрегаты и система упаковки самих агрегатов.

Если допустить, что механические частицы однородны и упакованы в гексагональной системе, то коэффициент пористости такой системы будет равен $\beta = \frac{0,26}{0,74} = 0,35$. Подставляя это значение коэффициента пористости и значение удельного веса, равное в среднем 2,7, в уравнение (1.32), получаем:

$$D_1 = \frac{2,7}{1 + 0,35} = 2,0 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3} \text{ и } P_1 = \left(1 - \frac{2,0}{2,7}\right) 100 = 26\%.$$

Если допустить, что первичные агрегаты с плотностью $2,0 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ упакованы также в гексагональной системе, то и плотность системы микроагрегатов на основании уравнения (1.32) будет

$$D_2 = \frac{2,0}{1 + 0,35} = 1,48 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3} \text{ и } P_2 = \left(1 - \frac{1,48}{2,7}\right) 100 = 45,2\%.$$

Если допустить далее, что микроструктурная система с плотностью $1,48 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ расчленена на водопрочные макроагрегаты,

упакованные в той же гексагональной системе, то на основании уравнения (1.32) получим:

$$D_s = \frac{1,48}{1 + 0,35} = 1,1 \text{ г·см}^{-3} \text{ и } P_s = \left(1 - \frac{1,1}{2,7}\right) 100 = 60\%.$$

Частные уравнения, описывающие простые структуры, можно объединить и написать одно общее уравнение для исследования более сложных структур (1.33):

$$D_n = \frac{\rho}{(1 + \beta)^n}, \quad (1.33)$$

где ρ — удельный вес; n — показатель степени упаковки почвенных частиц ($n = 1, 2, 3$); β — коэффициент пористости при гексагональном расположении частиц.

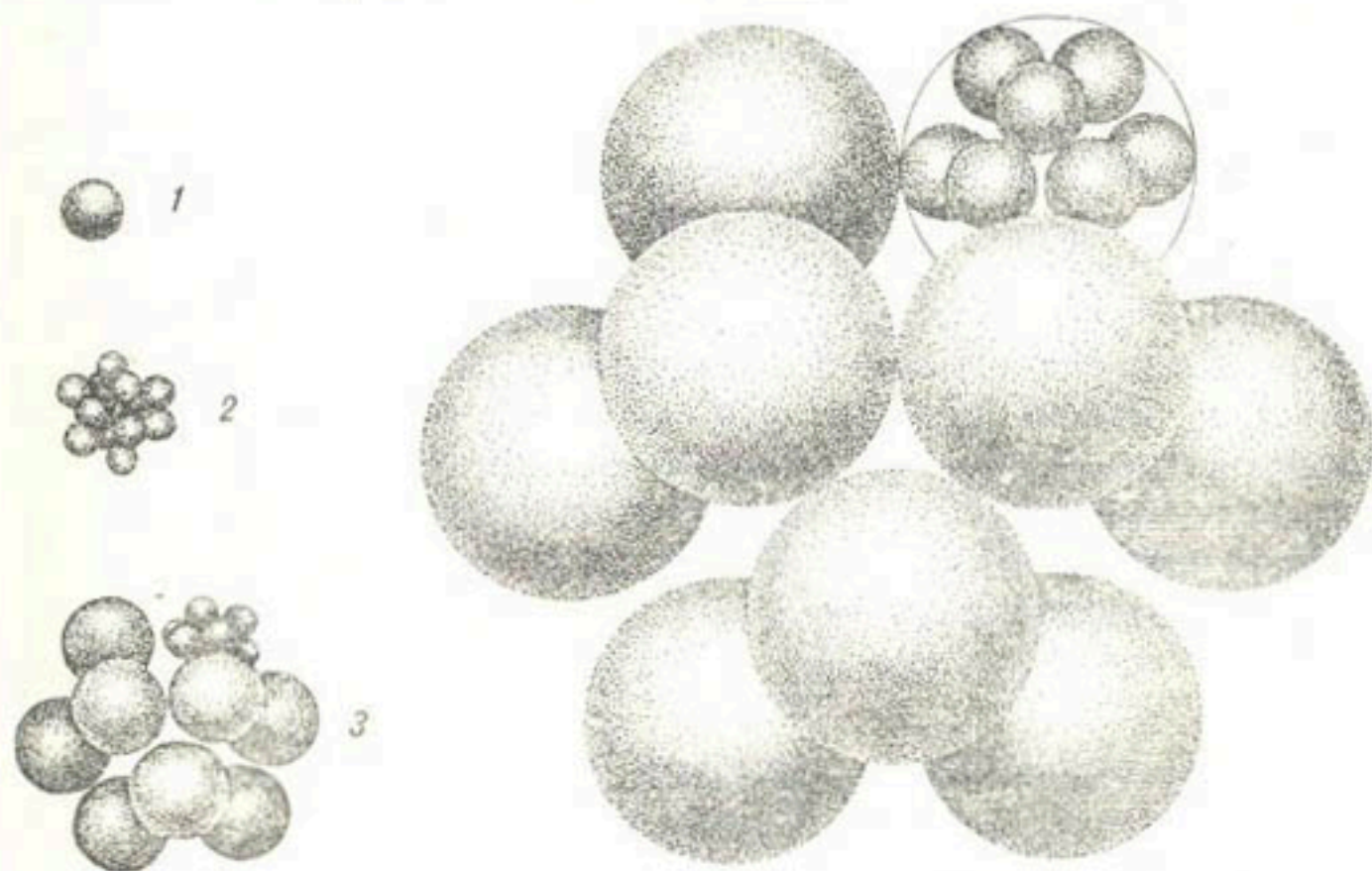


Рис. 5. Системы упаковки механических частиц и агрегатов в почвах и грунтах (по Мичурину).

1 — первичная почвенная частица; 2 — гексагональная упаковка первичных частиц; 3 — гексагональная упаковка микроагрегатов; справа — гексагональная упаковка макроагрегатов.

На рис. 5 изображена трехмерная модель физической структуры почв в виде шаров, многократно упакованных в гексагональной системе [30]. Эта модель основана на аналогии между системой шаров и системой почвенных частиц. Почвенные частицы могут быть подобны шарам только в некоторых отношениях. Мы говорим, что почвенные частицы упаковываются как шары, образуя сходные системы упаковки. В этой модели происходит все то, что происходит в реальной почве, но она не тождественна реальной почве. По мере расширения

наших знаний, мы всегда готовы заменить одну аналогию другой. Поэтому нет смысла спрашивать, действительно ли почвенная частица — шарик. Модель почвенной структуры стала более совершенной после того, как было введено понятие о многостепенной гексагональной упаковке шаров. Каждой степени упаковки соответствует в природной обстановке определенный тип почвенной структуры, а уравнение (1.33) выражает тот факт, что различные типы структуры почв и грунтов возникают один из другого посредством многократной упаковки почвенных частиц в одной и той же гексагональной системе.

Физическую структуру почвы можно описать также с помощью отношения плотности системы к плотности слагающих ее агрегатов

$$\frac{D_1}{\rho} = \frac{D_2}{D_1} = \frac{D_3}{D_2} \cdot \dots \cdot \frac{D_n}{D_{n-1}} = 0,74 = \text{const}, \quad (1.34)$$

где ρ — удельный вес; $D_1, D_2, D_3 \dots D_n$ — средние плотности систем с одностепенной, двухстепенной, трехстепенной и n -степенной упаковкой первичных почвенных частиц в гексагональной системе [30].

Отношение плотности системы к плотности слагающих ее частиц в случае гексагональной упаковки характеризуется постоянным числом, равным 0,74. Этот коэффициент показывает долю объема, занимаемого первичными частицами или их агрегатами, и может быть назван коэффициентом уплотнения.

Из уравнения (1.34) следует

$$\begin{aligned} D_1 &= 0,74 \rho, \quad D_2 = (0,74)^2 \rho, \quad D_3 = (0,74)^3 \rho, \\ D_n &= (0,74)^n \rho. \end{aligned} \quad (1.35)$$

Полагая удельный вес равным $2,7 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ и пользуясь формулой для расчета общей пористости, находим:

$$\begin{aligned} D_1 &= 2 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}, \quad D_2 = 1,48 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}, \quad D_3 = 1,1 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}, \\ P_1 &= 0,26, \quad P_2 = 0,45, \quad P_3 = 0,59, \end{aligned}$$

где P_1, P_2 , и P_3 — общая пористость первой, второй и третьей степени упаковки шаров.

Из уравнения Слихтера (1.27) следует, что при одностепенной гексагональной упаковке шаров объем твердой фазы в единице объема системы $M_1 = \frac{\pi}{3\sqrt{2}}$, или $M_1 = 0,74$. Тогда многостепенную гексагональную упаковку шаров можно выразить простой формулой

$$M_n = \left(\frac{\pi}{3\sqrt{2}} \right)^n, \text{ или } M_n = (0,74)^n, \quad (1.36)$$

где n — показатель степени упаковки шаров.

Общую пористость системы в n -степенной гексагональной упаковке найдем из формулы

$$P_n = (1 - 0,74)^n. \quad (1,37)$$

В табл. 1.8 показан последовательный ряд численных значений относительных плотностей почвенных частиц и их систем, найденных экспериментально.

Таблица 1.8

Плотность почвенных частиц и их систем

Почвенные частицы и их системы	Условные обозначения	Относительная плотность $\left(\frac{\text{плотность частиц}}{\text{плотность воды}} \right)$
Первичные минеральные частицы	ρ	2,7
Микроагрегаты	D_1	2,0
Плотные иллювиальные горизонты почв	D_1	2,0
Микроструктурные грунты (лёссовидные породы)	D_2	1,5
Макроагрегаты	D_2	1,5
Почвы (гумусовый горизонт A)	D_3	1,1

Если плотность микроагрегата разделить на плотность первичной частицы, плотность макроагрегата разделить на плотность микроагрегата и плотность почвы разделить на плотность макроагрегата, то найдем, что эти отношения одинаковы и равны коэффициенту пористости системы при гексагональной упаковке, т. е.

$$D_1/\rho = 0,74, \quad D_2/D_1 = 0,74, \quad D_3/D_2 = 0,74.$$

Следовательно, экспериментальные данные подтверждают, что основные типы структуры почв и грунтов можно воспроизвести теоретически, предполагая, что как первичные почвенные частицы, так и их агрегаты упакованы подобно шарам, в системе близкой к гексагональной. Системы с плотностью $2,0 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ и пористостью, близкой к 26%, встречаются в глеевых горизонтах заболоченных почв, в иллювиальных горизонтах подзолов и солонцов [43]. Системы с плотностью $1,5 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ и пористостью около 45% широко представлены в природе микроструктурными породами — лёссами, лёссовидными породами. Плотность систем макроагрегатов, наблюдаемая в гумусовых горизонтах черноземов, каштановых, серых лесных и дерново-подзолистых почв, близка к $1,1 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$, а пористость — 60% от полного объема [31].

В почвах с развитой структурой общая пористость складывается из агрегатной и межагрегатной пористости. Дифференциальная

пористость может быть вычислена из уравнения (1.34). На основании этого уравнения можно написать пропорцию:

$$\frac{\Sigma P_a}{P_a} = \frac{D}{D_a}, \quad (1.38)$$

где ΣP_a — суммарная пористость агрегатов в долях от общего объема почвы; P_a — пористость единичного агрегата; D_a — плотность единичного агрегата. Решая пропорцию относительно ΣP_a , находим

$$\Sigma P_a = \frac{P_a}{D_a} D. \quad (1.39)$$

Формула (1.39) эквивалентна формуле Качинского для определения суммарной агрегатной пористости почв [19]. Действительно, из формулы общей пористости $P_0 = 1 - \frac{D}{\rho}$ следует, что $D = (1 - P_0)\rho$ и $D_a = (1 - P_a)\rho$. Подставляя в формулу (1.39) вместо D и D_a их новые выражения, получаем формулу Качинского

$$\Sigma P_a = \frac{P_a(1 - P_0)}{(1 - P_a)}. \quad (1.40)$$

Разность между общей пористостью системы P_0 и суммарной агрегатной пористостью ΣP_a составляет межагрегатную пористость $P_{ма}$:

$$P_{ма} = P_0 - \Sigma P_a. \quad (1.41)$$

Для микроструктурной системы формула (1.39) примет вид $\Sigma P_{a_1} = \frac{P_{a_1}}{D_{a_1}} D_2$. Так как $P_{a_1} = 0,26$, $D_{a_1} = 2,0$ и $D_2 = 1,48$, то $\Sigma P_{a_1} = 0,19$.

Формула (1.41) примет вид $P_{ма_1} = P_2 - \Sigma P_{a_1}$, откуда $P_{ма_1} = 0,26$. Для макроструктурной системы при трехступенной упаковке формула (1.39) примет вид

$$\Sigma P_{a_2} = \frac{P_{a_2}}{D_{a_2}} D_3. \quad (1.42)$$

Так как $P_{a_2} = 0,45$; $D_{a_2} = 1,48$ и $D_3 = 1,1$, то $\Sigma P_{a_2} = 0,33$. Формула для расчета межагрегатной пористости примет вид

$$P_{ма_2} = P_3 - \Sigma P_{a_2}. \quad (1.43)$$

Так как $P_3 = 0,59$, то $P_{ма_2} = 0,26$.

Каждый макроагрегат состоит из микроагрегатов. Поэтому важно определить суммарную микроагрегатную пористость и межагрегатную пористость в макроструктурной системе.

Суммарная микроагрегатная пористость в этом случае равна

$$\sum P_{a_1} = \frac{P_{a_1}}{D_{a_1}} D_3. \quad (1.44)$$

Так как $P_{a_1}=0,26$, $D_{a_1}=2,0$ и $D_3=1,1$, то $\sum P_{a_1}=0,14$. Межмикроагрегатная пористость $P_{ма_1} = \sum P_{a_2} - \sum P_{a_1}$, откуда $P_{ма_1}=0,19$.

Суммарный объем пор в почвах изменяется от 26 до 70%, т. е. примерно в три раза, тогда как линейные размеры пор изменяются в очень широких пределах. Каждая почва характеризуется специфическим распределением пор по размерам с помощью соответствующих шкал размера пор. Обычно выделяют три категории пор: микропоры 20 Å и менее, макропоры 200 Å и более и переходные или промежуточные поры — от 20 Å до 200 Å. Микропоры являются сферой действия адсорбционных сил; переходные поры есть сфера действия капиллярных сил, а в макропорах преобладает эффект гравитационных сил.

Две основные геометрические характеристики твердой фазы почвы — удельная поверхность и пористость — находятся в функциональной связи с радиусом пор. Если V — объем капилляров, S_0 — площадь поверхности стенок в расчете на грамм твердого тела, то есть удельная поверхность и r — радиус капилляра, то:

$$\frac{dV}{dS} = \frac{r}{2}, \quad \text{или} \quad \frac{2dV}{dS} = r, \quad (1.45)$$

где dV/dS есть производная объема капилляров по их поверхности [13]. Из этого соотношения можно вычислить средний радиус пор, он равен отношению двух объемов к поверхности пор. Расчет достоверен для систем, представленных цилиндрическими непересекающимися капиллярами.

Постепенное уменьшение размера частиц приводит к уменьшению размера пор между ними и к увеличению отношения площади поверхности почвенных частиц к их объему, т. е. к увеличению их удельной поверхности. Это влечет за собой то, что гравитационные эффекты теряют свое значение и важную роль приобретают поверхностные эффекты в пористой среде. Основное влияние оструктурирующих веществ на почвы, например, гумуса, проявляется в укрупнении почвенных агрегатов и пор между ними, что приводит к усилению гравитационных эффектов.

Нередко почвенные частицы и поровые пространства между ними геометрически подобны и отличаются только размерами соответствующих частиц и пор между ними. Тогда одна пористая среда является просто увеличенной копией другой, так что любой линейный размер второй есть увеличенный в N раз размер

первой. У подобных пористых сред, следовательно соответственные элементы пропорциональны, а углы между ними равны. Отношение расстояния между точками A и B одной пористой среды к расстоянию между соответственными точками A' и B' другой равно постоянному числу, называемому коэффициентом подобия, или масштабным множителем. Этот множитель можно вычислить через средневзвешенный диаметр частиц или их удельную поверхность.

Принцип подобия лежит в основе теории структуры почв, изложенной в этой главе. В третьей и четвертой главах предлагается использовать принцип подобия в соединении с законом Лапласа и законом Дарси для развития теории удержания и передвижения влаги в почве.

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ СТАТИКИ ВЛАГИ В ПОЧВЕ

2.1. Строение воды. Водородная связь. Вода в почве встречается в трех состояниях: твердом, жидком и газообразном. Изменение состояния воды зависит главным образом от температуры и давления. При определенных температурах и давлениях происходят резкие изменения состояния воды, которые выражаются в переходе жидкой воды в лед при понижении температуры и в пар при ее повышении. Используя представление о силах притяжения между молекулами, можно предположить, что для того чтобы заставить воду перейти из твердого состояния в жидкое и парообразное, нужно затратить большое количество тепловой энергии. Эта энергия пойдет на преодоление сил связи притяжения между молекулами. Поэтому чтобы понять причины изменения состояния воды, необходимо знать строение воды и силы, связывающие молекулы воды.

Свойства воды определяются высокой полярностью ее молекул. Молекулы воды состоят из одного атома кислорода и двух атомов водорода (рис. 6). Атомы водорода заряжены положительно, атом кислорода — отрицательно. Так как противоположно заряженные атомы притягиваются друг к другу, а одноименно заряженные — отталкиваются, то наиболее устойчивым будет такое расположение молекул, при котором атом водорода одной молекулы максимально приближен к атому кислорода соседней и удален от других атомов водорода. Связь между водородом одной полярной молекулы воды (зона частичного положительного заряда) и кислородом другой (зона частичного отрицательного заряда) называется водородной связью, или Н-связью. Между смежными молекулярными слоями устанавливается также водородная связь через те атомы водорода, которые расположены либо выше, либо ниже рассматриваемого молекулярного слоя [57]. Так расположены молекулы воды в кристалле льда.

Жидкой воде свойственна текучесть. Сам факт растекания воды предполагает способность молекул воды к свободному перемещению. Однако, учитывая существование сил молекулярного притяжения и водородных связей, можно предположить, что жидкая вода обладает некоторой структурой. По теории Бернала [5], в жидкости каждая молекула связана с тремя или пятью другими, образуя ближний порядок.

Твердые тела обладают регулярной и связанной структурой, жидкости — нерегулярной и связанной структурой, газы — нерегулярной и несвязанной структурой. Жидкость имеет не одну структуру, а большое число эквивалентных сходных структур и находится в состоянии перетекания из одной в другую. Текучесть — вторичное свойство жидкости, являющееся следствием ее структуры.

2.2. Удержание воды почвой. Если молекулы вещества притягиваются к молекулам другого вещества, то говорят о смачивании или слипании. Силы смачивания между водой и стеклом или водой и почвенными частицами очень велики.

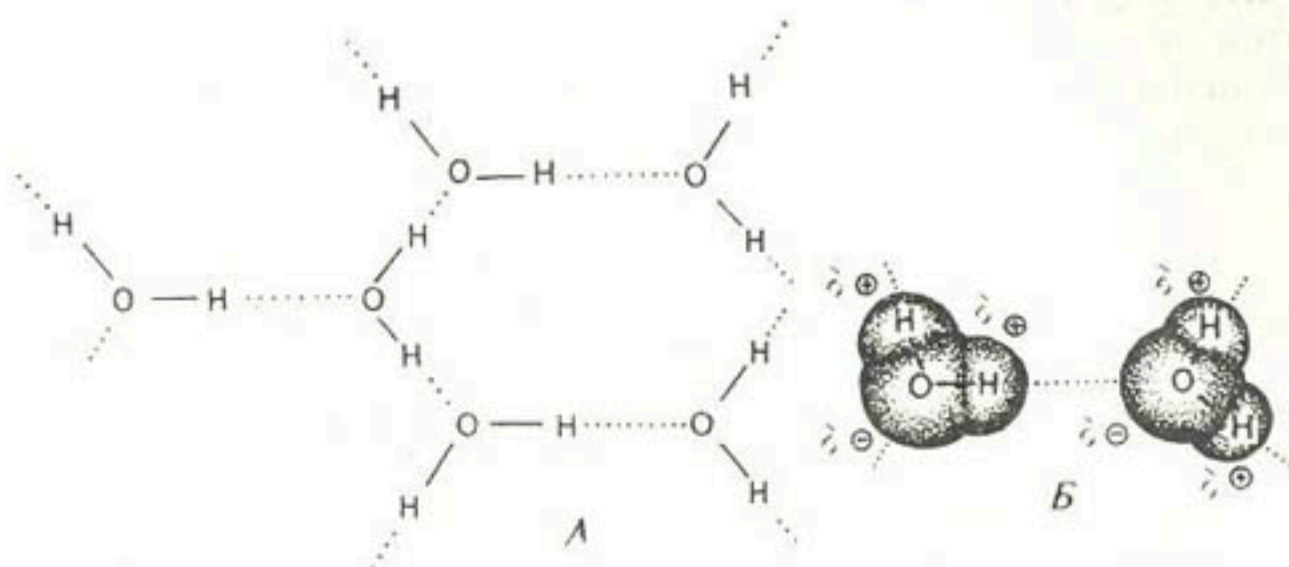


Рис. 6. Образование водородных связей между полярными молекулами воды.

А — схематическое изображение водородных связей между полярными молекулами воды; Б — модель части схемы А. Силы притяжения между полярными молекулами воды достаточно велики, чтобы можно было говорить о существовании между молекулами определенной связи, так называемой водородной, изображенной здесь в виде пунктирных линий.

Вода удерживается в почве силами, действующими на поверхностях раздела жидкой и твердой фаз и жидкость — воздух. Молекулы воды, являясь диполями, оказываются ориентированными под влиянием зарядов на поверхности почвенных частиц и связанными с этой поверхностью так называемыми адсорбционными силами. Адсорбционные силы изменяют прежде всего структуру воды и ее текучесть. По этой причине вода, удерживаемая в виде пленок, обволакивающих поверхность почвенных частиц, отличается от свободной воды своей структурой, давлением, подвижностью, плотностью, температурой замерзания, вязкостью, электропроводностью, диэлектрической постоянной и другими свойствами. По Берналу, тонкие водные пленки, обволакивающие поверхность почвенных частиц, по своей структуре напоминают лед и достигают толщины 10—20 Å.

Вода тонких пленок не замерзает при -78°C . Диэлектрическая постоянная связанной воды в среднем равна 2,2 против 80 для свободной воды. Понижение температуры замерзания

воды на $0,0075^{\circ}\text{C}$ соответствует давлению 1 атм. Плотность воды растет пропорционально давлению — 5% на каждые 1000 атм. Все причины, которые ограничивают текучесть воды, ведут к понижению давления ее пара. Упругость пара над льдом меньше, чем над жидкой водой, так как свобода молекулярных движений ограничена в этом случае кристаллическим строением льда. Связанная вода имеет меньшую упругость насыщенного пара, чем вода свободная. При более низких температурах упругость пара меньше, чем при высоких.

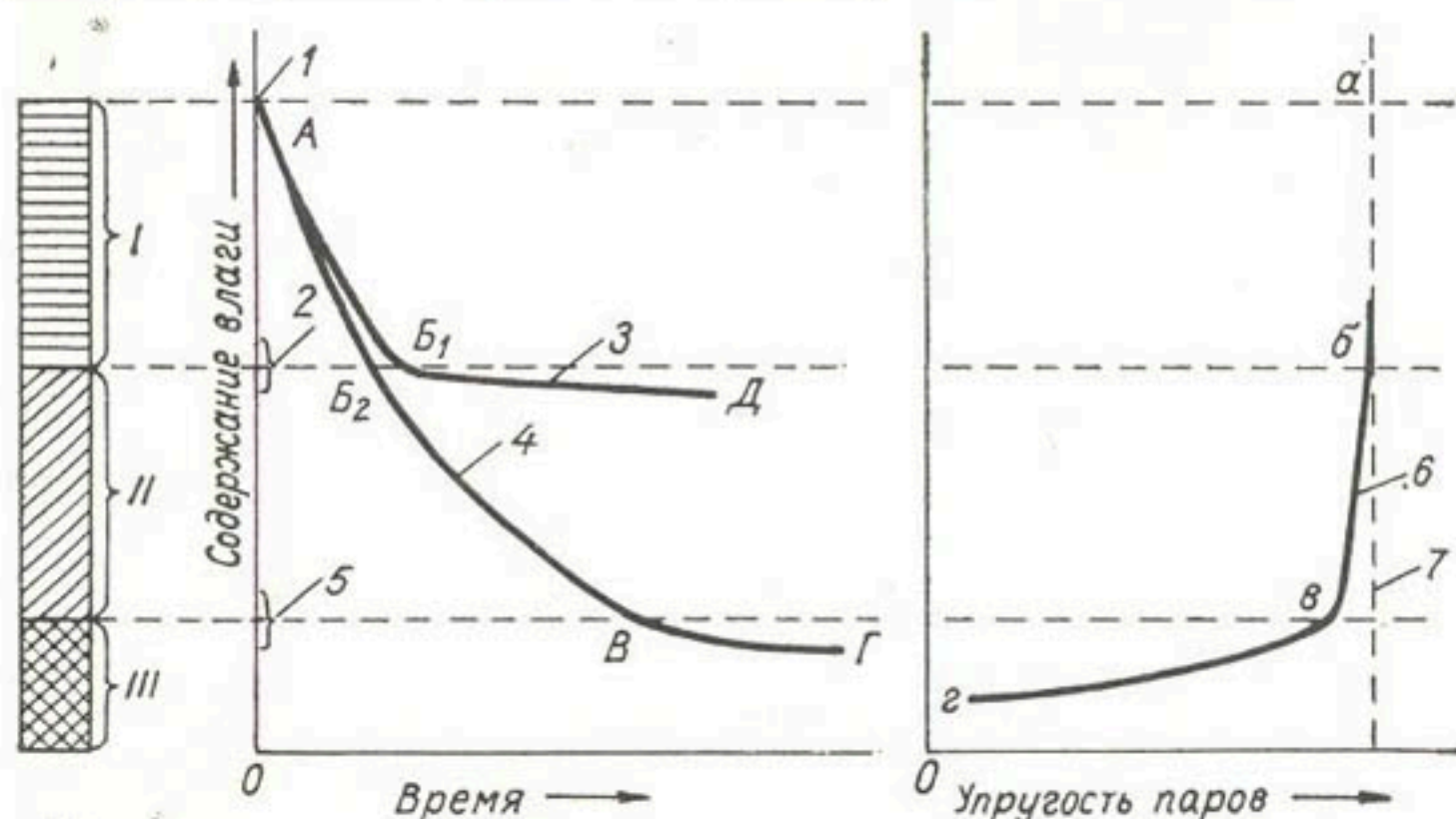


Рис. 7. Соотношение между точкой устойчивого завядания, полевой влагоемкостью, содержанием легкодоступной влаги, водопроницаемостью, упругостью пара и содержанием влаги в почве (по Эдлефсену и Андерсону).

I — быстродренирующаяся почвенная влага (избыточная влага), II — легкодоступная для растений почвенная влага после стока избыточной воды, III — почвенная влага, находящаяся слишком глубоко, чтобы быть доступной при нормальном развитии растений; 1 — точка насыщенности почвы, 2 — полевая влагоемкость, 3 — изменение содержания влаги без влияния растений, 4 — изменение содержания влаги в почве под влиянием растений, 5 — точка устойчивого завядания, 6 — зависимость упругости паров почвенной влаги от содержания влаги, 7 — упругость паров чистой свободной воды.

Структурные изменения воды могут происходить плавно и скачкообразно. В последнем случае столь же быстро изменяется и термодинамическое состояние воды. Структура воды реагирует на изменение сил в поровом пространстве почвы. Поскольку геометрия пор изменяется в процессах диспергирования, агрегации и уплотнения, то состояние и структура воды изменяются под влиянием изменения структуры почвы.

Силы, действующие на поверхности раздела фаз жидкость—воздух, являются функцией кривизны этой поверхности, которая изменяется в связи с изменением пор по размерам. Каждому радиусу поры соответствует определенное всасывающее давление. Поэтому распределение пор по размерам определяет

способность почвы удерживать воду и имеет важное значение для передвижения воды и воздуха в почве.

Относительно энергии, с которой вода удерживается на поверхности почвенных частиц и в порах между ними, Эдлефсен и Андерсон [59] исходили из следующих трех представлений, иллюстрируемых данными рис. 7.

1. Влажность почвы непосредственно после полива или обильного естественного дождя повышается до полной влагоемкости, соответствующей точке A на рис. 7. При этом упругость паров воды в почве будет равна упругости паров над свободной поверхностью воды, как это показано точкой a на рис. 7 справа.

2. Часть воды в точке a слабо удерживается почвой и передвигается вниз под действием силы тяжести. Через некоторое время (1—3 суток) свободное вытекание влаги прекращается (см. точку B_1 на кривой AB_1). Отрезку кривой AB_1 соответствует гравитационная вода. Содержание воды в точке B_1 называется наименьшей, или полевой влагоемкостью. При отсутствии растений и ничтожном испарении содержание влаги будет оставаться в течение неопределенно долгого периода времени на уровне, близком к полевой влагоемкости, как это показано отрезком кривой B_1D . Упругость водяных паров на этом отрезке кривой практически такая же, как на поверхности свободной воды, как это показано точкой b . Если на этой почве произрастает то или иное растение, то полевая влагоемкость почвы будет достигнута несколько скорее вследствие транспирации воды растениями, как это показано кривой AB_2 .

3. Растения будут продолжать уменьшать содержание воды в почве примерно по кривой порядка B_2V до тех пор, пока, наконец, не будет достигнута точка устойчивого завядания. Вода, находящаяся в количестве, меньшем, чем в точке устойчивого завядания, очень мало доступна растениям. Энергия, с которой она удерживается почвой, быстро возрастает, а потому в полевых условиях теряется только незначительное добавочное количество влаги, как это показывает кривая B_2V . При этом ниже влажности устойчивого завядания упругость водяного пара быстро снижается даже при незначительных потерях почвенной влаги, как это показывает отрезок vg кривой.

В настоящее время работами многих исследователей установлено, что скорость поглощения влаги растениями в диапазоне доступной влаги (отрезок B_2V) непостоянна. Она близка к постоянной только в интервале от полевой влагоемкости до влажности замедления роста растений или влажности разрыва влагопроводных пленок. Численное значение этой константы приблизительно равно половине суммы численных значений полевой влагоемкости и влажности завядания. На точку завядания и точку замедления роста оказывают влияние многие факторы: абсолютный уровень потенциальной транспирации,

испаряемость, степень развития корневой системы, густота посева, сочетание культур, структурное состояние почвы, вид растений.

2.3. Влажность почвы. Для вычисления влажности почвы пользуются следующими формулами.

$$W = \frac{W_v}{W_n} \cdot 100\%, \quad (2.1)$$

где W — влажность в процентах от веса абсолютно сухой почвы; W_v — вес воды; W_n — вес абсолютно сухой почвы.

В случае неоднородной плотности почвы содержание влаги выражают в процентах от объема почвы по формуле

$$W_{об} = W_v D, \quad (2.2)$$

где $W_{об}$ — влажность почвы в процентах от ее объема, D — объемный вес почвы ($\text{г} \cdot \text{см}^{-3}$).

Для сравнения запасов воды в почве с осадками и нормами полива целесообразно вычислять содержание воды в миллиметрах водного слоя отдельно для каждого генетического горизонта почвы по формуле

$$Q = \frac{W_v D H}{10}, \quad (2.3)$$

где Q — запас влаги в горизонте (мм водного слоя); W_v — средняя влажность горизонта в процентах от веса сухой почвы; D — плотность (объемный вес) горизонта ($\text{г} \cdot \text{см}^{-3}$); H — мощность (толщина) горизонта (см). Запас влаги во всей почвенной толще получается путем суммирования запасов влаги, вычисленных для отдельных генетических горизонтов.

Вычисление запасов влаги в почве ($\text{м}^3/\text{га}$) проводится по формуле

$$W_{об} = W_v D H. \quad (2.4)$$

Запас воды в 1 мм водного слоя соответствует запасу в $10 \text{ м}^3/\text{га}$.

Отношение доли пор, занятых водой, к общей пористости почвы называется относительной влажностью или насыщенностью:

$$\text{Насыщенность} = \frac{\text{Часть пор, занятая водой (\%)}}{\text{Общая пористость почвы (\%)}}. \quad (2.5)$$

2.4. Адсорбция. Толщина водной пленки. При соприкосновении жидкости с твердым телом возникает силовое взаимодействие между молекулами обеих соприкасающихся поверхностей, которое приводит к уменьшению поверхностного натя-

жения и явлению адсорбции. Сцепление, или прилипание, молекул воды к поверхности твердого тела называется адсорбцией.

Представление о механизме образования межфазного, или адсорбционного, слоя основывается на наличии электрического заряда на поверхности твердых частиц и возникновении двойного электрического слоя из гидратированных ионов и связанной воды. Согласно теории Штерна, ионы, входящие в состав твердой фазы с избытком одного знака заряда (заряды на поверхности), образуют как бы «внутреннюю обкладку конденсатора» с некоторой плотностью заряда, называемую потенциалопределяющим слоем. Ионы раствора противоположного знака, притянутые электрическими и адсорбционными силами твердой поверхности, являются как бы «внешней обкладкой конденсатора». Первый или даже несколько первых слоев противоионов, притягиваемых к поверхности под влиянием электрического поля и поля адсорбционных сил, удерживаются ею на очень близком расстоянии, порядка 1—2 молекулярных слоев, и связаны с ней наиболее прочно. Этот слой называется в химии адсорбционным слоем, или слоем Штерна.

Если жидкость, прилегающую к твердой поверхности, разбить на молекулярные слои, то каждый из них будет заряжаться противоионами до потенциала, тем меньшего, чем дальше этот слой отстоит от твердой поверхности. При движении жидкости вдоль твердой поверхности, например при вытекании воды из стеклянного капилляра, скольжение жидкой фазы происходит не по границе твердая поверхность — жидкость, а по границе слоя прочносвязанной воды. На первый взгляд кажется, что это явление не может играть большой роли в удержании воды почвой.

Слой толщиной в одну молекулу, нанесенный на поверхность в несколько квадратных метров, будет весить очень малые доли грамма. Содержание влаги в мономолекулярной пленке можно определить с помощью следующего расчета. Площадь молекулы воды около $10\text{\AA}^2$, т. е. 10^{-15} см^2 . Значит, на 1 см^2 уместится 10^{15} молекул. Такое количество молекул весит $3 \cdot 10^{-8}$ г. На 1 м^2 разместится 0,0003 г воды. На 100 м^2 приходится 0,03 г воды, а на 300 м^2 — 0,09 г воды на 1 г почвы, или 9% при условии, если эта масса воды распределена равномерно в виде мономолекулярного слоя по всей поверхности.

Удельная поверхность, или поверхность 1 г почвы, нередко выражается десятками и сотнями квадратных метров. Так, частицы диаметром 1 мкм, или 10^{-4} см , обладают удельной поверхностью, равной $6\text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, а глинистые частицы диаметром $< 0,2\text{ мкм}$ имеют поверхность $300\text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$ и более.

Если нам известен вес воды и площадь ее растекания, то можно вычислить толщину водной пленки по формуле

$$\frac{W}{\rho S_0} = h, \quad (2.6)$$

где W — вес воды; S_0 — удельная поверхность; h — толщина водной пленки; ρ — плотность воды.

Некоторый объем воды растекается по поверхности почвы до определенной толщины, равной диаметру молекулы воды — $2,76 \cdot 10^{-8}$ см, или $2,76 \text{ \AA}$. Поделив толщину водной пленки на диаметр молекулы воды, получим число молекулярных слоев N , соответствующее данной толщине водной пленки,

$$N = \frac{h}{2,76 \cdot 10^{-8}}. \quad (2.7)$$

2.5. Капиллярное давление. Поверхностный слой жидкости обладает так называемым поверхностным давлением. Молекулы жидкости, находящиеся в поверхностном слое, испытывают одностороннее, направленное внутрь притяжение со стороны соседних слоев молекул, в то время как любая молекула внутри массы жидкости испытывает одинаковое притяжение со всех сторон. Вследствие одностороннего, направленного внутрь притяжения поверхностный слой оказывает давление на всю массу жидкости. Это давление называется поверхностным.

Величина поверхностного давления зависит от формы поверхности жидкости. Поверхностное давление под плоской поверхностью жидкости называется нормальным. Для воды оно равно 10700 атм. Под вогнутой поверхностью оно меньше нормального, а под выпуклой поверхностью — больше нормального в соответствии с законом Лапласа

$$P_1 - P_0 = \Delta P = \pm \sigma \left(\frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_2} \right) \cos \theta, \quad (2.8)$$

где P_1 — поверхностное давление под искривленной поверхностью; P_0 — давление под плоской поверхностью; σ — величина поверхностного натяжения; r_1, r_2 — главные радиусы кривизны искривленной поверхности; θ — угол смачивания. Знак «плюс» соответствует выпуклой поверхности, знак «минус» — вогнутой.

Если искривленную поверхность (рис. 8) пересечь двумя плоскостями $A_1O_1B_1$ и $A_2O_2B_2$ так, чтобы они были взаимно перпендикулярны и содержали в себе нормаль n к поверхности в точке M , то на поверхности получатся две дуги A_1B_1 и A_2B_2 радиусами r_1 и r_2 , которые называются радиусами кривизны нормальных взаимно перпендикулярных сечений. Полусумма $\frac{1}{2} \left(\frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_2} \right)$ называется средней кривизной поверхности в точке M .

Коэффициентом поверхностного натяжения называется свободная потенциальная энергия молекул жидкости, находящихся в поверхностном слое, рассчитанная на единицу поверхности:

$$\sigma = \frac{\Delta A_s}{\Delta S}, \quad (2.9)$$

где ΔA_s — работа увеличения поверхности; ΔS — изменение площади поверхности жидкости.

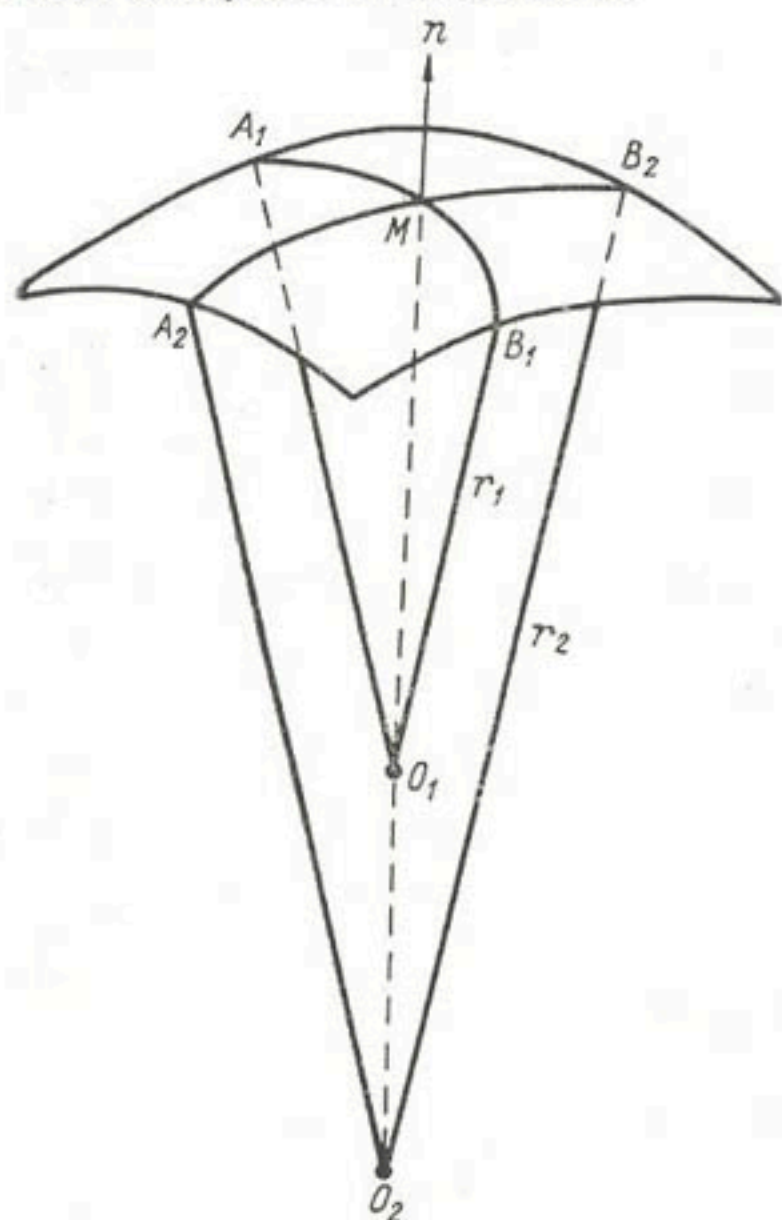


Рис. 8. Главные радиусы кривизны искривленной поверхности.

Для обычных жидкостей σ изменяется от 16 до 75 эрг·см⁻². Опыт показал, что зависимость поверхностного натяжения от радиуса кривизны обнаруживается при $r \geq 10^{-5}$ см. Поры $r \leq 10^{-5}$ см целиком заполнены связанной водой, и в таких порах возможно только пленочное передвижение влаги. В связи с этим уравнение Лапласа должно быть справедливо только при больших радиусах кривизны, намного превосходящих толщину адсорбционной пленки. По мере уменьшения диаметра капилляра силы трения, возникающие вблизи поверхности раздела вода — твердая фаза, задерживают движение воды в почве. В естественных почвах капиллярной проводимостью обладают только поры

между микроагрегатами, так как поры внутри микроагрегатов целиком заполнены связанной водой. В микроструктурных грунтах преобладают поры размером 0,003—0,001 мм. Предельная высота капиллярного поднятия в таких порах не может превышать 3—5 м, что иллюстрируется данными табл. 2.1, полученными расчетом по уравнению Лапласа.

На основании данных табл. 2.1 можно сделать вывод, что работа капиллярных сил для одиночного капилляра не зависит от радиуса капилляра. Этот вывод следует также из теоретического анализа капиллярных сил [30, 43].

Таблица 2.1

Работа капиллярного поднятия

Механическая фракция		Радиус пор		Высота поднятия (см)	Объем воды $\pi r^2 H$	Работа поднятия $\pi r^2 H \times H$
		мм	см			
Песок	средний	1,0	0,1	1,5	0,0472	0,0708
	мелкий	0,5	0,05	3,0	0,02356	0,0708
	мелкий	0,1	0,01	15,0	0,00472	0,0708
Пыль	крупная	0,05	0,005	30,0	0,00236	0,0708
	мелкая	0,01	0,001	150,0	0,000472	0,0708
	тонкая	0,005	0,0005	300,0	0,0002356	0,0708
Ил		0,001	0,0001	1500,0	0,0000472	0,0708

При опускании одного конца капилляра радиусом r в воду произойдет поднятие воды в нем на некоторую высоту H . При этом будет совершена работа A против силы тяжести, равная произведению веса столба воды W на высоту подъема $\frac{1}{2}H$, т. е.

$$A_k = \frac{1}{2} H W. \quad (2.10)$$

Для капилляра радиусом r имеем:

$$W = Mg = V\rho g = H\rho g\pi r^2,$$

где M — масса воды; ρ — плотность воды; g — ускорение силы тяжести, V — объем воды.

По уравнению Лапласа (2.8) $H = \frac{2\sigma \cos\theta}{r\rho g}$. При полном смачивании $\theta = 0$ и $\cos\theta = 1$. После подстановки значения H в уравнение (2.10) получим

$$A_k = - \frac{2\pi\sigma^2}{\rho g} = - 36 = \text{const.} \quad (2.11)$$

Капиллярное давление на верхней границе капиллярной каймы является функцией удельной поверхности и пористости почвы, так как эти две геометрические характеристики твердой фазы почвы находятся в функциональной связи с радиусом пор и объемом капилляров. Полная свободная энергия воды на верхней границе капиллярной каймы складывается из поверхностной энергии и энергии в объеме. Первое слагаемое обусловлено наличием у водного тела почвы границ раздела: вода — воздух, твердая фаза — воздух и твердая фаза — вода. Второе слагаемое обусловлено действием силы тяготения. По Нелленштейну (цитирую по работе [32]) уравнение имеет вид

$$\begin{aligned} U &= S(\sigma_{2-3} - \sigma_{1-3} - \sigma_{1-2})H - V\rho g \frac{1}{2} H^2 = \\ &= \sigma SH - V\rho g \frac{1}{2} H^2, \end{aligned} \quad (2.12)$$

где H — предельная высота капиллярного поднятия; σ_{2-3} , σ_{1-3} , σ_{1-2} — поверхностная энергия на границе соответственно вода — воздух, твердая фаза — воздух и твердая фаза — вода; S — поверхность, ограничивающая объем влаги.

Так как в условиях равновесия $\frac{dU}{dH} = 0$, то

$$\frac{dU}{dH} = \sigma S - V\rho gH = 0 \quad \text{или} \quad \sigma S = VP. \quad (2.13)$$

Отсюда капиллярное давление на верхней границе капиллярной каймы, т. е. на высоте H , равно

$$P = - \frac{\sigma S}{V}. \quad (2.14)$$

Для водонасыщенных почв и грунтов по аналогии с гидравлическим радиусом или средним радиусом потока в трубах вводится понятие гидравлического радиуса R_r , представляющего собой отношение объема воды к смоченной поверхности:

$$R_r = \frac{V}{S} = \frac{1}{S_0}. \quad (2.15)$$

С учетом уравнения (2.15) вместо (2.14) можно написать

$$P = - \frac{\sigma}{R_r}. \quad (2.16)$$

2.6. Капиллярно-сорбционное давление почвенной влаги. Аллер [67] на основании анализа работ Лапласа, Пельтье, Дерягина и собственных исследований пришел к выводу, что в удержании воды почвой играют основную роль следующие силы: адсорбционное давление, зависящее от толщины водной пленки, и капиллярное давление, зависящее от кривизны пленки на границе с воздухом. Полное давление под вогнутым мениском складывается из давления внутри пленок и давления капиллярного. При данной влажности почвы алгебраическая сумма пленочного и капиллярного давления одинакова во всех точках, иначе бы вода перетекала из одной точки в другую. Такое равновесие пленочной и менисковой влаги сохраняется до момента слияния пленок, после чего вся пора заполняется водой. Образование менисков, т. е. проявление капиллярных сил, становится возможным при давлениях порядка 100 атм, когда в точках контакта каждой пары почвенных частиц окружающие их водные пленки образуют поверхность с двумя радиусами кривизны: r_1 , центр которого находится в точке контакта и образует положительную кривизну, и r_2 , центр которого находится в центре поры, образованной тремя частицами в гексагональной упаковке и четырьмя частицами в кубической упаковке. Вся кривизна этой поверхности скопления воды, обра-

зовавшегося в точке контакта, измеряется величиной $1/r_1 - 1/r_2$, а поверхностное давление под этой поверхностью вычисляется по формуле Лапласа

$$P_1 = P_0 + \sigma \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right), \quad (2.17)$$

где P_1 — поверхностное давление под искривленной поверхностью; P_0 — давление под плоской поверхностью; σ — поверхностное натяжение воды.

Водное скопление, возникшее в точке стыка частиц, называется манжетой, или стыковой влагой. Так как в формуле (2.17) всегда $r_1 > r_2$, то $1/r_1 < 1/r_2$ и величина $1/r_1 - 1/r_2$ всегда будет отрицательной. Поэтому поверхностное давление в водной манжете всегда меньше, чем под плоской поверхностью. Но объем каждой манжеты имеет известный предел. Если влажность почвы возрастает, то при некоторой критической влажности давление в объеме манжетной влаги становится равным нулю, после чего происходит смыкание манжет и заполнение всей поры водой. Это критическое значение давления стыковой влаги связано с величиной радиуса почвенных частиц. Гарднер и Гарднер [64] показали, что в уравнении Лапласа (2.17) величину r_2 можно устранить при помощи выражения

$$r_2 = \frac{r_1^2}{2(R - r_1)}, \quad (2.18)$$

где R — радиус почвенной частицы.

После подстановки найденного значения r_2 в формулу Лапласа (2.17) получим

$$\Delta P = -\frac{\sigma}{r_1^2} (3r_1 - 2R). \quad (2.19)$$

Из этой формулы видно, что $\Delta P = 0$, когда $r_1 = \frac{2}{3}R$. При $r_1 > \frac{2}{3}R$ вся пора заполняется водой.

Обозначим величину отношения r_1/R через β и учтем, что добавочное давление ΔP равно гидростатическому давлению столба капиллярной влаги $H\rho g$, взятому с обратным знаком, т. е. $\Delta P = -H\rho g$. После подстановки этих выражений в уравнение (2.19) получим

$$H = \frac{\sigma}{\beta R \rho g} \left(3 - \frac{2}{\beta} \right). \quad (2.20)$$

При $\beta = \frac{2}{3}$ величина $\Delta P = 0$.

Величина β изменяется с изменением системы упаковки шаров, как это показано на рис. 9. С помощью формулы (2.20), выведенной из модели идеальной почвы, Гарднер и Гарднер

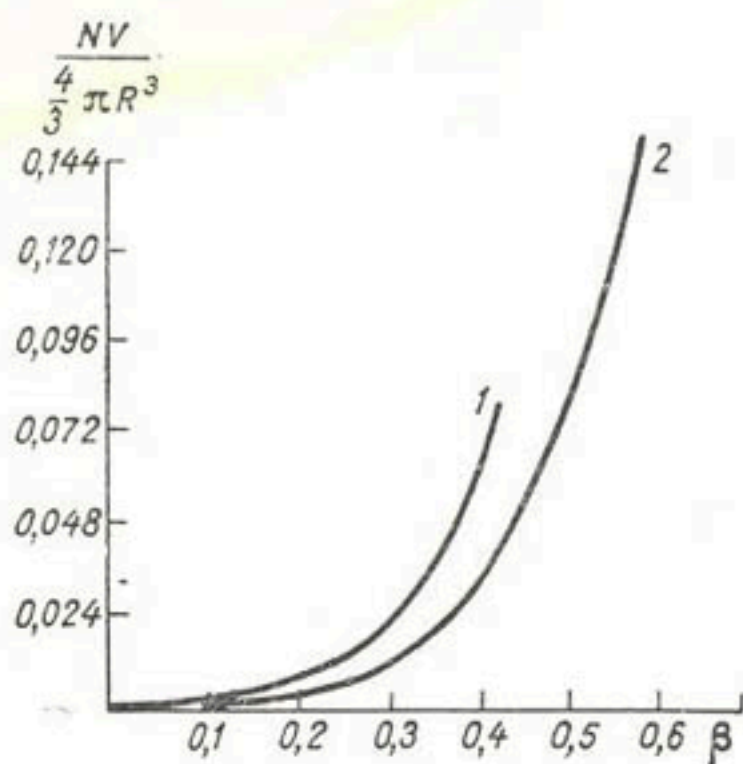


Рис. 9. Зависимость объема равновесной влаги от коэффициента β .
1 — при кубической упаковке; 2 — при гексагональной упаковке.

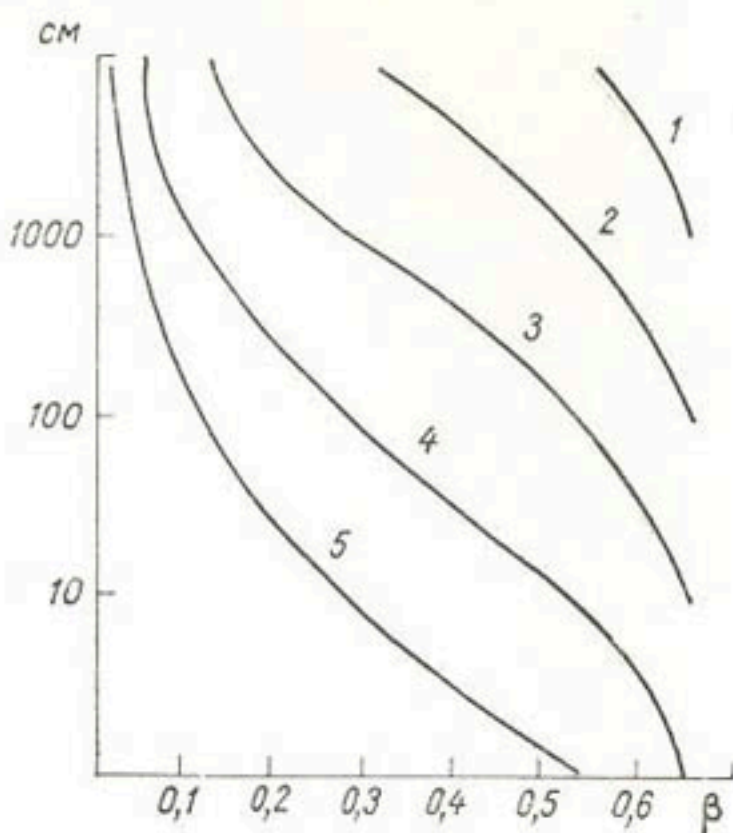


Рис. 10. Зависимость превышения воды над горизонтом от β при различных значениях R (см)
1) 0,1, 2) 0,01, 3) 0,001, 4) 0,0001, 5) 0,00001.

получили семейство кривых давления влаги как функции от β для параметра R в пределах 0,1—0,00001 см (рис. 10).

2.7. Высота и скорость капиллярного поднятия. Высота и скорость капиллярного поднятия зависят от радиуса капилляров, а значит, от размеров почвенных частиц или их удельной поверхности.

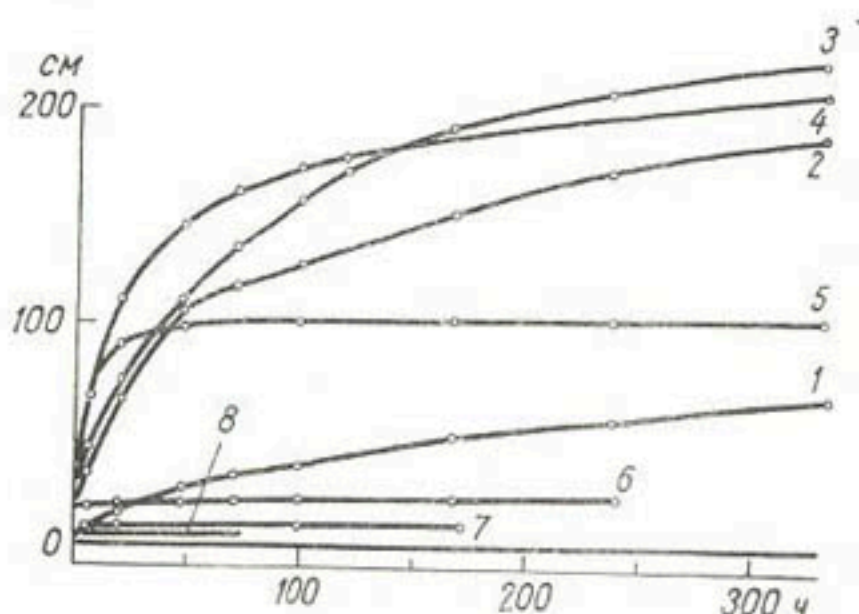


Рис. 11. Зависимость высоты капиллярного подъема (см) от времени (ч) в колонках из частиц разных размеров (по данным Новака и Печанека).

Размер частиц:
1 — $< 0,002$; 2 — $0,002-0,005$;
3 — $0,005-0,01$; 4 — $0,01-0,05$;
5 — $0,05-0,1$; 6 — $0,1-0,2$;
7 — $0,3-0,5$; 8 — $0,5-1,0$.

На рис. 11, заимствованном из книги Роде [43], показана зависимость высоты капиллярного подъема от времени в колонках из частиц разных размеров. Из сопоставления кривых

следует, что вблизи зеркала грунтовых вод скорость капиллярного поднятия в колонках из крупных фракций больше, чем в колонках из мелких частиц, а затем, с возрастанием высоты капиллярного поднятия, скорость уменьшается во всех колонках, но замедление скорости наибольшее у крупных фракций. Поэтому кривые пересекаются. Форма кривых близка к параболической, особенно на начальных участках. Уравнение параболы в общем виде записывается так:

$$H = kt^{0,5}, \quad (2.21)$$

где H — высота поднятия (в см), t — время (ч).

Логарифмируя это выражение, получаем

$$\lg H = \lg k + 0,5 \lg t. \quad (2.22)$$

График зависимости $H(t)$ в логарифмическом масштабе есть прямая (рис. 12). Это доказывает, что кривые рис. 11

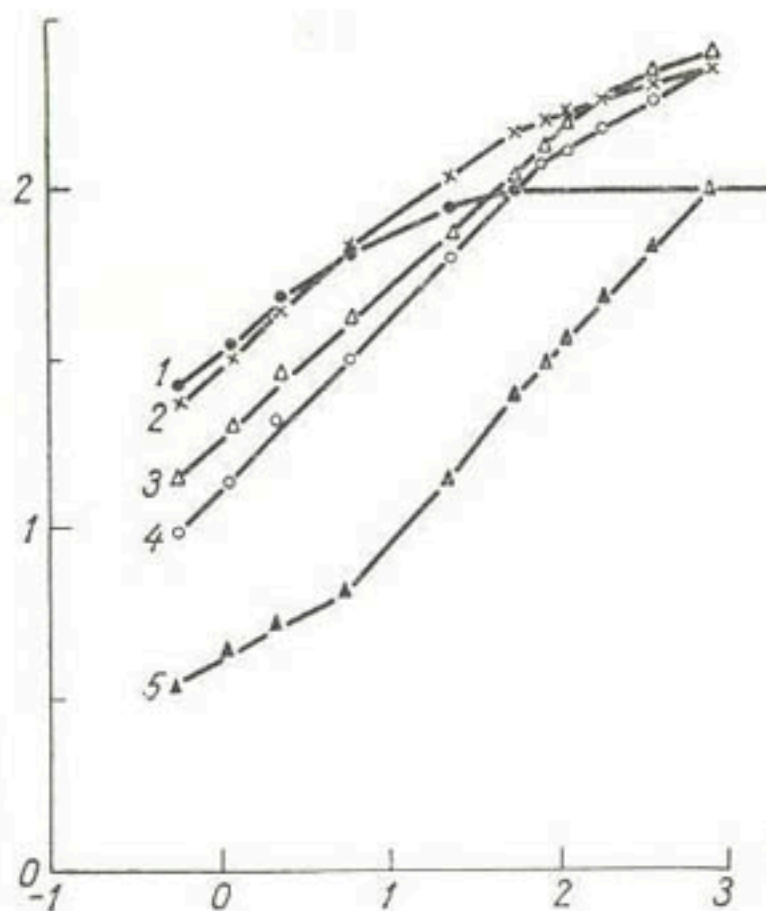


Рис. 12. Капиллярный подъем в насыпных колонках из частиц разного размера (по данным Новака и Печанека). Масштаб логарифмический.
1 — 0,1—0,05; 2 — 0,05—0,01; 3 — 0,01—0,005;
4 — 0,005—0,002; 5 — < 0,002.

имеют действительно параболическую форму. Наклон прямых, изображенных на рис. 12, равен 0,5. Теоретический анализ явления капиллярного поднятия также приводит к зависимости (2.21).

Летунов [25] нашел эмпирически зависимость между высотой капиллярного поднятия и временем для систем из разных механических фракций. Общий вид этой зависимости

$$H_t = kt^n. \quad (2.23)$$

Показатель степени n может изменяться в пределах от 0,1 до 0,5 (табл. 2.2).

Таблица 2.2

Уравнение капиллярного подъема для разных дисперсных материалов

Механическая фракция (мм)	Формула для вычисления
Песок	
2—1	$H = 4,02^{0,104}$
0,2—0,1	$H = 21,7^{0,14}$
Пыль	
0,02—0,01	$H = 17,1^{0,424}$
0,05—0,01	$H = 30,9^{0,47}$
0,01—0,005	$H = 20,0^{0,48}$
0,005—0,002	$H = 13,6^{0,49}$

Результаты, полученные Летуновым, показывают, что найденная ранее теоретическая зависимость (2.21) действительна только для частиц менее 0,05 мм.

В почвах с развитой структурой высота капиллярного поднятия определяется размерами агрегатов и пор между ними или внешней поверхностью агрегатов, значения которой не превышают нескольких квадратных метров. Это объясняет малые значения высоты капиллярного поднятия влаги в естественных почвах и грунтах. Максимальная высота капиллярного поднятия в природных условиях равна 600 см, что соответствует капиллярам радиусом $2,5 \cdot 10^{-4}$ см с удельной поверхностью, равной $2,5 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$. В глинистых раздельночастичных грунтах с удельной поверхностью более $100 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$ скорость капиллярного поднятия очень мала, а предельная высота меньше, чем в пылеватых грунтах, вследствие того, что большая часть пор между глинистыми частицами занята связанной водой, а свободная вода замкнута пленочными пробками.

2.8. Почвенно-гидрологические константы. Для оценки состояния почвенной влаги пользуются рядом характеристик, называемых почвенно-гидрологическими константами. По определению Роде [43], почвенно-гидрологические константы представляют собой те переломные величины влажности, при переходе через которые подвижность влаги более или менее резко меняется. Скачок в подвижности характеризуется не какой-либо определенной величиной влажности, а некоторым интервалом ее величин. Роде, используя классификации форм почвенной влаги, предложенные разными авторами (Долгов, Лебедев, Цункер, Андрианов, Качинский, Роде), считает наиболее существенными шесть констант: максимальная адсорбционная влагоемкость, максимальная гигроскопичность, влаж-

ность устойчивого завядания, влажность разрыва капиллярной связи, наименьшая влагоемкость, полная влагоемкость, или водовместимость.

Максимальная адсорбционная влагоемкость характеризует максимальное количество прочносвязанной влаги в почве. Эта часть влаги находится под влиянием сорбционных сил, исходящих от поверхности твердых частиц. Притягиваемые молекулы — диполи воды — при этом определенным образом ориентируются по отношению к поверхности частиц почвы, образуя водную пленку толщиной в два слоя молекул. Содержание влаги, характеризующее максимальную адсорбционную влагоемкость, близко к содержанию гигроскопической влаги в воздушно-сухой почве и составляет 0,6—0,7 от максимальной гигроскопичности.

Максимальная гигроскопичность — наибольшее количество парообразной влаги, которое почва может поглотить из воздуха, почти (на 96—98%) насыщенного влагой, благодаря присущей ей поверхностной энергии.

Влажность устойчивого завядания — это влажность, при которой появляются первые признаки увядания растений с хорошо развитой корневой системой, не исчезающие при помещении растений на 12 ч в атмосферу, насыщенную водяными парами. Она характеризует нижний предел продуктивной влаги.

Влажность разрыва капиллярной связи — влажность почвы, лежащая в интервале между наименьшей полевой влагоемкостью и влажностью завядания, при которой подвижность влаги в процессе снижения влажности почвы, и следовательно влагопроводности, резко уменьшается. Часто численное значение влажности разрыва капиллярной связи близко к полусумме значений наименьшей, или полевой, влагоемкости и влажности устойчивого завядания. Влажность разрыва капиллярной связи является критической точкой, которая делит доступную растению влагу на две категории: 1) влагу легкодоступную, способную самопроизвольно и быстро передвигаться в жидком виде из всего смоченного слоя одновременно к зоне испарения и зоне корневого иссушения (интервал от наименьшей влагоемкости до влажности разрыва капиллярной связи); 2) влагу, не способную заметно передвигаться в жидком виде (интервал от влажности разрыва капиллярной связи до влажности устойчивого завядания) и труднодоступную для растений.

Наименьшая (полевая) влагоемкость есть наибольшее возможное содержание подвешенной влаги в данном слое почвы в ее естественном сложении, при отсутствии слоистости и подпирающего действия грунтовых вод, после стекания всей гравитационной влаги. В условиях неглубокого залегания зеркала грунтовых вод величине наименьшей влагоемкости соответствует влажность на верхней границе капиллярной каймы.

Полная влагоемкость, или водовместимость почв, есть со-

держание влаги в почве при условии полного заполнения всех пор водой.

Способность почвы впитывать и удерживать воду дает возможность растениям развиваться и выдерживать периоды с недостаточным увлажнением, а это уменьшает отрицательное влияние неравномерного распределения естественных осадков в течение вегетационного периода растений.

Для каждой почвы существует максимум водоудерживающей способности, называемой полевой влагоемкостью, и максимум доступной влаги, равный разности между полевой влагоемкостью и влажностью завядания ($W_n - W_z$). Это — потенциальный запас доступной влаги в почве. Нередко вычисляют относительное содержание доступной влаги в почве в виде отношения фактического содержания доступной влаги ($W - W_z$) к потенциальной ее величине, т. е. $\frac{W - W_z}{W_n - W_z}$.

Жидкую влагу почвы можно представить условно, в виде водных пленок, обволакивающих поверхность почвенных частиц. Если удельная поверхность почвы равна S_0 , то условная толщина водной пленки $h = W/S_0$. Используя связь между W и S_0 , можно написать $\frac{W - W_z}{W_n - W_z} = \frac{h - h_z}{h_n - h_z}$. Это означает, что относи-

тельное содержание доступной влаги можно выразить через отношение фактической толщины водного слоя к потенциально возможной ее толщине при полевой влагоемкости почвы. В настоящее время работами ряда исследователей [14, 39, 45, 53] установлено, что почвенно-гидрологические константы являются, по существу, динамическими характеристиками. Например, на критическую для транспирации влажность почвы (влажность замедления роста растений) влияет, кроме почвы, целый ряд факторов: абсолютный уровень потенциальной транспирации, определяемый погодными условиями, степень развития корневой системы, густота посева, культура и др.

Судницын [54] установил определенное соответствие между достаточно узким интервалом изменений коэффициента влагопроводности и почвенно-гидрологических констант. Так, при влажности, равной наименьшей влагоемкости, коэффициент влагопроводности варьирует для разных почв от $6 \cdot 10^{-11}$ до $8 \cdot 10^{-9}$ см · с · г⁻¹.

2.9. Экспериментальные методы определения зависимости капиллярно-сорбционного давления от влажности почвы. Капиллярно-сорбционное давление влаги в ненасыщенной водой почве равно нулю, а в высушенной при 105°С равно 10⁷ см водяного столба, или 10¹ атм. В интервале от 30 до 2300 атм давление почвенной влаги измеряют гигроскопическим методом, от 1 до 30 атм — на мембранном прессе и от 0 до 1 атм — на пластинчатом прессе.

Гигроскопический метод определения потенциала (давления) почвенной влаги основан на том, что химический потенциал всех компонент системы в закрытом объеме и изотермических условиях одинаков. Химический потенциал водяного пара является функцией относительного давления P/P_0 , где P — давление пара над раствором, при котором происходит сорбция или десорбция паров почвой; P_0 — давление над плоской поверхностью химически чистой воды. Давление вычисляется по формуле

$$H = 3,18 \cdot 10^6 \lg \left(\frac{100}{h} \right),$$

где H — искомое давление почвенной влаги (см. вод. ст.); h — относительная влажность воздуха.

Десятичный логарифм высоты водяного столба H Скофилья обозначил символом pF , т. е. $pF = \lg H$. Эта величина равна полному давлению почвенной влаги, состоящему из адсорбционного, капиллярного и гравитационного давлений.

Различная упругость водяного пара может создаваться насыщенными растворами определенных солей, называемых набором солей Обермиллера. Помещая эти растворы в эксикаторы и выдерживая над ними образцы почвы до установления постоянного веса, можно найти величины влажности почвы, равновесные по отношению к данной относительной упругости водяного пара (табл. 2.3).

Таблица 2.3

Зависимость pF от относительной влажности воздуха

Насыщенный раствор солей	K_2SO_4	$Na_2SO_4 + 10 H_2O$	KCl	NaCl	NH_4NO_3	$Ca(NO_3)_2$	$K_2(CO_3)_2 + 2 H_2O$	$CaCl_2 + 6 H_2O$	К-ацетат
Относительная влажность воздуха (%)	98	92	86	75	65	55	45	35	29
pF	4,40	5,06	5,31	5,60	5,77	5,92	6,04	6,16	6,36

Заданной относительной влажности воздуха соответствуют величины давления почвенной влаги и равновесной влажности, особые для каждой конкретной почвы. После достижения постоянного веса определяют влажность почвы методом сушки в термостате. В результате получают ряд парных значений давление почвенной влаги — влажность в диапазоне давлений от 30 до 2300 атм.

В зависимости от способа достижения влажности (высушивание или увлажнение) одному значению влажности соответствуют два значения pF , что объясняется явлением гистерезиса. Поэтому результаты измерения потенциала влаги могут быть сравнимы только в том случае, если данные последующих измерений приведены для одного и того же способа достижения влажности.

Методы мембранного и пластинчатого прессов разработаны Ричардсом [72, 73]. В основе этих методов лежит способ выравнивания потенциала ненасыщенной почвы с потенциалом свободной воды путем повышения внешнего давления над влажной почвой. При этом на приборе измеряется манометрическое давление, равное разности между давлением в камере и атмосферным давлением.

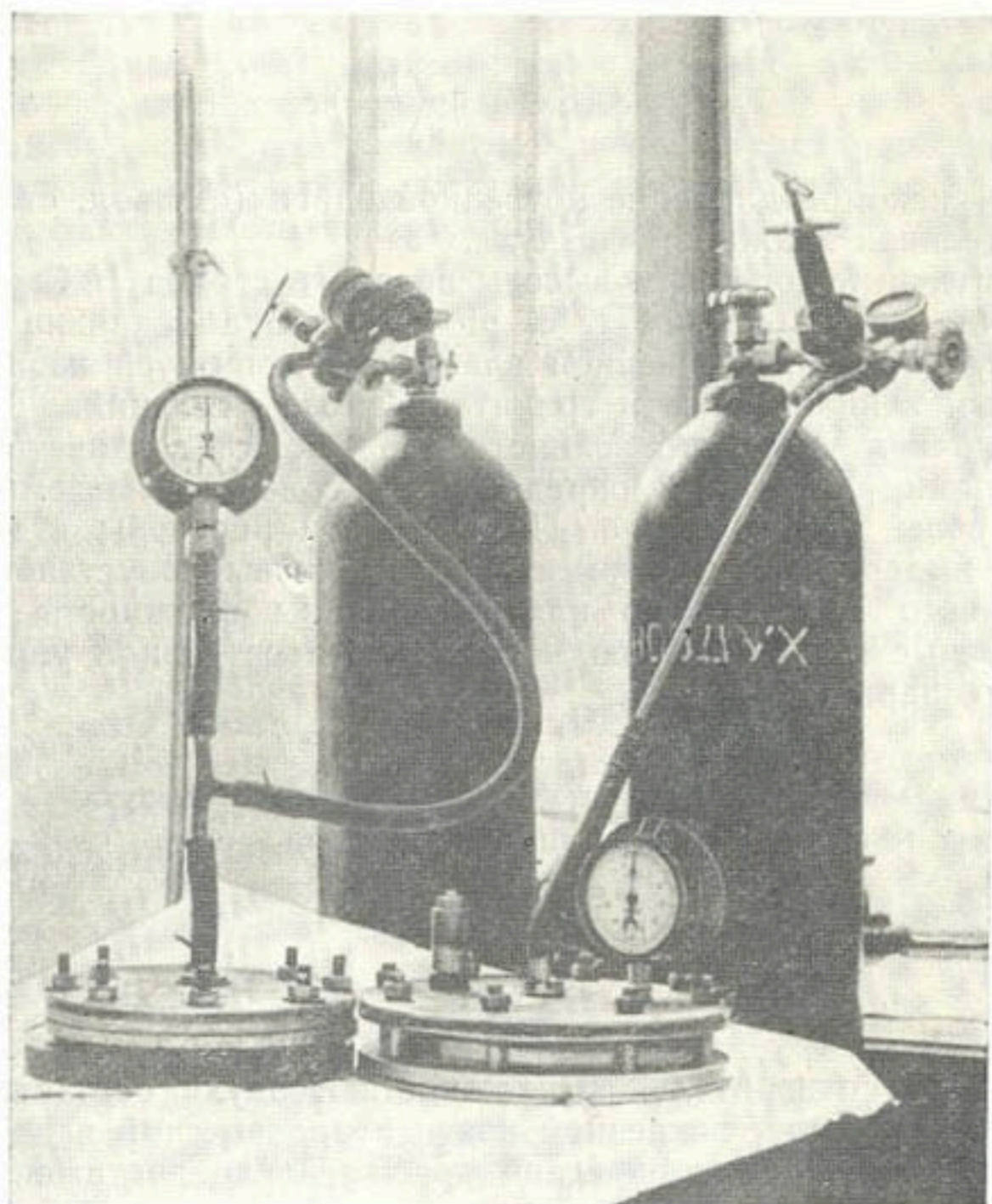


Рис. 13. Внешний вид мембранного пресса.

Мембранный пресс (рис. 13) состоит из двух массивных дисков диаметром 30 см, толщиной 2 см и кольца, вложенного между ними, диаметром 28 см и высотой 1,5 см, имеющего сверху и снизу желоба для резиновой прокладки. В центре нижнего диска имеется отверстие для сообщения с внешней атмосферой. На верхнем диске имеется штуцер для подсоединения камеры давления к баллону со сжатым воздухом, отвер-

ствие для клапана и отверстие для подсоединения манометра. Диски и кольцо сжимаются болтами, образуя герметичную камеру. На дно сетки кладется металлическая сетка, которая покрывается фильтровальной бумагой и целлофановой мембраной, предварительно насыщенной водой. Последняя обладает способностью пропускать воду, но не пропускает воздух при давлениях 15 атм и менее. На пленку ставят металлические кольца с образцами влажной почвы. На верхней поверхности пленки

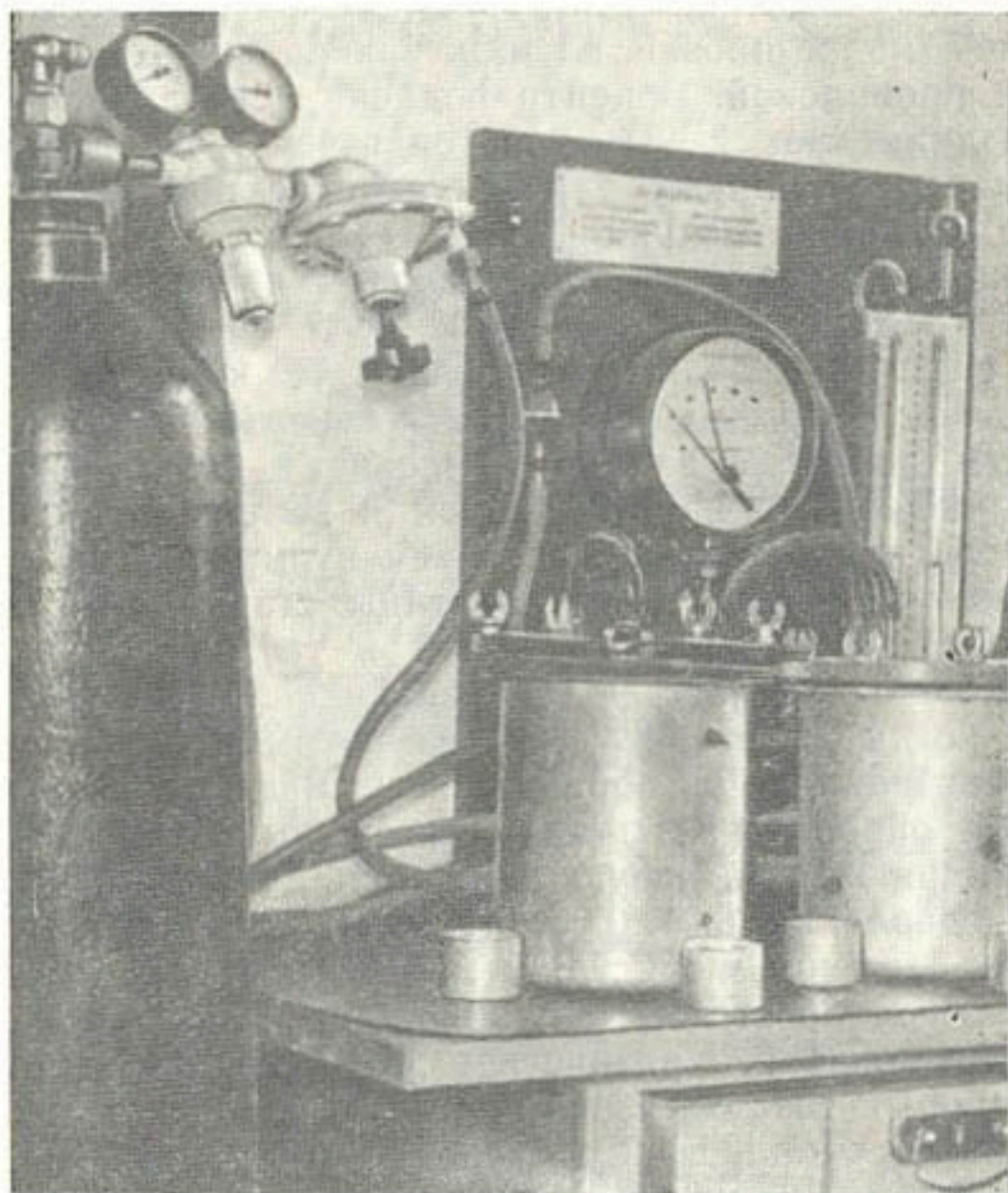


Рис. 14. Внешний вид пластинчатого пресса.

задается давление выше атмосферного, измеряемое манометром. Нижняя поверхность пленки находится в постоянном соприкосновении с внешней атмосферой, которое осуществляется через отверстие в дне камеры. Под влиянием разности давлений вода вытекает из образца почвы через тонкие поры целлофановой пленки наружу в алюминиевый стаканчик. Стеkanie происходит до тех пор, пока в образце сохраняется вода под давлением, равным заданному манометрическому. После прекращения вытекания воды из почвы определяют влажность

почвы путем сушки в термостате при 105°C . Измерив остаточную влажность образцов почвы при перепадах давления 1, 2, 3, 5, 10, 15 атм, можно составить участок кривой зависимости давления от влажности почвы в интервале от 1 до 15 атм.

На рис. 14 показан внешний вид пластинчатого пресса. Этот пресс представляет собой алюминиевый котел диаметром 30 см с герметично закрывающейся крышкой, на которой имеется штуцер для манометра и штуцер для подсоединения к камере баллона со сжатым воздухом. Внутри котла имеется пористая керамическая пластина диаметром 18 см и высотой 0,5 см с поддоном из резиновой пленки, закрепленной по периферии пластины проволокой. В центр поддона вставляется резиновая трубочка диаметром 2—3 мм, которая через отверстие в стенке котла выводится наружу для обеспечения под пластиной нормального давления воздуха.

Техника измерения на пластинчатом прессе состоит в следующем. Котел с вложенными в него несколькими керамическими пластинами заполняют водой без образцов почвы несколько выше уровня верхней пластины, и с помощью баллона со сжатым воздухом задают давление в нем, равное 1 атм, для насыщения пор пластин водой и вытеснения из них воздуха. После прекращения выделения пузырьков воздуха котел освобождают от воды и на пластины ставят образцы почвы, предварительно насыщенные водой в течение суток. Нужно давление поддерживается в течение 1—2 суток и более до того момента, когда вытекание воды из почвы прекратится. После наступления равновесия образцы высушивают в термостате при 105°C для определения влажности почвы. На пластинчатом прессе измеряют остаточную влажность почвы при следующих перепадах давления: 0,01, 0,05, 0,1, 0,3, 0,5, 1,0 атм. В указанном диапазоне давления пористая керамическая пластина должна сохранять способность быть проницаемой для воды и непроницаемой для воздуха. Критическое давление, при котором происходит прорыв воздуха через пористую пластину, определяется по уравнению Лапласа. Согласно этому уравнению, перепад давления 1 атм и менее могут выдержать поры диаметром 3 мкм и менее.

В работе Сироткина [49], Сироткина и Минчурина [48] описаны конструкции модифицированных пластинчатых и мембранных прессов. Схема пластинчатого пресса изображена на рис. 15. Этот пресс представляет собой герметически закрывающуюся цилиндрическую камеру 8 из нержавеющей стали. Объем камеры около 5 л, что обеспечивает достаточное постоянство давления даже при использовании технического газового редуктора. На верхней крышке 5 камеры установлено гнездо 6 для крепления образцового манометра 7, который может быть заменен ртутным при помощи переходного штуцера. Основной деталью прибора является круглая мелкопористая керамиче-

ская пластина 9, изготовленная из облицовочной плитки после удаления слоя глазури.

В результате диффузии газа сквозь поры, заполненные жидкостью, на нижней поверхности пластины образуются пузырьки. Для их удаления в описанных выше конструкциях применяется непрерывный пульсирующий поток жидкости в подмембранном пространстве. Такой метод удаления пузырьков вызывает, однако, серьезные затруднения в измерении объема жидкости, вытекшей из образца, и установлении момента достижения термодинамического равновесия. Поэтому для использования прес-

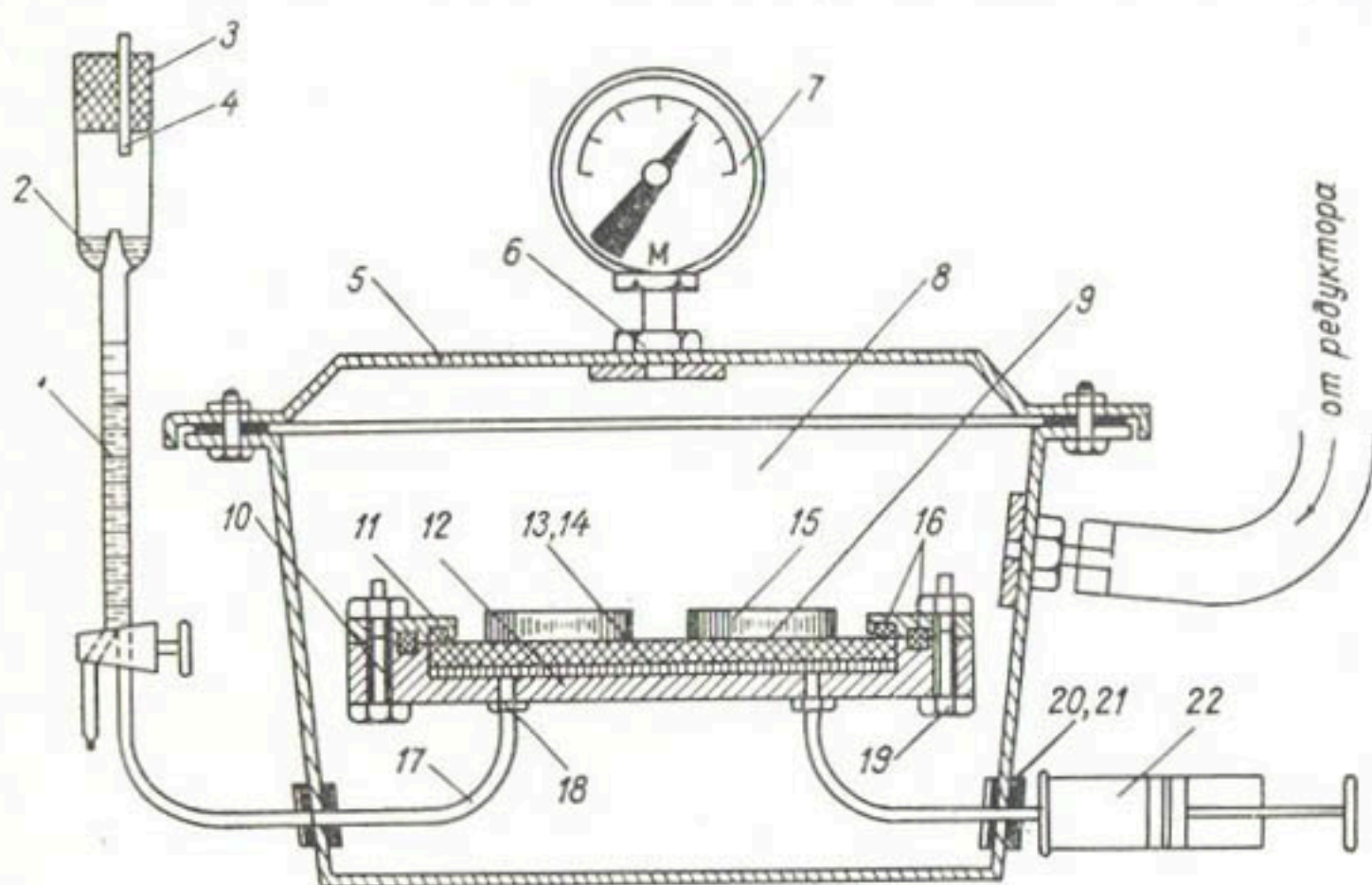


Рис. 15. Схема модифицированного пластинчатого пресса.

сов таких конструкций момент установления равновесия можно определить только взвешиванием образцов, а влажность образцов — методом сушки, что требует разгерметизации и разборки пресса после установления равновесия для каждой ступени давления. Кассета-держатель 10 состоит из нижнего опорного диска 12 и верхнего кольцевого держателя 11, выполненных из нержавеющей стали. Нижний диск имеет полость 13 — камеру атмосферного давления, в которую укладывают поддерживающие латунные сетки 14 и керамическую пластину; два нижних отверстия, которые при помощи штуцеров 18 и латунных трубок 17 соединяются с устройством для прокачки жидкости. Верхнее кольцо 11 служит для жесткого крепления пластины в кассете. По периферии кольца и диска просверлены отверстия для крепления болтов 19, при помощи которых кольцо и диск

стягиваются между собой. Такая конструкция позволяет легко менять пластинки при выходе их из строя. При сборке кассеты в специальные кольцевые канавки 16 на диске и кольцо укладывают герметизирующие прокладки из вакуумной резины. Собранный кассета жестко удерживается внутри камеры давления при помощи латунных трубок 17, которые через штуцеры 20 и герметизирующие шайбы 21 проходят сквозь стенки камеры давления и соединяются с прокачивающим устройством.

Прокачивающее устройство состоит из медицинского шприца 22 емкостью 20 см³ и универсальной измерительной бюретки 2, 1 с полостью 2 в верхней части, в которую заливают жидкость для уменьшения погрешности на испарение при измерении объема жидкости. Полость 2 закрывается пробкой 3 с капилляром 4 для соединения с атмосферой.

Методика работы на пластинчатом прессе состоит в следующем. Образцы влажной почвы, уплотненные в цилиндрических кольцах 15 из нержавеющей стали, устанавливают на керамическую пластину, насыщенную водой. Камеру высокого давления герметически закрывают и задают в ней предварительное давление около 0,5 атм. Затем через бюретку заполняют жидкостью подпластиночную камеру атмосферного давления и прокачивающее устройство. Для устранения пузырьков газа с нижней поверхности пластинки совершают многократное возвратно-поступательное движение поршня до полного прекращения выделения газа в бюретку. При создании интенсивного потока в центральной части пластины за счет разности скоростей движения жидкости в центральной и периферийных зонах возникает градиент давления, под действием которого пузырьки перемещаются от периферии к центру, где они захватываются потоком и выносятся в атмосферу. После прокачки поршень отводят в крайнее правое положение и фиксируют путем закрепления шприца наклонно с помощью пружинного механизма. Затем предварительное давление сбрасывают и оставляют всю систему в покое до полного насыщения образцов жидкостью, о чем можно судить по прекращению понижения уровня жидкости в бюретке. Задавая в камере давление ступенями, по изменению уровня жидкости в бюретке измеряют количество жидкости, вытекшей из образцов. Момент достижения термодинамического равновесия определяется также по прекращению изменения уровня в бюретке. Ступени давления обычно составляют 10% максимального давления.

В нашем случае при максимальном давлении, равном 1 атм, $\Delta P = 0,1$ атм. После задания каждой ступени давления в процессе установления равновесия и перед каждым замером уровня жидкости в бюретке удаляют газ из-под пластины возвратным движением поршня до прекращения выхода пузырьков в бюретку.

Изменять давление можно при помощи редуктора УР-2 как в сторону увеличения, так и в сторону уменьшения. Это позволит снимать кривые зависимости $P(W)$ как в режиме увлажнения, так и в режиме иссушения, а также так называемые сканирующие, или вторичные, кривые на одном и том же образце.

После определения значений ΔW для всех заданных давлений камеру разгерметизируют и определяют остаточное ко-

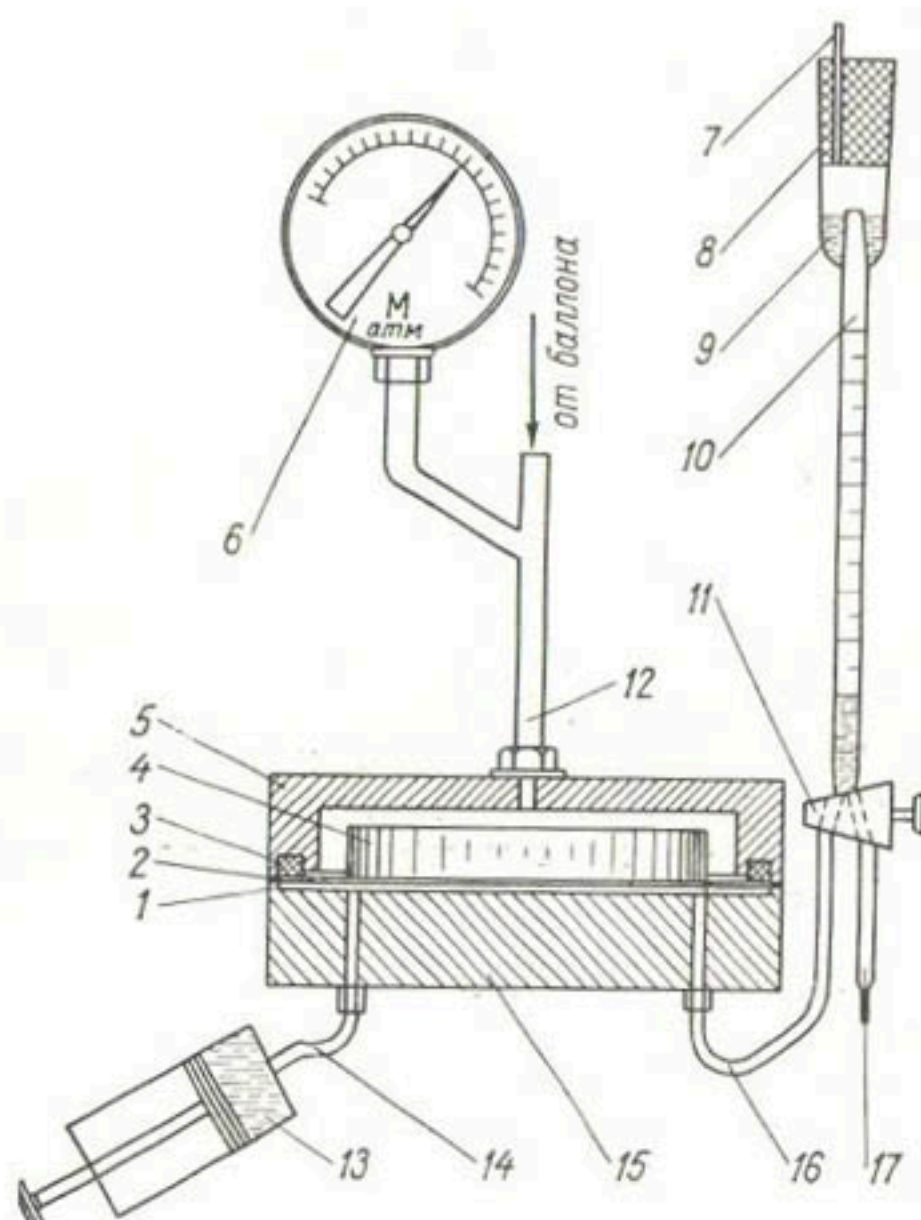


Рис. 16. Схема модифицированного мембранного пресса.

личество влаги в образцах методом сушки. Суммируя остаточную влагу W_0 поочередно со всеми значениями ΔW , находим значения влажности W , соответствующие всем значениям давления. На основании полученных данных строят кривые зависимости $P(W)$.

Модифицированный мембранный пресс, работающий в диапазоне давления от 1 до 15 атм, состоит из собственно пресса, баллона со сжатым воздухом, газового редуктора ДКП-1-65, баллона-ресивера для сглаживания колебаний давления в

системе высокого давления, перепускного крана высокого давления, позволяющего плавно регулировать давление в обоих направлениях, а также отключать пресс от ресивера и соединительных бронированных шлангов высокого давления.

Собственно пресс (рис. 16) представляет собой две плиты из нержавеющей стали, скрепленные двумя болтами и прижимаемые друг к другу червячным самотормозящим домкратом с максимальным усилением до 10 т. Верхняя плита 5 имеет цилиндрическую полость, которая является частью камеры высокого давления. Камера соединена с мембранным образцовым манометром 6 класса 0,3 с пределом 16 атм, который позволяет контролировать давление в ней. Нижняя плита 15 также имеет полость, совмещающуюся с верхней и образующую при сборке пресса камеру высокого давления, в ней помещается опорная латунная сетка 1 и пористая мембрана 2. Эта полость при помощи жестких трубок 14 соединяется с устройством для удаления пузырьков газа из-под мембранного пространства. Это устройство, как и в модифицированном пластинчатом прессе, состоит из поршневого шприца 13 емкостью 20 см³ и сменных микробюреток 10 с различной ценой деления. Верхняя часть микробюретки соединяется с компенсационным сосудом 9. Вокруг камеры, в специальные совмещающиеся канавки на плитах, укладываются две резиновые уплотнительные прокладки, одна из которых 3 служит для герметизации камеры высокого давления, другая 2 — для предотвращения вытекания жидкости из подмембранного пространства при прокачке.

В качестве мелкопористых мембран при давлении до 15 атм использовали смоченную целлофановую пленку отечественного производства.

Подготовка пресса к работе состоит в следующем. В полость нижней плиты укладывают две латунные опорные сетки, размер прямоугольных ячеек которых подбирается таким образом, чтобы целлофановая мембрана не прорывалась на ячейках верхней из них при максимальном применяемом давлении (при $P=15$ атм размер ячеек составляет 0,25 мм); размер ячеек нижней сетки выбирается около 0,5 мм, с тем чтобы обеспечить свободное движение жидкости в подмембранном пространстве. На сетки накладывают насыщенную жидкостью целлофановую мембрану, вырезанную во влажном состоянии для предотвращения появления микродефектов по ее краям. Образцы почвы, заключенные в металлические кольца 4, устанавливают в центральной части мембраны. После этого укладывают уплотнительную прокладку 2, накладывают верхнюю плиту с закрепленной в ней прокладкой 3, затягивают скрепляющие болты и прижимают плиты друг к другу червячным домкратом. Затем в камеру с помощью редуктора и баллона-ресивера подают невысокое давление, такое, чтобы при прокачке жидкостью подмембранного пространства не повредить

мембрану. Заливая в компенсационный сосуд жидкость, многократным возвратным движением поршня добиваются полного заполнения шприца и подмембранного пространства жидкостью и сбрасывают предварительное давление. В течение 2—3 суток образцы при атмосферном давлении капиллярно насыщают жидкостью через мембрану. О полном насыщении можно судить по прекращению понижения уровня жидкости в измерительной бюретке. Затем, открывая сливной кран 17, устанавливают уровень жидкости в измерительной микробюретке на деление, выбранное в качестве нулевого. Пресс готов к работе.

При создании избыточного давления в верхней камере жидкость, вытекающая из образцов сквозь пористую мембрану, вытесняет воду из подмембранного пространства в измерительную бюретку. Образец выдерживают при заданном давлении до прекращения вытекания жидкости, что соответствует равновесному состоянию. Так как для установления равновесия требуется иногда значительный срок, то для уменьшения погрешности, связанной с испарением из микробюретки, в компенсационном сосуде имеется сатуратор, заполненный жидкостью, атмосферное давление в котором поддерживается с помощью капилляра 7, вставленного в резиновую пробку 8, закрывающую компенсационный сосуд. Для удаления пузырьков газа, выделяющихся под мембрану, перемещают поршень, вытесняя жидкость из цилиндра. Обратным движением поршня жидкость в микробюретке устанавливают на прежний уровень. В случае если объем жидкости, вытекшей из образцов при данном давлении, превышает объем микробюретки, то открывают сливной кран и снова приводят уровень к нулевому, учитывая объем слитой жидкости. Исследования проводят в изотермических условиях.

2.10. Кривые зависимости капиллярно-сорбционного давления от влажности почв. Типичная кривая зависимости капиллярно-сорбционного давления почвенной влаги от влажности почвы показана на рис. 17, заимствованном из книги Роде [43]. Кривая давления, полученная в процессе высыхания почвы (десорбции), не совпадает с кривой давления, полученной в процессе увлажнения (адсорбции) той же почвы. При одинаковом давлении влажность выше в просыхающей почве. Это явление есть следствие гистерезиса.

Сущность гистерезиса состоит в следующем. Капиллярное давление P связано с величиной поверхностного натяжения σ , углом смачивания θ и радиусом капилляра r соотношением (2.8). При иссушении почвы поверхности отступающих менисков тангенциально переходят в поверхность пор, угол $\theta \neq 0$, $\cos \theta = 1$ и $P = 2\sigma/r$. Следовательно, $P_{\text{н}} > P_{\text{у}}$ [45], где $P_{\text{н}}$ — давление при иссушении почвы, а $P_{\text{у}}$ — давление при увлажнении почвы.

Кривые адсорбции и десорбции обладают одинаковой формой, т. е. подобны и могут быть совмещены в одну кривую посредством сдвига одной из них относительно осей координат.

По мере движения вдоль кривой капиллярно-сорбционного потенциала угол наклона ее, или угловой коэффициент, изменяется. Он определяет изменение высоты подъема кривой при движении на единицу вправо. Вертикальные участки кривой от-

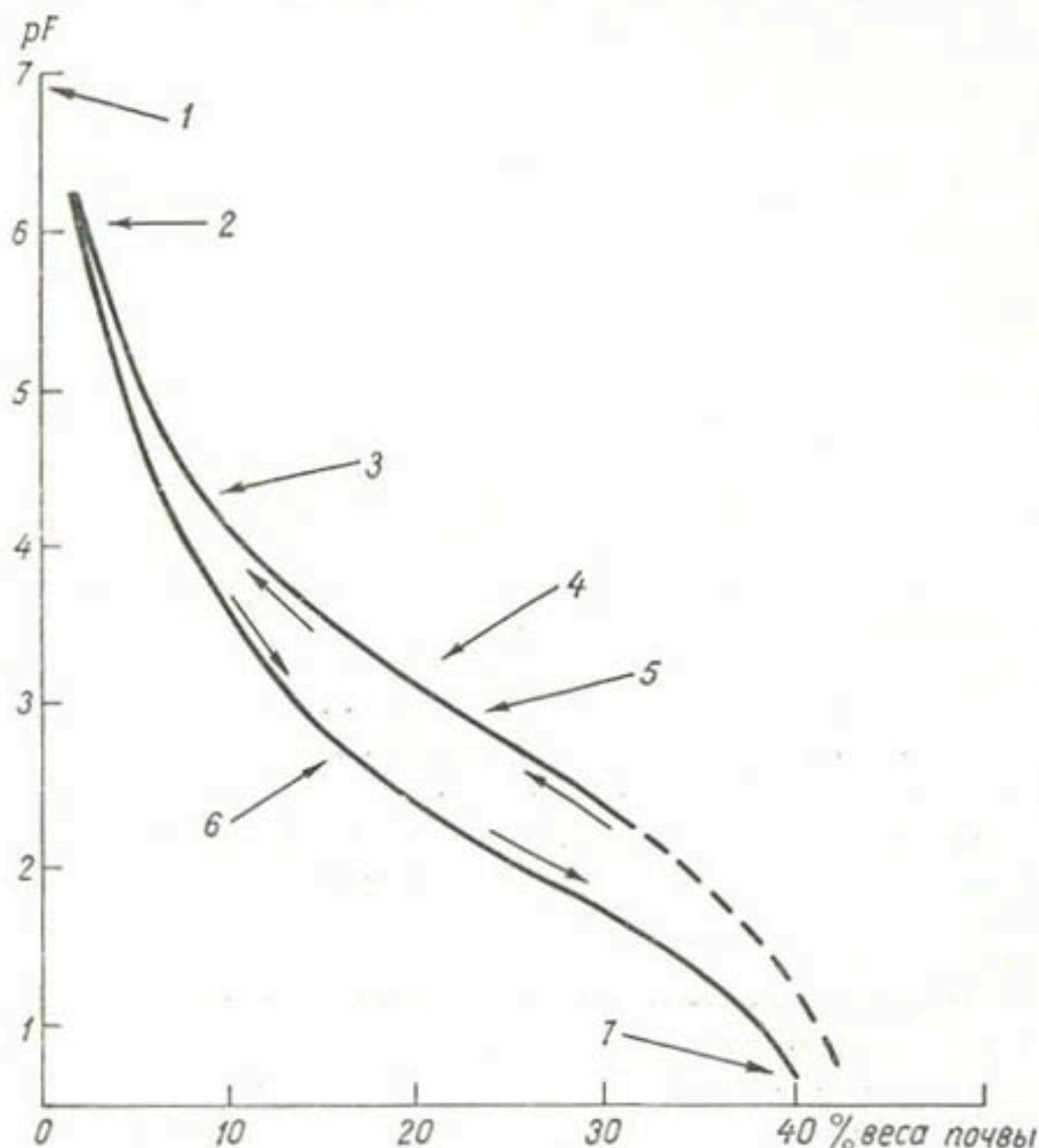


Рис. 17. Зависимость логарифма всасывающего давления почвы pF от влажности почвы (по Скофилду) в процессах увлажнения (левая кривая) и иссушения (правая кривая).

1 — почва, высушенная при 105°C , 2 — относительная влажность, равная 50%, 3 — устойчивое завядание, 4 — приблизительно полевая влагоемкость, 5 — эквивалент влажности (ускорение 1000 д), 6 — при сосущей силе 0,5 атм, 7 — при сосущей силе 5 см вод. ст.

носятся к случаю, когда почва содержит большое количество пор одинакового размера. Горизонтальные участки кривой соответствуют случаю, когда в почве отсутствует размер пор, которые могли бы опорожниться в данных пределах давления.

Прямолинейные участки кривой с некоторыми средними углами наклона соответствуют такому распределению пор, при ко-

тором происходит одинаковая потеря влаги на единицу давления. В данном случае предельное приращение воды на единицу давления равно постоянной величине, т. е. $dW/dP = \text{const.}$

Дифференцируя кривую зависимости влажности почвы от давления, получают функцию $dW/dP = f(P)$. Производная dW/dP называется дифференциальной влагоемкостью, а сама функция выражает зависимость дифференциальной влагоемкости почвы от давления (рис. 18).

Дифференциальная влагоемкость представляет собой количество влаги, вытекшей из почвы при изменении величины давления на одну единицу. Она меняется с изменением давления и характеризуется разными величинами для почв неодинакового механического состава и строения.

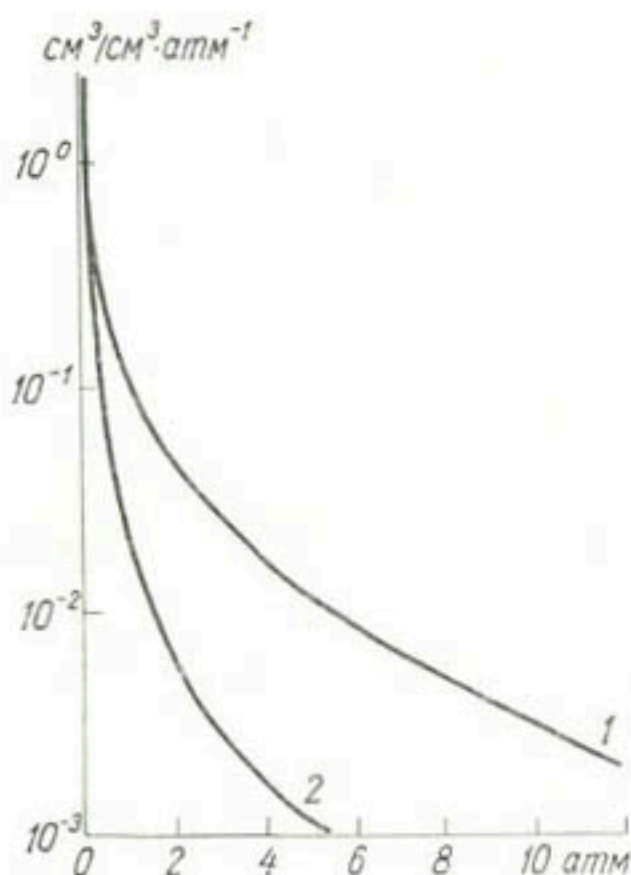


Рис. 18. Зависимость дифференциальной влагоемкости от давления почвенной влаги.

1 — тяжелый пылеватый суглинок, 2 — тонкопесчанистый суглинок.

Зависимость давления от влажности является сложной и графически изображается в простых координатах кривой типа гиперболы, т. е. является нелинейной. Разница между линейной и нелинейной зависимостями состоит в том, что величина углового коэффициента (наклона) прямой не меняется. Напротив, в случае нелинейной зависимости наклон кривой меняется от точки к точке.

Для преобразования нелинейной зависимости в линейную используют разные системы координат. Построение графиков осуществляется следующим образом. Точки, соответствующие опытным данным, строят в прямоугольных координатах и проводят плавную кривую через средние точки. Если при этом не получается прямой линии, то перестраивают график в полулогарифмическом или логарифмическом масштабе, с тем, чтобы

получить прямую. Можно подобрать эмпирическое уравнение, которое описывает построенную прямую. Рассмотрим несколько типичных видов уравнений

$$1. y = ax + b. \quad (2.24)$$

Уравнение имеет такой вид в том случае, если нанесенные в прямоугольной системе координат точки образуют прямую линию.

$$2. y = ax^{\beta}. \quad (2.25)$$

Это уравнение кривых параболического типа. Логарифмируя это выражение, получаем:

$$\lg y = \lg a + \beta \lg x, \quad (2.26)$$

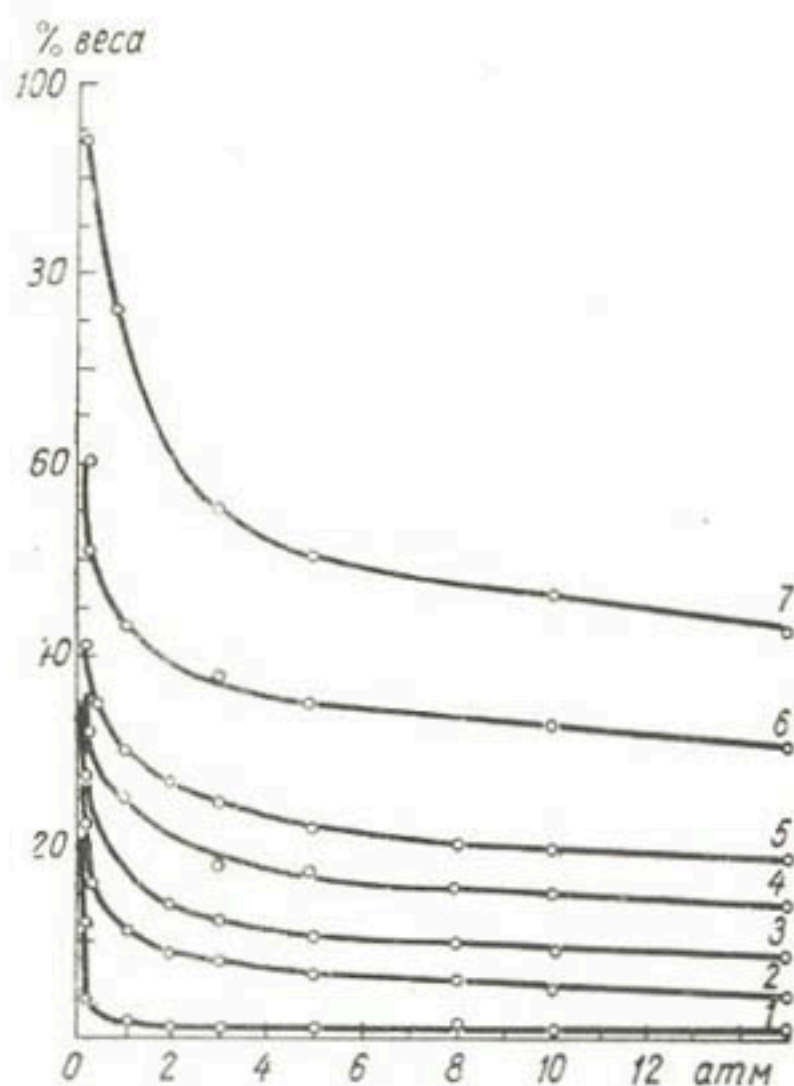


Рис. 19. Зависимость давления (атм) от влажности (% веса) в почвах с различной удельной поверхностью (в простой форме).

1 — $1,6 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, фракция песка 0,1—0,05 мм (СССР); 2 — $22 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, песчаная почва (БНР); 3 — $46 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, карбонатный чернозем (БНР); 4 — $65 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, дерново-подзолистая суглинистая на карбонатной морене; 5 — $160 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, глинистая почва (США); 6 — $230 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, глина (СССР); 7 — $300 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, монтмориллонит (СССР).

т. е. $\lg y$ является линейной функцией $\lg x$. Это значит, что уравнение будет иметь такой вид, если в логарифмической системе координат будет получаться прямая линия.

$$3. y = ax^{-\beta}. \quad (2.27)$$

Это уравнение кривых гиперболического типа. Логарифмируя это выражение, получаем

$$\lg y = \lg a - \beta \lg x, \quad (2.28)$$

т. е. $\lg y$ является линейной функцией $\lg x$. Применяя этот метод, построим график зависимости $\lg y(\lg x)$.

$$4. y = ax^{-\beta} + c. \quad (2.29)$$

Преобразовывая это уравнение, получаем:

$$\lg(y - c) = \lg a - \beta \lg x, \quad (2.29a)$$

которое указывает, что $\lg(y - c)$ является линейной функцией $\lg x$. Нередки случаи, когда, например, не вся влага участвует в данном процессе, а часть ее является неактивной. Тогда эффективная влага равна разности между истинной влажностью и количеством связанной воды (случай 4).

Зависимость давления почвенной влаги от влажности почвы является индивидуальной, т. е. особой для каждой почвы, что иллюстрируется данными рис. 19. На этом рисунке зависимость $P(W)$ для разных почв изображается в простых координатах кривыми типа гиперболы, общее уравнение которой имеет вид:

$$P = a W^{-b}. \quad (2.30)$$

В этом уравнении коэффициенты a и b — константы, зависящие от конкретных свойств почв. Поэтому состояние влаги в каждой конкретной почве характеризуется своей кривой $P(W)$ и своим уравнением типа (2.30).

Кривые зависимости капиллярно-сорбционного давления от влажности почв характеризуются формой и положением относительно осей координат. Изменение положения кривой, выражающееся сдвигом и поворотом ее относительно осей координат, объясняется изменением значений некоторых других переменных, например удельной поверхности, плотности (пористости) почвы, угла смачивания, поверхностного натяжения, температуры. Чем больше удельная поверхность, тем больше величина сдвига и угла поворота кривой давление — влажность относительно осей координат при данном давлении. Эта особенность кривых давление — влажность есть следствие того факта, что с увеличением удельной поверхности одному и тому же давлению соответствует тем большая влажность, чем больше удельная поверхность почвы. В известных пределах численных значений удельной поверхности кривые зависимости давление — влажность подобны и в этих границах могут быть совмещены в одну кривую на основании принципа подобия в сочетании с принципами адсорбции и капиллярности, о чем будет подробно сказано в главе 3.

Другой подход к обобщению кривых давление — влажность состоит в линеаризации их и отыскании эмпирического уравнения. Так, прологарифмировав уравнение (2.30), получим выражение

$$\lg P = \lg a - b \lg W, \quad (2.31)$$

которое показывает, что между $\lg P$ и $\lg W$ существует линейная зависимость. Наклон прямой измеряется тангенсом угла наклона прямой к оси W , т. е.

$$\frac{\lg P}{\lg W} = -\operatorname{tg} \alpha = -b. \quad (2.32)$$

Линейная зависимость $\lg P(\lg W)$ иллюстрируется данными рис. 20, из которых следует, что чем больше удельная поверхность, тем круче наклон прямой, а значит тем больше отрицательное значение показателя степени b в уравнении (2.30).

Уменьшение размера почвенных частиц, а, следовательно, увеличение удельной поверхности, приводит к уменьшению размера пор и уменьшению капиллярного потенциала влажности,

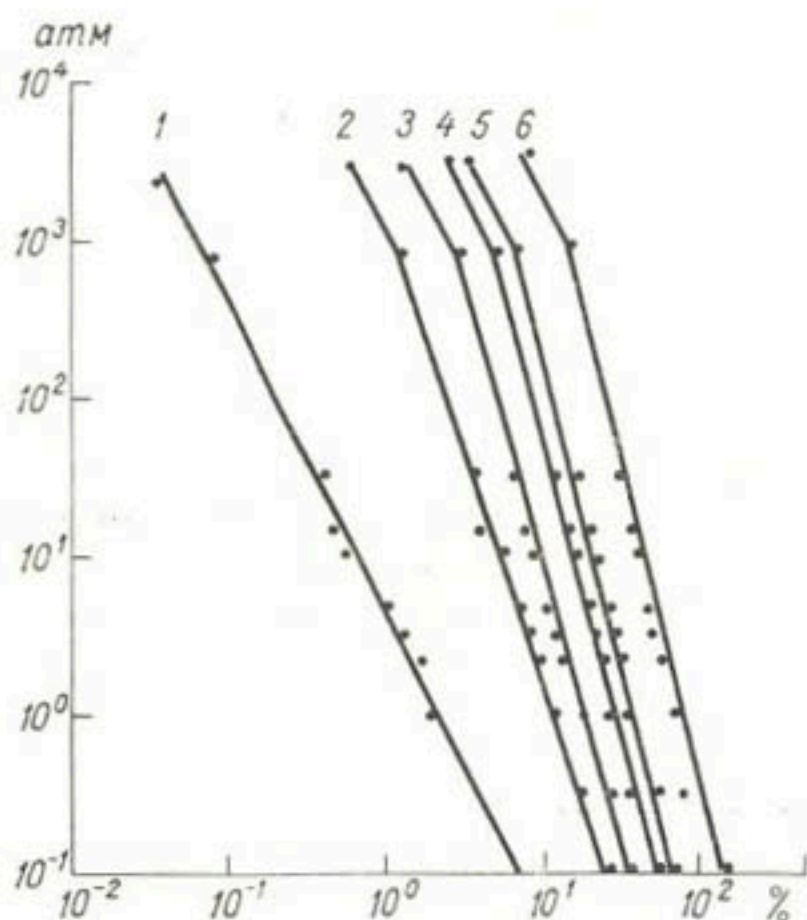


Рис. 20. Зависимость давления (атм) от влажности (% веса) в почвах с различной удельной поверхностью (в логарифмическом масштабе).

1 — $1,6 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, фракция песка 0,1—0,05 мм (СССР); 2 — $22 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, песчаная почва (БНР); 3 — $46 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, карбонатный чернозем (БНР); 4 — $95 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, типичный чернозем (БНР); 5 — $160 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, глинистая почва (США); 6 — $300 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, монтмориллонит (СССР).

что влечет за собой увеличение наклона кривой характеристики давление — влажность. В связи с этим численное значение коэффициента β изменяется от -2 до -4 . Предельное влияние P на W становится равным нулю (прямые параллельны) для почв с удельной поверхностью $>100 \text{ м}^2/\text{га}$. Для почв с $S \geq 100 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$ зависимость можно описать уравнением

$$P = \sigma W^{-4} + c. \quad (2.33)$$

ТЕОРИЯ КАПИЛЛЯРНО-СОРБЦИОННОГО ПОТЕНЦИАЛА (ДАВЛЕНИЯ) ПОЧВЕННОЙ ВЛАГИ

3.1. Функция свободной энергии. Каждое физическое явление в почве сопровождается превращением энергии. Реальная почва — это сложная открытая система, находящаяся в постоянном обмене веществом и энергией с окружающей средой (растением, атмосферой). Слово «энергия» означает способность системы совершать работу. Работа производится только в том случае, если на каком-то участке пути действует сила. Тело может обладать энергией, обусловленной его движением (кинетическая энергия) или положением и взаимодействием его частей (потенциальная энергия). Данное тело может обладать потенциальной энергией благодаря тому, что оно находится в поле притяжения земли, или вследствие упругой деформации, или из-за наличия заряда в присутствии электрического поля, или благодаря другим силам, вызывающим притяжение или отталкивание.

Изменение энергии системы определяется через непосредственно измеряемые величины — теплоту и работу. Связь между работой A , теплотой Q и энергией E устанавливается первым законом термодинамики. Непосредственно измерить можно только теплоту и работу. При переходе любой системы из одного состояния в другое разность $Q - A$ является постоянной величиной, зависящей только от начального и конечного состояния системы, хотя величины A (работа, совершаемая системой) и Q (теплота, поглощаемая системой) могут изменяться в зависимости от пути перехода. Разность $Q - A$ — изменение энергии системы ΔE :

$$\Delta E = Q - A. \quad (3.1)$$

Из этой формулы, выражающей первый закон термодинамики, видно, что тепло, сообщенное системе, расходуется на увеличение ее внутренней энергии и на совершение системой работы против внешних сил. Внутренняя энергия системы является термодинамической характеристикой; она зависит только от состояния системы в данный момент и не зависит от предшествующих состояний. Мы можем измерить только изменения внутренней энергии на основании теплового эффекта и работы. Величина E — это разность $E_2 - E_1$, где E_2 — внутренняя энергия системы в конце процесса, а E_1 — в начале процесса.

Значение ΔE ничего не говорит о способности различных систем изменяться в определенном направлении в случае, когда процессы характеризуют тепловой обмен системы с окружающей средой. Критерием для определения направления самопроизвольного процесса в этом случае служит величина, называемая энтропией.

Энтропия является мерой относительной упорядоченности состояния системы. Чем более хаотична система, тем больше ее энтропия, и, наоборот, чем больше система упорядочена, тем меньше ее энтропия. Энтропия является параметром состояния системы, используемым для измерения необратимости процесса. Все естественные процессы имеют необратимую часть. Например, механическая энергия может быть целиком превращена в тепловую, тогда как тепловая энергия не может быть полностью обратимой.

Понятие «энтропия» можно уяснить, рассмотрев некоторые аналогии между энергией в форме работы и энергией в форме теплоты. В каждом случае количество совершенной работы определяется произведением двух факторов: фактора интенсивности и фактора емкости, или экстенсивности. Например, при совершении работы против силы тяжести количество совершенной работы зависит от изменения высоты (интенсивная величина), а также от массы перемещаемого вещества (экстенсивная величина), т. е.

Энергия = интенсивная величина $\times$ экстенсивная величина.

В случае тепловой энергии интенсивной величиной должна быть температура, а экстенсивной величине, в соответствии с требованиями размерности может удовлетворять отношение Q/T :

$$Q(\text{кал}) = T(^{\circ}\text{C}) \times \frac{Q'(\text{кал})}{T'(^{\circ}\text{C})}. \quad (3.2)$$

Функция Q/T характеризует изменение энтропии и обозначается символом S^* . Она используется в качестве критерия для определения направления самопроизвольных процессов.

Чтобы узнать, может ли определенная система самопроизвольно перейти из одного состояния в другое, необходимо вначале определить величину Q/T для рассматриваемого превращения, осуществленного, однако, обратимым образом. Затем нужно определить величину Q'/T для изменений, которые произойдут при этом в окружающей среде. Как показывает опыт, в обычных условиях тепло самопроизвольно переходит от более нагретого тела к менее нагретому. Этот факт является основой второго закона термодинамики, позволяющего определить направление термодинамического процесса.

На основе объединения первого и второго законов термо-

динамики в едином математическом выражении Гиббсом и Гельмгольцем введена функция свободной энергии. Закон сохранения энергии требует, чтобы

$$\left(\frac{Q'}{T}\right)_{\text{среды}} = \Delta S^*_{\text{среды}} = - \left(\frac{\Delta(E + PV)}{T}\right)_{\text{сист}}, \quad (3.3)$$

где P и V давление и объем системы [22].

Из второго закона термодинамики следует, что для любого превращения, которое может протекать самопроизвольно, должно быть справедливо уравнение

$$\left(\frac{Q}{T}\right)_{\text{сист}} + \left(\frac{Q'}{T}\right)_{\text{среды}} = \text{положительная величина.} \quad (3.4)$$

Так как изменение энтропии равно количеству выделяющегося тепла, деленному на температуру, при которой происходит передача тепла, то вместо (3.4) можно написать:

Критерий самопроизвольных изменений в системе

$$\Delta S^* > 0, \quad (3.5)$$

критерий равновесного состояния системы

$$\Delta S^* = 0. \quad (3.6)$$

Эти выражения справедливы для замкнутого пространства с учетом всех происходящих в нем изменений.

Подставляя выражение (3.3) в уравнения (3.4) — (3.6), получаем

$$\Delta E_{\text{сист}} + P\Delta V - T\Delta S^*_{\text{сист}} \leq 0. \quad (3.7)$$

Знак неравенства относится к спонтанно протекающим процессам, а нуль — к системам, находящимся в равновесии. Индекс системы можно опустить, поскольку каждая из термодинамических величин, входящих в уравнения (3.7), относится к самой системе. Уравнение (3.7), написанное в виде

$$\Delta E + P\Delta V - T\Delta S^* = \Delta G \leq 0 \quad (3.8)$$

выражает функцию свободной энергии ΔG .

В случае когда вклад члена $P\Delta V$ мал, можно написать

$$\Delta G \simeq \Delta E - T\Delta S^*. \quad (3.9)$$

Важными свойствами свободной энергии являются следующие.

1. В системе, состоящей из нескольких фаз одного и того же вещества и находящейся в равновесии, свободная энергия всех фаз одинакова.

2. Всякий процесс, происходящий самопроизвольно, сопровождается уменьшением свободной энергии системы.

3. С повышением температуры свободная энергия уменьшается. При постоянном давлении это уменьшение подчиняется уравнению

$$\Delta G = - S^* dT. \quad (3.10)$$

4. С увеличением осмотического давления раствора его свободная энергия уменьшается согласно уравнению

$$\left(\frac{dG}{dP} \right)_T = - V. \quad (3.11)$$

5. С увеличением гидростатического давления свободная энергия возрастает по уравнению

$$\left(\frac{dG}{dP} \right)_T = V. \quad (3.12)$$

В виду того что $V=1$, это уравнение превращается в

$$dG = dP, \quad (3.13)$$

(при постоянной температуре).

3.2. Полная энергия почвы. Полная энергия почвы как дисперсной системы может быть выражена формулой

$$E = \sigma S + UV, \quad (3.14)$$

где E — полная энергия дисперсной системы; σ — поверхностное натяжение; S — поверхность системы; U — гравитационная энергия на единицу объема системы; V — объем системы.

После деления обеих частей равенства на V получим

$$\frac{E}{V} = \sigma S_0 + U, \quad (3.15)$$

где S_0 — удельная поверхность.

Энергия, в которую превращается работа, затраченная на образование поверхности, называется свободной энергией поверхности. Первое слагаемое уравнения (3.15) обусловлено наличием поверхности раздела на границах фаз почвы, а второе — действием сил тяготения. На основании равенства $MgH = V\rho gH = VP$ вместо уравнения (3.15) можно написать

$$\frac{E}{V} = \sigma S_0 + MgH, \text{ или } \frac{E}{V} = \sigma S_0 + P. \quad (3.16)$$

Физика почв есть физика явлений и процессов, совершающихся на поверхностях раздела фаз твердое тело — жидкость — газ и в объеме этих фаз. В связи с этим формула (3.16) позволяет сделать следующие выводы. В грубодисперсных почвах отношение поверхности пор к их объему мало и преобладают эффекты капиллярных и гравитационных сил. С увеличением

удельной поверхности все бо́льшая часть молекул воды будет переходить из объема в поверхностный слой и в конце концов весь объем почвенной влаги перейдет в состояние адсорбционного слоя. Такое состояние влаги наблюдается в глинистых почвах. Адсорбционный слой тонок — его толщина не превышает 20—30 Å.

В системах, обладающих избытком свободной поверхностной энергии, могут протекать самопроизвольно процессы, понижающие запас этой энергии, например за счет уменьшения поверхностного натяжения или уменьшения величины поверхности. Уменьшение суммарной поверхности глинистых и коллоидных частиц проявляется в коагуляции и образовании агрегатов. Поверхностное натяжение может быть уменьшено за счет притяжения к поверхности твердой и жидкой фаз молекул, атомов или ионов из окружающей среды, т. е. за счет адсорбции и капиллярной конденсации.

Агрегация увеличивает общую пористость системы за счет образования пор между агрегатами, а также влечет за собой увеличение размеров, частиц и пор между ними, возрастание потенциала влажности. В структурной почве снова начинают преобладать капиллярные и гравитационные эффекты, так же как и в песчаных почвах. В грубодисперсных системах и в глинистых почвах с развитой структурой бо́льшая часть свободной энергии приходится на объемную энергию, а в тонкодисперсной бесструктурной — на поверхностную энергию.

Уплотнение почвы приводит к уменьшению общей пористости почвы за счет исчезновения, в первую очередь, крупных пор, что приводит к уменьшению проницаемости почвы и потенциала влажности. Иначе говоря, уплотнение почвы приводит к эффектам, аналогичным увеличению дисперсности почвенной массы.

3.3. Основные уравнения капиллярно-сорбционного потенциала (давления) почвенной влаги. Водное тело почвы, не полностью насыщенное водой, ограничено двумя поверхностями раздела: одна из них граничит с твердой фазой, а другая — с газообразной. На границе раздела жидкость — твердая фаза существует адсорбционный потенциал. При взаимодействии зарядов, находящихся на поверхности почвенных частиц и молекул воды, являющихся диполями, образуется двойной электрический слой, который сильно влияет на величину потенциала почвенной влаги. По мере приближения к любой поверхности жидкая вода приобретает более упорядоченную структуру с более прочными водородными связями. Ионы электролитов вытесняются из этой структурно упорядоченной поверхностной зоны. На границе раздела жидкость — газ существует добавочное лапласово давление, величина которого зависит от кривизны поверхности. Капиллярные силы определяются геомет-

рией пор и радиусом кривизны поверхности жидкость — газ. Они возникают при взаимодействии частиц и тонких пленок, адсорбированных на их поверхностях, в результате которого пленки сливаются, образуя водное тело двойкой кривизны, называемое стыковой влагой (манжетой). Давление под мениском определяется двойкой кривизной мениска.

Теория адсорбции и теория капиллярности длительное время развивались независимо одна от другой и резко противостояли друг другу. Теория адсорбции, развитая впервые Лангмюром, появилась значительно позднее теории капиллярности Лапласа, что было одной из причин разобщенности этих теорий. Попытки устранить противоречия в этих теориях привели к идее синтеза их. Трудности раздельного применения теории адсорбции и теории капиллярности проанализированы в работе Роде при критическом разборе взглядов ряда ученых [45]. Чисто адсорбционная теория Лебедева опровергается тем фактом, что количество влаги, удерживаемое почвой, не всегда пропорционально удельной поверхности. Концепция Верлюи игнорирует вклад адсорбционных явлений и агрегирования твердой фазы в водоудерживающую способность почв. Увеличение размера частиц и пор между ними в процессе агрегирования приводит к возрастанию потенциала влажности, а следовательно, к увеличению водоудерживающей способности почвы.

Поскольку потенциал есть работа, то теоретический путь к синтезу теории адсорбции и теории капиллярности начинается с анализа и сравнения различных видов работы, которые совершаются в процессах адсорбции и капиллярности.

Термодинамический анализ процессов в системе почва—вода или почва — растение — атмосфера сводится к вычислению работы, совершенной силами, различными по своей природе. Общее в явлениях адсорбции, капиллярности, фильтрации, испарения состоит в том, что они сопровождаются превращениями энергии. Если мы во всех процессах можем вычислить максимально возможную полезную работу, то проблема исчезает, т. е. она решена. Поэтому оказалось полезным ввести понятие работы в обобщенном виде.

В обобщенном виде элемент работы

$$dA = FdX, \quad (3.17)$$

где F — обобщенная сила; dX — обобщенное смещение.

Сила F является интенсивным параметром, или параметром, связанным с интенсивностью действия. Смещение X является экстенсивным параметром. Экстенсивные параметры: dS — приращение площади, dV — приращение объема и т. п. — аддитивны. Они изменяются в зависимости от размеров системы, тогда как интенсивные параметры (сила, давление, температура) остаются без изменения.

Различия между факторами интенсивности и экстенсивности

могут быть выяснены на примерах. Если мы возьмем две системы, обладающие запасами одной и той же энергии, и приведем их в соприкосновение, системы по отношению к данному виду энергии останутся в равновесии или произойдет обмен энергией между ними. Решающим фактором в этом случае является фактор интенсивности. Если интенсивности данного вида энергии для обеих систем равны, то будет иметь место равновесие; если интенсивности различны, то перенос энергии будет происходить всегда от системы с большей интенсивностью к системе с меньшей. Энергия может передаваться от системы, содержащей меньшее ее количество, к системе, содержащей большее ее количество, если только интенсивность ее у первой системы больше, чем у второй. Равновесие или обмен влагой в системах зависит исключительно от равенства и неравенства потенциалов. Равновесие или обмен тепловой энергией зависит исключительно от равенства или неравенства температуры.

Обобщая сказанное, можно сделать вывод, что величина интенсивного фактора не зависит от количества вещества или энергии, тогда как величина экстенсивного фактора зависит от количества вещества и энергии.

Понятие «потенциал» определяется с помощью понятия «работа». Поэтому его размерность равна L^2T^{-2} , а измеряться он может в эргах или джоулях с отнесением соответственно к 1 г или 1 кг почвы. Практически измеряют не потенциал, а давление почвенной влаги. Эти величины эквивалентны, но необходимо учитывать, что потенциал и давление выражаются в различных единицах и имеют разную размерность.

$$\text{Потенциал влаги } [\psi] = \frac{\text{работа}}{\text{масса}} = \frac{\text{эрг}}{\text{г}} = \frac{\text{Дж}}{\text{кг}}.$$

$$\text{Давление влаги } [P] = \frac{\text{работа}}{\text{объем}} = \frac{\text{сила}}{\text{поверхность}} = \frac{\text{дин}}{\text{см}^2} = \frac{\text{Н} \cdot \text{м}}{\text{м}^2}.$$

Размерность давления $ML^{-1}T^{-2}$. Отношение размерностей потенциала и давления равно ML^{-3} , т. е. размерности плотности, которая для воды равна единице. Измеряя потенциал, чаще всего прямыми методами, находят давление.

Приведем определения полного и частных потенциалов, которые были даны Комиссией по разработке терминов почвенной физики, избранной на Седьмом международном конгрессе почвоведов.

Полный потенциал влаги — работа, которая должна быть затрачена (в расчете на 1 г чистой воды) для того, чтобы обратимо и изотермически перенести в заданную точку почвы бесконечно малое количество воды из объема чистой воды, находящегося при атмосферном давлении и на условном высотном уровне сравнения.

Осмотический потенциал — работа, которая должна быть затрачена (в расчете на 1 г чистой воды) для того, чтобы обратимо и изотермически перенести в заданную точку почвы бесконечно малое количество воды из объема чистой воды, находящегося при атмосферном давлении и на условном высотном уровне сравнения, в объем, содержащий раствор, тождественный по составу с почвенным раствором (в заданной точке), но во всех остальных отношениях тождественный с объемом, взятым для сравнения.

Гравитационный потенциал — работа, которая должна быть затрачена (в расчете на 1 г чистой воды) для того, чтобы обратимо и изотермически перенести бесконечно малое количество воды из объема, содержащего раствор, тождественный по составу с почвенным раствором, и находящегося на условном высотном уровне сравнения при атмосферном давлении, в подобный же объем, находящийся на высотном уровне заданной точки в почве.

Каркасный, или капиллярный, потенциал — работа, которая должна быть затрачена (в расчете на 1 г чистой воды) для того, чтобы обратимо и изотермически перенести бесконечно малое количество воды из объема, содержащего раствор, тождественный по составу с почвенным раствором, и находящегося на том же высотном уровне и при том же внешнем газовом давлении, что и в заданной точке в почве, в почвенную влагу в этой точке.

В табл. 3.1 приведены размерности и единицы измерения основных физических характеристик почвенной влаги.

Опыт показал полезность термодинамической функции, называемой химическим потенциалом, или свободной энергией, в анализе состояния влаги в почве. Изменение свободной энергии ΔC — есть мера максимальной возможной работы $A_{\max}$, которая может быть совершена за счет рассматриваемых процессов:

$$\Delta G = - A_{\max}. \quad (3.18)$$

Работа любых сил может быть представлена произведением фактора интенсивности (высота H , поверхностное натяжение σ , давление P , температура T) и фактора емкости (масса M , поверхность S , объем V , энтропия S^*). Например,

$$\text{механическая работа } \Delta A_m = F \Delta L, \quad (3.19)$$

$$\text{работа в гравитационном поле } \Delta A_g = Hg \Delta M, \quad (3.20)$$

$$\text{работа по изменению объема } \Delta A_V = P \Delta V, \quad (3.21)$$

$$\text{работа сил поверхностного натяжения } \Delta A_S = \sigma \Delta S, \quad (3.22)$$

$$\text{теплота } \Delta Q = T \Delta S^*. \quad (3.23)$$

Размерности и единицы измерения основных характеристик почвенной влаги

Наименование величины	Символ	Размерность	Единицы измерения
Масса	m	M	г, кг
Путь, длина	l	L	см, м
Время	t	T	с, мин, ч
Скорость	v	LT^{-1}	см·с ⁻¹
Ускорение	w	LT^{-2}	см·с ⁻²
Сила	F	MLT^{-2}	дина
Давление	P	$ML^{-1}T^{-2}$	бар·дина·см ⁻²
Работа	A	ML^2T^{-2}	эрг
Ускорение силы тяжести	g	LT^{-2}	980 см·с ⁻²
Влажность весовая	$W_{\text{в}}$	MM^{-1}	г·г ⁻¹
Влажность объемная	$W_{\text{об}}$	L^3L^{-3}	см ³ ·см ⁻³
Полный потенциал	M	L^2T^{-2}	эрг·г ⁻¹
Капиллярно-сорбционный, или кар- касный, или мэтрик-потенциал	$\psi_{\text{КС}}$	L^2T^{-2}	эрг·г ⁻¹
Гравитационный потенциал	φ	L^2T^{-2}	эрг·г ⁻¹
Гидравлический потенциал (сумма капиллярно-сорбционного и гравита- ционного потенциалов)	Φ	L^2T^{-2}	эрг·г ⁻¹
Осмотический потенциал	O	L^2T^{-2}	эрг·г ⁻¹
Диффузивность	D	L^2T^{-1}	см ² ·с ⁻¹
Всасывающее давление	$ВД$	$ML^{-1}T^{-2}$	бар
Дифференциальная влагоемкость	C	$M^{-1}LT^2$	см ² ·дина ⁻¹
Истинная проницаемость	k	L^2	см ²
Скорость потока (объем жидкости в 1 с через 1 см ²)	V	LT^{-1}	см·с ⁻¹
Плотность жидкости	$\rho_{\text{ж}}$	M^3L^{-3}	г·см ⁻³
Вязкость	η	$L^{-1}T^{-1}$	пуаз

Из определения каждого вида работы следует способ измерения соответствующего вида потенциала и давления почвенной влаги:

$$\text{сила } F = \Delta A_m / \Delta L, \quad (3.24)$$

$$\text{гравитационный потенциал } H_g = \Delta A_g / \Delta M, \quad (3.25)$$

$$\text{давление почвенной влаги } P = \Delta A_v / V, \quad (3.26)$$

$$\text{поверхностное натяжение воды } \sigma = \Delta A_s / \Delta S, \quad (3.27)$$

$$\text{температура } T = \Delta Q / \Delta S^*. \quad (3.28)$$

При совершении работы капиллярных сил против силы тяжести количество работы зависит от высоты поднятия и массы перемещаемой воды. Поэтому потенциальную энергию, или энергию положения, условились всегда считать на единицу веса или массы. Работа увеличения поверхности зависит от изменения площади поверхности и величины поверхностного натяжения. В этом случае величина фактора интенсивности σ измеря-

ется отношением приращения работы к приращению площади поверхности водного тела. Давление измеряется работой изменения объема, отнесенной к единице объема жидкости. Температура определяется отношением изменения количества теплоты к энтропии.

Полная свободная энергия почвенной влаги ΔG зависит от объема V , площади поверхности S , температуры T .

$$\Delta G = f(V, S, T). \quad (3.29)$$

Полное дифференциальное уравнение свободной энергии для почвенной влаги (без электролитов) может быть представлено так:

$$dG = \left(\frac{\partial G}{\partial V} \right) dV + \left(\frac{\partial G}{\partial S} \right) dS + \left(\frac{\partial G}{\partial T} \right) dT. \quad (3.30)$$

Согласно определению,

$$\frac{\partial G}{\partial V} = P, \quad \frac{\partial G}{\partial S} = \sigma, \quad \frac{\partial G}{\partial T} = -S^*. \quad (3.31)$$

Подставляя параметры V , σ , S^* в уравнение (3.30), получаем

$$dG = PdV + \sigma dS - S^* dT. \quad (3.32)$$

Если наша система перестала изменяться и достигла равновесия, то, очевидно, что ее свободная энергия делается постоянной и $dG=0$. Тогда уравнение (3.32) при $dT=0$ примет вид

$$PdV = -\sigma dS, \quad (3.33)$$

откуда

$$P = -\sigma \frac{dS}{dV}. \quad (3.34)$$

В единичных капиллярах поверхность водного тела равна внутренней поверхности капилляров. В микро- и макроструктурных почвах при влажности их, равной суммарной агрегатной влагоемкости, т. е. близкой к полевой влагоемкости и влажности вблизи верхней границы капиллярной каймы, поверхность водного тела почвы близка к удельной поверхности S_0 . В этих случаях можно вместо уравнения (3.34) написать

$$P = -\sigma \frac{dS_0}{dV}, \quad (3.35)$$

где dS_0/dV есть производная удельной поверхности по объему водного тела почвы. Если объем влаги постоянный, то на основании уравнения (3.35) можно написать

$$\frac{P_1}{P_2} = \frac{S_1}{S_2}. \quad (3.36)$$

Если давление почвенной влаги постоянно, то

$$\frac{V_1}{V_2} = \frac{\sigma S_1}{\sigma S_2}. \quad (3.37)$$

Объединив уравнения 3.36 и 3.37, получим

$$\frac{P_1 V_1}{P_2 V_2} = \frac{\sigma S_1}{\sigma S_2}, \quad (3.38)$$

что можно переписать в другой форме

$$\frac{P_1}{\sigma S_1 V_1} = \frac{P_2}{\sigma S_2 V_2} = K, \quad (3.39)$$

где K — константа.

При постоянстве объема влаги ($V = \text{const}$) из (3.39) следует

$$\frac{P_1}{\sigma S_1} = \frac{P_2}{\sigma S_2} = \text{const}, \quad (3.40)$$

где $\frac{P}{\sigma S}$ — есть приведенное давление почвенной влаги.

3.4. Зависимость между давлением почвенной влаги и толщиной адсорбционного слоя. Общее содержание почвенной влаги складывается из пленочной влаги и влаги, находящейся в порах почвы,

$$W = W_{\text{пл}} + W_{\text{к}}, \quad (3.41)$$

где W — общее содержание влаги в почве; $W_{\text{пл}}$ — часть влаги, находящаяся в адсорбционной пленке; $W_{\text{к}}$ — часть влаги, находящаяся в местах стыка почвенных частиц и сквозных порах. Отнеся вес влаги к удельной поверхности почвы, получим

$$h = h_{\text{пл}} + h_{\text{к}}, \quad (3.42)$$

где h — общая толщина водной пленки; $h_{\text{пл}}$ — толщина истинной водной пленки; $h_{\text{к}}$ — условная толщина слоя капиллярной влаги, равномерно распределенной по поверхности почвенных частиц.

Вопрос о том, как изменяется давление относительно толщины водной пленки и о максимальной толщине пленки, является предметом дискуссии.

Пределы сил притяжения молекул составляют 10^{-6} см, так что каждая молекула окружена сферой молекулярного взаимодействия радиусом 10^{-6} см. Если разделить сферу молекулярного взаимодействия на диаметр молекулы воды, то найдем, что она составляет 36 молекулярных слоев, или 100 Å. Однако результаты опытов не дают столь однозначного решения вопроса.

Рыжов [47] нашел, что пленка воды, сорбированной на частицах кварца размером от 0,25 до 0,0001 мм при $P/P_0 = 0,94$,

т. е. при максимальной гигроскопичности, имела толщину от 12 до 137 диаметров молекулы воды, причем тем большую, чем меньше удельная поверхность. Это значит, что в порах между крупными частицами могут образовываться беспрепятственно пленки толщиной более 100 молекулярных слоев, так как они занимают очень малую долю поперечника пор и общей пористости.

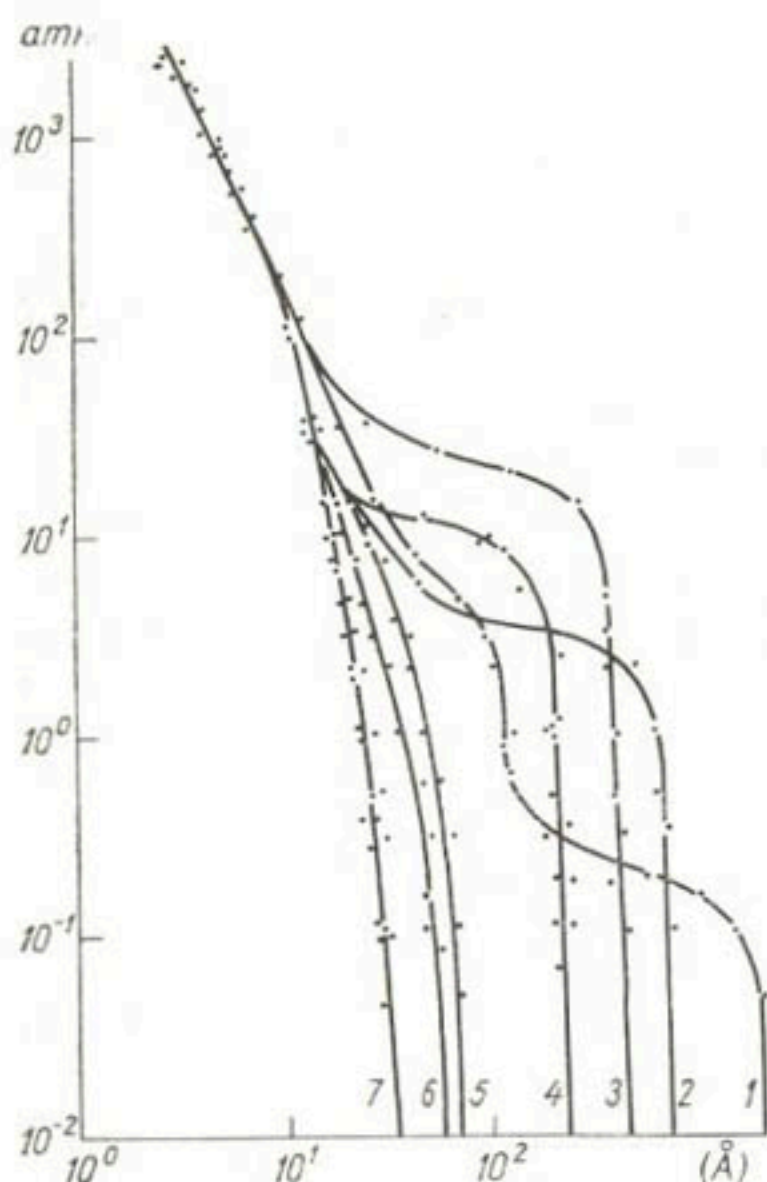


Рис. 21. Зависимость давления от толщины водной пленки в почвах с различной удельной поверхностью.

1 — $1,6 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, фракция песка 0,10—0,05 мм (СССР); 2 — $4,5 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, фракция пыли 0,05—0,01 мм (СССР); 3 — $16 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, фракция тонкой пыли 0,005—0,001 мм (СССР); 4 — $10 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, каолинит (СССР); 5 — $22 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, почва песчаная аллювиальная (НРБ); 6 — $46 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, карбонатный чернозем (НРБ); 7 — $95 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, типичный чернозем (НРБ), $135 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, чернозем целиноградский (СССР), $160 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, глинистая почва (США), $177,0 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, чернозем курский (целинный, СССР), $205,0 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, смолница (НРБ), $240,0 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, монтмориллонит (СССР), $296,0 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, бентонит (СССР).

Дерягин и Зорин [16] получили на плоской поверхности стекла при $P/P_0=1$ пленку толщиной 70 Å , или 25 молекулярных слоев. Федякин [56] нашел толщину адсорбционной пленки, равную 25 Å , что соответствует 9—10 молекулярным слоям. Роде [45], анализируя работу Дерягина и Зорина, пришел к выводу, что пленки толщиной 70 Å свободно могут образовываться только в песчаных почвах. Возможность же их образования в почвах суглинистых и глинистых, если они насыщены Са, Mg, и Н, ограничена величиной удельной поверхности и размерами пор.

На рис. 21 приведены связи давления с толщиной водной пленки в разного рода пористых средах, начиная от механических фракций и их смесей и кончая широким многообразием естественных почв, на основании данных табл. 3.2 и 3.3. По

Таблица 3.2

Связь между давлением почвенной влаги и влажностью почвы при разной их удельной поверхности. Монодисперсные системы (по данным Мичурина и Онищенко)

P (атм)	Влажность (% веса)					Глинистые минералы		
	0,10— 0,05	0,05— 0,01	0,01— 0,005	0,005— 0,001	< 0,001	каолинит	монтмо- рилонит	бенито- нит
	S_0							
	2,6	4,5	10,0	18,0	300	10,0	240	296
2300	0,04	0,10	0,26	0,51	8,30	0,27	6,30	8,00
830	0,08	0,20	0,60	0,91	15,30	0,49	12,50	15,00
30	0,28	0,44	1,00	1,82	30,00	3,40	28,00	32,00
15	0,50	1,40	2,00	3,40	39,00	24,60	42,60	45,60
10	0,60	1,50	2,20	3,40	45,00	—	43,60	46,90
5	1,00	1,64	2,70	4,47	51,40	38,50	47,30	52,40
3	1,30	2,66	5,80	23,00	57,70	41,20	49,25	58,90
2	1,70	2,69	24,90	29,70	64,70	41,60	65,00	61,00
1	2,00	6,15	29,60	31,00	74,80	44,90	66,00	69,00
0,33	2,80	29,30	31,50	31,30	80,50	49,70	81,10	84,00
0,10	22,30	29,40	31,80	32,90	110,0	110,0	110,0	112,0
$\approx S_0$	0,12	0,34	0,75	1,35	22,5	0,75	18,0	22,2

мере увеличения удельной поверхности почв толщина водной пленки при данном давлении уменьшается и стремится к некоторому пределу. В почвах с удельной поверхностью $100 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$ и более при одном и том же давлении толщина водной пленки одинакова, что можно выразить формулой [30]

$$\frac{W_1}{S_1} = \frac{W_2}{S_2} = \dots = \frac{W_i}{S_i} = h = \text{const}, \quad (3.43)$$

если $S_0 \geq 100 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$.

Замена зависимости давления от влажности почвы на зависимость давления от приведенной влажности или толщины пленки является средством унификации зависимости P от W в сфере действия адсорбционных сил.

Мичурин и Онищенко [36] нашли теоретическим путем количественную связь давления с толщиной водной пленки на основании предположения о том, что адсорбционное давление изменяется от одного молекулярного слоя воды к другому на одну и ту же долю давления в предшествующем слое, например на величину S_1/V_1 . Если давление в монослое равно P_1 , то давление во втором слое $P_2 = P_1 \left(\frac{S_1}{V_1} \right)$; в третьем слое $P_3 = P_2 \left(\frac{S_1}{V_1} \right) = P_1 \left(\frac{S_1}{V_1} \right)^2$. Продолжая эти рассуждения далее, находим, что адсорбционное давление в n -молекулярном слое P_n равно

$$P_n = P_1 \left(\frac{S_1}{V_1} \right)^{n-1}. \quad (3.44)$$

Связь между давлением почвенной влаги и влажностью почв при различной удельной поверхности их.
Полидисперсные системы (по данным Мичурина и Онищенко, Лытаева, Торна и Петерсона)

Р (атм)	Влажность (% веса)													
	каштановая песчаная А (МНР)	серозем, гор. А (СССР)	серозем, гор. С (СССР)	песчаная алювиальная, гор. А (НРБ)	чернозем, гор. А (НРБ)	серозем, гор. А (СССР)	дерново- подзолистая, гор. А (СССР)	чернозем типичный, гор. А (НРБ)	серая лесная, гор. А (СССР)	чернозем, лесной- град (СССР)	глинистая почва, гор. А (США)	серая лесная, гор. А (СССР)	чернозем мощный, Курск (СССР)	сенокосная (НРБ)
	8,3	14,8	19,0	22,0	46,0	65	90	95	124	135	160	167	177	205
2300	0,23	0,30	0,50	0,80	1,30	2,10	2,00	2,60	3,43	3,60	4,30	4,62	4,90	5,50
830	0,49	0,80	1,00	1,30	2,70	4,20	4,80	5,20	6,95	6,60	8,50	8,90	10,20	10,20
30	1,20	1,46	2,46	3,60	6,80	11,00	12,20	13,50	17,40	17,50	17,50	18,00	18,07	23,00
15	1,40	2,00	4,15	4,20	7,80	12,00	13,00	14,00	14,25	18,50	19,00	24,90	28,00	25,00
10	1,90	2,50	—	5,50	8,80	12,90	14,50	15,90	15,30	21,00	20,00	25,60	29,60	28,80
5	2,00	3,00	5,40	7,20	10,90	14,40	16,50	18,60	18,50	23,00	22,00	29,60	31,00	32,00
3	2,20	3,40	6,70	8,30	12,70	15,70	18,50	19,80	20,00	26,00	25,00	32,40	32,50	34,60
2	2,40	4,20	8,10	9,10	14,20	16,60	19,60	22,00	21,10	28,30	27,00	34,00	36,80	37,20
1	2,50	5,40	11,00	11,30	17,20	18,70	20,80	25,70	28,50	34,30	30,00	39,00	39,60	40,00
0,33	3,50	11,30	17,60	16,50	27,30	21,70	25,30	36,60	35,00	36,20	35,50	44,70	40,50	44,70
0,10	5,30	22,80	30,00	24,70	34,30	—	—	44,50	44,90	—	41,00	53,40	50,40	58,50
ΣS ₀	0,62	1,09	1,42	1,62	3,45	4,86	6,75	7,10	9,40	10,0	12,0	12,6	13,3	15,5

Для монослоя, согласно формуле Кутилека (1.4), имеем $S_1/V_1 = 0,36$, где V_1 — влажность почвы в долях единицы, а S_1 — удельная поверхность в $\text{м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$.

В соответствии с формулой (3.44) давление в монослое равно $P_1 = \frac{0,075 \text{ нм}}{2,76 \cdot 10^{-10} \text{ м}} = -2710 \text{ атм}$. Учитывая уменьшение объема воды на 5% при давлении 1000 атм, находим, что истинное давление в монослое равно — 2300 атм. В результате подстановки в уравнение (3.44) найденных значений P_1 и S_1/V_1 , получим

$$P_n = -2300 (0,36)^{n-1}, \quad (3.45)$$

где n — число молекулярных слоев в водной пленке.

Таблица 3.4

Зависимость между давлением почвенной влаги и толщиной пленки (числом молекулярных слоев)

Число молекулярных слоев	Толщина пленки Å	Расчет давления в пленке по формуле $P_n = P_1 \left(\frac{S_1}{V_1} \right)^{n-1}$	Давление в пленке, измеренное экспериментально в почвах с $S_0 \geq 100 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$
1	2,76	2320	2290
2	5,2	840	830
3	8,0	300	330
4	10,4	100	115
5	13,8	40	30
6	16,0	10,8	15
7	18,8	5,42	5,0
8	20,8	1,99	2,0
9	23,6	0,73	1,0
10	27,6	0,56	0,33
11	30,3	0,20	—
12	32,8	0,10	0,10
13	35,6	0,05	0,05

Задавая значения $n = 1, 2, 3, \dots$, можно вычислить давление в любом молекулярном слое водной пленки. Результаты расчета и его проверки представлены в табл. 3.4; они показывают полное согласование теоретических данных с опытными для почв, имеющих величину удельной поверхности $\geq 100 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$.

Согласно формуле Дерягина [15] и Нерпина [38], давление изменяется обратно пропорционально кубу толщины водной пленки.

$$P = \frac{A}{h^3}, \quad (3.46)$$

где A постоянная величина, равная $10^{-12} - 10^{-13}$.

Эта формула справедлива только для очень тонких водных пленок.

3.5. Зависимость между приведенным давлением и содержанием свободной влаги в почве. При постоянном давлении содержание пленочной влаги пропорционально удельной поверхности, тогда как содержание свободной (капиллярной) влаги изменяется значительно быстрее, чем удельная поверхность. Поэтому толщина водной пленки не может служить критерием для обобщения зависимости давления от влажности почвы в области свободной влаги. Критерий для обобщения кривых давление — влажность почвы можно найти путем преобразования уравнения Лапласа на основе теории подобия.

В случае геометрического подобия двух фигур отношение всех соответствующих размеров этих фигур постоянно. Например, треугольники подобны между собой, если их соответственные углы равны, а сходственные стороны пропорциональны

$$\frac{l'_1}{l_1} = \frac{l'_2}{l_2} = \frac{l'_3}{l_3} = A, \quad (3.47)$$

где l'_1, l_1 — сходственные стороны, A — коэффициент пропорциональности, или константа подобия. Таким образом, условие (3.47) является математической формулировкой геометрического подобия треугольников.

Если две пористые среды подобны, то отношение любых сходственных величин в пределах каждой системы, характеризующих то или иное ее состояние, является безразмерным и постоянным для обеих систем. Пусть например, физическое состояние одной из систем характеризуется некоторыми величинами $R_1, R_2, \dots, R_n$, а другой, подобной ей, системы величинами $r_1, r_2, \dots, r_n$. Тогда условие подобия требует равенства

$$\frac{R_1}{R_2} = \frac{r_1}{r_2} = i. \quad (3.48)$$

Иначе говоря, отношение сходственных величин в одной системе равно их отношениям в подобной системе. Эти постоянные безразмерные отношения называются инвариантами подобия и обозначаются символом i .

Инварианты подобия, являющиеся отношением простых однородных величин, например, линейных размеров l/d , давлений P_1/P_2 , называются симплексами подобия. Инварианты подобия могут быть выражены и более сложными безразмерными отношениями, составленными из нескольких простых параметров. В этом случае они называются критериями подобия.

По теории Миллера и Миллера [71], в подобных пористых средах при одинаковой влажности средние радиусы кривизны, а значит и потенциалы влажности, отличаются друг от друга лишь масштабным множителем λ (рис. 22). Введение этого множителя в уравнение капиллярности Лапласа позволяет распространить это уравнение на все почвы.

Уравнение Лапласа можно получить в качестве следствия из уравнения (3.34). Из аналитической геометрии известно, что

$$\frac{dS}{dV} = \left(-\frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_2} \right), \quad (3.49)$$

где r_1 и r_2 — главные радиусы кривизны поверхности раздела вода — воздух. Умножив обе части равенства на σ , получим уравнение Лапласа в форме

$$P = \sigma \frac{dS}{dV} = \sigma \left(-\frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_2} \right). \quad (3.50)$$

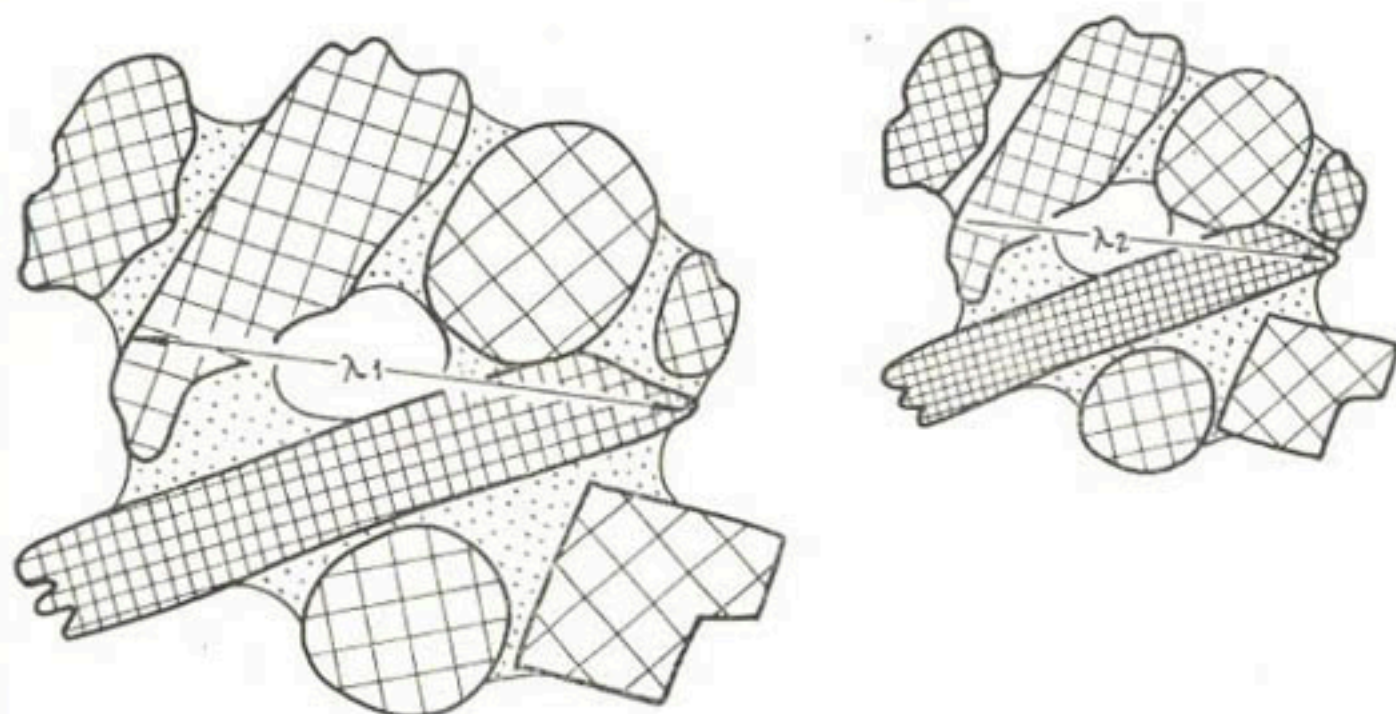


Рис. 22. Подобные пористые среды (по Е. Е. Миллеру и Р. Д. Миллеру).

При $r_1 = r_2$ из уравнения (3.50) получим

$$P = \frac{2\sigma}{r}, \quad \text{или} \quad \frac{P}{\sigma} = \frac{2}{r}. \quad (3.51)$$

В таком виде уравнение Лапласа применимо к отдельным капиллярам, но непригодно для почв, обладающих сложной структурой порового пространства.

Миллер и Миллер, исходя из принципа подобия, преобразовали уравнение Лапласа следующим образом. Умножив обе части уравнения (3.51) на масштабный коэффициент λ , получили

$$\frac{P\lambda}{\sigma} = \frac{2\lambda}{r}. \quad (3.52)$$

Величина $P\lambda/\sigma$ называется приведенным давлением, или критерием подобия, и обозначается символом P .

В подобных пористых средах одинаковым значениям при-

веденного давления соответствуют одинаковые влажности. Подобные пористые среды будут иметь одинаковую форму кривых давление — влажность, различающихся лишь смещениями по осям, пропорциональным λ .

Миллер и Миллер исследовали экспериментально зависимость давления от влажности для пяти фракций песка размером от 100 до 250 мкм и получили семейство подобных кривых $P(W)$. Заменяв зависимость давления от влажности на зависимость приведенного давления от влажности, эти авторы обобщили семейство кривых $P(W)$ в одну кривую $P_*(W)$.

Применение теории Миллера и Миллера к почвам разного механического состава встречает большие трудности, связанные с ограниченностью предпосылок этой теории. Основные допущения ее состоят в следующем: поверхностное натяжение, угол смачивания, плотность, вязкость жидкости однородны во всех частях системы данного потока и подчиняются классическим законам поверхностного натяжения и вязкого потока; геометрические свойства твердой фазы однородны, изотропны, постоянны; все части жидкости связаны между собой, т. е. нет изолированных капель, все части газа также соединены, т. е. не существует изолированных пузырьков. Эти предпосылки адекватно отражают лишь свойства почв легкого механического состава. В глинистых почвах поведение влаги отклоняется от классических законов Лапласа и Дарси в связи с тем, что значительная часть почвенной влаги является прочносвязанной и не участвует в капиллярном потоке, причем количество этой влаги в почвах с разной удельной поверхностью неодинаково.

Концепция Миллера и Миллера содержит в качестве коэффициента подобия характеристическую длину λ , которую можно найти через средневзвешенный диаметр почвенных частиц. Однако вычисление среднего диаметра почвенных частиц для полидисперсных систем лишено физического смысла. Эту трудность можно преодолеть, если в качестве коэффициента подобия ввести в уравнение Лапласа удельную поверхность S_0 вместо характеристической длины λ .

Разделив обе части уравнения Лапласа (3.51) на удельную поверхность, получим

$$\frac{P}{\sigma S_0} = \frac{2}{r S_0}. \quad (3.53)$$

Мичурин и Онищенко назвали величину $P/\sigma S_0$ приведенным давлением и обозначили его, в отличие от приведенного давления Миллера и Миллера, символом P' , т. е.

$$P' = \frac{P}{\sigma S_0}. \quad (3.54)$$

Уравнения (3.51) и (3.53) подобны и различаются только множителем $1/S_0$.

Для капиллярного давления, выраженного в сантиметрах водяного столба, уравнение (3.53) примет вид

$$P' = \frac{H\rho g}{\sigma S_0}, \quad (3.54a)$$

где H — высота вод. ст. (см), ρ — плотность воды, $\text{г}\cdot\text{см}^{-3}$, g — ускорение силы тяжести, $\text{см}\cdot\text{с}^{-2}$, S_0 — удельная поверхность, $\text{см}^2\cdot\text{г}^{-1}$. В однородных пористых средах величина приведенного давления является константой (табл. 3.5).

Таблица 3.5

Приведенное капиллярное давление в песчаных и пылеватых фракциях, рассчитанное по данным Лоуфриджа и Ткачука

по Лоуфриджу				По Ткачуку			
удельная поверхность ($\text{см}^2\cdot\text{г}^{-1}$)	поверхностная энергия (эрг/г)	высота капиллярного поднятия (см)	приведенное давление почвенной влаги	удельная поверхность ($\text{см}^2\cdot\text{г}^{-1}$)	поверхностная энергия (эрг/г)	высота капиллярного поднятия (см)	приведенное давление почвенной влаги
10	750	4	5,3	16	1200	4,5	3,8
20	1500	8	5,3	26	2000	8,0	4,0
40	3000	15	5,0	52	3900	17,5	4,5
78	6000	33	5,5	114	8600	30,0	3,5
120	9000	49	5,5	260	19500	87,0	4,6
160	12000	67	5,5	670	43000	150,0	3,5
280	21000	88	4,2				
420	31000	134	4,4				
800	60000	265	4,4				
1250	94000	308	3,3				

Лоуфридж и Ткачук определили высоту капиллярного поднятия в зависимости от диаметра зерен. Величины удельной поверхности, поверхностной энергии почвы и приведенного давления вычислены нами. Отсутствие данных о величине пористости не позволяют установить характер упаковки зерен. Возможно, что некоторое различие в упаковке частиц различных механических фракций в колонках, где проводились опыты, является причиной несущественных отклонений приведенного давления от постоянной величины. Однако, несомненно, среднее значение этой величины близко к постоянной, равной 4,3, т. е.

$$\frac{P}{\sigma S_0} = 4,3, \quad (3.55)$$

где P выражено в см вод. ст., S_0 — в $\text{см}^2\cdot\text{г}^{-1}$, σ — в дин/см . Эмпирически найденная формула (3.55) оказалась справедливой для аналогичных данных Новака и Печанека, а также Пури, собранных в монографии Роде [43].

С помощью найденного критерия подобия функция давление — влажность может быть заменена на функцию приведенное давление — влажность почвы. Рассмотрим сходство и различие между этими функциями. На рис. 23 изображена зависимость фактического давления почвенной влаги от влажности в монодисперсных системах, состоящих из частиц песка и пыли и имеющих удельную поверхность 1,6; 4,2; 10,0; 18,4 $\text{м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$. Чем больше удельная поверхность, тем больше удерживается воды почвой при одном и том же давлении. При одинаковой удельной поверхности водоудерживающая способность почв воз-

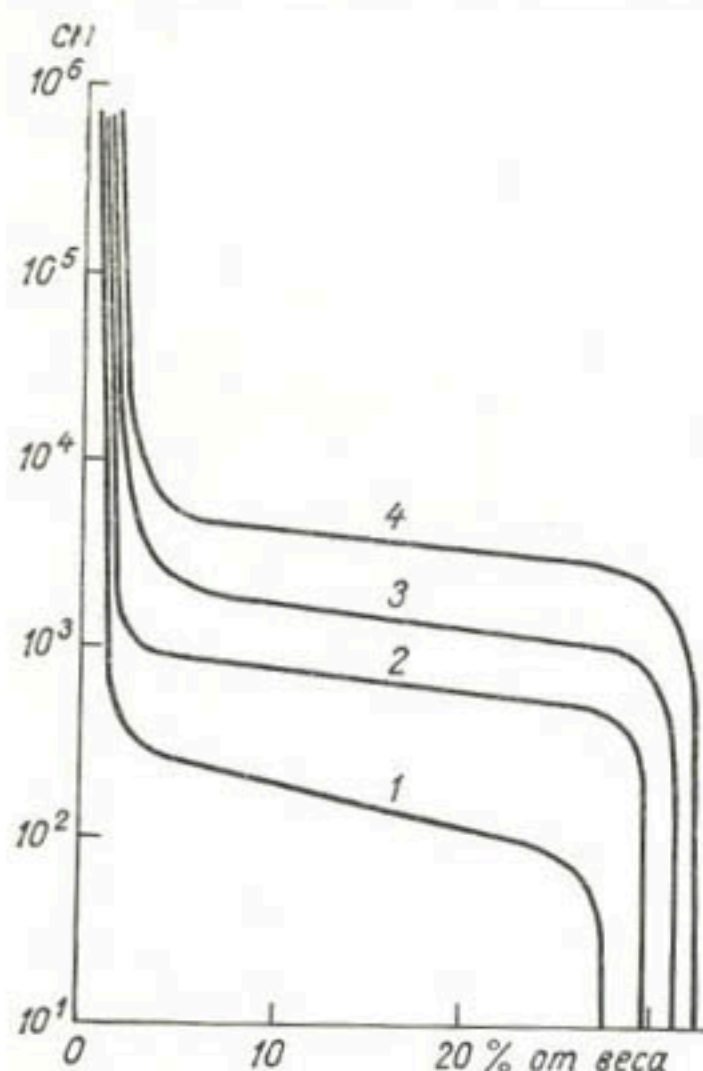


Рис. 23. Зависимость давления почвенной влаги от влажности (% веса) в монодисперсных системах.

1 — 1,6 $\text{м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, фракция песка 0,10—0,05 мм (СССР); 2 — 4,5 $\text{м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, фракция пыли 0,05—0,01 мм (СССР); 3 — 10 $\text{м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, фракция тонкой пыли 0,01—0,005 (СССР); 4 — 18 $\text{м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, фракция тонкой пыли 0,005—0,001 мм (СССР).

растает с уменьшением отрицательного давления почвенной влаги. Таким образом, водоудерживающая способность почв есть функция, по крайней мере, двух переменных, а именно — давления почвенной влажности и удельной поверхности почвы. Изменение давления в зависимости от удельной поверхности не учитывается функцией давление — влажность и поэтому из опыта мы должны получить особую кривую $P(W)$ для каждой конкретной почвы. Форма кривой давление—влажность для всех механических фракций сохраняется неизменной. Из этого факта следует, что кривые $P(W)$ в области монодисперсных систем подобны и различаются только положением относительно осей координат. Такое изменение положения кривой называется сдвигом, или параллельным переносом, причем величина переноса пропорциональна значению удельной поверхности почвы.

Форма кривой $P(W)$ характеризует изменение силы связи воды с почвенными частицами при изменении влажности почвы, тогда как изменение удельной поверхности (в области малых ее значений) влечет за собой только параллельное смещение кривой относительно осей координат, что не изменяет силы связи воды с почвой и поэтому несущественно с точки зрения физических законов. Таким образом, в обычном координатном описании получают лишние данные, потому что координаты опреде-

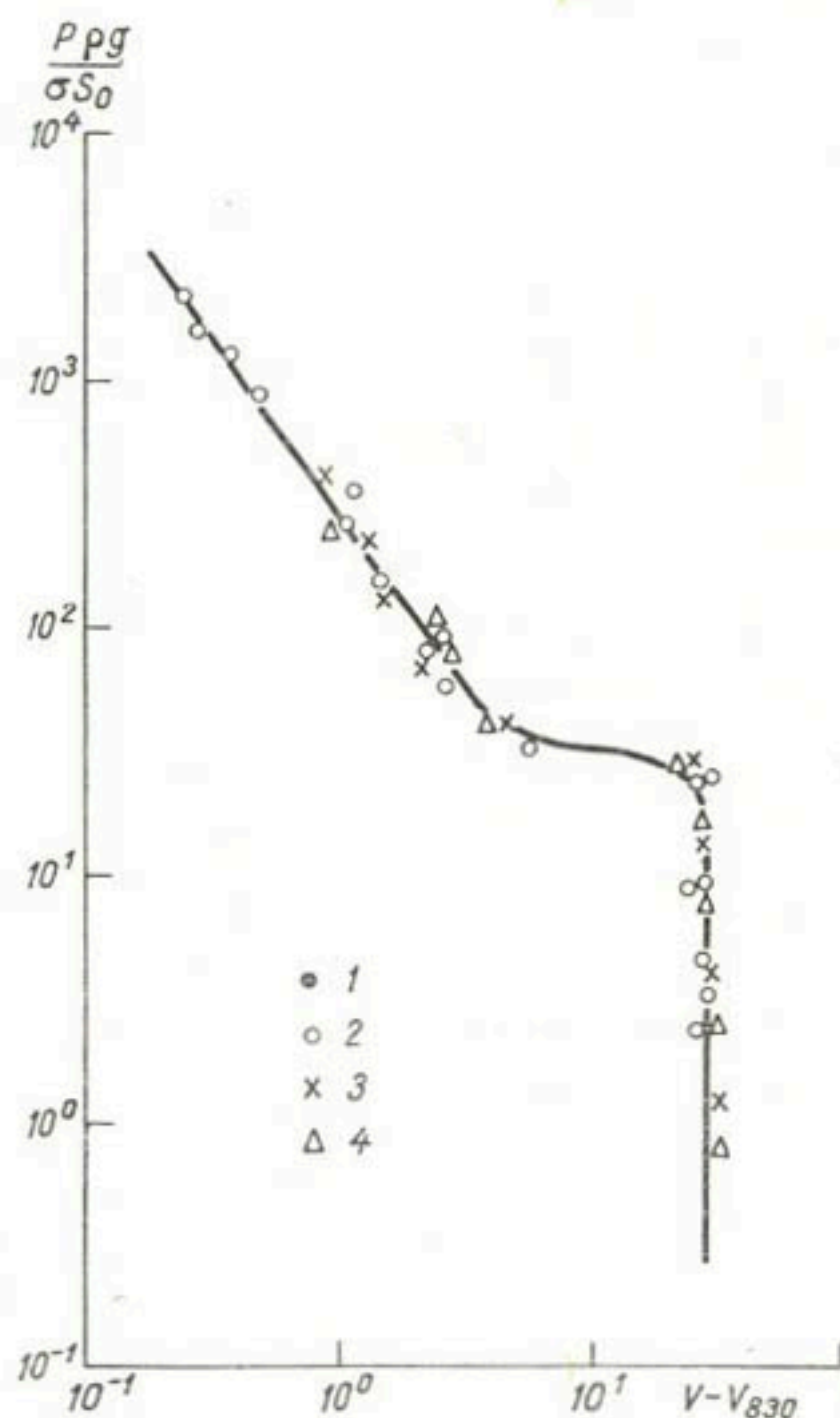


Рис. 24. Зависимость приведенного давления от содержания свободной влаги в монодисперсных системах. Усл. обозначения см. рис. 23.

ляют не только геометрическую форму кривых $P(W)$, но и их положение, которое является излишней информацией. Поэтому необходимо исключить из координатного описания все несущественное, в результате чего получают так называемые инварианты, которые в рассматриваемой кривой описывают только существенное. Решение этой задачи возможно путем замены функции $P(W)$ на функцию $\frac{P}{\sigma S_0}(W)$. Поскольку изменение давления с удельной поверхностью учитывается теперь величиной

приведенного давления, то из опыта мы должны получить одну и ту же зависимость между приведенным давлением и влажностью для подобных однородных пористых сред, что подтверждается экспериментальными данными, представленными на рис. 24. Приведенное давление в определении этого понятия Онищенко и Мичуриным однозначно связано с влажностью почвы в границах монодисперсных систем и характеризуется единой обобщенной кривой.

Для полидисперсных систем эмпирически найдено, что приведенное давление в виде $P/\sigma S_0$ связано однозначно с содержанием свободной влаги, равным разности $V - V_{830}$, где V — влага, удерживаемая почвой при данном давлении, а V_{830} — та часть почвенной влаги, которая удерживается в двухмолекулярном слое, а также влага, находящаяся в межпакетном пространстве минералов типа монтмориллонита и бентонита, где капиллярные силы не могут проявиться. Это предположение подтверждается Роде [45], который на основании анализа данных Курона пришел к выводу, что при $P/P_0 = 0,4$, соответствующем пленке толщиной 2 молекулярных слоя, роль поверхностных сил сходит на нет.

Единая для всего многообразия полидисперсных почв зависимость приведенного давления от содержания свободной влаги (рис. 24) показывает, что при одинаковом содержании свободной влаги приведенное давление у разных почв одинаково. Она обнаруживает определенную упорядоченность водных свойств почв относительно численных значений их удельной поверхности: максимальные значения приведенного давления соответствуют почвам с малой удельной поверхностью, а минимальные — почвам с большой удельной поверхностью.

Единая кривая $\frac{P}{\sigma S_0}(V - V_{830})$ есть соединение многих конечных функций, относящихся к почвам с разной структурой и удельной поверхностью таким образом, что конец указанной функции для одной почвы является началом той же функции для другой почвы. Отрезки кривых идеально стыкуются, перекрывая друг друга только на небольшом участке кривой. Для каждой конкретной почвы только те свойства суть собственно физические, которые остаются инвариантными (неизменными) при всех сдвигах и поворотах кривых относительно осей координат.

Обобщенная универсальная зависимость приведенного давления от содержания свободной влаги используется для прогнозирования водных свойств почв, например для вычисления кривой зависимости давление — влажность любой конкретной почвы, если известна ее удельная поверхность.

Обычно зависимость давление — влажность почвы определяется экспериментально для каждой конкретной почвы с помощью гигроскопического метода и прессов Ричардса. Опреде-

ляется равновесная влажность при некоторых стандартных давлениях: 0,01; 0,05; 0,1; 0,2; 0,3; 0,5; 1; 2; 3; 5; 10; 15; 30; 100; 300; 830; 2300 атм.

Если известна величина удельной поверхности данной конкретной почвы, то можно вычислить для каждого стандартного давления величину приведенного давления по формуле $P = P' \sigma S_0$. С помощью универсальной кривой рис. 25 можно для каждого значения приведенного давления определить соответствующее содержание свободной влаги. Содержание прочносвязанной влаги (% веса) вычисляется по формуле

$$V_{nc} = h_2 S_0, \quad (3.56)$$

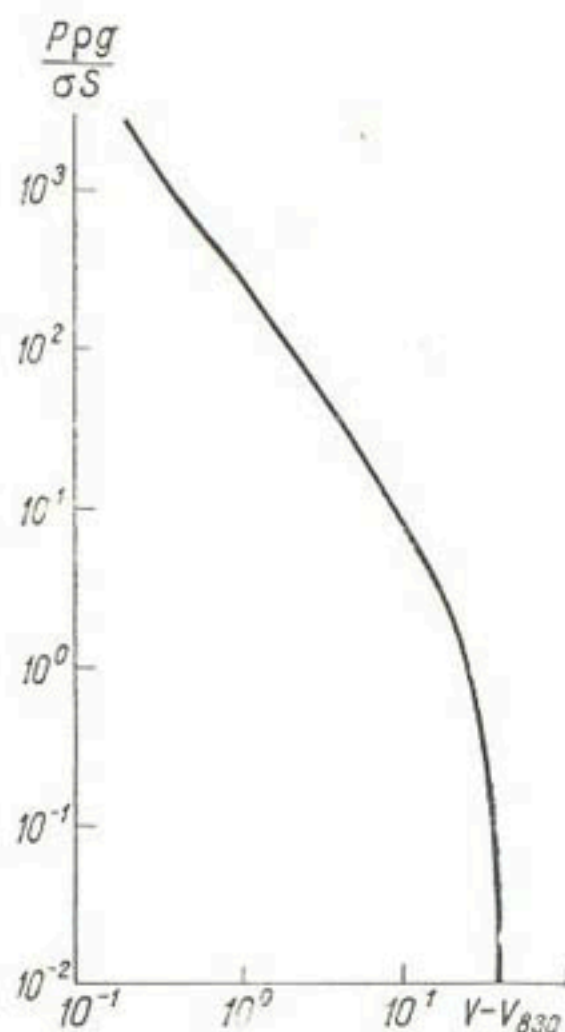


Рис. 25. Зависимость приведенного давления от содержания свободной влаги в полидисперсных системах.

Кривая содержит около 600 точек, относящихся к почвам самого различного генезиса, механического состава и строения, в том числе данные табл. 3 и 4.

где h_2 — толщина водной пленки, равная $5,2 \text{ \AA}$; S_0 — удельная поверхность почвы в $\text{м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$. После того как найдены пары значений P и W в указанном выше диапазоне давлений, строят график функции $P(W)$.

Описанный выше расчетный метод определения зависимости давления почвенной влаги от влажности почвы может быть полезен при прогнозах и в повседневной практике мелиоративного земледелия. По кривой десорбции влаги из почвы, полученной расчетным методом, можно определить в любой почве распределение пор по размерам.

Выше мы рассмотрели сферы действия адсорбционного и капиллярного потенциалов. Однако теоретически мы должны до-

пустить, что существует интервал влажности почвы, в котором оба вида потенциала действуют на влагу совместно.

Поскольку адсорбционное давление находится в обратной зависимости от толщины водной пленки, а капиллярное давление пропорционально поверхностному натяжению и удельной поверхности почвы, то можно написать

$$P_{\text{кc}} \sim \frac{\sigma S_0}{h}, \quad (3.57)$$

где $P_{\text{кc}}$ — капиллярно-сорбционное давление; σ — поверхностное натяжение; S_0 — удельная поверхность; h — толщина водной пленки.

Величина $P_{\text{кc}}h/\sigma S$ представляет собой комбинацию основных переменных, от которых зависит влажность почвы, и называется приведенным капиллярно-сорбционным давлением P'' , т. е. $P_{\text{кc}}h/\sigma S = P''$.

Для ряда подобных пористых сред можно написать

$$P'' = \frac{P_{\text{кc}1}h_1}{\sigma S_1} = \frac{P_{\text{кc}2}h_2}{\sigma S_2} = \dots = \frac{P_{\text{кc}i}h_i}{\sigma S_i}. \quad (3.58)$$

Так как $h = W/S$ и $P_{\text{кc}} = H\rho g$, то вместо равенства (3.58) можно написать

$$P'' = \frac{P_{\text{кc}1}W_1}{\sigma S_1^2} = \frac{P_{\text{кc}2}W_2}{\sigma S_2^2} = \dots = \frac{P_{\text{кc}i}W_i}{\sigma S_i^2} \quad (3.59)$$

и

$$H'' = \frac{H_1\rho gh_1}{\sigma S_1^2} = \frac{H_2\rho gh_2}{\sigma S_2^2} = \dots = \frac{H_i\rho gh_i}{\sigma S_i^2}. \quad (3.60)$$

Из этих уравнений следует, что в подобных пористых средах при одинаковой влажности величины приведенного капиллярно-сорбционного давления не зависят от удельной поверхности почвы, а также от толщины водной пленки и должны быть однозначно связаны с влажностью почвы. Экспериментальные исследования показали, что функция $\frac{P_{\text{кc}}h}{\sigma S} (W)$ является действительно однозначной и линейной (в логарифмической форме) в интервале изменения удельной поверхности $20 - 150 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$. Уравнение прямой имеет вид

$$P = 1,35 \cdot W^{-2,46}, \quad (3.61)$$

где P'' выражено в см вод. ст.; W — влажность в процентах от веса почвы.

Исследования взаимной связи между абсолютными значениями давления и влажности показали, что эта зависимость индивидуальна и создает все многообразие почв по их физическим свойствам. Однако первичные данные, полученные из эксперимента, содержат избыточную информацию в виде аб-

солютных значений параметров и координат, которая затрудняет раскрытие общих физических закономерностей. В результате учета пропорциональности между давлением и удельной поверхностью в области капиллярных явлений, а также между влажностью и удельной поверхностью в границах адсорбционного слоя влаги были введены новые параметры в виде комбинаций многих переменных, называемых приведенными величинами давления и влажности. С помощью этих приведенных параметров обнаружены некоторые общие закономерности в явлениях удержания и передвижения влаги в почвах разного механического состава и строения. Введение величины удельной поверхности в качестве коэффициента пропорциональности в уравнение Лапласа позволяет найти критерий подобия, с помощью которого это уравнение может быть распространено на все почвы. Отказ от применения закона Лапласа к естественным почвам был основан скорее на недостаточно глубоком понимании этого закона, нежели на нарушении его в природных почвах.

ПЕРЕДВИЖЕНИЕ ВЛАГИ В ПОЧВЕ

4.1. Насыщенные и ненасыщенные влагой почвы. Насыщенность пористой среды водой определяется как относительная часть объема пор, занятая этой жидкостью. Если весь объем пор занят водой, то почву называют водонасыщенной, или просто насыщенной. В этом случае почва представляет собой двухфазную систему, состоящую из твердой фазы и жидкости. Если же только часть объема пор занята водой, то почва представляет собой трехфазную систему: твердая фаза—жидкость—газ и почву называют ненасыщенной.

4.2. Зоны увлажнения почвенно-грунтовой толщи. Ниже уровня грунтовых вод располагается зона насыщения, а выше — зона аэрации. Слой, непосредственно прилегающий к зеркалу грунтовых вод, называется капиллярной зоной, или капиллярной каймой. Влажность и давление влаги в каждой точке капиллярной каймы зависит от высоты над зеркалом грунтовых вод.

Выше верхней границы капиллярной каймы расположена промежуточная зона, называемая мертвой зоной, характерной для почв непромывного типа водного режима. Влажность этого горизонта не превышает влажности устойчивого завядания, хотя через этот слой совершается передвижение пленочной и парообразной влаги. За промежуточной зоной следует зона подвешенной, или почвенной, влаги с меняющимся влагосодержанием, от полного насыщения до воздушно-сухой почвы. Здесь различают следующие уровни влагосодержания: полная влагоемкость, полевая (наименьшая) влагоемкость, влажность разрыва капиллярной связи, влажность устойчивого завядания, максимальная адсорбционная влагоемкость, максимальная гигроскопичность, воздушная гигроскопичность, химически связанная вода.

4.3. Передвижение влаги в насыщенной почве. Первые количественные исследования потока в насыщенной влагой почве были выполнены Дарси. Он изучал скорость нисходящего потока воды в вертикальной трубке, наполненной песком, при условии различного давления на входе и выходе воды. Давление измерялось высотой уровня воды в манометре, отнесенной к условному нулевому уровню (рис. 26). В результате этого опыта

Дарси вывел формулу для вычисления скорости потока воды в насыщенной почве

$$v = \frac{Q}{st} = K_0 \frac{(H+h)}{H}, \quad (4.1)$$

где $v = Q/st$ — скорость потока; h — толщина водяного слоя на фильтре; H — толщина фильтрующего слоя; $(H+h)/H$ — перепад гидростатического давления между входом и выходом воды из почвенной колонки; s — площадь фильтра; K_0 — коэффициент пропорциональности, называемый коэффициентом фильтрации.

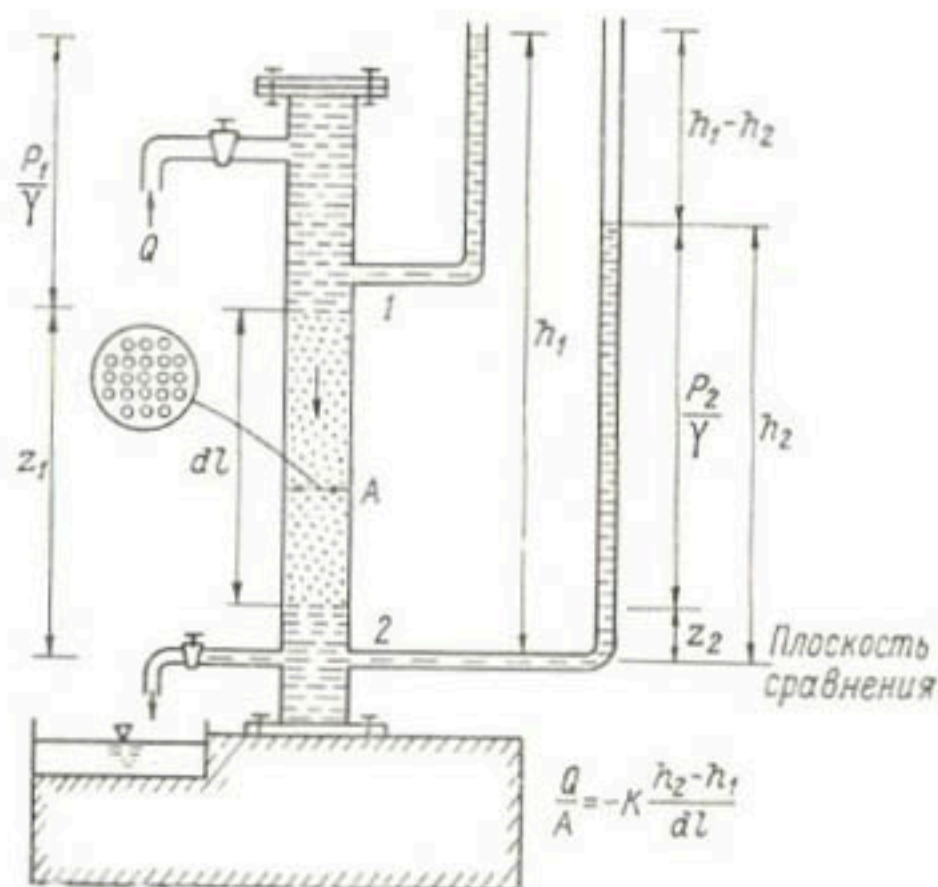


рис. 26. Схема прибора для изучения движения воды в пористой среде в соответствии с законом Дарси.

Поток определяется как объем влаги, проходящей через единицу площади поперечного сечения за единицу времени. При полном насыщении коэффициент фильтрации есть постоянное число для данной почвы. Этот коэффициент имеет размерность скорости. Действительно, размерность Q — L^3 , размерность S — L^2 , размерность H — L , отсюда размерность K_0 — LT^{-1} . Так как отношение LT^{-1} есть размерность скорости, то и коэффициент фильтрации равен скорости фильтрации при гидравлическом градиенте, равном 1 см водяного столба на 1 см фильтрующего слоя почвы.

По отношению к движению вещества в почве различают активную, неактивную и общую пористость. Общая пористость — отношение всех пор к объему образца. Активная пористость —

отношение объема сообщающихся между собой (сквозных) пор к общему объему образца, неактивная пористость — отношение объема тупиковых пор к общему объему образца. Грубодисперсные почвы имеют высокую общую пористость. В тонкодисперсных почвах весьма значительна доля неактивных пор. Уплотнение сопровождается увеличением числа мелких пор за счет исчезновения более крупных и увеличением числа тупиковых пор, вследствие чего уменьшается активная пористость.

Отношение Q/st в уравнении (4.1) дает большую величину, чем действительная скорость потока, поскольку s есть вся площадь фильтра. Так как фильтрация идет только через площадь активных пор, то истинная скорость фильтрации равна частному от деления величины Q/t на активную пористость, равную разности между общей и неактивной пористостью ($P_0 - P_n$), т. е. $V/P_0 - P_n$.

Таблица 4.1

Коэффициент гидравлической проводимости (фильтрации) насыщенных почв (по Густавсону)

Почва	Диапазон K_e (см·с ⁻¹)
Гравий	$1,9 \cdot 10^{-2} - 1,6 \cdot 10^{-1}$
Грубый песок	$1,4 \cdot 10^{-4} - 3,3 \cdot 10^{-3}$
Песок	$1,9 \cdot 10^{-3} - 1,2 \cdot 10^{-1}$
Средний песок	$5,6 \cdot 10^{-4} - 8,3 \cdot 10^{-3}$
Неоднородный гравий и песок	$2,8 \cdot 10^{-5} - 8,3 \cdot 10^{-4}$
Грубый оторфованный песок	$1,9 \cdot 10^{-4} - 2,2 \cdot 10^{-4}$
Тонкий оторфованный песок	$8,3 \cdot 10^{-6} - 1,8 \cdot 10^{-5}$
Моренный гравий	$8,3 \cdot 10^{-7} - 3,9 \cdot 10^{-5}$
Моренный песок	$8,3 \cdot 10^{-8} - 1,7 \cdot 10^{-5}$
Опесчаненная легкая глина	$8,3 \cdot 10^{-8} - 2,2 \cdot 10^{-7}$
Пылеватый моренный песок	$2,8 \cdot 10^{-8} - 1,7 \cdot 10^{-7}$
Опесчаненный тяжелый суглинок	$2,8 \cdot 10^{-8} - 2,2 \cdot 10^{-7}$
Суглинок	$1,7 \cdot 10^{-9} - 1,7 \cdot 10^{-7}$
Тяжелая глина	$1,4 \cdot 10^{-9} - 2,5 \cdot 10^{-9}$

Из сказанного следует, что истинная скорость фильтрации больше вычисленной по уравнению Дарси, потому что только часть общего поперечного сечения слоя s доступна для движения жидкости. Поскольку площадь поперечного сечения пор пропорциональна квадрату их радиусов, то на проницаемость сильно влияет диаметр пор, а значит, механический состав и структура почвы, что подтверждается данными табл. 4.1 [8]. Величины гидравлической проводимости колеблются от $0,1 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ для грубых песков до $10^{-9} \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ для тяжелых глин. В табл. 4.2 даны классы проницаемости для насыщенных почв, которые могут быть использованы для оценки потребности почв в мелиоративных мероприятиях [50].

Классы проницаемости для насыщенных почв

Проницаемость (класс)	K_0 (мм·ч ⁻¹)	Примечание
Исключительно низкая	$< 0,001$	Почвы почти непроницаемы
Очень низкая	$0,001—0,01$	Проницаемость слишком низка для искусственного дренажа
Низкая	$0,01—0,1$	Слишком низкая проницаемость для благоприятного водо- и воздухообмена в почве, а также для глубокого проникновения корней
Умеренная	$0,1—1,0$	Достаточная проницаемость
Высокая	$1,0—10,0$	Отличная водоудерживающая способность при отличной проницаемости
Очень высокая	$> 10,0$	Низкая водоудерживающая способность

Коэффициент фильтрации K_0 в уравнении Дарси (4.1) зависит не только от характера распределения размеров пор, но и от вязкости жидкости η . Разделив K_0 на η , получим новую величину, называемую проницаемостью. Она имеет размерность L^2 .

Коэффициент фильтрации, или гидравлической проводимости, обычно измеряется экспериментально, но существуют методы вычисления этой величины по удельной поверхности и пористости почвы. Наиболее точной является формула Козени, усовершенствованная Карманом; она имеет вид (цитируя по Роде [45])

$$K_0 = \frac{\varepsilon^3}{(1 - \varepsilon)^2} \cdot \frac{g}{k\eta S_0^2}, \quad (4.2)$$

где K_0 — коэффициент фильтрации; ε — пористость в долях объема почвы; g — ускорение силы тяжести (см·с⁻²); k — константа Кармана равная 5; η — вязкость жидкости; S_0 — удельная поверхность почвы или грунта.

Результаты расчета K_0 по этой формуле совпадают с экспериментальными измерениями только на почвах легкого механического состава. Для глин, в которых часть влаги прочно связана, Карман предложил другую формулу

$$K_0 = \frac{\varepsilon_1^3}{(1 - \varepsilon)^2} \cdot \frac{g}{k\eta S_0^2}, \quad (4.3)$$

где $\varepsilon_1 = [\varepsilon - a(1 - \varepsilon)]$, причем a — объем связанной влаги в долях объема твердой фазы почвы.

Был разработан ряд других методов, основанных на использовании уравнения Дарси в сочетании с экспериментальным определением зависимости потенциала от влажности почвы. Эти методы оказались пригодными для почв грубозернистого механического состава. Однако главным методом определения проницаемости почвы остаются прямые измерения, проводимые либо в поле, либо на почвенных монолитах в лаборатории. В полевых условиях гидравлическая проводимость изменяется в связи с механической обработкой и орошением почвы. Эти факторы оказывают сильное влияние на распределение пор по размерам.

4.4. Передвижение влаги в ненасыщенной почве. Ненасыщенная почва обладает способностью всасывать в себя влагу, например, совершать работы против действия силы тяжести при капиллярном подъеме. Если весовое давление столба воды принять положительным, то капиллярное давление следует считать отрицательным.

Скорость потока воды в ненасыщенной почве описывается обобщенной формулой Дарси

$$v = -K(W) \frac{\Delta\Phi}{\Delta x}, \quad (4.4)$$

где v — скорость потока влаги; K — коэффициент влагопроводности; $\Delta\Phi/\Delta x$ — градиент полного давления почвенной влаги.

Так как давление в ненасыщенной почве является отрицательным, то и градиент давления $\Delta\Phi/\Delta x$ в этом случае будет отрицательным.

При переходе от насыщенных почв к ненасыщенным коэффициент влагопроводности и градиент давления изменяют свою величину (рис. 27). В ненасыщенной почве с момента прорыва воздуха в поры почвы возникает дополнительная движущая сила — градиент капиллярного давления и градиент давления в водных пленках, что влечет за собой возникновение капиллярного, пленочного и парожидкостного механизма переноса влаги и диффузии пара. Каждый из потоков характеризуется величиной градиента давления и коэффициентом влагопроводности. В связи с этим уравнение Дарси непосредственно неприменимо к ненасыщенным почвам. Это уравнение было приспособлено для описания переноса влаги в ненасыщенных почвах посредством обобщения сил разной природы в единый градиент химического потенциала и введения переменной величины коэффициента влагопроводности.

4.5. Методы измерения гидравлической проводимости в ненасыщенных почвах. В условиях капиллярно подвешенной влаги испарение непосредственно почвой и транспирация совершаются вначале с постоянной скоростью, а начиная с некоторой

критической влажности — с убывающей. Переход от постоянной скорости к убывающей связан с переходом от регулирования испарения в атмосфере к регулированию ее почвой и растением. Поскольку потоки и градиенты потенциала влаги в почве могут быть и постоянными и переменными, то величину влагопроводности почв можно определить методом как стационарного потока, так и нестационарного.

Равномерным, или стационарным, потоком воды в почве называется установившийся постоянный расход воды, когда в еди-

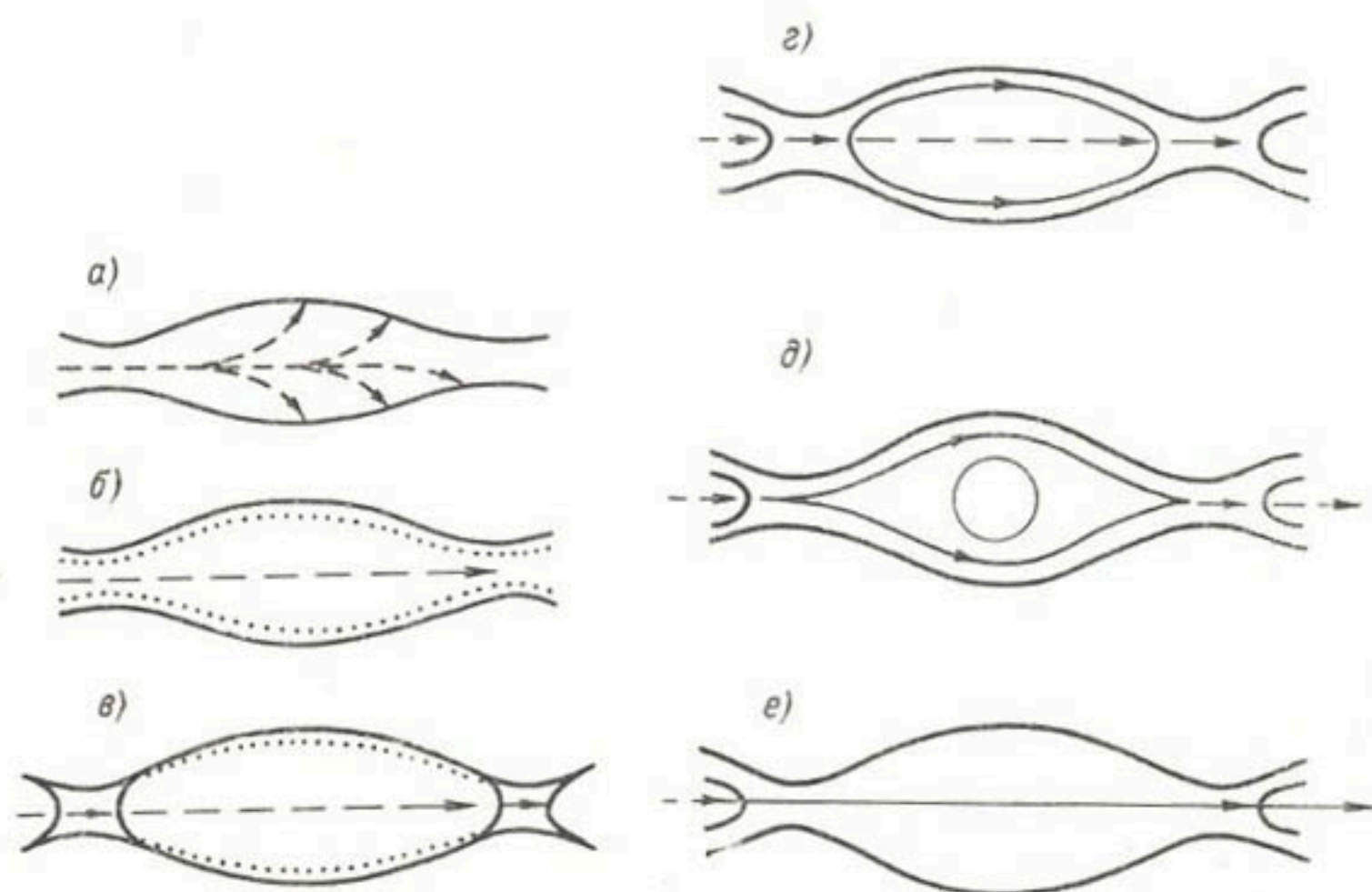


Рис. 27. Механизмы изотермического передвижения влаги при различных влагосодержаниях почвы.

а — локальная сорбция пара, *б* — диффузия пара, *в* — пародиффузно-капиллярный комбинированный поток, *г* — пародиффузный поток в сочетании с пленочным и капиллярным движением жидкости, *д* — капиллярно-пленочный поток жидкой фазы, *е* — фильтрация.

ницу времени через единичное поперечное сечение почвы протекает один и тот же объем воды по всей высоте почвенной толщи.

Если v_1 и v_2 есть скорости потока влаги в нижней и верхней частях почвенной толщи соответственно, то условию стационарного потока соответствует равенство $v_1 = v_2$. Согласно общей форме закона Дарси $v = Ki$, можно написать $v_1 = K_1 i_1$ и $v_2 = K_2 i_2$. Это равенство возможно при условии

$$\frac{K_1}{K_2} = -\frac{l_2}{l_1}, \quad (4.5)$$

т. е., что коэффициенты влагопроводности и градиенты потенциала обратно пропорциональны друг другу. Пока еще нельзя рассчитать абсолютную величину гидравлической проводимости почвы, за исключением некоторых идеализированных моделей, но можно измерить ее с помощью приборов методами стационарного и нестационарного потоков.

Прибор для измерения влагопроводности методом стационарного потока состоит из стакана диаметром 5—6 см и высотой 12 см, в который через отверстия введены два тензиометра на расстоянии 6 см один от другого. Стакан с помещенной в него почвой располагают горизонтально и измеряют в нем горизонтальный стационарный поток, созданный испарением в изотермических условиях. Поток влаги вычисляют по формуле

$$v = \frac{Q}{tS} = K \frac{\Delta P}{\Delta x}; \quad \Delta P = P_1 - P_2 = \frac{PL}{2KS} \left(\frac{x_1^2 - x_2^2}{L^2} \right), \quad (4.6)$$

отсюда

$$K = \frac{QL(x_1^2 - x_2^2) : L^2}{2(P_1 - P_2)S}, \quad (4.7)$$

где x_1 и x_2 — расстояния тензиометров от испаряющей поверхности; P_1 и P_2 — давление влаги в первом и втором тензиометрах; L — расстояние между тензиометрами; v — скорость потока; K — гидравлическая проводимость.

Для определения коэффициентов влагопроводности и диффузивности ненасыщенных почв широко используют метод нестационарного потока, разработанный Стейплем и Легеном [76]. Сущность этого метода состоит в следующем. В цилиндры, собранные из металлических или стеклянных колец, диаметром 2—3 см и высотой 10—20 см упаковывают воздушно-сухую или при определенной влажности и плотности почву и заливают ее сверху водой слоем 2—5 см. Образцы почвы изолируют от испарения и помещают в изотермические условия. Через определенные интервалы времени цилиндры распаковывают для определения влажности в каждом сантиметровом слое. Первое определение влажности проводят через 1 ч, второе — через 4 ч, третье — через 8 ч, затем через 1, 2, 3, 4, 5, 8, 10 и 12 суток. Сроки определения влажности могут быть изменены в зависимости от скорости, с которой почва пропускает воду.

На основании данных определения влажности почвы строят кривые распределения влаги в почвенной колонке в разные моменты времени (рис. 28). Площадь между любой из пар соседних кривых, находящихся выше данного уровня, представляет собой количество влаги Q , переходящее через этот уровень, за промежуток времени между этими двумя сроками измерения влажности — Δt .

Зная площадь цилиндра S , находим скорость потока по формуле

$$v = \frac{\Delta Q}{\Delta t S}. \quad (4.8)$$

Градиент давления влаги вычисляют следующим образом. Кривые распределения влажности по высоте колонки могут быть преобразованы в кривые распределения давления влаги на основании зависимости давления от влажности, полученной гигроскопическим методом и методом прессов типа Ричардса. На основании этих данных вычисляют градиенты давления влаги, со-

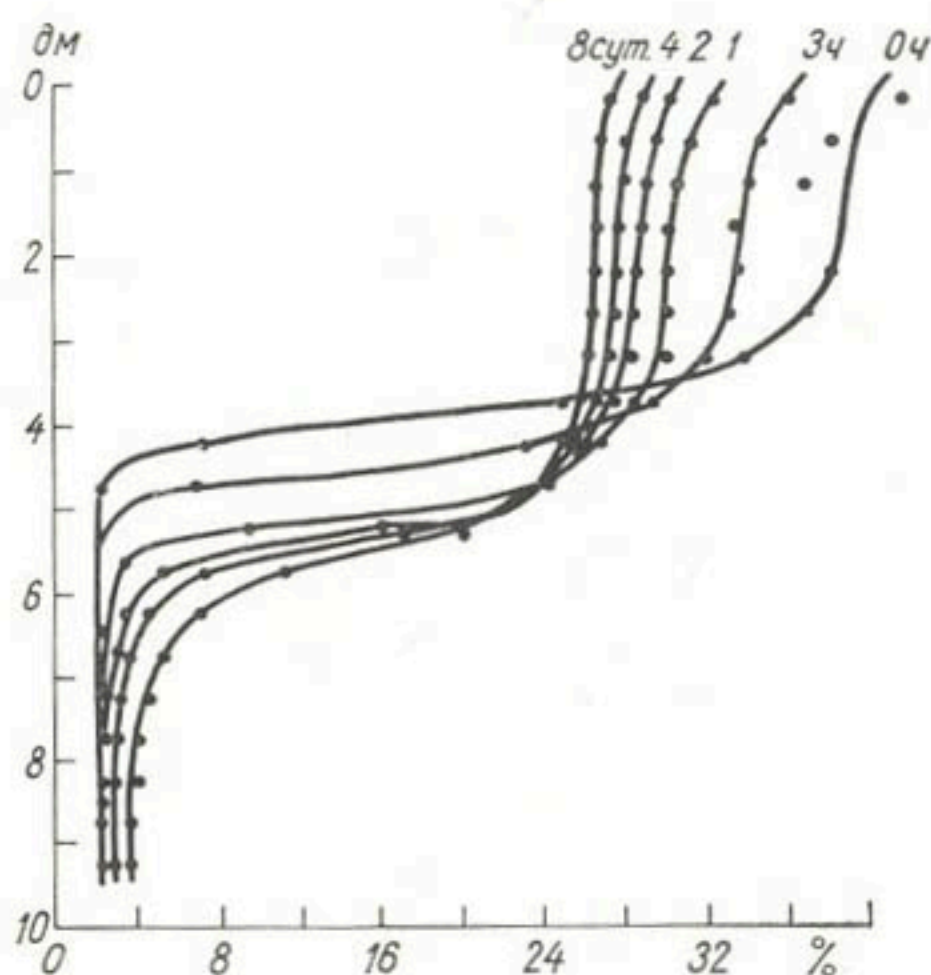


Рис. 28. Перераспределение влаги (% веса) в насыщенной колонке из пылеватого суглинка в различные моменты времени после окончания впитывания (по Стейплу и Легену).

Цифры у кривых — время, прошедшее после окончания впитывания.

ответствующие вычисленным потокам за Δt . Зная величины скорости потока v и градиенты давления, находим величину гидравлической проводимости путем деления количества воды, прошедшей каждый уровень, на градиент давления влаги на данной глубине.

4.6. Капиллярный поток. Гравитационное давление в каждой точке капиллярной каймы численно равно расстоянию этой точки от уровня грунтовых вод и имеет положительный знак. Если

вода в почве достигла предельной высоты поднятия, то капиллярное давление в каждой точке численно равно расстоянию этой точки от уровня грунтовых вод, но имеет отрицательный знак, так как чтобы поднять воду на данную высоту, надо совершить работу против силы тяжести. Полное давление почвенной влаги представляет собой алгебраическую сумму капиллярного давления $\psi_{\text{кс}}$ и гравитационного давления φ . При капиллярном движении вверх капиллярное давление действует против силы тяжести. Следовательно, полное давление в каждой точке капиллярной каймы равно нулю

$$\psi_{\text{кс}} + \varphi = 0. \quad (4.9)$$

Если вода в почве достигла предельной высоты поднятия и испарение отсутствует, то разность гидравлических градиентов

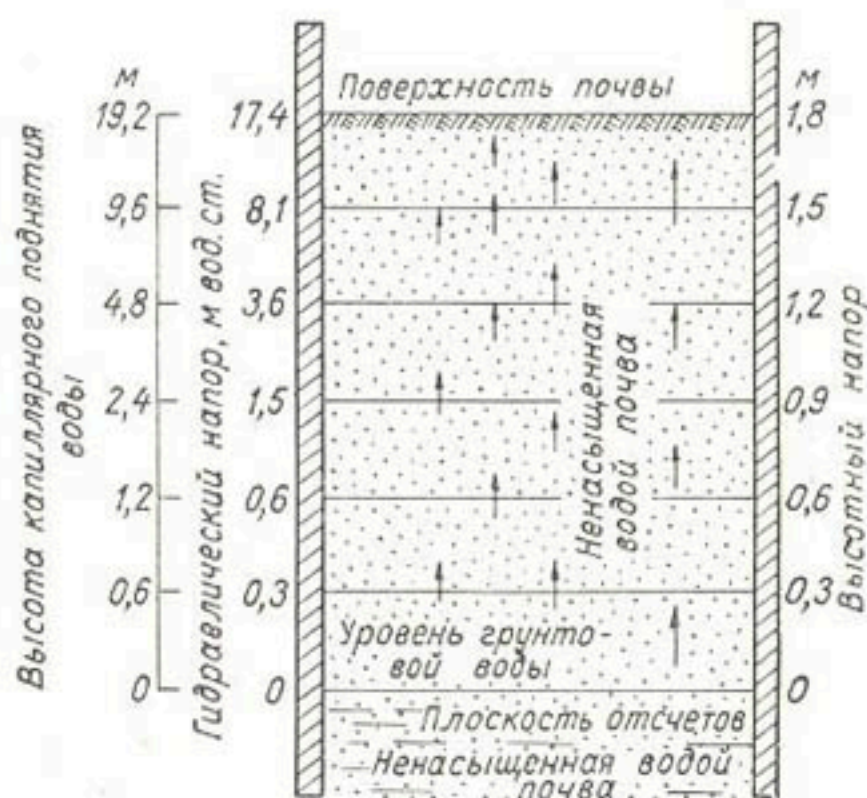


Рис. 29. Восходящий ток капиллярной воды, вызванный быстроувеличивающимся градиентом всасывающего давления.

также равна нулю. Когда поверхность почвы открыта для испарения, то равновесие влаги в ней нарушается и влажность испаряющего слоя может быть меньше равновесной влажности (рис. 29). На высоте 30 см от зеркала грунтовых вод гидростатическое давление равно 30 см, а капиллярное давление — 60 см вод. ст. Гидравлический градиент

$$\frac{\Delta(\varphi + \psi)}{\Delta x} = \frac{30 - 60}{30} = -1. \quad (4.10)$$

На высоте 180 см от зеркала грунтовых вод гидростатическое давление P равно 180 см вод. ст., а капиллярное давление —

1920 см вод. ст. Полное давление почвенной влаги на высоте 180 см равно — 1740 см вод. ст., а на высоте 150 см — 810 см вод. ст. Гидравлический градиент между точками на высотах 180 и 150 см равен $-\frac{1740 + 810}{30} = -31$ [18].

Следовательно, направление движения влаги в почве определяется градиентом капиллярного давления. Если градиент капиллярного давления превышает градиент гравитационного (весового) давления по величине и противоположен по знаку, то вода в почве может двигаться вверх; она остается неподвижной, если эти градиенты уравновешены.

Размерность коэффициента влагопроводности почв зависит от размерностей плотности потока и градиента движущих сил (табл. 4.3).

Таблица 4.3

Размерность гидравлической проводимости

Градиент	Гидравлическая проводимость		Движущая сила
	размерность	единица измерения	размерность
Гидравлического потенциала	LT^{-2}	с	LT^{-2}
Гидравлического напора	LT^{-1}	см·с ⁻¹	LL^{-1}
Давления	$M^{-1}L^3T$	г ⁻¹ см ³ ·с	$ML^{-2}T^{-2}$

4.7. Общее уравнение потока влаги в ненасыщенной почве. Как уже говорилось, уравнение Дарси для потока влаги в насыщенной почве неприменимо для описания влагопереноса в ненасыщенной почве. Причина этого состоит в том, что потенциал влаги и коэффициент влагопроводности являются функциями влажности почвы. По мере вытекания влаги кривизна поверхности раздела фаз жидкость—газ возрастает, а толщина водных пленок уменьшается. Молекулы воды оказываются все более сильно связанными с поверхностью почвенных частиц, что влечет за собой уменьшение потенциала и влагопроводности по мере уменьшения насыщенности пор водой.

Уравнение неразрывности устанавливает зависимость между изменением влажности во времени на данном отрезке пути $\partial W/\partial t$ и приращением скорости потока на этом отрезке $\partial v/\partial x$. Для движения в вертикальном направлении

$$\frac{\partial W}{\partial t} = -\frac{\partial v}{\partial x}. \quad (4.11)$$

Поскольку уравнение Дарси имеет вид

$$v = -K(W)\left(\frac{\partial \psi_{кс}}{\partial x} + \frac{\partial \varphi}{\partial x}\right), \quad (4.12)$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} K(W) \left[\frac{\partial \psi_{\text{КС}}}{\partial x} + \frac{\partial \varphi}{\partial x} \right], \quad (4.13)$$

где $\partial W / \partial t$ — изменение влажности почвы со временем в данной точке; $\partial \psi_{\text{КС}} / \partial x$ — градиент капиллярно-сорбционного потенциала; $\partial \varphi / \partial x$ — градиент гравитационного потенциала.

Если $\partial \psi_{\text{КС}} / \partial x \gg \partial \varphi / \partial x$, то последним членом можно пренебречь. Тогда уравнение (4.13) примет вид

$$\frac{\partial W}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} K(W) \frac{\partial \psi_{\text{КС}}}{\partial x}. \quad (4.14)$$

Чайлдс и Коллис-Джордж [62] сделали предположение, что капиллярные и адсорбционные силы достаточно полно отображаются величиной влажности и тогда градиент сорбционного потенциала может быть заменен градиентом влажности, т. е.

$$\frac{\partial \psi_{\text{КС}}}{\partial x} = \frac{\partial \psi_{\text{КС}}}{\partial W} \frac{\partial W}{\partial x}. \quad (4.15)$$

Подставляя это выражение в уравнение (4.14), получаем

$$\frac{\partial W}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} \left[K(W) \frac{\partial \psi_{\text{КС}}}{\partial W} \frac{\partial W}{\partial x} \right]. \quad (4.16)$$

Это значит, что поток пропорционален градиенту влажности, причем произведение $K(W) \frac{\partial \psi_{\text{КС}}}{\partial W}$ играет роль коэффициента пропорциональности. Его обозначают символом $D(W)$ и называют коэффициентом капиллярной диффузии (диффузивностью). Соотношение между диффузивностью и влагопроводностью

$$D(W) = K(W) \frac{\partial \psi_{\text{КС}}}{\partial W}. \quad (4.17)$$

Подставляя в уравнение (4.16) величину $D(W)$, вместо $K(W) \frac{\partial \psi_{\text{КС}}}{\partial W}$ получаем

$$\frac{\partial W}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} \left[D(W) \frac{\partial W}{\partial x} \right]. \quad (4.18)$$

На основании этого уравнения, называемого уравнением капиллярной диффузии, трудно объяснить некоторые факты. Например, из слоя, содержащего меньшее количество влаги, она может перетекать в слой, содержащий большее ее количество, если только удельная поверхность у первого меньше, чем у второго. Стейпл и Леген [76] установили, что при одной и той же влажности влагопроводность возрастает с уплотнением почвы (рис. 30).

Почвенная влага имеет тенденцию перемещаться в сторону меньшей толщины адсорбционного слоя.

Учитывая, что $W = S_0 h$ и $\frac{\partial \psi_{\text{КС}}}{\partial x} = \frac{\partial \psi_{\text{КС}}}{\partial h} \cdot \frac{\partial h}{\partial x}$, вместо уравнения (4.16) Мичурин [33] получил

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{S_0} \cdot \frac{\partial}{\partial x} \left[K(h) \frac{\partial \psi_{\text{КС}}}{\partial h} \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right]. \quad (4.19)$$

Обозначив произведение $K(h) \frac{\partial \psi_{\text{КС}}}{\partial h}$ через $D'(h)$, вместо уравнения (4.19) можно написать

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{S_0} \cdot \frac{\partial}{\partial x} \left[D'(h) \frac{\partial h}{\partial x} \right]. \quad (4.20)$$

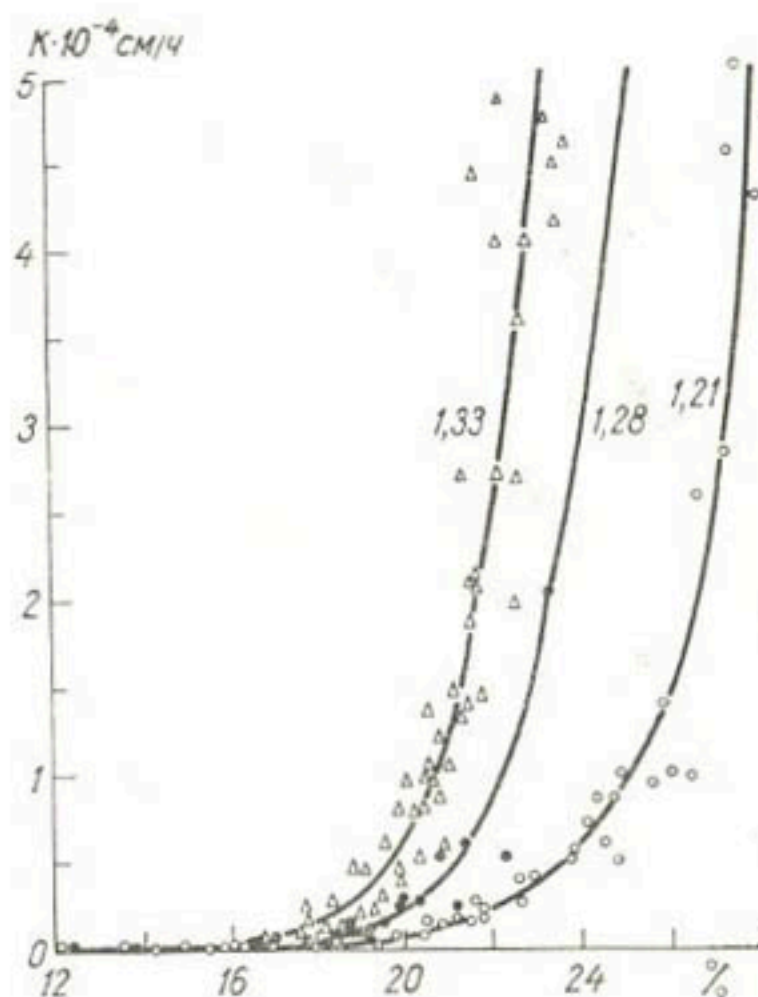


Рис. 30. Зависимость влагопроводности от влажности при разном объемном весе почвы. Глинистый суглинок (по Стейплу и Легену).

Цифры у кривых — объемный вес в г·см^{-3} .

Физический смысл этого уравнения состоит в том, что поток пропорционален градиенту толщины сорбционного слоя влаги. Градиент толщины сорбционного слоя вполне эквивалентен градиенту сорбционного потенциала, и они могут заменять друг друга, по крайней мере, в пределах пленочной влаги. За пределами адсорбционного слоя движущей силой становится градиент капиллярного давления и градиент силы тяжести.

4.8. Зависимость капиллярной диффузии от влажности и толщины водной пленки. Результаты экспериментальных исследований зависимости диффузивности от влажности, полученные Гарднером [65, 66], показали, что для каждой конкретной почвы существует линейная зависимость между $\lg D$ и W (рис. 31)

$$\lg D = c W. \quad (4.21)$$

Наклон прямой на рисунке возрастает с увеличением удельной поверхности почвы. Поскольку величина капиллярной диффузивности изменяется в зависимости не только от влажности,

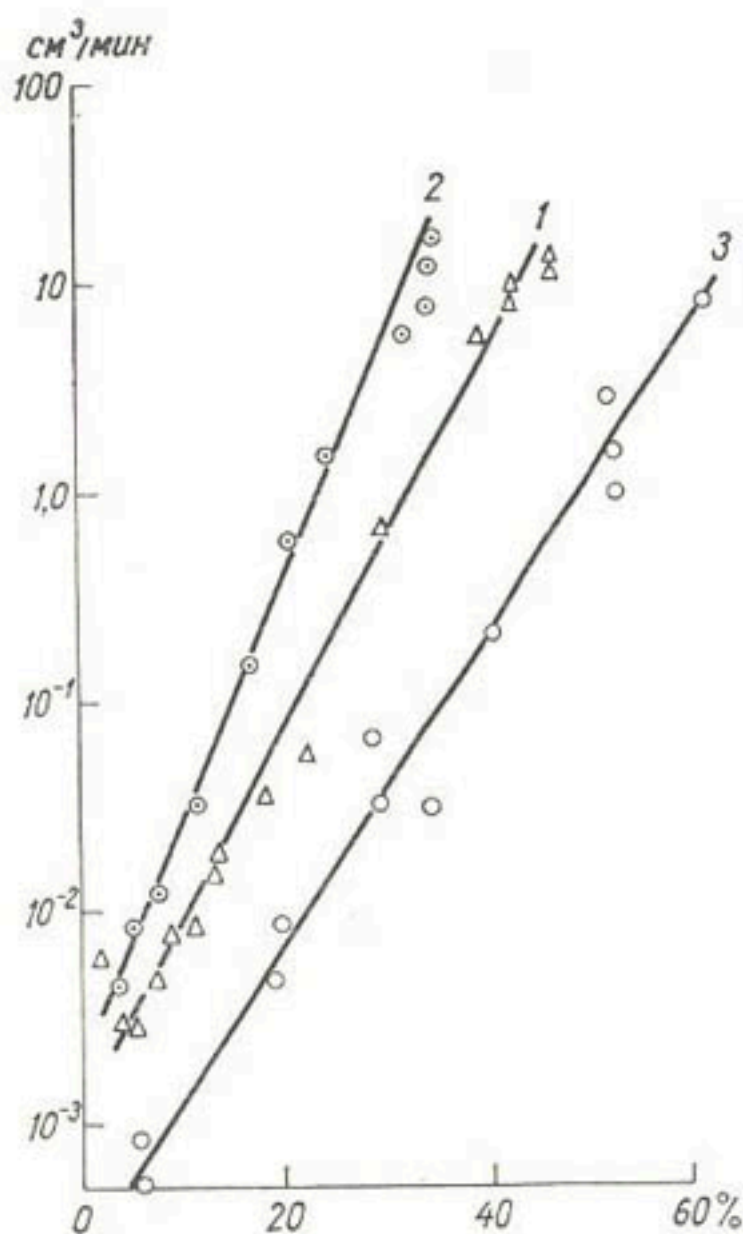


Рис. 31. Зависимость диффузивной проводимости ($\text{см}^3/\text{мин}$) разных почв от их влажности (% веса).

1 — суглинок из Индио; 2 — суглинок из Пачаппа; 3 — глина из Чайно.

но и от удельной поверхности, то в целях унификации зависимости влагопроводности от влажности можно использовать приведенную влажность, которая равна отношению влажности почвы к ее удельной поверхности или толщине водной пленки.

Опыт показал, что замена функции $D(W)$ на $D(h)$ действительно способствовала получению более общей закономерности (рис. 32а и 32б). На этих рисунках показана зависимость $D(m)$ от насыщенности для десяти почвенных образцов, различных

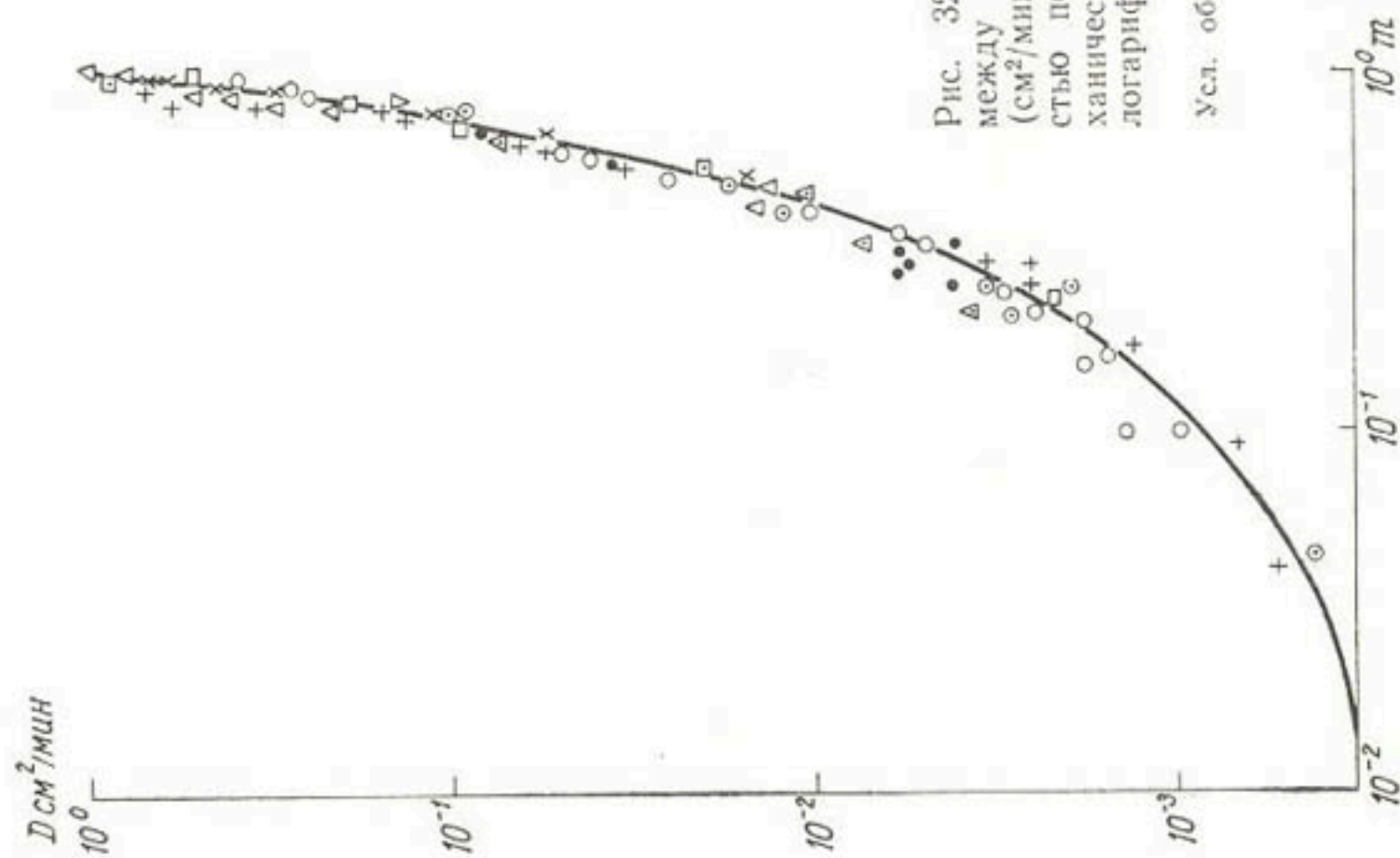


Рис. 32б. Зависимость между диффузивностью ($\text{см}^2/\text{мин}$) и насыщенностью почв разного механического состава в полулогарифмическом масштабе.

Усл. обозначения см. рис. 32а.

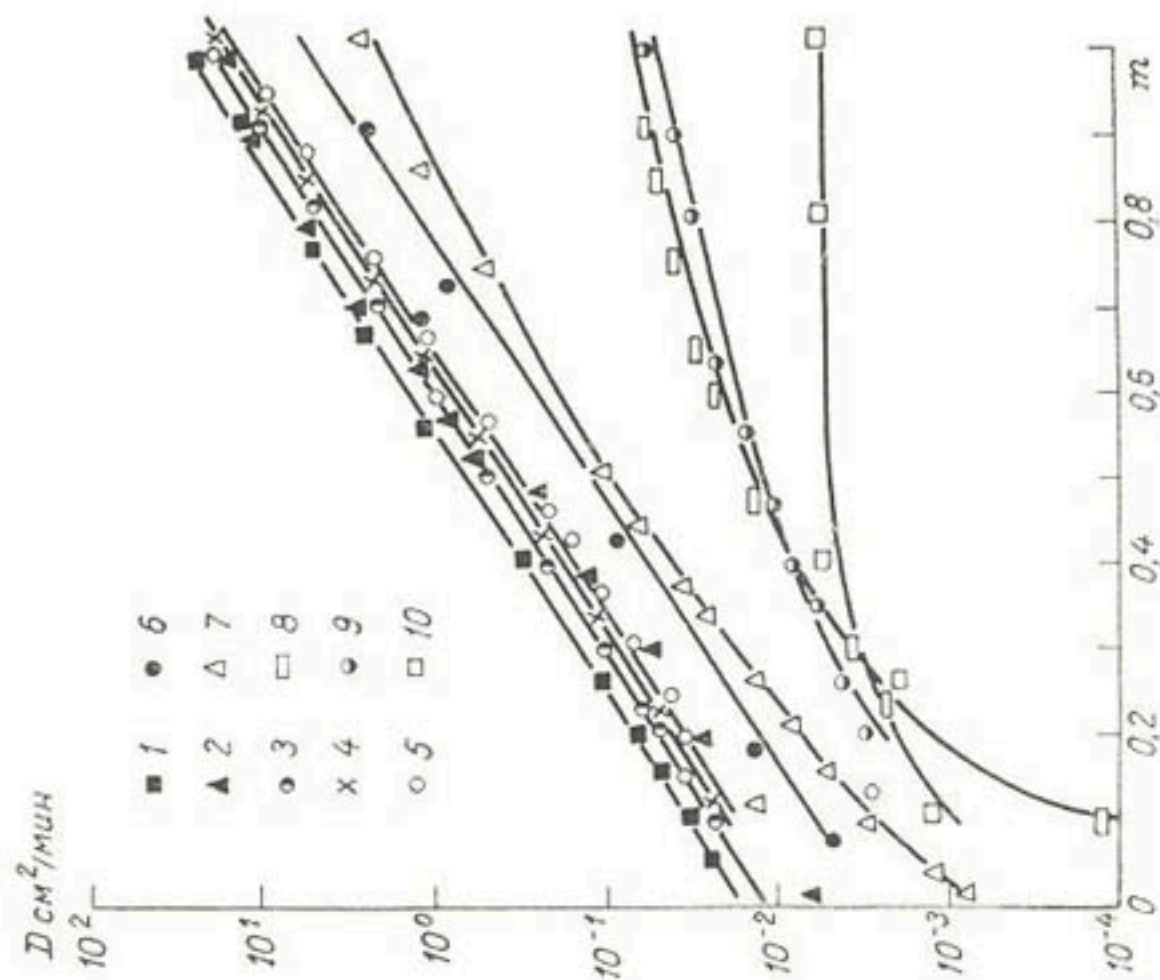


Рис. 32а. Зависимость между диффузивностью ($\text{см}^2/\text{мин}$) и насыщенностью почв разного механического состава в полулогарифмическом масштабе: 1 — Траверс; 2 — Индио; 3 — Пачаппа; 4 — Иоло; 5 — Чай-но; 6 — Ида; 7 — Вебстер; 8 — № 3451; 9 — Форт Колленс; 10 — 3550.

по воднофизическим характеристикам и по величине удельной поверхности.

Насыщенность можно выразить индексом $\frac{h-h_3}{h_0-h_3}$, где h — фактическая толщина сорбционного слоя влаги; h_3 — толщина сорбционного слоя, при которой прекращается передвижение влаги в жидком виде; h_0 — толщина сорбционного слоя при полном насыщении пор водой.

Индекс $\frac{h-h_3}{h_0-h_3}$ эквивалентен общепринятому индексу $\frac{W-W_3}{W_0-W_3}$, где W — фактическая влажность почвы; W_0 — полная влагоемкость почвы; W_3 — влажность, при которой вода не передвигается в жидком виде. Характеристика физических и водных свойств этих почв приведена в табл. 4.4. Почти все почвы характеризуются одним и тем же наклоном кривых зависимости диффузивности от насыщенности почв водой, построенных в полулогарифмическом масштабе. Следовательно, существует множество почв, для которых $\lg D'$ и $m = \frac{h-h_3}{h_0-h_3}$ прямо пропорциональны друг другу:

$$\lg D' = c \left(\frac{h-h_3}{h_0-h_3} \right) + b, \quad (4.22)$$

где c — постоянная величина, равная тангенсу угла наклона обобщенной прямой; b — длина отрезка, отсекаемого прямой на оси D [33].

Таблица 4.4

Некоторые физические и водные свойства почв
(по данным Гарднера и Мичурина)

Почва	Удельная поверхность ($\text{м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$)	Плотность ($\text{г} \cdot \text{см}^{-3}$)	Влажность (%) при давлении (атм)			Насыщенность	Показатель степени n в уравнениях	
			15	1	0,3		диффузивности	влагопроводности
Индио	43	1,35	5,0	15,7	25,6	47,3	3,52	—
Травер	53	1,45	7,0	13,3	14,0	29,2	3,40	—
Пачапна	40	1,30	6,0	10,4	17,4	34,7	3,22	3,68
Иоло	81	1,30	11,0	30,9	—	42,7	3,84	—
Ида	120	1,10	11,0	—	—	—	3,59	5,25
№ 3555	115	—	16,0	25,0	29,8	30,0	4,00	4,10
Чайно	235	1,0	18,0	33,7	40,8	63,0	3,44	5,90
Вебстер	140	1,10	19,0	—	—	—	4,00	7,00
№ 3451	70	—	6,5	10,6	23,0	—	2,32	5,66
Чернозем западно-сибирский (гор. А)	135	1,25	18,0	34,2	34,2	43,0	3,45	—
Фракция 0,005–0,001 мм	13	1,25	18,0	—	—	—	—	—

Примечание. Номера почв (3555 и 3451) и номенклатура приведены по каталогу США.

Сказанное выше позволяет сделать вывод, что замена $\lg D (W)$ на $\lg D' (h)$ дает способ перейти от частной к более общей зависимости между диффузивностью и влажностью, применимой для многих классов почв, весьма удаленных друг от друга по физическим и водным характеристикам. Существуют, однако, почвы, у которых зависимость между $\lg D$ и $\frac{h-h_3}{h_0-h_3}$ оказалась нелинейной. Эти почвы отличаются очень малой диффузивностью даже при насыщении всех пор водой. Это вызвано следующими причинами. В этих почвах нет крупных пор, обладающих высокой влагопроводностью, а слабой проводимости соответствуют кривые с очень пологим наклоном. Наконец, имеется группа переходных почв, которые характеризуются наличием одного перегиба на кривых $D' \left(\frac{h-h_3}{h_0-h_3} \right)$, который указывает на скачкообразное изменение скорости потока воды в почве. Точка перегиба совпадает с численным значением насыщенности $m=0,5$. Эта нелинейность наблюдается в почвах с развитой макроструктурой. Влагопроводность этих почв резко замедляется при высокой влажности вследствие разрыва или резкого утончения влагопроводных пленок при переходе потока из пор между одними структурными элементами к другим, более мелким, с более тонкими порами.

При наличии капиллярной влаги влагопроводность почв существенно зависит от насыщенности пор водой. По этому вопросу имеются теоретические исследования, выполненные Лейбензоном [24] и Будаговским [6]. Лейбензон исследовал движение газированной жидкости в идеальной почве, состоящей из шарообразных частиц одинакового размера, и нашел, что оно подчиняется уравнению

$$K = K_0 \left(\frac{W - W_3}{P_0 - W_3} \right)^n, \quad (4.23)$$

в котором K — влагопроводность ненасыщенного грунта; K_0 — коэффициент фильтрации при полном насыщении грунта; W_3 — влажность, при которой прекращается движение воды в жидком виде; P_0 — пористость; $\frac{W - W_3}{P_0 - W_3}$ — насыщенность; n — показатель степени для коэффициента насыщенности. По выводам Лейбензона, n равно 3,3—4,0 в зависимости от исходных предположений.

Будаговский нашел на основании экспериментов с почвами, имеющими естественную и нарушенную структуру, что показатель степени в уравнении (4.23) $n=4$.

Аверьянов [3] исследовал вопрос о влиянии заземленного воздуха на коэффициент фильтрации и проводимость и нашел, что в уравнении (4.23) показатель степени $n=3,56$.

Поделив влажность на удельную поверхность почвы S_0 , получим

$$\frac{W - W_3}{W_0 - W_3} = \frac{h - h_3}{h_0 - h_3} = m.$$

Тогда зависимость между диффузивностью и насыщенностью можно выразить формулой (4.24), аналогичной (4.23)

$$D = D_0 \left(\frac{h - h_3}{h_0 - h_3} \right)^n. \quad (4.24)$$

Подставляя выражение (4.24) в уравнение (4.19), получаем

$$\begin{aligned} \frac{\partial h}{\partial t} = & \frac{D_0}{S_0} \left(\frac{h - h_3}{h_0 - h_3} \right)^{-3.5} \left[\left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} \right) - \right. \\ & \left. - \left(\frac{3.5}{h - h_3} \right) \cdot \left(\frac{\partial h}{\partial x} \right)^2 \right]. \end{aligned} \quad (4.25)$$

С помощью этого уравнения можно вычислить поток влаги по почвенному профилю при постоянных значениях параметров процессов D_0, h_0, h_3, S_0 [30].

4.9. Связь между проводимостью почвы и давлением почвенной влаги. В диапазоне давления от 0 до 15 атм, т. е. во всем диапазоне доступной растению влаги, связь между давлением и проводимостью изображается в декартовой системе координат кривыми гиперболического типа (рис. 33а). Общее уравнение этих кривых типа гиперболы имеет вид:

$$K = aP^{-\beta}, \quad (4.26)$$

Зависимость $K(P)$ индивидуальна, т. е. особая для каждой конкретной почвы. Существует множество соотношений вида

$$K_1 = a_1 P^{-\beta_1}, K_2 = a_2 P^{-\beta_2}, \dots, K_i = a_i P^{-\beta_i}. \quad (4.27)$$

Прологарифмировав эти уравнения, получим выражения

$$\lg K_1 = \lg a_1 - \beta_1 \lg P, \quad (4.28)$$

$$\lg K_2 = \lg a_2 - \beta_2 \lg P, \quad (4.29)$$

$$\dots \dots \dots$$

$$\lg K_i = \lg a_i - \beta_i \lg P, \quad (4.30)$$

которые показывают, что $\lg K$ является линейной функцией $\lg P$ (рис. 33б). Крутизна наклона прямых измеряется тангенсом угла наклона к оси P :

$$\frac{\lg K}{\lg P} = - \operatorname{tg} \gamma = - \beta. \quad (4.31)$$

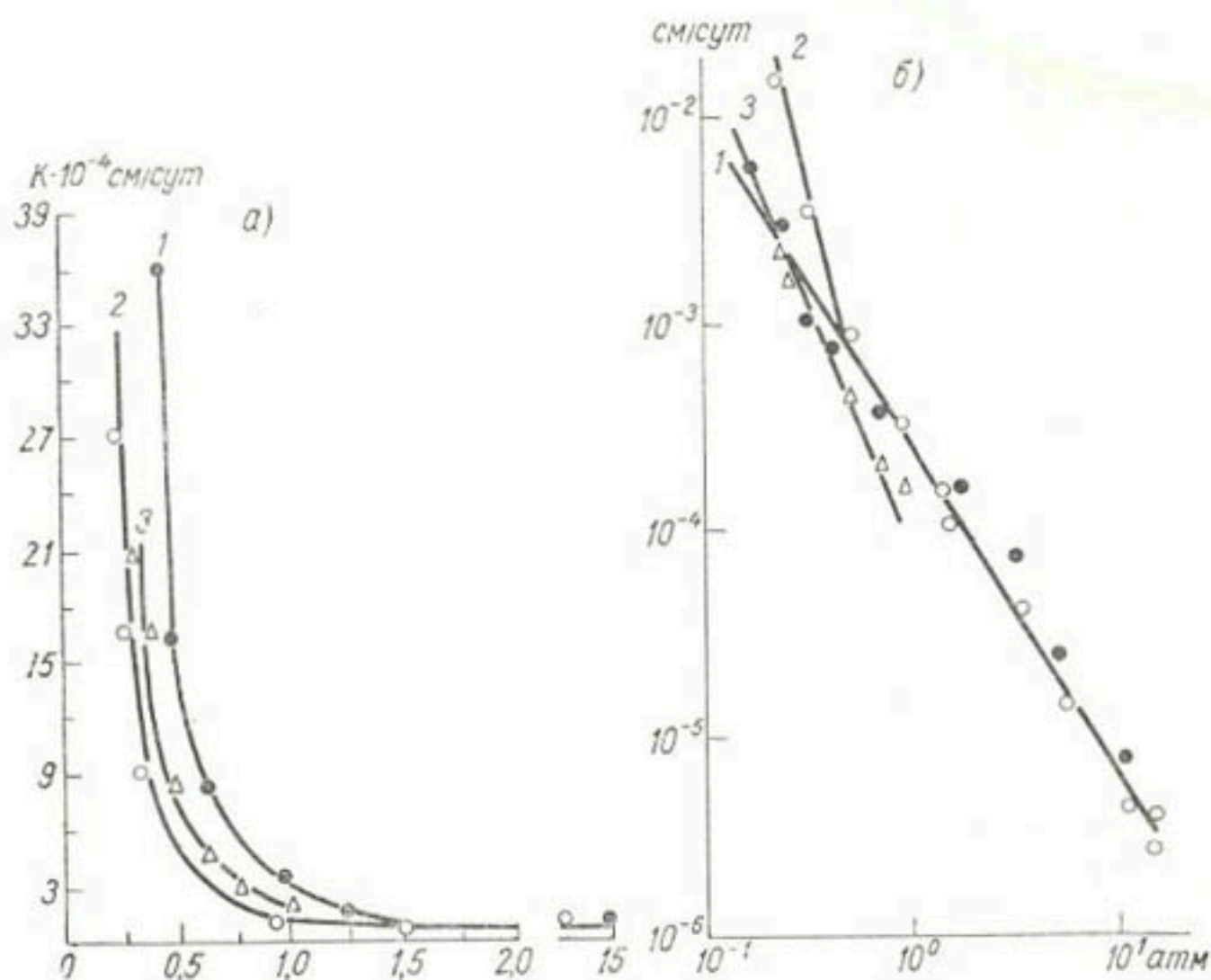


Рис. 33. Связь между давлением почвенной влаги и проводимостью (по Гарднеру) в простом (а) и логарифмическом (б) масштабах.
1 — Чайно; 2 — Пачаппа; 3 — Суперстишен.

В уравнениях (4.27—4.29) угловой коэффициент β является показателем степени, коэффициент a представляет собой значение K в точке пересечения вертикальной оси координат. Таким образом, капиллярная проводимость представляет собой степенную функцию капиллярного давления почвенной влаги, выраженную формулой (4.26), где $n=1, 2, 3$ и более.

Гарднер [65] получил для нескольких исследованных им почв зависимость проводимости от давления, выражаемую эмпирической формулой

$$K = \frac{a}{P^{\beta} + b}, \quad (4.32)$$

где a и b — константы. Отношение a/b — гидравлическая проводимость. Эта формула хорошо подтверждается экспериментальными данными при давлениях почвенной влаги ≥ 1 атм. Функция $K(P)$ во всем диапазоне эффективной влажности очень сложна и дается не в математической форме, а в форме таблиц и графиков.

Таким образом, закон Дарси справедлив и для ненасыщенных водой почв, что экспериментально доказано работами

Ричардса, Филипа, Чайлдса и Коллис-Джорджа, Гарднера, Будаговского, Аверьянова, Судницына и др. Закон Дарси удовлетворительно выполняется, если допустить, что влагопроводность является функцией влажности. Эта зависимость является в уравнении Дарси неизвестной и определяется экспериментально для каждой конкретной почвы. Чтобы закон Дарси стал универсальным, т. е. позволял понять, как изменяется влагопроводность при переходе от одной почвы к другой, необходимо исследовать влагопроводность как функцию удельной поверхности, а не только влажности почвы. В целях унификации зависимости влагопроводности от влажности (потенциала) можно использовать приведенную проводимость. Эту величину можно получить, если известна удельная поверхность почвы.

4.10. Обобщение зависимости гидравлической проводимости от влажности почвы. В основе учения о передвижении влаги в почве лежит закон Дарси, согласно которому скорость потока влаги в почве пропорциональна коэффициенту гидравлической проводимости и градиенту потенциала влажности. Потенциал влажности и гидравлическая проводимость определяются экспериментально как функции влажности почвы. На самом деле, на зависимость давления от влажности и влагопроводности от влажности оказывают влияние другие переменные, например удельная поверхность, угол смачивания, плотность почвы, температура и другие. Отсюда следует, что для обобщения функций давление—влажность почвы и влагопроводность—влажность необходимо выяснить влияние перечисленных выше переменных на функции $P(W)$ и $K(W)$.

В работах Мичурина и Онищенко [33—37] было установлено, что изменение угла смачивания, удельной поверхности, плотности почвы приводит к изменению положения кривых $P(W)$ и $K(W)$ относительно осей координат, т. е. к сдвигу и повороту кривых, тогда как форма кривых, отражающая связь между силой и ускорением, не испытывает существенных изменений: кривые для больших групп почв подобны. Отсюда возникает возможность обобщения кривых $P(W)$ и $K(W)$ на основе теории подобия. Применимость теории подобия для обобщения кривых давление—влажность была показана выше. Здесь мы рассмотрим применимость теории подобия к решению проблемы обобщения кривых зависимости гидравлической проводимости от влажности и давления почвенной влаги.

Наиболее просто обобщить кривые зависимости гидравлической проводимости от влажности, относящиеся к подобным пористым средам, характерным для монодисперсных систем, например, к отдельным фракциям первичных частиц и их агрегатам.

Гидравлическая проводимость характеризует геометрию пор почвы. В частности, она пропорциональна квадрату радиуса

поры. Кроме того, гидравлическая проводимость обратно пропорциональна вязкости жидкости. Гидравлические проводимости двух почв K и K_* , поровые пространства которых геометрически подобны и отличаются только размерами соответствующих пор или почвенных частиц, связаны соотношением

$$K_* = K \frac{\eta}{\lambda^2}. \quad (4.33)$$

Здесь K — фактическая, или измеренная, гидравлическая проводимость ($\text{г}^{-1} \cdot \text{см}^3 \cdot \text{с}$); K_* — приведенная гидравлическая проводимость, введенная Миллером и Миллером; η — вязкость жидкости ($\text{г} \cdot \text{см}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$); λ — критерий подобия, выраженный отношением любых линейных размеров двух пористых сред, например отношением диаметров почвенных частиц.

По теории Миллера и Миллера, две подобные пористые среды при одинаковой влажности (одинаковом потенциале влажности) должны обладать одинаковой приведенной проводимостью. Это предположение было проверено авторами на однородных фракциях песка диаметром от 104 до 250 мк. В результате проверки авторы пришли к выводу, что приведенные величины влагопроводности являются средством для обобщения индивидуальных зависимостей влагопроводность — давление и влагопроводность — влажность, полученных для отдельных фракций песка.

Физическая теория капиллярного потока, разработанная Миллером и Миллером в предположении, что пористые среды не содержат прочносвязанной воды и воды тупиковых пор, ограничивает ее применение к грубодисперсным системам, состоящим из первичных частиц и агрегатов. Гарднер показал, что глинистые почвы, состоящие из агрегатов, ведут себя аналогично пескам и к ним применима теория Миллера и Миллера, поскольку вода, находящаяся внутри агрегатов, практически не участвует в переносе жидкой влаги.

Переходя к критическому рассмотрению этой теории, следует заметить, что вычисление средней характеристической длины, например среднего диаметра частиц, для полидисперсных систем не имеет физического смысла. Прочносвязанная влага и влага тупиковых пор имеется в любой почве, и ее количество возрастает пропорционально удельной поверхности. Пока эта поверхность мала, важное значение имеют капиллярные и гравитационные эффекты, содержание прочносвязанной влаги мало, и ею можно пренебречь. В почвах суглинистого и глинистого механического состава содержание прочносвязанной влаги достигает 10—15%, ее поведение отличается от поведения влаги в объеме и не учитывать ее влияние на зависимость влагопроводности от влажности нельзя. Теория Миллера и Миллера не учитывает того факта, что при изменении масштаба, т. е. размеров частиц и пор между ними, одни свойства

пористых сред исчезают, а другие приобретают более существенное значение, в результате чего пористые среды перестают быть полностью подобными. Здесь надо применить какие-то другие критерии, основанные на новых идеях и представлениях. Во всяком случае, мы должны учесть, что при очень малых размерах частиц, из которых состоят глинистые минералы типа монтмориллонита и иллита, решающую роль играют поверхностные эффекты как на внешней поверхности частиц, так и в межпакетных промежутках кристаллической решетки, а объемные эффекты теряют свое значение. Можно предположить, что приведенная теплопроводность в почвах тяжелого механического состава является функцией содержания только свободной влаги.

В работах Мичурина и Онищенко [33, 37] в качестве критерия подобия используется величина удельной поверхности. Существует простая связь между размерами почвенных частиц и их удельной поверхностью, выражаемая соотношением

$$\lambda \sim \frac{1}{S_0}. \quad (4.34)$$

Учитывая это соотношение, величину приведенного давления (уравнение 4.33) можно определить по формуле

$$K' = \frac{KS_0^2\eta}{\rho g}, \quad (4.35)$$

где K — фактическая гидравлическая проводимость ($\text{г}^{-1} \cdot \text{см}^3 \cdot \text{с}$); η — вязкость жидкости ($\text{г} \cdot \text{см}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$); S_0 — удельная поверхность ($\text{см}^2 \cdot \text{см}^{-3}$); ρ — плотность воды ($\text{г} \cdot \text{см}^{-3}$); g — ускорение силы тяжести ($\text{см} \cdot \text{с}^{-2}$); K' — приведенная гидравлическая проводимость, введенная Мичуриным и Онищенко.

На первый взгляд, данное определение существенно не отличается от определения величины приведенной гидравлической проводимости в теории Миллера и Миллера. Однако необходимо учесть, что удельная поверхность легко измеряется экспериментально и рассчитывается, например, по величине воздушной гигроскопичности, тогда как вычисление среднего диаметра частиц в полидисперсных системах встречает непреодолимые трудности. Кроме того, величина удельной поверхности характеризует поверхностную энергию почвы, с которой функционально связаны все ее физические свойства.

Из соотношения (4.33) следует, что скорость фильтрации прямо пропорциональна квадрату радиуса почвенных частиц, а из соотношения (4.35) можно сделать вывод, что эта величина обратно пропорциональна удельной поверхности почвы. Поэтому величины K_0/R^2 и $K_0S_0^2$ должны быть для грубодисперсных систем постоянными, что подтверждается опытами, подобными опытам Дарси (табл. 4.5).

Коэффициент фильтрации в колонках из частиц различных механических фракций (по данным Ткачука)

Размеры фракций (мм)	Средний радиус частиц (см)	Удельная поверхность, (см ² ·г ⁻¹)	Высота капиллярного поднятия (см)	Коэффициент фильтрации (см·с ⁻¹)	Приведенные величины коэффициента фильтрации	
					$K \rho g / R^2$	$K S^2 / \rho g$
1,0—0,5	$3,7 \cdot 10^{-2}$	$2,7 \cdot 10^1$	8,7	$7,2 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^2$	$4,9 \cdot 10^6$
0,5—0,25	$1,9 \cdot 10^{-2}$	$5,0 \cdot 10^1$	23,0	$5,6 \cdot 10^{-2}$	$1,0 \cdot 10^2$	$1,4 \cdot 10^6$
0,25—0,10	$9,0 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^2$	50,0	$3,0 \cdot 10^{-2}$	$2,4 \cdot 10^2$	$3,75 \cdot 10^6$
0,10—0,05	$3,8 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^2$	91,0	$5,0 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^2$	$3,5 \cdot 10^6$
0,05—0,01	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$6,3 \cdot 10^2$	200,0	$4,0 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^2$	$1,6 \cdot 10^6$
0,01—0,005	$3,8 \cdot 10^{-4}$	$2,6 \cdot 10^3$	—	$3,0 \cdot 10^{-5}$	$2,9 \cdot 10^2$	$7 \cdot 10^3$

Примечание к таблице 4.5. Удельная поверхность и приведенные величины коэффициентов фильтрации рассчитаны автором.

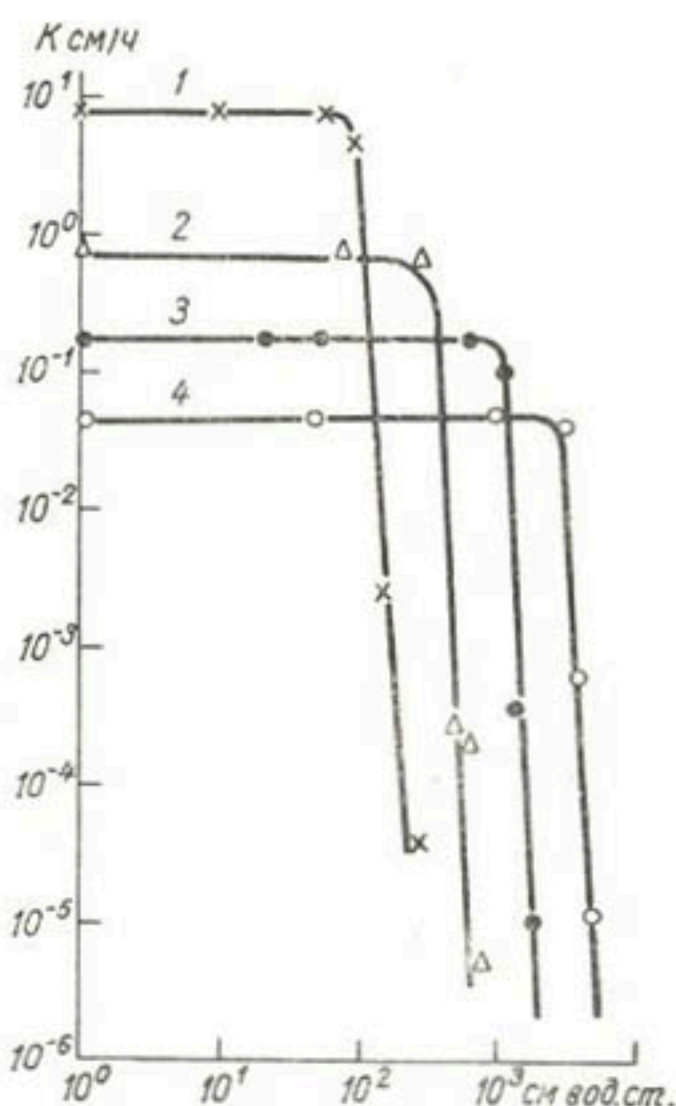


Рис. 34. Зависимость между давлением почвенной влаги и проводимостью фракций песка и пыли (по Онищенко и Мичурину).

1 — $1,6 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, фракция песка 0,10—0,05 мм (СССР); 2 — $4,5 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, фракция пыли 0,05—0,01 мм (СССР); 3 — $10 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, фракция тонкой пыли 0,01—0,005 мм (СССР); 4 — $18 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$, фракция тонкой пыли 0,005—0,001 мм (СССР).

Рассмотрим характерные особенности зависимости гидравлической проводимости от влажности почвы и давления влажности в области монодисперсных и полидисперсных систем. На рис. 34 изображена зависимость между гидравлической проводимостью и влажностью для четырех механических фракций: 0,1—0,05; 0,05—0,01; 0,01—0,005; 0,005—0,001 мм, которым соответствуют следующие численные значения удельной поверхности: 1,6, 4,2, 10,0, 18,4 $\text{м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$. Во всех случаях форма кривой $K(P)$ одинакова. Это значит, что в области монодис-

персных систем кривые зависимости гидравлической проводимости от влажности подобны и различаются только размерами и положением кривой относительно осей координат. Величины сдвига кривой $K(P)$ и точки перегиба на ней пропорциональны удельной поверхности. Поскольку изменение гидравлической проводимости с изменением удельной поверхности учитывается

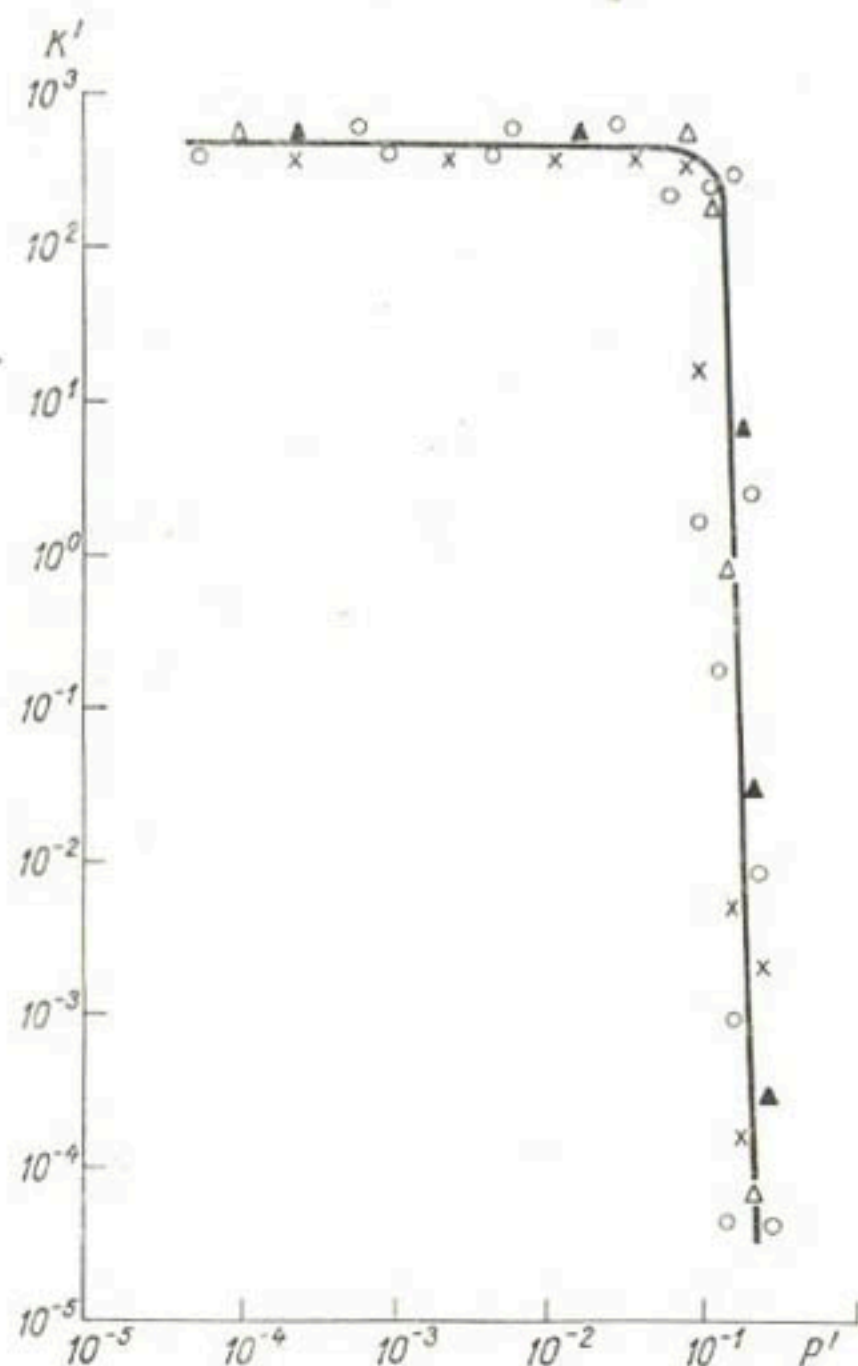


рис. 35. Зависимость между приведенными величинами давления почвенной влаги и проводимости фракций песка и пыли (по Онищенко и Мичурину).

Усл. обозначения см. рис. 34.

величиной приведенного давления P' и величиной приведенной гидравлической проводимости K' , то из опытов мы должны получить для подобных пористых сред одну и ту же зависимость между приведенными величинами проводимости и давления. Результаты замены функции $K(P)$ на функцию $K'(P')$ приведены на рис. 35. Эта функция является однозначной и описывается единой кривой для всех моодисперсных систем.

Сравнение индивидуальных кривых $K(P)$ с обобщенной кривой $K'(P')$ показывает, что последние имеют одну общую точку перегиба, начиная с которой проводимость резко уменьшается, тогда как индивидуальные кривые $K(P)$ характеризуются в точке перегиба тем большим критическим давлением, чем больше значение удельной поверхности фракции. Пользуясь обобщенной кривой $K'(P')$, можно построить индивидуальную кривую $K(P)$ для каждой конкретной монодисперсной системы, если известна ее удельная поверхность.

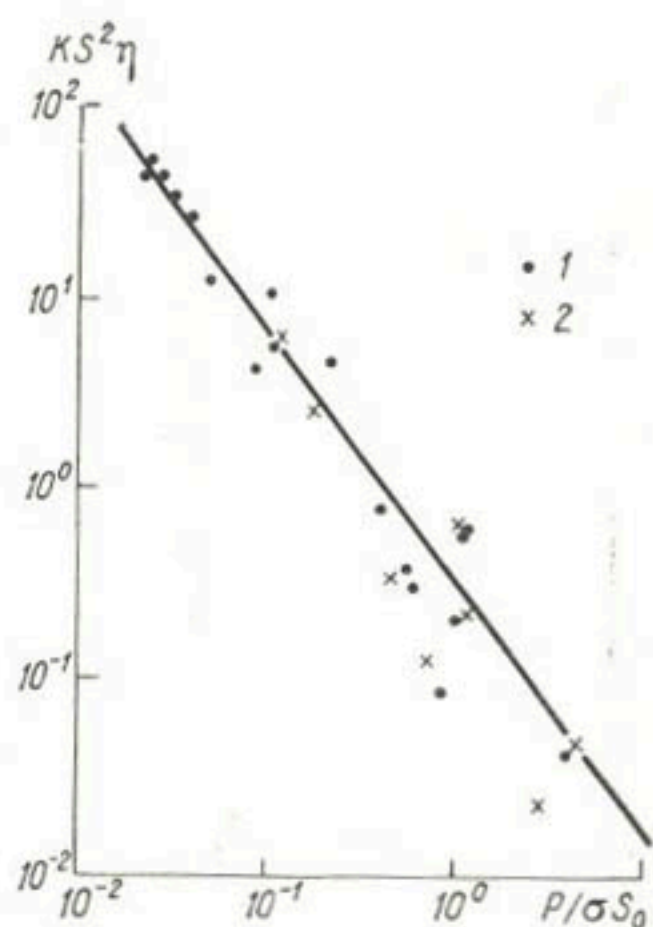


Рис. 36. Зависимость между приведенным давлением и приведенной проводимостью в естественных почвах (по Мичурину и Онищенко).

1 — Чайно, $235 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$; 2 — Пачаппа, $40 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$.

В полидисперсных системах изменение величины удельной поверхности приводит не только к параллельному смещению кривых, но и к повороту их на некоторый угол пропорционально численному значению удельной поверхности, тогда как форма кривой, характеризующая изменение гидравлической проводимости с изменением влажности почвы, остается неизменной в широком диапазоне изменения удельной поверхности. Поэтому кривые $K(P)$ и $D(W)$ содержат элементы подобия и могут быть обобщены путем замены абсолютных значений величин давления, проводимости и влажности на приведенные величины, т. е. путем замены функции $K(P)$ на функцию $\frac{K S_0^2 \eta}{\rho g}(P)$, $D(W)$ на $\frac{D S_0 \eta}{\rho g}(h)$, где D — диффузивность ($\text{см} \cdot \text{с}^{-1}$); S_0 — удельная поверхность ($\text{см} \cdot \text{см}^{-3}$); η — вязкость ($\text{г} \cdot \text{см}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$); ρ — плотность воды ($\text{г} \cdot \text{см}^{-3}$); g — ускорение силы тяжести ($\text{см} \cdot \text{с}^{-2}$) и h — толщина водной пленки ($\text{\AA}$).

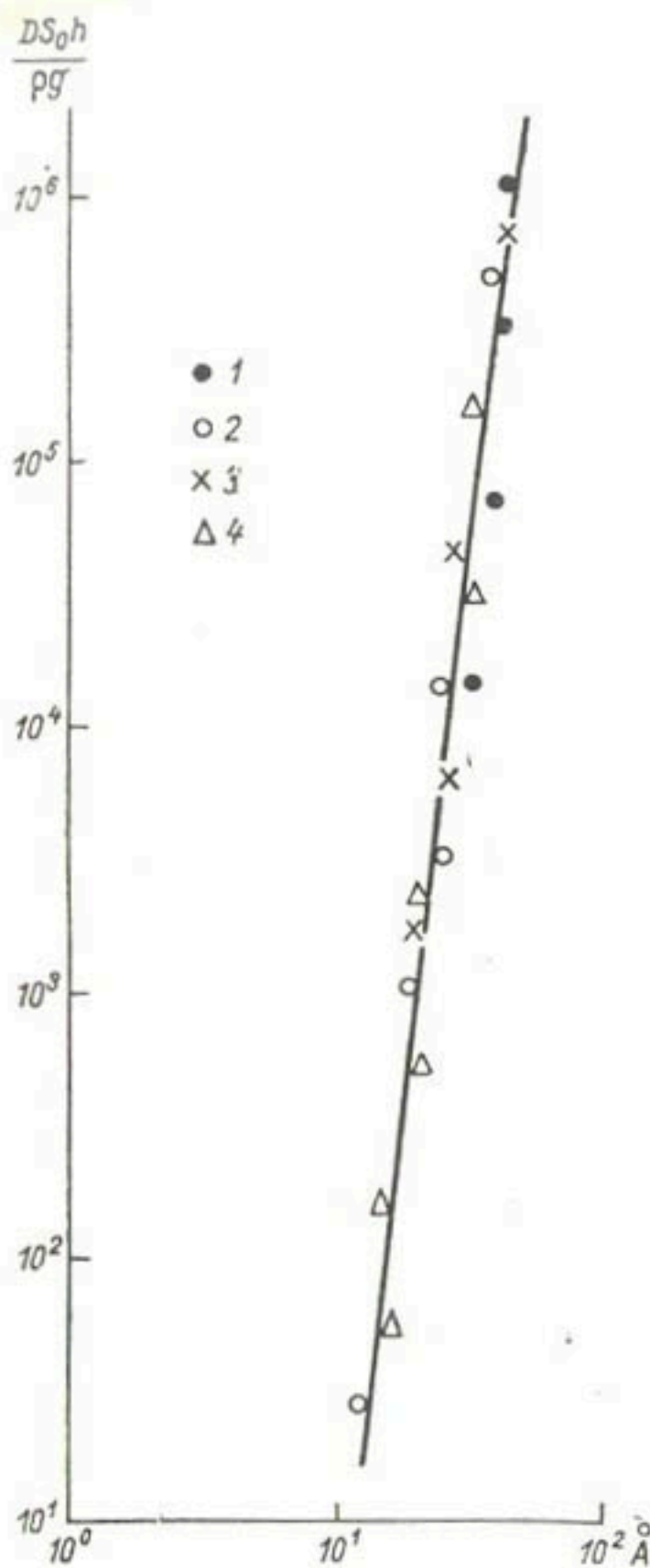


Рис. 37. Зависимость между приведенной диффузивностью и толщиной пленки.

1 — Травер, США, $S_0 = 53 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$; 2 — Иоло, США, $S_0 = 81 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$; 3 — Чайно, США, $S_0 = 130 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$; 4 — Вебстер, США, $S_0 = 140 \text{ м}^2 \cdot \text{г}^{-1}$.

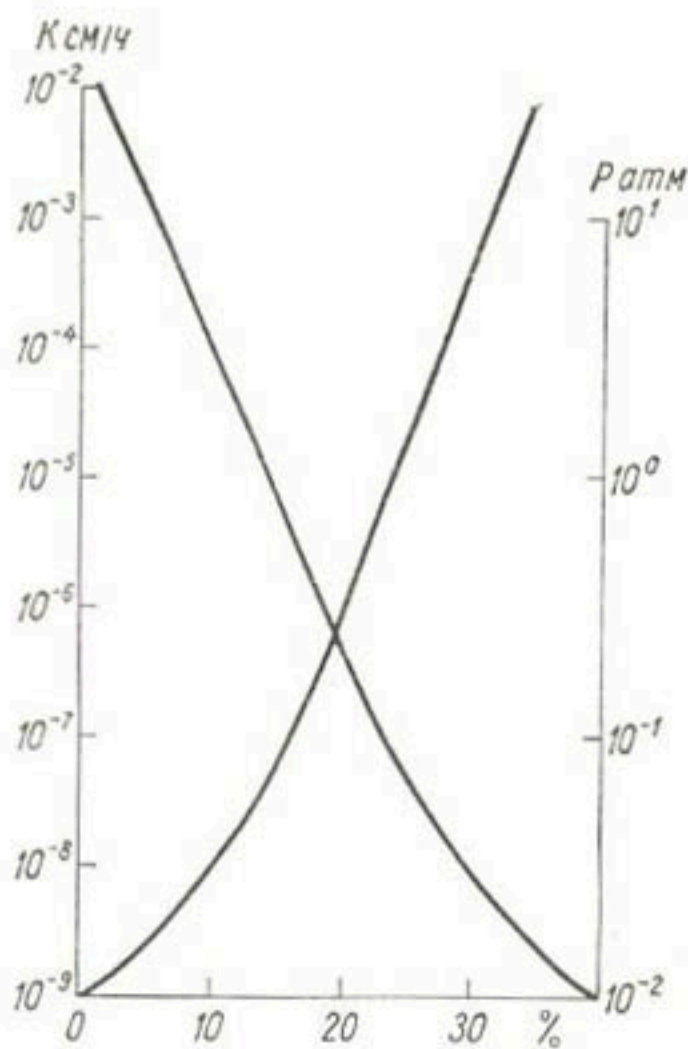


Рис. 38. Обобщенная зависимость давления гидравлической проводимости от влажности почвы. Левая кривая — K , правая — P .

Результаты экспериментальной проверки рассмотренных функций приведены на рис. 36 и 37. Приведенная гидравлическая проводимость связана с приведенным давлением однозначной и линейной зависимостью, а приведенная диффузивность является однозначной и линейной функцией толщины водной пленки (в логарифмическом масштабе).

На рис. 38 представлены результаты обобщения зависимости давление—влажность почвы и зависимости гидравлическая проводимость—влажность почвы, полученные методом исключения сдвигов и поворотов кривых относительно осей координат, обусловленных изменением удельной поверхности почв от 37 до 150 м²·г⁻¹ и объемного веса от 1,2 до 1,6 г·см⁻³. Объектом исследования были дерново-подзолистые легкосуглинистые и среднесуглинистые почвы и чернозем тяжелосуглинистый целинный. В результате замены абсолютных значений параметров давления и проводимости на приведенные величины получены однозначные зависимости $P(W)$ и $K(W)$ для почв различного генезиса, механического состава и разнообразной структуры.

Поскольку в формулы, описывающие законы Лапласа и Дарси, входят в качестве параметров абсолютные значения величин давления, гидравлической проводимости и влажности, то эти законы неинвариантны относительно сдвигов и поворотов осей координат и поэтому не имеют характера физических законов. Переход к безразмерным приведенным величинам давления и гидравлической проводимости позволяет исключить сдвиги и повороты кривых относительно осей координат и тем самым применить законы Лапласа и Дарси к любым почвам, т. е. преобразовать их в универсальные физические законы.

ОПТИМИЗАЦИЯ ФАКТОРОВ РОСТА РАСТЕНИЙ И ПРОГНОЗ УРОЖАЯ

5.1. Общие представления. В нашей стране имеются крупные районы со средней урожайностью зерновых культур 25 ц/га, а в передовых хозяйствах—45—50 и даже 60 ц/га. В Алмаатинской области (колхоз «Луч Востока») в условиях орошения получен урожай озимой пшеницы Безостая 1 выше 80 ц/га. Но зерно оказалось с низким содержанием белка и плохим качеством клейковины, так как при таком урожае в почве нехватило продуктивного азота для нормального биохимического обмена [41].

Рассмотренные факты позволяют сделать следующие выводы. Во-первых, величина урожая может колебаться от полной гибели посевов во время засух до больших урожаев во влажные и теплые годы. Какая из этих возможностей осуществится, зависит от многих условий внешней среды. Такие факторы роста растений, как свет, тепло, вода, питательные вещества, должны быть в оптимуме. Как недостаток, так и избыток влаги, тепла и питательных веществ ограничивают урожай. Отсюда возникает проблема определения оптимальных, или наилучших, факторов среды для роста сельскохозяйственных культур.

Тепло и влага—главные факторы роста, развития и формирования урожая растений. В условиях сельскохозяйственного поля тепло и влага редко находятся в полном соответствии с потребностями растений; чаще один из этих факторов находится в недостатке и лимитирует рост и урожай. Влажность почвы можно регулировать с помощью орошения. Приток тепла относится к неуправляемым факторам. Следовательно, в условиях орошения рост и урожай сельскохозяйственных культур зависят главным образом от теплового режима сельскохозяйственного поля, что позволяет установить функциональную зависимость между ростом биомассы и поглощенной растением солнечной радиацией в процессах фотосинтеза и транспирации.

Растения обитают частью в почвенном слое, уходя корнями на несколько метров вглубь, частью над почвой, в приземном слое воздуха. Состояние воды в растениях, почве и атмосфере можно характеризовать при помощи термодинамических понятий: химического потенциала или давления влаги. На основании этих понятий можно рассматривать воду в почве, растении и атмосфере как части единой термодинамической системы.

Развитая система корней в почве обеспечивает большую всасывающую поверхность, через которую проходит вода и минеральные вещества, используемые растением. Большая листовая поверхность обеспечивает поглощение листьями солнечной радиации и транспирацию.

Для непрерывного роста и развития растений необходимы определенные условия в почве и приземном воздухе. Опыт показал, что такие параметры, как влажность и температура растений, должны находиться в определенных пределах, кроме того, должен осуществляться перенос адекватных количеств углерода, питательных веществ и света между растением и окружающей средой.

Влажность и температура растения в значительной степени определяются сложным взаимодействием теплового и водного баланса окружающей среды и эффективностью теплового и водного обмена между растениями и средой.

5.2. Тепловой баланс. В тепловой баланс растения и физической среды входят следующие компоненты: солнечная радиация, поглощенная деятельной поверхностью (почвой, растением); отраженная радиация от почвы и от растения; радиация, излучаемая растением и почвой; затраты тепла на испарение почвой и транспирацию; поток тепла в глубокие слои почвы, фотосинтез. В годовом цикле на каком-либо участке земной поверхности величины прихода и расхода равны и тепловой баланс можно выразить уравнением

$$R - LE - P - M = 0, \quad (5.1)$$

где R — радиационный баланс за период ($\text{кал} \cdot \text{см}^{-2}$); E — суммарное испарение (мм); LE — затраты тепла на испарение ($\text{кал} \cdot \text{см}^{-2}$); P — отдача тепла в воздух ($\text{кал} \cdot \text{см}^{-2}$); M — теплоотдача в почву ($\text{кал} \cdot \text{см}^{-2}$); L — скрытая теплота испарения ($\text{кал} \cdot \text{г}^{-1}$). Величина каждой компоненты теплового баланса непрерывно изменяется в пространстве и времени.

Практически основная часть радиации используется на транспирацию. На фотосинтез расходуется менее 1% солнечной радиации, поглощенной растением. С повышением температуры фотосинтез возрастает до некоторого предела. Температура, близкая к 35°C , обычно соответствует максимуму фотосинтеза, затем следует его резкое падение. Оптимальная для ассимиляции температура изменяется в зависимости от вида растений.

Температура воздуха колеблется в значительно более широком интервале, чем температура растений, поскольку растение стремится поддерживать свою температуру близкой к постоянной путем теплообмена с окружающей средой. Транспирация, собственное излучение, альбедо, движение устьиц являются основными средствами регулирования процесса теплообмена между растением и окружающим его воздухом.

Условия теплообмена определяют температуру участвующих в теплообмене тел. Испаряющая поверхность почвы и листьев растений может иметь температуру на 5°C ниже температуры окружающего воздуха. Теплообмен между растениями и физической средой возможен только при разности температур. Излучение тепла поверхностью растений, отражение радиации, транспирация (скрытое тепло) — важные механизмы рассеяния избытка тепловой энергии.

Транспирация не имеет температурного оптимума и возрастает линейно вплоть до температуры, губительной для растений. Величина транспирации сильно уменьшается при температуре ниже 16°C и удваивается между 25 — 35°C . С повышением температуры понижается относительная влажность воздуха, что влечет за собой повышение скорости транспирации. Интенсивность пропорциональна дефициту влажности воздуха, если испарение не ограничивается влажностью почвы. Интенсивность дыхания возрастает с температурой до предела, за которым наступает гибель растения. Фотосинтез же имеет оптимум. Отсюда следует, что отношение $\frac{\text{ассимиляция}}{\text{дыхание}}$ может изменяться в широких пределах. При некоторых условиях дыхание может преобладать над ассимиляцией и растение начинает выделять CO_2 на свету, как если бы оно находилось в темноте. Существует точка, в которой эти два процесса могут взаимно компенсироваться.

5.3. Водный баланс. Водный режим поля, занятого какой-либо культурой, может быть описан уравнением водного баланса. Вопрос о том, для какого слоя рассчитывать водный баланс, решается в зависимости от глубины залегания грунтовых вод и глубины распространения корней растений. В случае залегания грунтовых вод на глубине 5 — 6 м водный баланс следует отнести ко всей почвенно-грунтовой толще, от поверхности почвы до уровня грунтовых вод. В случае глубокого залегания грунтовых вод баланс следует отнести к слою, в котором расположены корни растений или который ежегодно промачивается атмосферными осадками. О мощности этого слоя можно судить как по данным распределения легкорастворимых солей, так и по изменению влажности почвы. На границе промачивания почвы атмосферными осадками происходит накопление легкорастворимых солей, а именно: сульфатов и хлоридов натрия, кальция, магния.

При определении мощности слоя по влажности почвы водный баланс следует отнести к тому слою, на нижней границе которого влажность почвы не испытывает существенных изменений за рассматриваемый период.

Приходная часть водного баланса складывается из дождевых, ирригационных, грунтовых вод и конденсации. Расходная часть включает испарение с поверхности почвы, поглощение корневой системой, поверхностный, дренажный сток или инфильтра-

цию. В многолетнем цикле водного режима на некотором участке земной поверхности приход и расход равны. Уравнение годового водного баланса имеет вид

$$W_0 + O + q_{гр} + q_k = E_n + E_t + q_{п} + q_{п} + W_t, \quad (5.2)$$

где W_0 и W_t — запас влаги в почвенной толще в начале и конце периода; O — сумма осадков; E_n — испарение с поверхности почвы; E_t — транспирация; $q_{п}$ — инфильтрация; $q_{п}$ — поверхностный сток; $q_{гр}$ — приток из грунтовых вод; q_k — конденсация. Составляющие водного баланса обычно выражают в миллимет-

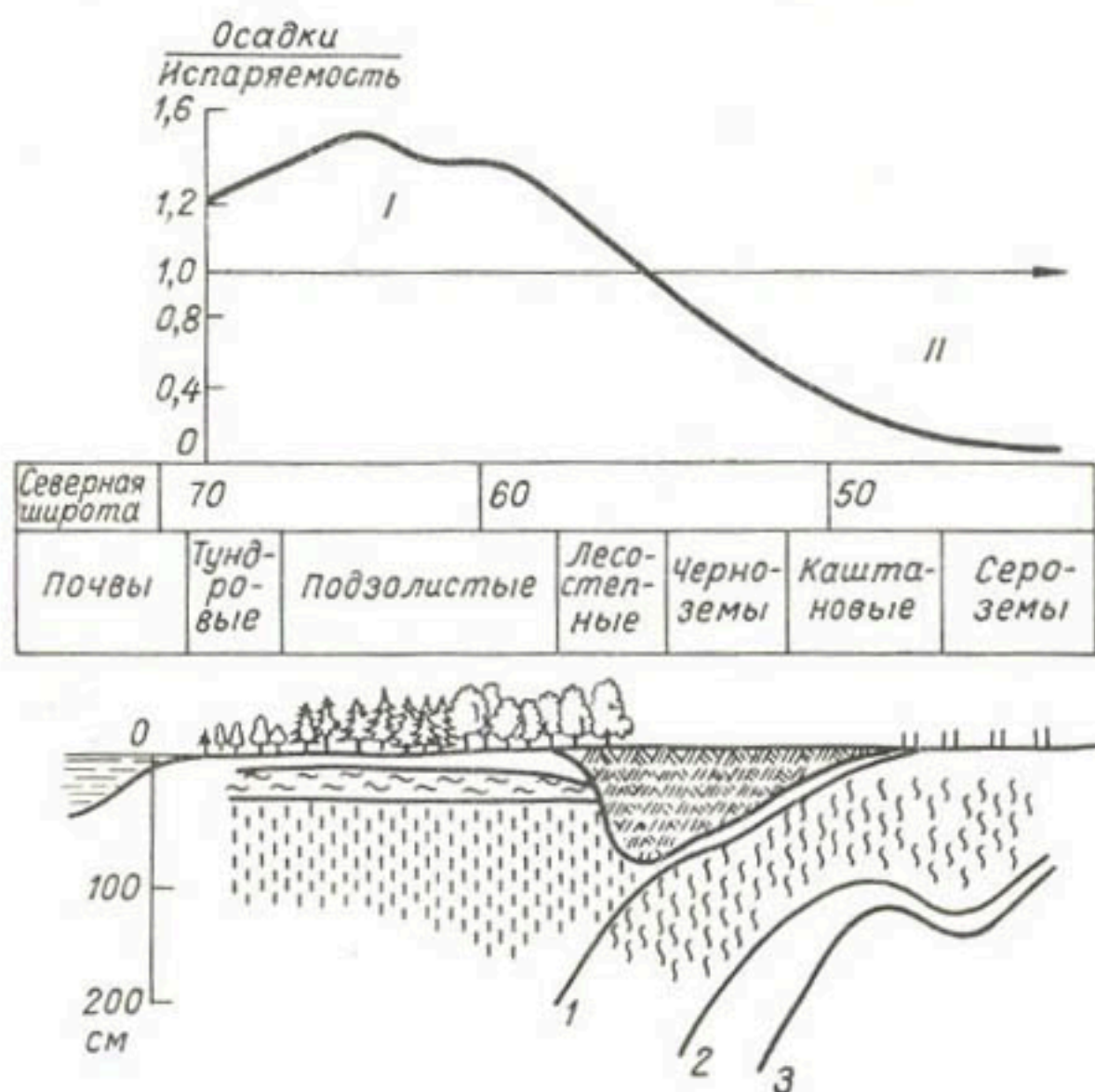


Рис. 39. Схематический меридиональный разрез через европейскую часть СССР.

I — избыток влаги в почве; II — дефицит влаги в почве; 1 — верхняя граница CaCO_3 ; 2 — Ca^{2+}O_4 ; 3 — легкорастворимые соли.

рах водного слоя. Это уравнение означает, что запас влаги в почве в каждый данный момент времени W_t равен предшествующему запасу влаги W_0 плюс изменения в приходе и расходе влаги за данный период.

В уравнениях водного и теплового баланса имеется общий член — испарение, что позволяет рассматривать их в тесной связи, а это, в свою очередь, дает возможность, во-первых, установить закономерные соотношения между балансом влаги и теп-

ла в системе почва—растение—атмосфера; во-вторых, управлять водным и тепловым режимом почв и растений в целях получения высоких урожаев [29].

Водный режим территории обуславливается соотношением суммы осадков и испаряемостью за один и тот же период, впервые введенным Высоцким [10] под названием коэффициента увлажнения. Каждой биоклиматической зоне соответствует свой коэффициент увлажнения (КУ), свой тип водного режима: так, в тундре и лесной зоне $KY > 1,0$; степной $KY = 1,0 \div 0,50$; полупустынной $KY = 0,5 \div 0,33$; пустынной $KY < 0,33$.

На рис. 39 дан схематический меридиональный разрез через европейскую часть СССР, на котором выделены области избытка влаги и дефицита влажности в почве.

Краткая характеристика отдельных типов водного режима почв, составленная Роде [44], на основании коэффициентов увлажнения, дана в табл. 5.1.

5.4. Формулы для расчета испаряемости. Для расчета испаряемости Будыко [7] предложил уравнение

$$E_0 = \frac{R}{L} \text{ или } E_0 = \frac{R}{60}, \quad (5.3)$$

где E_0 — испаряемость за период (мм); L — скрытая теплота парообразования; R — радиационный баланс (кал).

На испарение 1 см^3 воды расходуется 600 кал, на испарение слоя воды толщиной 1 мм с поверхности 1 см^2 расходуется 60 кал, а на испарение E мм расходуется тепло в количестве $R/60$ кал.

Для любых численных значений осадков и радиационного баланса за год или за сезон имеет место один из трех случаев:

$$1. O = \frac{R}{L}, \text{ или } \frac{LO}{R} = 1, \quad (5.4)$$

$$2. O > \frac{R}{L}, \text{ или } \frac{LO}{R} > 1, \quad (5.5)$$

$$3. O < \frac{R}{L}, \text{ или } \frac{LO}{R} < 1. \quad (5.6)$$

Рассмотрим эти случаи.

1. Равенство $O = R/L$ означает, что выпадает столько осадков, сколько может испариться при данном притоке радиационного тепла. Одновременный и эквивалентный приток тепла и влаги в систему есть условие неограниченного снабжения растений водой, максимального роста и урожая. Климатические условия, в которых отношение годовых осадков к испаряемости близко к единице, являются оптимальными для роста и урожая культурных растений.

Классификация типов водного режима

Тип и коэффициент увлажнения	Подтип по источникам питания влагой	Класс по характерным величинам влажности почвенного слоя в течение вегетационного периода
Мерзлотный (свечной мерзлотой) ($KУ > 1$)	Атмосферного питания	Не разработана
Промывной ($KУ > 1$)	Грунтово-атмосферного питания (с близкими к поверхности аллохтонными почвенно-грунтовыми водами)	Полного насыщения (болотный) Капиллярного насыщения (полуболотный) Периодического капиллярного насыщения (таежный) Сквозного наименьшего насыщения (южно-таежный) С близкими к поверхности автохтонными почвенно-грунтовыми водами
	Грунтово-атмосферного питания с дополнительным паводковым (с близкими к поверхности почвенно-грунтовыми водами, обычно аллохтонными)	Полного насыщения (пойменно-болотный) Капиллярного насыщения (пойменно-полуболотный) Периодического капиллярного насыщения (пойменно-таежный) Периодического капиллярного насыщения (лугово-лесостепной)
Периодически промывной ($KУ \approx 1$)	Атмосферного питания	Чередующегося сквозного и несквозного наименьшего насыщения (лесо-степной)
	Атмосферного питания с дополнительным поверхностным	Периодического капиллярного насыщения (лугово-потускулярный) Чередующегося сквозного и несквозного наименьшего насыщения (степной потускулярный)
Непромывной ($KУ < 1$)	Атмосферного питания	Несквозного наименьшего насыщения (степной)

Тип и коэффициент увлажнения	Подтип по источникам питания влагой	Класс по характерным величинам влажности почвенного слоя в течение вегетационного периода
Десуктивно-выпотной ($KY < 1$)	Грунтового-атмосферного питания (с близкими к поверхности аллохтонными почвенно-грунтовыми водами)	Периодического капиллярного насыщения (лугово-степной) Капиллярного насыщения (луговой)
Выпотной ($KY < 1$)	Атмосферно-грунтового питания (с близкими к поверхности аллохтонными почвенно-грунтовыми водами)	Полного насыщения (болотно-солончаковый) Капиллярного насыщения (солончаковый)

2. Неравенство $O > R/L$ показывает, что если количество выпадающих осадков больше того, которое может испариться при данном притоке тепла, то в почвах создается избыток влаги, а это влечет за собой ухудшение аэрации, замедление транспирации и роста растений.

3. Неравенство $O < R/L$ выражает, что если осадков выпадает меньше того количества, которое может испариться при данном притоке тепла, то в почве создается дефицит влаги и наблюдается замедление роста растений вследствие ограничения транспирации.

Радиационный показатель испаряемости имеет также большое значение при решении практических мелиоративных проблем, связанных с орошением и осушением. Разность между величиной годовых осадков и суммой испаряемости и стока составляет дефицит влаги в условиях недостаточного увлажнения и избыток в условиях избыточного увлажнения.

Бланей и Кридл [60] предложили простую формулу для определения суммарного испарения или испаряемости с орошаемых полей в течение вегетационного периода

$$E_0 = \sum KF, \quad (5.7)$$

где E_0 — выражено в дюймах за месяц; K — эмпирический коэффициент суммарного водопотребления; F — параметр, определяемый из выражения $F = TP/100$. Здесь T — средняя месячная температура воздуха по Фаренгейту; P — отношение количества дневных часов в течение данного месяца к годовой сумме (в процентах). Численные значения коэффициента K получают с помощью лизиметров. Для большинства сельскохозяйственных культур коэффициенты суммарного водопотребления оказались довольно близкими (0,65 — 0,75).

Предложен ряд эмпирических зависимостей, в которых ис-

парямость принимается пропорциональной дефициту влажности воздуха. Алпатьев [2] предложил формулу

$$E = 0,65 \sum d, \quad (5.8)$$

где E — потребность в воде (мм); $\sum d$ — сумма средних суточных дефицитов влажности воздуха (мм) за вегетационный период; 0,65 — средний коэффициент, изменяющийся чаще всего в пределах 0,6—0,7.

Пенман [39] ввел понятие «потенциальная транспирация», которое характеризует физический и физиологический механизм процесса транспирации. Растущее растение получает воду через корни, в результате чего влажность почвы и свободная энергия воды уменьшаются и дальнейшее извлечение воды требует все больших затрат энергии. При некоторой критической влажности растение оказывается неспособным поглощать воду из почвы в нужном количестве и начинает завядать.

Если имеется достаточный запас воды, то при наличии потребного количества двуокиси углерода и света обеспечен максимальный тургор, который заставляет устьица на поверхности листьев открываться до предела; в результате создаются наилучшие условия для поступления двуокиси углерода в лист. Но вместе с тем увеличивается и испарение, на которое расходуется тем больше воды, чем больше общий приток энергии на поверхность листьев. Скорость испарения разными растениями отличается незначительно, и все различия в испарении воды сельскохозяйственными культурами определяются не физиологией растений, а факторами внешней среды — температурой, влажностью, движением воздуха. Покидая растение, вода в процессе транспирации переходит из жидкого в газообразное состояние. Скорость этого перехода зависит от поступления энергии, дающей необходимую скрытую теплоту парообразования.

Когда запасы воды становятся достаточной величины, при которой обеспечивается потенциальная транспирация, решающим фактором становится не физика, а физиология, изменяющаяся в зависимости от типа растения, строения корня, фазы развития, типа почвы, толщины почвенного слоя.

Непосредственное измерение потенциальной транспирации требует больших затрат труда, что привело к попыткам замены потенциальной транспирации более легко измеримой величиной.

Пенман [39] связал значение потенциальной транспирации E_T с испарением с водной поверхности E_0 соотношением

$$E_T = KE_0, \quad (5.9)$$

где K — коэффициент пропорциональности, определяемый экспериментально и равный 0,75 для северной широты 50—60°.

Иванов [17] предложил формулу

$$E_0 = 0,0018 (25 + T)^2 (100 - a), \quad (5.10)$$

где E_0 — испаряемость за месяц (мм); T — средняя температура воздуха за месяц; a — средняя месячная относительная влажность воздуха.

Показатели климатического увлажнения и сухости достаточно полно характеризуют связь растительности с условиями увлажнения за год и за вегетационный период. Для характеристики условий роста культурных растений в течение отдельных фаз вегетации средние годовые климатические данные неприемлемы. Во-первых, абсолютные и относительные количества тепла и влаги за годовой период могут быть вполне достаточны, тогда как за вегетационный период и отдельные фазы его может иметь место недостаток влаги и тепла. Во-вторых, почва обладает способностью накапливать в течение осенне-зимнего периода влагу, которая постепенно используется растением летом в засушливые периоды. В-третьих, некоторая часть осадков теряется почвой без пользы для растений путем стока. Поэтому точная характеристика условий увлажнения может быть получена только на основании непосредственного излучения водного и теплового баланса поля.

Вследствие неодновременности притока влаги и тепла и существенных сезонных колебаний в выпадении осадков от года к году необходимо знать баланс тепла и влаги не только за годовой период, но и за вегетационный период и за отдельные месяцы, дни и часы дня. Это требование влечет за собой необходимость изучения отдельных составляющих потока влаги и тепла в системе почва—растение—атмосфера.

5.5. Испарение из почвы, лишенной растительности. В полевых и лабораторных условиях процесс испарения из почвы, лишенной растительности, хорошо изучен Абрамовой, Большаковым и Роде методом монолитов. Для подвешенной влаги установлены следующие закономерности ее передвижения при испарении [1, 45].

В песчаных неслоистых почвах и грунтах подвешенная влага удерживается капиллярными силами в местах стыка частиц. Она неспособна к передвижению в жидком виде вследствие разрыва пленок, соединяющих манжеты и осуществляющих перенос влаги от одной манжеты к другой.

В структурных почвах и грунтах суглинистого механического состава передвижение воды в жидком виде прекращается в момент исчезновения влаги в местах стыка агрегатов, что соответствует в микроструктурных грунтах влажности 60—70% полевой влагоемкости. При этом влага перемещается в жидком виде к испаряющей поверхности из всего смоченного слоя одновременно.

В работе [33] описаны результаты исследования динамики всасывающего давления подвешенной влаги при ее испарении почвой и транспирации посева пшеницы. Опыты проводились в

монолитах высотой 60 см и площадью 20×20 см. Всасывающее давление измерялось с помощью тензиометров, гипсовые датчики которых были заложены на глубинах 6, 12, 18, 24, 36, 42 и 48 см, а также с помощью датчиков электрического сопротивления в виде угольных электродов, заложенных на тех же глубинах. Почва светло-каштановая суглинистая долины р. Хары (МНР). Результаты опыта показаны на рис. 40. В начале испарения всасывающее давление влаги было одинаковым по всей глубине промоченной толщи и равным примерно 120 см вод. ст. При этом давление влаги изменялось в двух противоположных направлениях: вниз под действием силы тяжести и вверх под

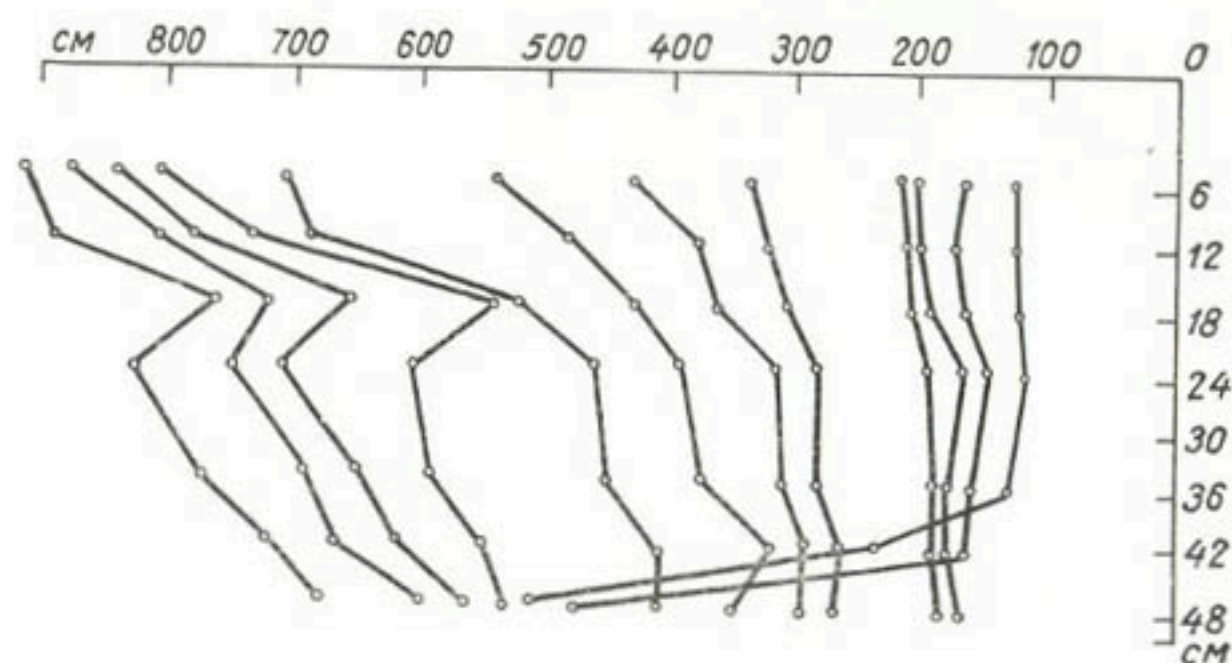


Рис. 40. Изменение всасывающего давления подвешенной влаги при испарении.

влиянием испарения. Величина всасывающего давления изменялась при испарении на всю глубину смоченной толщи, но сохраняла малый градиент в интервале давления от 100 до 300 см вод. ст., т. е. до влажности, близкой к полевой влагоемкости. Аналогичный результат получен ранее Роде [45] в опыте с почвой без растительности.

В интервале изменения всасывающего давления от 400 до 700 см. вод. ст. высыхание поверхностных слоев почвы совершается несколько быстрее, чем нижних, и градиент всасывающего давления возрастает в направлении кверху. В интервале изменения всасывающих давлений от 700 до 900 см вод. ст. поверхностный слой несколько подсыхает, а под ним образуется более влажный слой, хотя иссушение всей промоченной толщи продолжается. Образование горизонта с повышенной влажностью на глубине 12—24 см обусловлено, по-видимому, влиянием сосущей силы корней растений, которые наиболее распространены на глубине 0—25 см.

5.6. Давление почвенной влаги и транспирация. Существенные трудности объяснения процесса транспирации и обоснования норм и сроков полива выявляются при критическом разборе взглядов отдельных исследователей. Одни исследователи рассматривали транспирацию как чисто биологическое явление,

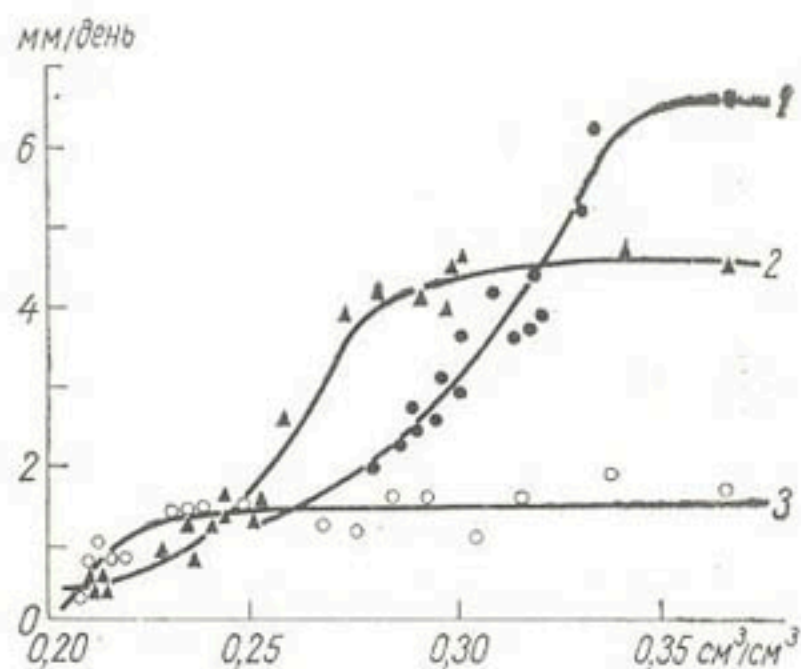


Рис. 41. Суммарное испарение (мм/день) посева кукурузы в зависимости от содержания влаги в почве ($\text{см}^3\text{воды}/\text{см}^3\text{почвы}$) в дни с высокой (1), средней (2) и низкой (3) потенциальной транспирацией.

другие — как чисто физический процесс. Более естественно эти крайние точки зрения объединить в одно целое и исходить из представления о транспирации как о процессе, посредством которого осуществляется взаимодействие растения с окружающей средой.

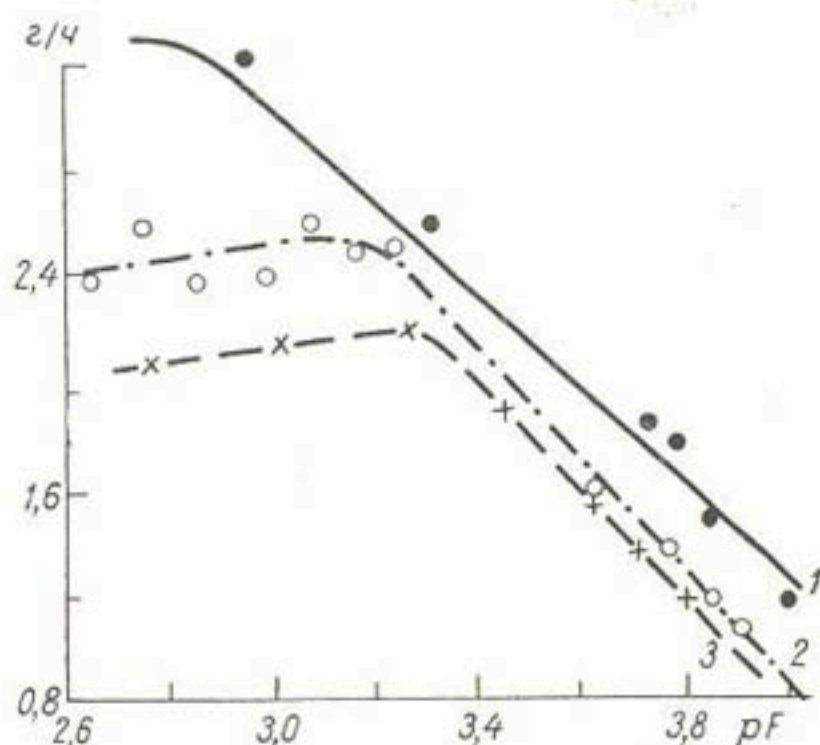


Рис. 42. Влияние давления почвенной влаги на транспирацию растений горчицы (осредненные данные).

Для перехода воды из почвы в растение, необходимо, чтобы давление влаги в растениях было ниже, чем давление почвенной влаги, так как вода передвигается из точки с большим давлением в точку с меньшим давлением. Давление влаги в почве

и приземном слое воздуха изменяется примерно от 0 до 1000 атм, тогда как большинство растений необратимо завядают при давлении 15 атм и более, а замедляют транспирацию и снижают продуктивность при давлении около —3 атм.

Формулы (5.3) — (5.10) описывают потенциальную транспирацию, т. е. количество воды, транспирируемое при неограниченном увлажнении почвы. При этом остается неясным вопрос о том, что такое неограниченное увлажнение, какому критическому значению влажности почвы или давлению почвенной влаги оно соответствует. Для разработки теории транспирации, имеющей универсальное значение, необходимо знать зависимость транспирации от влажности или давления во всем диапазоне активной влаги почвы, а также зависимость потенциальной транспирации от погодных условий.

На рис. 41 приведены результаты определения суммарного испарения посева кукурузы в зависимости от содержания влаги в почве в дни с высокой, средней и низкой потенциальной транспирацией. Чем выше потенциальная транспирация, тем больше критическая влажность, при которой замедляется транспирация и фотосинтез [50].

Клосс [20] исследовал зависимость скорости транспирации от всасывающего давления влаги p_F у растений горчицы при температуре воздуха 27°C и относительной влажности 31, 47 и 60% (кривые 1, 2, 3 рис. 42). Данные этого рисунка позволяют сделать вывод, что критическое значение p_F , соответствующее условию достаточного увлажнения ($T/T_0=1$), тем больше, чем больше потенциальная транспирация, или испаряемость T_0 .

Судницын и Скалабан [53] провели вегетационные опыты с целью изучения влияния давления почвенной влаги на относительную транспирацию овса. Они установили, что фактическая транспирация становится меньше потенциальной при давлениях влаги около 3—5 атм, в связи с чем диапазон оптимальных для транспирации и фотосинтеза значений давления почвенной влаги оказался очень узким — для почв атмосферного увлажнения между 0,2—4,0 атм. Конечно, этот вывод справедлив лишь для средних погодных условий. При малых дефицитах влажности воздуха признаки завядания растений при давлениях 10—15 атм не наблюдаются. В этих случаях скорость потенциальной транспирации очень мала и отношение фактической транспирации к потенциальной остается равным единице даже при давлении влаги, близком к точке завядания [14, 33].

До сих пор речь шла о связи давления почвенной влаги с относительной транспирацией в условиях глубокого залегания грунтовых вод. Если корни растений расположены в зоне капиллярной каймы, то скорость подтока влаги к корням растений зависит от глубины залегания грунтовых вод.

Скорость капиллярного подъема влаги в почве на той или иной высоте зависит от всасывающего давления. На рис. 43 изо-

бражены кривые, показывающие, сколько воды может быть взято растением ольхи на той или иной высоте капиллярной каймы при заданном всасывании [74]. Например, при всасывании, равном 2 атм, скорость подтока влаги к корню на высоте 50 см составляет 4 мм/сутки, или расход $0,4 \text{ см}^3/1 \text{ см}^2$. При том же всасывании 2 атм на высоте 100 см над уровнем грунтовой воды поток равен 1 мм/сутки, или $0,1 \text{ см}^3/1 \text{ см}^2$.

· Продуктивность всех сельскохозяйственных культур зависит от соотношения величин фактического и потенциального испарения с сельскохозяйственного поля. Продуктивность максимальна, если это отношение близко к единице.

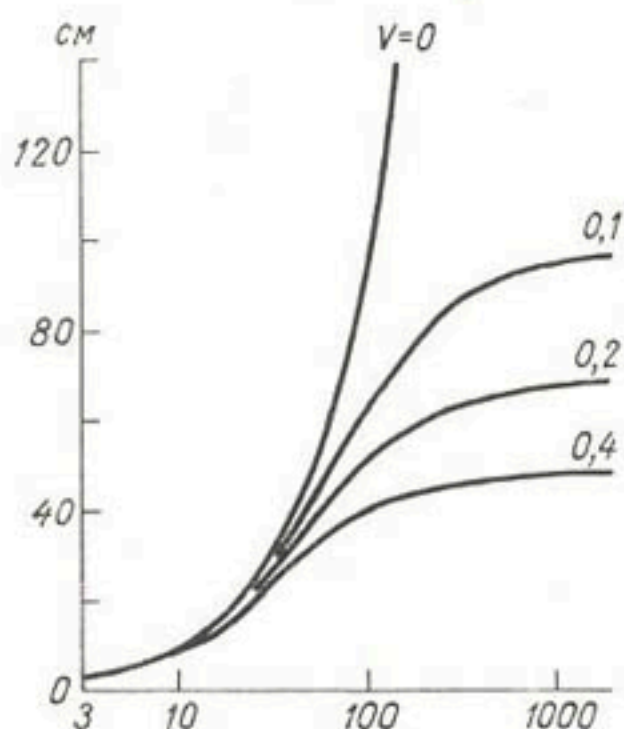


Рис. 43. Зависимость потока влаги от ее давления при различных расстояниях от уровня грунтовых вод.

На потребность растений в воде влияют запасы питательных веществ в почве. Поэтому все выводы, касающиеся связи транспирации с влажностью или давлением почвенной влаги, правомочны для оптимальных величин запасов питательных веществ и других факторов.

Из сказанного выше относительно транспирации ясно, что главными переменными, определяющими фактическую величину скорости транспирации, будут влажность, потенциал влажности почвы, гидравлическая проводимость почвы, объем и густота корней, потенциальная транспирация.

Следует отметить несколько особенностей кривой транспирация — влажность — потенциал влажности почвы. Эта кривая строится только по двум переменным и характеризуется определенной формой и положением относительно осей координат. Изменение положения кривой относительно осей координат аналогично изменению кривых потенциал почвенной влаги — влажность и влагопроводность — влажность почвы. Сдвиги и повороты кривой транспирация — влажность почвы, а также кривой транспирация — потенциал влажности объясняются из-

менением значения некоторых других переменных, например потенциальной транспирации, гидравлической проводимости объема и густоты корней и т. п. Любое изменение скорости транспирации, имеющее место только в результате изменения влажности почвы (потенциала влажности), характеризуется изменением вдоль кривой, в то время как изменение величины любой другой переменной приводит к изменению положения кривой транспирация — влажность (потенциал влажности) относительно осей координат. Сдвиги и повороты кривой являются избыточной информацией, поскольку физические законы должны быть независимы от пространственных координат. Избыточную информацию, содержащуюся в обычном координатном описании, можно исключить посредством введения величины относительной транспирации в виде отношения фактической транспирации к потенциальной транспирации или путем наложения кривых друг на друга с помощью соответствующих сдвигов и поворотов кривых относительно осей координат. В результате этих операций индивидуальные кривые транспирация — влажность (потенциал влажности) могут быть обобщены в одну кривую.

5.7. Прогноз потенциального урожая. Растение представляет собой самоуправляемую биологическую систему, в которой в результате взаимодействия солнечной энергии, воды и двуокиси углерода синтезируется органическое вещество. Выше был отмечен тот факт, что суммарный рост растений пропорционален суммарной потенциальной транспирации за весь период роста. Коэффициент пропорциональности зависит от многих факторов: сорта растений, обработки почвы, типов удобрений и их количества, от борьбы с вредителями и болезнями. Поэтому очень трудно выразить количественно взаимосвязь между скоростью роста и использованием воды растением. Но можно рассмотреть идеальный случай, когда ни вода, ни растения, ни приток солнечной радиации не ограничивают существенно общий рост урожая. В этом случае потенциальная транспирация пропорциональна количеству поступающего солнечного излучения и она же определяет биологическую продуктивность.

Модель потенциального урожая строится на определенных данных опыта и теоретических предположениях. Из опыта известно, что доля солнечной радиации, поглощенной растением, составляет около 40% радиационного баланса, или $0,40 R$. Из этой доли радиационного баланса только 1% ($0,01 \times 0,40 = 0,004 R$) фиксируется в сухом веществе в процессе фотосинтеза. Известно также, что на испарение 1 г воды (или 1 см слоя воды) на 1 см^2 поверхности почвы расходуется 600 калорий. Отсюда расход воды сельскохозяйственным полем равен

$$\frac{0,004 \text{ кал/см}^2}{600 \text{ кал/см}^2} = \frac{R}{1500} \text{ см воды.}$$

В качестве теоретической предпосылки служит предположение, подтвержденное опытом, что урожай любой сельскохозяйственной культуры пропорционален суммарной эвапотранспирации. Коэффициент пропорциональности зависит от многих факторов, но мы принимаем, что все факторы внешней среды находятся в оптимуме и не ограничивают прирост биомассы.

В сухом веществе при хорошем урожае фиксируется 1% и менее поступающего солнечного излучения, или $0,004 R$. При испарении 1 см водяного слоя на площади 1 см² расходуется 600 кал/см², из которых фиксируется в сухом веществе $0,004 \times 600 = 2,4$ кал/см². Эта величина называется эффективностью и обозначается символом ε . По Пенмэну [40], урожай сухого вещества связан с потенциальной транспирацией соотношением

$$T = 0,39 \varepsilon \frac{R}{1500} \quad (5.11)$$

где 0,39 — коэффициент пропорциональности; $\varepsilon = 2,4$ кал/см².

Сухая биомасса составляет 0,25 сырой биомассы. Следовательно, чтобы получить вес сырой массы, надо увеличить вес сухой биомассы в четыре раза. Сухое вещество (урожай в целом) состоит из продуктивной части (зерно, корнеплоды, клубни) и отходов (солома, ботва). Доля продуктивной части от всей биомассы для различных культур неодинакова. Для мелкозернистых культур (пшеница, овес) коэффициент равен 0,4, для кукурузы — 0,5, картофеля — 0,6.

Формулу (5.11) можно использовать в теоретическом расчете потенциального урожая любой культуры, если известна суммарная величина радиационного баланса за период вегетации этой культуры. Данные такого рода имеются, но они пока еще не систематизированы. Чаще мы располагаем сведениями о потреблении воды различными культурами за вегетационный период. В целях расчета потенциального урожая по величине водопотребления культур следует в формулу (5.11) подставить вместо величины $R/1500$ количество израсходованной воды за вегетационный период культуры (см вод. ст.). Тогда формула (5.11) примет вид

$$T = 0,39 \varepsilon E \quad (5.12)$$

где E — потребление воды культурой за вегетационный период (см вод. ст.).

Из уравнений (5.11) и (5.12) следует, что запас воды в почве должен обеспечить расход ее пропорционально поступающей радиации на листовую поверхность растений. Если этот расход меньше величины $R/1500$ см, то надо компенсировать дефицит воды с помощью орошения. Посредством обработки можно создать оптимальную структуру почвы, обеспечивающую хороший влаго- и воздухообмен; с помощью удобрений можно создать оптимальный баланс питательных веществ. Путем про-

Таблица 5.2

Общее потребление воды орошаемыми культурами по данным исследования влажности почв в штатах Аризона, Калифорния, Небраска [18]

Месяц	Потребление воды за месяц и сезон (см)				
	люцерна	сахарная свекла	хлопчатник	персиковые деревья	картофель
Апрель	8,4	—	2,8	2,5	2,0
Май	17,0	4,7	5,0	8,6	—
Июнь	13,7	8,4	10,4	17,0	1,8
Июль	18,3	13,2	14,7	21,3	8,6
Август	10,7	17,4	21,8	16,2	14,7
Сентябрь	14,2	14,7	17,0	7,9	11,2
Октябрь	11,2	2,8	6,8	3,5	—
Всего	93,5	61,2	78,5	77,0	37,3
Число дней вегетации	214	169	214	214	102
Расходы воды (см/день)	0,44	0,36	0,36	0,36	0,36

Таблица 5.3

Потенциальный и фактический урожай некоторых культур

Культура	Потребление воды за вегетационный период (см)	Потенциальный урожай (т/га)			Фактический максимальный урожай (т/га)	Относительная эффективность
		сырого вещества	сухого вещества	продукции		
Люцерна	93,0	356	89,0	89,0	23—40	0,26
Сахарная свекла	61,0	228	57,0	136,0	43—80	0,32
Картофель	40,0	150	137,6	89,0	30—60	0,34
Кукуруза	50,0	192	48,0	29,0	10—20	0,35
Пшеница	52,0	196	49,0	19,6	3,5—7	0,36
Хлопчатник	78,0	292	73,0	30,0	5—10	0,33

ведения соответствующих мелиоративных мероприятий можно создать оптимальный физический и биологический режим почв в любых климатических условиях.

Приняв указанный выше уровень использования культурными растениями солнечной радиации в процессах транспирации и фотосинтеза, можно с помощью формул (5.11) и (5.12) определить потенциальный урожай любой культуры, если известна величина суммарного испарения воды с поля.

Общее потребление воды орошаемыми культурами в штатах Аризона, Калифорния, Небраска (США) характеризуется данными, приведенными в табл. 5.2. Теоретически вычисленные нами значения продуктивности культур приведены в табл. 5.3. Они оказались в несколько раз больше максимальных урожаев,

полученных в орошаемых условиях. Это значит, что потенциальные возможности растений еще далеко не исчерпаны. Достигнутые урожаи сельскохозяйственных культур могут быть превзойдены за счет повышения эффективности использования растениями солнечной радиации: реальная эффективность разных культур колеблется от 0,1 до 0,35 величины потенциального урожая.

· Подводя итоги, можно сделать вывод, что связь урожая с факторами внешней среды описывается простыми законами физики, химии и биологии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Закон капиллярности Лапласа и закон Дарси, лежащие в основе учения о почвенной влаге, позволяют дать систематизированное объяснение механизмов удержания и передвижения влаги в почве. Они не являются строгими физическими законами, поскольку в них в качестве параметров входят абсолютные значения давления почвенной влаги и гидравлической проводимости, содержащие избыточную информацию. Эту информацию, содержащуюся в обычном координатном описании функций давление — влажность и гидравлическая проводимость — влажность, можно исключить с помощью введения понятий «приведенное давление», «приведенная гидравлическая проводимость», «приведенная влажность» или «толщина водной пленки» и соответствующих функций приведенное давление — влажность почвы, приведенная гидравлическая проводимость — влажность и давление почвенной влаги — толщина водной пленки. После исключения из координатного описания смещения кривой, т. е. сдвига и поворота кривой относительно осей координат, остаются изменения вдоль кривой — форма кривой, которая отражает физические свойства общие всем почвам или, по крайней мере, большим группам почв.

Введение в законы Лапласа и Дарси в качестве параметров приведенных величин давления, гидравлической проводимости и влажности делает эти законы инвариантными относительно положения координат и имеющими характер физических законов, что позволяет применить эти законы независимо от пространства и времени, т. е. к любым почвам. Преобразование законов Лапласа и Дарси делает возможным прогнозирование водных свойств почв и управление их водным режимом. Отказ от применимости этих законов ко всем почвам был вызван скорее недостаточно глубоким осмысливанием этих законов, чем отклонением поведения влаги от этих фундаментальных принципов.

Законы энергетики позволяют объяснить также процессы влаго- и теплообмена в системе почва—растение—атмосфера, в частности процессы транспирации, фотосинтеза и формирования урожая сельскохозяйственных культур.

Проблема транспирации сводится к обобщению кривых зависимости изменения скорости транспирации от влажности и потенциала влажности почвы. На эту зависимость оказывают влия-

ние многие факторы, например потенциальная транспирация, вид растения и др. Изменением значений этих переменных объясняются сдвиг и поворот кривых транспирация — влажность почвы (потенциал влажности), что также несущественно с точки зрения физического закона. Сущность связи транспирации с влажностью и потенциалом влажности почвы выражается формой, а не сдвигами и поворотами кривой относительно осей координат. Форма кривой характеризует связь силы с ускорением, которая сохраняется при всех сдвигах и поворотах кривой относительно осей координат. Исключив из координатного описания лишние данные, связанные со сдвигом и поворотом кривых относительно осей координат, мы получим в остатке обобщенные кривые транспирация—влажность и транспирация — потенциал влажности для больших групп почв.

Проблема прогнозирования урожая решается на основании вычисления составляющих уравнения теплового баланса. Из этого уравнения получено уравнение фактической и потенциальной транспирации, а также уравнение для прогноза потенциального урожая сельскохозяйственных культур. Такого рода расчеты показали, что даже в условиях орошаемого земледелия и полного баланса питательных веществ в почве реальные урожаи сельскохозяйственных культур весьма далеки от максимально возможных урожаев. Из этого факта следует вывод, что потенциальные возможности растений еще далеко не исчерпаны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамова М. М. Передвижение воды в почве при испарении.—«Труды ИП АН СССР», 1953, т. 41, с. 71—146.
2. Алпатов А. М. Влагообороты в природе и их преобразования, Л., «Гидрометеиздат», 1969, 322 с.
3. Аверьянов С. Ф. Зависимость водопроницаемости почвогрунтов от содержания в них воздуха. «ДАН СССР», т. 69, № 2, 1949, с. 141—145.
4. Антипов-Каратаев И. Н. О почвенном агрегате и методах его исследования. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1948, 82 с.
5. Бернал Дж. Структура жидкостей.—В кн.: Над чем думают физики. Вып. 5, М., ИЛ, «Наука», 1967, с. 117—128.
6. Будаговский А. И. Вопросы орошения в низовьях Амударьи.—В кн.: Труды Арало-Касп. компл. экспедиции. Вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 158—193.
7. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Л., «Гидрометеиздат», 1966, 254 с.
8. ван-Вийк В. Р. и де Фриз Д. А. Атмосфера и почва. В кн.: Физика среды обитания растений. Перевод с англ. Л., «Гидрометеиздат», 1968, с. 17—55.
9. Воронин А. Д., Витязев А. Г. К оценке величины внешней и внутренней удельных поверхностей твердой фазы почв по изотермам десорбции паров воды.—«Почвоведение», 1971, № 10, с. 50—58.
10. Высоцкий Г. Н. Очерки о почвах и режиме грунтовых вод.—«Бюллетень почвоведения», 1927, № 1—2, № 5—8.
11. Глобус А. М. Экспериментальная гидрофизика почв. Л., «Гидрометеиздат», 1969, 352 с.
12. Глобус А. М., Розеншток С. К., Сироткин В. М., Мичурин Б. Н. К методике определения потенциала влажности почв с применением мембранных прессов.—«Почвоведение», 1971, № 2, с. 141—147.
13. Грег С., Синг К. Адсорбция, удельная поверхность, пористость. М., «Мир», 1970, Пер. с англ. 407 с.
14. Долгов С. И. Исследование подвижности почвенной влаги и ее доступности растениям. М., Изд-во АН СССР, 1948, 205 с.
15. Дерягин Б. В., Кусков М. М. Определение зависимости расклинивающего давления от толщины гидратных пленок на минеральных частицах. В кн.: Современные методы исследования физико-химических свойств почв. т. 4, вып. 3. Изд-во АН СССР, 1948, с. 128—143.
16. Дерягин Б. В., Зорин З. М. Исследование поверхностей конденсации и адсорбции паров вблизи насыщения оптическим микрополяризационным методом.—«Ж. Ф. Х.», 1955, т. 29, вып. 10, с. 1755—1770.
17. Иванов Н. Н. Об определении величины испаряемости.—«Изв. Всес. геогр. об-ва», 1954, т. 86, вып. 2, с. 189—196.
18. Израэльсен О. У. Теория и практика ирригации. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1956, 349 с.
19. Качинский Н. А. Физика почв. М., «Высшая школа», 1965, 318 с.
20. Клосс Р. Д. Транспирация растений при ограниченном запасе воды в почве. В кн.: Климатология и микроклиматология. М., «Прогресс», 1964, с. 197—203.
21. Ковда В. А. Основы учения о почвах. Кн. 1. М., «Наука», 1973, 407 с.

22. Клотц И. М. Энергетика биохимических реакций. Пер. с англ. М., «Мир», 1970, с. 23—25.
23. Коллинз Р. Течение жидкостей через пористые среды. М., «Мир», 1964, с. 51—54.
24. Лейбензон Л. С. Движение природных жидкостей и газов в пористой среде. М., Гостехиздат, 1947, 240 с.
25. Летунов П. А. Некоторые закономерности передвижения воды и солей в орошаемых почвах.— В кн.: Вопросы освоения земель Средней Азии. М., Изд-во АН СССР, 1955.
26. Лытаев И. А., Иванова А., Николова О. Влияние дисперсности на водоудерживающую способность некоторых почв Болгарии.— «Сб. трудов по агроном. физике», 1971, вып. 32, с. 158—169.
27. Митчерлих Э. А. Почвоведение. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1957. 416 с.
28. Мельникова М. К. Вода в почве. В кн.: Основы агрофизики. М., Госфизматиздат, 1959, с. 637—727.
29. Мичурин Б. Н. Водный баланс пшеницы в условиях орошаемого земледелия.— «Сб. трудов по агроном. физике», 1954, вып. 7, с. 5—29.
30. Мичурин Б. Н. Доступность влаги для растений в зависимости от структуры и плотности сложения почв и грунтов. В кн.: Вопросы агрономической физики. Л., изд. ВАСХНИЛ, 1957, с. 56—72.
31. Мичурин Б. Н. Водный режим почв. В кн.: Основы агрофизики. М., «Госфизматиздат», 1959, с. 728—818.
32. Мичурин Б. Н., Лытаев И. А. Взаимная зависимость между содержанием влаги, всасывающим давлением и удельной поверхностью почвы.— «Почвоведение», 1967, № 8, с. 109—119.
33. Мичурин Б. Н. Зависимость свойств почвенной влаги и ее доступности для растений от агрегатного состояния почвы.— Автореф. дисс. на соиск. степ. д-ра сельхоз. наук. М., 1968. 238 с.
34. Мичурин Б. Н., Лытаев И. А. Диффузивность как функция влажности почв, удельной поверхности и насыщенности.— «Сб. трудов по агроном. физике», 19, вып. 22, с. 16—24.
35. Мичурин Б. Н., Онищенко В. Г. Зависимость между капиллярно-сорбционным давлением, влажностью почвы и толщиной пленки.— «Почвоведение», 1975, № 7.
36. Мичурин Б. Н., Онищенко В. Г. Изменение давления с толщиной адсорбционного слоя.— «Сб. трудов по агроном. физике», 1971, вып. 32, с. 137—143.
37. Мичурин Б. Н., Онищенко В. Г. Общая теория капиллярно-сорбционного потенциала давления почвенной влаги.— «Сб. трудов по агроном. физике», 1973, вып. 31, с. 53—61.
38. Нерпин С. В., Чудновский А. Ф. Физика почвы. М., «Наука», 1967. 583 с.
39. Пенман Г. Л. Физические основы контроля испарения.— «Бюллетень научн.-техн. информации по агроном. физике», 1956, № 1, с. 34—39.
40. Пенман Х. Круговорот воды.— В кн.: Биосфера. М., «Мир», 1972. Пер. с англ., с. 60—72.
41. Паников В. Д. Пять законов земледелия — ключ к высоким урожаям. В кн.: Сельское хозяйство СССР на новом этапе. М., «Политиздат», 1972, с. 353—369.
42. Ревут И. Б. Физика почв. Л., «Колос», 1964. 317 с.
43. Роде А. А. Почвенная влага. М., Изд-во АН СССР, 1952. 455 с.
44. Роде А. А. Водный режим почв и его регулирование. М., Изд-во АН СССР, 1963. 115 с.
45. Роде А. А. Основы учения о почвенной влаге. Л., «Гидрометеониздат», 1965. 664 с.
46. Роде А. А. Система методов исследования в почвоведении. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 92.
47. Рыжов С. Н. Зависимость адсорбции от величины зерна адсорбента.

- «Тр. ВНИИ удобрения, агротехники и агропочвоведения», 1937, вып. 18, с. 35—47.
48. Сироткин В. М., Мичурин Б. Н. Пластинчатый пресс для снятия кривых зависимости потенциала от влажности.— «Почвоведение», 1971, № 6, с. 112—116.
 49. Сироткин В. М. Исследование обобщенной зависимости между капиллярно-сорбционным потенциалом и влажностью в модельных пористых системах.— Автореф. дисс. на соиск. степ. канд. техн. наук., Л., АФИ, 1971. 109 с.
 50. Слейчер Р. Водный режим растений. Перевод с англ. М., «Мир», 1970. 362 с.
 51. Судницын И. И. Закономерности передвижения почвенной влаги. Изд. М., «Наука», 1964, с. 134.
 52. Судницын И. И. Новые методы оценки воднофизических свойств почв и влагообеспеченности леса. М., «Наука», 1966, с. 93.
 53. Судницын И. И., Скалабан В. Д. Влияние давления почвенной влаги на относительное испарение.— «Метеорология и гидрология», 1969, № 10, с. 84—89.
 54. Судницын И. И. Давление влаги и влагопроводность почв.— «Метеорология и Гидрология», № 9, 1971, с. 75—81.
 55. Тюремнов С. Н. Годовой ход влажности и влияющие на него условия в западно-предкавказском выщелоченном черноземе.— «Тр. Кубанского с.-х. института», 1923, т. 1, вып. 2, с. 144—182.
 56. Федякин Н. Н. Термодинамическое равновесие насыщенного водяного пара в капиллярно-пористых телах в процессе сорбции.— Автореф. дисс. на соиск. степ. М., 1956.
 57. Холум Дж. Молекулярные основы жизни. М., «Мир», 1956. 484 с.
 58. Чайлдс Э. Физические основы гидрологии почв. Л., Гидрометеониздат, 1973.
 59. Эдлефсен и Андерсон. Термодинамика почвенной влаги. Л., «Гидрометеониздат», 1966, с. 257.
 60. Blaney N. A. and Griddle W. D. Determining water requirement in irrigated areas from climatological and irrigation data. U. S. Department Agr. SCS, 1950, p. 96.
 61. Box J. E., and Tajor S. A. Influence of soil bulk density on matric potential. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., vol. 26, N 2, 1962.
 62. Childs E. G. and N. G. George. The permeability of porous materials. Proc. Roy. Soc. Austr., 1950, vol. 201, p. 392—405.
 63. Farrar D. M. The use of vapour-pressure and moisture content measurements to deduce the internal and external surface of soil particles. J. Soil Sci., vol. 14, N 2, 1963.
 64. Gardner W. H. and Gardner W. G. Form of soil moisture in the unsaturated state. Soil. Sci. Soc. Amer. Proc., 1951, vol. 15, p. 42—50.
 65. Gardner W. R. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. Soil Sci., 1958, vol. 85, N 4, p. 228—273.
 66. Gardner W. R., De Boodt M. F. Prediction of water transmission in conditioned soils «Meded. Fac. landbouwwetes. Rijksuniv. Gent.», 1972, 37, N 3, 1150—1159. Discuss. 1159.
 67. Hallaire M. et Baldy Ch. Potential matricel de l'eau dans le sol et tension superficielle de l'eau. INRA. Ann. Agr. 1963, vol. 14, N 4, p. 381.
 68. Hill H. S. and Sumner M. E. Effect of bulk density on moisture characteristics of soils. Soil Sci., vol. 103, N 4, 1967.
 69. Kunze und Don Kirkham. Capillary diffusion and selfdiffusion of soil water. Soil Sci., 1964, vol. 97, N 3, p. 145—152.
 70. Kutilek M. A new method for soil specific surface determination. Ustav vedecotechiekyen Informaci MZLVH rocnik (XXXV) Rostlinna Vyroba, 1962, 6, p. 767—772.

71. Miller E. E. and Miller R. D. Physical Theory for Capillary Flow Phenomena. J. Appl. Phys., vol. 27, N 4, 1956.
72. Richards L. A. Pressure-membranes apparatus, construction and use. Agr. Eng., 1947, vol. 28, p. 451—454.
73. Richards L. A. Methods of measuring soil moisture tension. Soil Sci., 1949, vol. 68, N 1, p. 95—109.
74. Richards F. Wassergehalt und Wasserbewegung in Boden. Schweizerischen Landwirtschaftliche Forschung, 1963, Heft 2, 2 Jahr.
75. Swartzendruber D. Applicability of Darcy's Law. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., vol. 32, N 1, p. 11—18.
76. Staple W. G. and Lehane J. J. Movement of moisture in unsaturated soils. Canad. J. Agr. Sci., 1954, vol. 34, N 4, p. 329—342.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Агрегатный состав почвы 17
 Агрегаты почвенные 17
 Адсорбция 37
- Баланс водный 116
 — радиационный 115
 — тепловой 115
- Влага гравитационная 36
 — капиллярная 47
 — доступная растениям 36
 — прочносвязанная 38
 — свободная 36
- Влагоемкость максимальная адсорбционная 47
 — — гигроскопическая 47
 — наименьшая (полевая) 47
 — полная 47
 — дифференциальная 59
- Влажность устойчивого завядания 47
 — разрыва капиллярной связи 47
- Вода, ее свойства 33
 Водородная связь 33
 Водопроницаемость почв 90, 91
 Высота капиллярного поднятия 41, 46
- Глинистые минералы 7
 Градиент влажности почвы 97, 98
 — гидравлического напора 97
 — — потенциала 97, 98
 Гидравлический радиус 42
- Давление почвенной влаги адсорбционное 73, 75
 — — — капиллярное 39
 — — — приведенное 79, 80
- Диффузивность (капиллярная диффузия) 100
 — — — приведенная 111
- Закон Лапласа 43
 — Дарси 89
- Запас влаги в почве 37
- Зона увлажнения почвенно-грунтовой толщи 88
- Иллит 7
- Испарение физическое 122
 Испаряемость 118
- Каолинит 7
- Капиллярная кайма 40, 45, 46
- Капиллярно-сорбционное давление 42, 57
- Капиллярный поток 95, 96
- Коэффициент увлажнения климатический 119
 — поверхностного натяжения 40
 — пористости 16
 — масштабный 78
- Макроагрегаты 18
 Макроструктура 18
 Микроагрегаты 18
 Микроструктура 18
 Мицелла 17
 Монтмориллонит 7
 Модели структуры почв 21
- Насыщенность 31
 Насыщенные влагой почвы 88
 Ненасыщенные влагой почвы 88
- Объемный вес почвы 16
- Основная гидрофизическая характеристика почвы 57
- Основное уравнение капиллярно-сорбционного давления влаги почвенной 72
- Передвижение влаги в насыщенной почве 88
 — — ненасыщенной почве 92
- Плотность почвы 16
 — почвенных агрегатов 28, 29
- Пленка водная мономолекулярная 37, 38, 73
 — — полимолекулярная 38, 39
- Подобие пористых сред 78, 79
 Подобия принцип 78, 79, 80
- Пористость почвы общая 15
 — — агрегатная 29, 30
 — — межагрегатная 29, 30
- Потенциал почвенной влаги полный 69, 71
 — — — каркасный 70
- Пресс мембранный 50
 — пластинчатый 52
- Проводимость приведенная 107, 108
- Прогноз урожая 127
- Структура почвы, виды структуры 17

- Структуры принцип 21, 29
Состав почвы механический 6
— — агрегатный 17, 18
— — минералогический 7
Термодинамика почвенной влаги 3
Толщина водной пленки истинная 73
— — — условная 73
Транспирация потенциальная 127—129
— фактическая 127—129
Удельная поверхность почвы общая
9, 10
— — — внутренняя 14
— — — внешняя 13
Уравнение водного баланса 117
— Лапласа 39, 79
— неразрывности 97
— теплового баланса 115
Упаковка почвенных частиц кубиче-
ская 22
— — — гексагональная 22
Урожай потенциальный 127
— фактический 129
Фаза почвы газообразная 6
— — живая 6, 7
— — жидкая 6, 7
— — твердая 6
Функция свободной энергии 63
Формулы для расчета испаряемости
118—121
Химический потенциал 63
Химический состав глинистых мине-
ралов 7
Энергия почвы полная 66
— почвенной влаги свободная 63

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. Состав и структура почв	6
1.1. Состав почв	—
1.2. Удельная поверхность почв	9
1.3. Пористость почв	15
1.4. Структура естественных почв	17
1.5. Модели структуры почв	20
Глава 2. Основные понятия статики влаги в почве	33
2.1. Строение воды. Водородная связь	—
2.2. Удержание воды почвой	34
2.3. Влажность почвы	37
2.4. Адсорбция. Толщина водной пленки	—
2.5. Капиллярное давление	39
2.6. Капиллярно-сорбционное давление почвенной влаги	42
2.7. Высота и скорость капиллярного поднятия	44
2.8. Почвенно-гидрологические константы	46
2.9. Экспериментальные методы определения зависимости ка- пиллярно-сорбционного давления от влажности почвы	48
2.10. Кривые зависимости капиллярно-сорбционного давления от влажности почв	57
Глава 3. Теория капиллярно-сорбционного потенциала (давления) поч- венной влаги	63
3.1. Функция свободной энергии	—
3.2. Полная энергия почвы	66
3.3. Основные уравнения капиллярно-сорбционного потенциала (давления) почвенной влаги	67
3.4. Зависимость между давлением почвенной влаги и толщиной адсорбционного слоя	73
3.5. Зависимость между приведенным давлением и содержанием свободной влаги в почве	78
Глава 4. Передвижение влаги в почве	88
4.1. Насыщенные и ненасыщенные влагой почвы	—
4.2. Зоны увлажнения почвенно-грунтовой толщи	—
4.3. Передвижение влаги в насыщенной почве	—
4.4. Передвижение влаги в ненасыщенной почве	92
4.5. Методы измерения гидравлической проводимости в ненасы- щенных почвах	—
4.6. Капиллярный поток	95
4.7. Общее уравнение потока влаги в ненасыщенной почве	97
4.8. Зависимость капиллярной диффузии от влажности и тол- щины водной пленки	100
4.9. Связь между проводимостью почвы и давлением почвенной влаги	105

4.10. Обобщение зависимости гидравлической проводимости от влажности почвы	106
<i>Глава 5. Оптимизация факторов роста растений и прогноз урожая</i>	<i>114</i>
5.1. Общие представления	—
5.2. Тепловой баланс	—
5.3. Водный баланс	116
5.4. Формулы для расчета испаряемости	118
5.5. Испарение из почвы, лишенной растительности	122
5.6. Давление почвенной влаги и транспирация	124
5.7. Прогноз потенциального урожая	127
Заключение	131
Список литературы	133
Предметный указатель	137

*Борис Николаевич
Мичурин*

ЭНЕРГЕТИКА ПОЧВЕННОЙ ВЛАГИ

Отв. редактор *Ф. Р. Зайдельман*
Редактор *А. С. Андреева*
Художник *В. В. Костырев*
Худож. редактор *В. А. Баканов*
Технич. редактор *М. С. Костакова*
Корректор *Т. Н. Черненко*

Сдано в набор 7/1 1975 г. Подписано к печати 10/VI 1975 г. М-17224. Формат 60 × 90^{1/16}.
Бумага тип. № 1. Печ. л. 8,75. Уч.-изд. л. 8,73. Тираж 2200 экз. Индекс АЛ-152.
Заказ № 311. Цена 87 коп.

Гидрометеиздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Типография им. Котлякова издательства «Финансы» Государственного комитета Совета
Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли, 191023,
Ленинград, Д-23, Садовая, 21.